

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Оренбургский государственный университет»

В.С. ДУБИНИН, М.В. ФАТЮНИНА.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Рекомендовано Ученым советом государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Оренбургский государственный университет» в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по программам высшего профессионального образования по специальности 103301 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» и «Геология нефти и газа».

Оренбург 2009

УДК 551.26 (470.5) (075.8)

ББК 26.3 (235.55) я73

Д 79

Рецензент

профессор, доктор геолого-минералогических наук П.В. Панкратьев

Д 79 **Дубин В.С.**
Геологические формации: учебное пособие по курсу «Анализ геологических формаций» / В.С. Дубинин, М.В. Фатюнина. - Оренбург: ИПК ГОУ ОГУ, 2009.-116 с.

Настоящее учебное пособие предназначено для студентов специальности 130301 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых». В пособии на основе разработок крупнейших отечественных исследователей приведены наиболее обоснованные и доступные для понимания классификации осадочных, магматических, метаморфических и пневматолито-гидротермальных формаций, дано описание наиболее распространенных конкретных формаций, их металлогении. Особо выделены разделы, посвященные нефтегазоносным формациям, рассмотрены геологические формации Урала и связь с ними месторождений полезных ископаемых.

Пособие может быть использовано геологами, ведущими геолого-съемочные и поисковые работы, аспирантами, преподавателями, ведущими преподавание смежных дисциплин.

Д 1804010000

ББК 26.3 (235.55) я73

© Дубинин В.С.,
Фатюнина М.В., 2009
© ГОУ ОГУ, 2009

Содержание

Введение.....	5
1 Содержание понятий «фации» и «формации».....	6
2 Осадочные формации.....	8
2.1 Описание осадочных формаций.....	11
2.1.1 Терригенные формации геосинклиналей.....	11
2.1.2 Флишевые формации.....	12
2.1.3 Флишоидные формации.....	12
2.1.4 Молассовая формация.....	13
2.1.5 Платформенные формации.....	13
2.1.6 Терригенные формации платформ.....	14
2.1.7 Карбонатные и карбонатно-терригенные формации геосинклиналей.....	16
2.1.8 Карбонатные формации платформ.....	17
2.1.9 Карбонатно-терригенные формации платформ.....	18
2.1.10 Кремнистые формации платформ.....	19
2.1.11 Галогенные формации.....	20
2.1.12 Формация кор выветривания.....	21
3 Формационный анализ в нефтяной геологии.....	21
3.1 Основные типы нефтегазоносных формаций.....	23
3.2 Основные типы нефтегазоносных карбонатных формаций.....	25
4 Магматические формации.....	26
4.1 Классификация магматических пород.....	27
4.2 Описание магматических формаций.....	32
4.2.1 Ультраосновные (ультрабазитовые) формации.....	32
4.2.2 Основные (базитовые) формации.....	33
4.2.3 Кислые (ацидитовые) магматические формации.....	36
5 Метаморфизм и метаморфические горные породы.....	38
5.1 Классификация и номенклатура.....	46
5.1.1 Контактный метаморфизм.....	51
5.1.2 Эндоконтактный метаморфизм.....	52
5.1.3 Экзоконтактный метаморфизм.....	53
5.1.4 Пневматолитовый контактный метаморфизм.....	56
5.1.5 Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм.....	58
5.1.6 Региональный метаморфизм.....	65
6 Метаморфические формации.....	66
6.1 Классификация метаморфических формаций.....	68
6.1.1 Регионально-метаморфические формации (динамометаморфические).....	70
6.1.2 Метаморфизованные формации.....	75
7 Пневматолито-гидротермальные и стратиформные формации.....	77
8 Тектонический анализ геологических формаций.....	84
9 Минерагенический анализ геологических формаций.....	86
10 Магматические формации как основа складчатых областей и платформ.....	89
11 Палеозойские магматические формации Южного Урала.....	92
12 Примерные темы для индивидуальной работы студентов.....	99

13 Контрольные вопросы для самоподготовки студентов	100
Список использованных источников	102
Приложение А	103

Введение

Учебный курс «Анализ геологических формаций» предусмотрен в программах старших курсов обучения по специальности «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» со специализацией «Горючие полезные ископаемые». Студенты геологических специальностей к 4-5 курсам уже изучали такие предметы, как литология, петрография, геотектоника, региональная геология, без которых освоить проблемы и методы формационного анализа было бы невозможно. Выделение геологических формаций, их классификации, особенности строения различных генетических типов формаций, связь с тектоническими структурами, палеогеографией регионов, особенностями осадконакопления, магматизма, метасоморфизма, пневматолито-гидротермальными процессами и т.п. вывела учение о геологических формациях в разряд важнейших, профилирующих дисциплин. На современном уровне геологических исследований большинство прогнозно-металлогенических разработок и прямых поисков месторождений полезных ископаемых ведется на структурно-формационной основе.

Настоящее учебное пособие составлено на основе трудов крупнейших отечественных исследователей, авторы стремились создать максимально доступное для студентов, актуальное и современное пособие. В книге использованы и геологические материалы авторов, полученные в процессе многолетних геологических съёмок на Южном Урале и преподавания различных дисциплин в Оренбургском государственном университете.

1 Содержание понятий «фации» и «формации»

На современном уровне геологических исследований формационный анализ является одним из базовых методов. Без анализа условий образования, распространения, состава горных пород, слагающих формации, их взаимоотношений по латерали и вертикали в геологических разрезах, невозможно современное прогнозирование поисков и разведки самых различных полезных ископаемых (рисунок А1).

Согласно определению, данному Н.С. Шатским, [8] ф о р м а ц и и г е о л о г и ч е с к и е - это «естественные комплексы, сообщества или ассоциации горных пород, отдельные части которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.). Это можно выразить в следующей схеме:

Парагенез химических ----Парагенез минералов----Парагенез горных
элементов (минерал) (горные породы) пород (формации)

Для дальнейшего изложения материала необходимо определиться с понятием «фации» [1].

Фации - это комплекс типичных для данной толщи, массива горных пород и их характерных особенностей (условий образования, происхождения, состав). Выделяются фации: биологические, литологические, геохимические, гранулометрические, минеральные, петрографические, седиментационные, магматические, вулканические, метасоматические, метаморфические, тектонические. Главные морфологические проявления формационной сопряжённости при переходе одних формаций в другие:

- совместное их залегание;
- перемежающееся залегание (ритмическое переслаивание формаций разных типов...);
- разобшенное залегание (например, в разных интрузивных массивах, в разных рифогенных массивах единой формации);
- наложенное (наложение зон метаморфизма на исходные формации).

Согласно определению основными факторами, отражающими облик формации, являются: тектонический режим, климатические условия, в отдельных случаях - вулканизм.

Формации образуются на определённых стадиях тектонического развития земной коры - геосинклинальной, инверсионной, орогенной, платформенной.

В свою очередь в пределах этих этапов выделяются более дробные формациеобразующие подразделения и тектонические структуры (раннегеосинклинальные, позднегеосинклинальные, миогеосинклинальные, эвгеосинклинальные и т.п.). Наиболее изучены осадочные формации,

поскольку их структуры и состав наиболее доступны для визуальных надлюдений и систематики. Существуют различные подходы к определению и классификациям осадочных формаций (таблицы 1, 2). Огромный вклад в вопросы классификации геологических формаций внесли в разное время: Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, К.И.Богданович, Д.В.Наливкин Н.С.Шатский, Н.М.Страхов Е.К.Устиев, Ю.А.Кузнецов, Л.Б.Рухин, В.В.Белоусов, В.Е.Хаин В.И.Попов и другие [2]. В различных классификациях осадочных формаций в их основу положены палеогеографическая, либо фациально-литологическая, либо петрогенетическая основа. Согласно последней формация-это генетическая совокупность фаций, выделяющаяся среди других горных пород особенностями состава или строения и устойчиво образующаяся на значительном участке земной поверхности при определенном тектоническом режиме. Это комплекс пород одной или нескольких географически, стратиграфически и геохронологически смежных фаций, объединяемых сходством климатических, палеогеографических и иных условий. Понятие «формационный тип» - общее понятие, отражающее наиболее существенные особенности единичных конкретных формаций. Для магматических формаций понятие «формационный тип» отражает петрографические, петрохимические и другие особенности, их связи с определенными типами тектонических структур (таблица 3). К формационному типу могут относиться формации разного возраста (пример: формация флишевая или молассовая; формация порфирировая и т.п.

Существуют еще понятия: «формации абстрактные и формации конкретные». Проще всего это можно понять на конкретном примере:

«формация карбонатная» - абстрактная
«формация рифогенных известняков» - конкретная

«формация терригенная»- абстрактная
«формация глауконитовых песчаников»- конкретная

«формация гранитоидная» - абстрактная
«формация плагιοгранитная»- конкретная

Среди видов формаций различаются: 1. Широко распространенные – к о р о – о б р а з у ю щ и е; 2. редкие - а к ц е с с о р н ы е; 3. т и п о м о р ф н ы е – характерные для определенных условий образования и распространения; 4.формации с к в о з н о г о типа; 4.р у д н ы е, р у д о н о с н ы е и н е р у д – ные, в том числе нефтегазоносные. Среди формаций могут быть руководящие для определенного этапа развития земной коры (например, меловая формация для отложений верхнего мела), джеспилитовая для нижнего докембрия и т.п. При классификации осадочных формаций могут выделяться континентальные, морские, лагунные, терригенные, глинистые, карбонатные, кремнистые, эвапоритовые, а классификации магматических

формаций производятся по химическому составу магмы, способу ее внедрения, петрографическому составу пород и их структурам. [2]

2 Осадочные формации

Наиболее надежными, обоснованными и результативными методами выделения осадочных формаций являются структурно-формационный и фациально - тектонический подходы. При этом понятие « п а р а г е н е з » необходимо понимать как «сонахождение и сопроисхождение» пород формации в определенной физико-географической и ландшафтно-климатической обстановке. [2]

В формационном анализе существуют такие понятия, как ряды формаций. Выделяются вертикальные и латеральные ряды. Четкие структурные парагенетические связи объединяющие 2-4 конкретных формации в одну ассоциацию формаций, как определяет В.М.Цейслер [5], характерны для сакмаро-артинских формаций Предуральяского краевого прогиба. В целях геологического картирования, тектонического районирования платформ и геосинклинальных областей, прогнозной оценки территорий на полезные ископаемые, гидрогеологических и инженерно-геологических условий наиболее рационально в качестве единичной формации выделять ассоциации горных пород, соответствующие примерно рангу стратиграфических подразделений от подъяруса до двух-трех ярусов. В одном случае они соответствуют свите, в другом объединяют 2-3 свиты. Время накопления формации – от 3-6 до 10-12 миллионов лет. Охарактеризовать формацию как трехмерное тело возможно только при построении специальных формационных колонок и профильных разрезов.

Формационные колонки и разрезы могут строиться как с изображением пород, слагающих формацию, так и с изображением формаций как обособленных тел. В первом случае это обычные литостратиграфические колонки, петрографические разрезы, литолого-фациальные профили с отображением взаимоотношений пород, составляющих формацию, между собой и их генетических признаков.

При построении формационных колонок в правой их части даётся характеристика не только литологического состава пород, а прежде всего приводится название геологической формации. Например, в колонке для турнейского яруса нижнего карбона мы отразили слои известняков и песчаников, образующих переслаивание. В формационной колонке прежде всего мы должны указать название формации: «терригенно-карбонатная формация» и далее привести детальное описание пород формации, выделяя особо вопросы их фациальных взаимоотношений.

Таблица 1 – Парагенетические ряды геотектонических структур и соответствующие им формации (по В.И.Попову) [2]

Парагенетический ряд	Формации
<p>Геосинклинальные формации (геосинклинали, геоантиклинали)</p>	<p>Молассовая Флишевая Рифовых и пелитоморфных известняков Терригенных сероцветных морских отложений Яшмовая Спилито-кератофировая</p>
<p>Брахигеосинклинальные и формации поднятий</p>	<p>Угленосная Органогенно-обломочных известняков Терригенных красноцветных континентально-лагунных отложений Терригенных сероцветных морских отложений (местами моласса)</p>
<p>Формации краевых прогибов</p>	<p>Молассовая Терригенных красноцветных континентально-лагунных отложений Соленосная Угленосная Карбонатные</p>

Таблица 2– Классификация осадочных формаций (по В.И. Попову)[2]

Группа геосинклинальных формаций (доинверсионной и инверсионной стадий)	Группа орогенных формаций (постинверсионной стадии)
<p>Известняковая, в том числе субформации:</p> <ul style="list-style-type: none"> - рифовая - известняково-доломитовая - доломитовая -известняково-глинисто-алевролитовая -известняково-алевроито-песчаниковая Кремнисто-карбонатная Кремнисто-сланцевая Органогенно-кремнистая Железисто-кварцитовая Глинистая Алевроито-песчаная Граувакковая Флишевая Молассовая Валунно-глинистая (тиллитовая) Угленосная 	<p>Известняковая, в том числе субформации:</p> <ul style="list-style-type: none"> -сероцветная известняковая -красноцветная известняковая -рифоидная -известняково-глинисто-битуминозная -мергельно-известняковая Флишоидная Молассовая Валунно-глинистая Тиллитовая Угленосная Сероцветная терригенная в том числе субформация алевроито-песчаная. Красноцветная терригенная Соленосная Антраконитовая Терригенно-галогенная <p><i>Группа платформенных формаций:</i></p> <ul style="list-style-type: none"> Известняково-глинисто-битуминозная Меловая Опоковая Яшмовая Угленосная Сероцветная терригенная Красноцветная терригенная Соленосная Глауконитовая Каолинито-песчаная Кор выветривания

Геосинклинальные формации образуются в условиях резко дифференцированных тектонических движений с большими скоростями и амплитудами. Характерны значительные и резко изменяющиеся на больших

расстояниях мощности, быстро меняющиеся вкрест простирания складчатых систем. Геосинклинальные формации сложены в основном морскими осадочными толщами. Для геоантиклинальных формаций свойственна менее разнообразная гамма горных пород, преобладают карбонатные и вулканогенные толщи. Для орогенных формаций характерны сокращенные мощности, быстро меняющиеся, многочисленные внутриформационные перерывы, развитие как сероцветных, так и красноцветных комплексов.

2.1 Описание осадочных формаций

(Приводится по терминологическому справочнику Забродина, Кирилловой, Соловьева под редакцией Ю.А.Косыгина) [1]

2.1.1 Терригенные формации геосинклиналей

Аспидная формация. Эта формация сложена глинами, превращенными в глинистые сланцы, аргиллитами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, глинистыми конгломератами. Присутствуют линзы криноидных и брахиоподовых известняков, углей, конкреции пирита, анкерита, сидерита. В направлении от суши в морской бассейн характерны типичные фациальные замещения, переходы, выклинивания отдельных членов формации. На окраине прилегающей платформенной суши аспидная формация часто замещается угленосной, а ближе к склону платформы она переходит в зоогенные – криноидные и брахиоподовые известняки. Синонимы этой формации – граувакковая, кровельных сланцев.

Глинистая сероцветная формация. Формация состоит из глинистых пород – аргиллитов, глинистых сланцев. Второстепенными являются полимиктовые песчаники, алевролиты кремнистые породы, мелкогалечные конгломераты. Накапливается формация в морской среде. Строение формации слоистое. Слагает часто разрезы в основании геосинклинальных прогибов.

Песчано-глинистая формация наиболее разнообразна по составу и условиям образования. Здесь можно выделить генетический ряд от грубообломочных конгломератов геоантиклинальных формаций континентального и прибрежно-морского происхождения до глинисто-сланцевых формаций глубоководных морских бассейнов. Все разновидности формаций тесно связаны взаимными переходами. Мощные конгломератовые толщи нередко бывают базальными, или распределяются по периферии геосинклинальных прогибов и на геоантиклиналях. Не менее широко развиты формации полимиктовых песчаников грауваккового состава.

Группа терригенных формаций состоит из темно-серых, черных зеленовато-серых плотных глин, глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, разнообразных песчаников часто граувакковых. Обломочный

материал граувакковых песчаников состоит из магматических пород основного состава и их минералов. При метаморфических воздействиях сланцы превращаются в филлиты, а песчаники - в кварциты. Ритмические колебательные процессы приводят к многократным переслаиваниям, что придает формации флишоидный облик. Терригенные формации нередко обогащены органическим веществом и могут являться угленосными, газоносными и нефтематеринскими. Второстепенными породами являются известняки, кремнистые породы, туффиты.

2.1.2 Флишевые формации [1]

Флишевая формация. Это относительно мощная серия морских осадочных пород, характеризующаяся регулярным чередованием не менее двух основных литологических разновидностей слоев, всегда содержащих хотя бы по одному представителю двух главных гранулометрических классов зернистых и незернистых пород независимо от их вещественного состава, образующие закономерные парагенетические сочетания – простые ритмы, измеряющиеся сантиметрами. (Терминологический справочник, Недрa, 1982). Флишевая формация образуется во внутренних и внешних прогибах геосинклинали на последних этапах ее развития. Ритмичная слоистость связана с периодически возникающими суспензионными потоками. Изучению флишевых формаций посвящено много работ выдающихся исследователей. Установлено, что это целое семейство формаций, парагенетически связанных между собой. Выделяются разновидности флиша (формаций):

Флиш конгломератовый, флиш песчаниковый, флиш песчано-глинистый, флиш глинистый, флиш карбонатный, флиш терригенно-карбонатный, флиш кремнистый, флиш туфогенный.

2.1.3 Флишоидные формации [1]

Это мощные (сотни и тысячи метров) толщи песчаников, алевролитов и аргиллитов, переслаивающихся с карбонатными или пирокластическими породами, с подчиненными конгломератами, характеризующиеся ритмичностью нескольких порядков. Макроритмы состоят из пачек с четкой мезо- и микроритмичностью, чередующихся с мощными (до нескольких сотен метров) неритмичными пачками, слагающимися песчаниками и конгломератами или алевролитами и аргиллитами. Мезоритмы имеют мощность в несколько десятков метров, мощность микроритмов измеряется сантиметрами. Флишоидные формации образуются, как и флишевые, на заключительных стадиях развития геосинклинали при формировании узких внутригеосинклинальных прогибов и поднятий (кордильер), включают морские отложения, парагенетически связаны с флишевыми формациями, в вертикальном ряду перекрываются молассой.

2.1.4 Молассовая формация (рисунки А.4, А.5, А.12)

Моласса по определению В.И.Попова – это мощные (сотни и тысячи метров) толщи, состоящие из различных по составу свит, пачек или слоев, в которых перемежаются друг с другом различные осадки: темноцветные угленосные, красноцветные и пестроцветные, иногда гипсоносные и соленосные.

Молассовая формация. Этой формацией заканчивается ряд геосинклинальных формаций, они соответствуют заключительной стадии развития геосинклинали, когда формируются высокие горные хребты и поднятия резко преобладают над прогибами. В составе формации преобладают терригенные отложения, а карбонатные слагают лишь прослои. В вертикальном ряду состав формации меняется от глинистого состава в основании до грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов в верхней части. Нижняя часть формации морского происхождения, в верхней части преобладают континентальные фации. В каледонском цикле к молассовой формации относится «древний красный песчаник» познесилурийского и раннедевонского возраста, развитый на периферии почти всех геосинклинальных систем. В герцинском цикле эта формация представлена «новым красным песчаником» и разнообразными красноцветными отложениями пермской системы Приуралья, Донбасса, Кавказа, Западной Европы. В альпийском цикле к ней относятся терригенные толщи неогена морские и континентальные, окаймляющие горные хребты альпийского возраста. Нередко молассовые формации содержат скопления бурых углей. Разнообразие красноцветных молассовых формаций велико. К этой группе формаций относятся: галечниково-песчано-глинистая (в том числе угленосная), красноцветная вулканогенно-молассовая, лимническая угленосная, молассовая глинисто-ракушечниковая, моласса лагунная, соленосная, спарагмитовая.

2.1.5 Платформенные формации [1]

Это группа формаций, образующихся в условиях слабо дифференцированных тектонических движений с малыми скоростями и небольшими амплитудами. Распространены в пределах древних и молодых платформ. Характеризуются небольшими мощностями и выдержанностью на значительной площади. Эта группа формаций включает: кварцево-песчаную, каолиново-песчаную, меловую, опоковую, угленосно-боксито-железистую, галогенную. Для обломочных отложений платформ характерно преобладание мономинеральных кварцевых и олигомиктовых пород, широко развиты продукты кор выветривания. Важнейшими диагностическими признаками платформенных формаций являются особенности их строения. Эти формации характеризуются исключительной выдержанностью, часто даже маломощных слоев и пачек на обширных площадях, так как

фациальные изменения и изменения мощностей имеют малые градиенты. Характерно большое количество региональных перерывов.

Аллохтонные осадочные формации произошли в результате разрушения горных сооружений и отложения обломочного материала на соседних участках платформ. Обычно это песчаники с маломощными прослоями гравелитов и конгломератов, алевролиты, глины, аргиллиты. В центральных частях платформ присутствуют прослои известняков, мергелей, доломитов.

Автохтонные осадочные формации не содержат обломочного материала, принесенного с соседних складчатых областей. 1. Это осадки, выпавшие химическим или органогенным путем из вод бассейнов, занимающих площадь платформы на каких-то отрезках геологической истории. Сюда относятся соли, гипсы, ангидриты, известняки, доломиты, глауконитовые пески, опоки. 2. Обломочные породы, которые произошли в результате перемыва местных пород этих же формаций платформы на тектонических блоках, выдвинутых тектоникой выше уровня моря.

2.1.6 Терригенные формации платформ [1]

Лагунно-континентальная (базальная) формация - сложена континентальными обломочными осадками, образующимися в условиях отдельных впадин при трансгрессии моря из смежных геосинклинальных областей. В зависимости от климата породы формации могут быть как красноцветными, так и сероцветными разностями, нередко угленосными. Пример - живетские красноцветы северо-западных районов Русской плиты, юрские угленосные отложения той же плиты, среднедевонские пестроцветы западной окраины Сибирской платформы.

Морская терригенная (трансгрессивная) формация. Это песчаные или песчано-глинистые толщи мелководного происхождения. Накопление осадков начинается с накопления лимнической или паралической угленосной толщи, за которой следует накопление морской терригенной формации. В условиях влажного климата накопление этой формации охватывает длительное время, например всю первую половину альпийского цикла на Русской платформе. В условиях же аридного климата накопление терригенных толщ быстро сменяется накоплением карбонатных отложений. В составе морской терригенной формации выделяются три субформации: 1- кварцевых или аркозовых песчаников; 2- темных глин и полимиктовых песков; 3- черных битуминозных глин (горючих сланцев) и мергелей.

Кварцево-песчаная формация выделяется среди кембрийских, ордовикских, силурийских и нижнекаменноугольных отложений чехла

Сибирской платформы. Сложена белыми кварцевыми, реже кварц-полевошпатовыми песчаниками, с прослоями алевролитов, аргиллитов, мелкогалечных конгломератов. Песчаники часто косослоистые. Фации мелководные прибрежно-морские и внутриконтинентальные морей-озер. По латерали формация замещается молассоидной или карбонатной глинисто-песчаной или каолинито-песчаной формацией.

Формация аркозовых и кварцевых песков однообразна по составу, сложена аркозовыми и кварцевыми песчаниками. Осадконакопление континентальное и морское, строение формации слоистое, слоистость косая. Наибольшим развитием пользуется в протерозое. С этой формацией связаны месторождения железа и меди.

Глинистая формация сложена сероцветными пластичными глинами гидрослюдисто-монтмориллонитового состава морского происхождения. При небольшой мощности формация занимает обширные площади на платформах, например синие глины валдайско-балтийского комплекса северо-запада Русской платформы. Накапливалась формация в условиях глубоководных застойных частей морских бассейнов в начальную стадию тектоно-седиментационных циклов.

Морская молассоидная формация представлена красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами с прослоями глинистых доломитов. Характерна грубая косая слоистость. Фации мелководные. Органические остатки отсутствуют. Доля конгломератов увеличивается в сторону горных систем. Молассоидная формация замещается молассой, а вглубь платформы замещается красноцветной глинисто-песчаной аллохтонной формацией. Залегает несогласно. Приурочена к предгорным прогибам, образовавшимся вдоль горных сооружений.

Угленосные формации (рисунок А.3) приурочены к внутренним прогибам древних платформ. Формации «тунгусского типа» сложены многократно переслаивающимися морскими карбонатными и преимущественно континентальными отложениями. Формация сложена морскими известняково-песчано-глинистыми и груборитмичными континентальными глинисто-песчаными отложениями с пластами каменных углей большой мощности. Угленасыщенность формации постепенно повышается вверх по разрезу. Формация накапливалась в синеклизах и занимает огромные площади. Мощность формации достигает 1100 метров. В Ленском районе Сибирской платформы формация объединяет толщи верхней юры и нижнего мела, слагает Ленский угленосный бассейн. Формация содержит десятки пластов угля мощностью более 1 метра. Для нее характерны чёткое ритмичное строение, непрерывность разреза и постепенные переходы по латерали. Перекрывается несогласно сероцветной

континентальной молассоидной формацией. В нижней части формация сложена мощной толщей алеврито-песчаников, а выше по разрезу – пакетами тонкослоистых алевролитов, аргиллитов и углей озерно-болотно-бассейнового генезиса.

Формации глауконитовой группы. Это формации, представляющие такие естественные ассоциации или сообщества горных пород, в парагенезах которых постоянными членами являются глауконитовые алевриты, алевролиты и глины, мел, мергели, опоки. В составе формации могут присутствовать фосфориты, марганцевые и железные окисные и карбонатные руды. В состав формации входят следующие субформации:

- терригенно - глауконитовая;
- терригенно - глауконито-меловая;
- терригенно - глауконито-опоковая.

Глауконито-опоковая субформация представляет большой практический интерес, поскольку к ней приурочены крупные месторождения марганца и значительные концентрации фосфора. Постоянными членами формации являются опоки, кремнистые глины, глауконитовые пески и песчаники, глауконитовые алевролиты и глины, фосфориты. Постоянно присутствуют различные терригенные породы и мергели. Формация широко развита в олигоцене Украинской мульды Днепровско-Донецкого прогиба. Опоковая толща может переходить в глауконитово - песчаную особенно в области выклинивания. В качестве второстепенных здесь могут присутствовать спонголиты, трепел, радиоляриты, диатомиты.

2.1.7 Карбонатные и карбонатно-терригенные формации геосинклиналей [1]

Карбонатные формации. Эта группа формаций в геосинклинальных областях представлена несколькими разновидностями: формацией темных тонкослоистых известняков, массивных известняков, рифовых массивов, красноцветных и розовых брекчиевидных известняков, мелоподоюных известняков и мергелей, слоистых известняков-ракушечников. В качестве второстепенных членов формации присутствуют прослои обломочных и глинистых пород, фосфоритов, сульфатов, вулканогенных пород. Крупные тела различных по составу и условиям образования карбонатных пород обычно сопряжены друг с другом, слагая разные части геосинклинальных прогибов и смежных геоантиклинальных поднятий. Мощность формации велика - от сотен до нескольких тысяч метров. Формации этой группы образуются как в эвгеосинклинальных, так и в миогеосинклинальных прогибах, где они приурочены к области сопряжения геосинклинали с платформой. В этой обстановке они могут ассоциировать с песчано-сланцевыми терригенными

формациями. Перекрываются карбонатные формации в условиях геосинклинали сульфатно-галогенными (соленосными) или терригенными формациями. Карбонатные формации являются показателем определенных физико-географических, а иногда и тектонических условий образования осадков. Особенно важны с этой точки зрения рифовые толщи.

Формация рифогенных известняков. Формация сложена известняками двух типов. Первый тип – собственно рифовые образования: массивные светлые розоватые известняки монолитного строения с характерной брекчиевидной текстурой, с обильной и разнообразной фауной.

Известняки второго типа сходны с отложениями лагун современных коралловых рифов – темные слоистые, иногда глинистые, тонкозернистые со скудной фауной. Тело формации имеет грибообразную форму, мощность – десятки и сотни метров. Широко распространена как в геосинклиналях, так и на платформах, располагаясь вдоль границ различных структурно-формационных зон.

Известняковая геосинклинальная формация состоит из пелитоморфных в прогибах или органогенно-обломочных на поднятиях известняков, доломитизированных известняков, доломитов и мергелей. Сопутствующие породы: глины, алевролиты, кремнистые породы, пластовые фосфориты, горючие сланцы. Характерна правильная слоистость, выдержанность фациального состава, включения кремниевых конкреций. Мощность – сотни и тысячи метров. Распространена в миогеосинклиналях и передовых прогибах, в условиях гумидного климата образует битуминозную известняковую субформацию.

Песчано-глинисто-карбонатная формация (рисунок А.3) сложена известняками, доломитами, мергелями, песчаниками и глинистыми сланцами. Второстепенные породы – конгломераты, гравелиты, кремни. Накопление осадков происходило в морских условиях при неустойчивом режиме колебательных движений. Строение формации сложное, часты выклинивания и фациальные замещения слоев. Мощность достигает 3-4 тыс. метров. Образуется в геосинклинальных прогибах терригенно-карбонатного типа, в перикратонных прогибах, иногда в разрезе платформенного чехла. Хороший коллектор нефти (битуминозные известняки). Характерна для палеозоя. Угленосна.

2.1.8 Карбонатные формации платформ [1]

В основном эти формации сложены органогенными известняками, доломитами, опоками, глинами и гипсами. Характерно правильное наслоение при фациальной выдержанности. Мощность формаций – десятки и сотни метров. При гумидном климате образуются слоистоизвестняковая, массивноизвестняковая, формации мела и мергелей, горючих сланцев,

битуминозных мергелей и глин. В условиях аридного климата – гипсово-доломитовая и платформенная рифовая. Типичные представители приурочены к каменноугольным и меловым отложениям Русской платформы. Формации залегают в средней и верхней части крупных ритмов. Карбонатные формации сочетаются с кварцево-песчаными или глинистыми формациями, с красноцветными и соленосными толщами.

Меловые формации сложены псччим мелом и мерглями микрослоистыми, микрополосчатыми, мощностью в несколько десятков метров. Накапливаются в морских условиях. В направлении к древней береговой линии замещаются опоковыми или терригенными формациями. С меловыми формациями ассоциируют глауконитовые породы, фосфориты, сероцветные терригенные породы.

Известняково-доломитовая формация. Это комплекс преимущественно карбонатных пород, образовавшихся в условиях мелководных морских бассейнов и осолоненных лагун, близкого к платформенному тектонического режима и жаркого климата. Сюда входят все разности ряда известняк – доломит. Характерными спутниками являются ангидрит, гипс, сидерит, флюорит в виде отдельных кристаллов или их скоплений вокруг органических остатков, во многих регионах породы формации заражены нефтяными битумами. Формация характерна для ордовика, силура и девона Сибирской платформы.

Карбонатно пестроцветная формация (рисунок А.2) состоит из сложного набора пород с пестрой окраской: бурой, коричневой, зеленой, лиловой, серой, белой. Преобладают известняки, мергели, доломиты в ассоциации с песчаниками, конгломератами, алевролитами глинистыми сланцами. Образуется формация в платформенных условиях при повышенной тектонической активности. Накапливается в мелководных морских условиях. Мощность от нескольких сотен до нескольких тысяч метров.

Рифоидная формация сложена светло-серыми известняками с большим количеством рифообразующих организмов. Мощность до 100 метров. Формационное тело имеет линейную форму, приуроченное к зонам разлома. По латерали замещается известняковой формацией (кембрий Сибирской платформы).

2.1.9 Карбонатно-терригенные формации платформ [1]

Карбонатная формация представляет собой комплекс чисто карбонатных и терригенных пород, связанных взаимопереходами. Осадконакопление происходило в условиях регрессии эпиконтинентального морского бассейна, теплого влажного климата, значительных поднятий в

области прилегавшей суши. Состав формации непостоянен. В одних случаях преобладают терригенные формации, в других – карбонатные. Частая смена фаций обеспечила накопление слоистых толщ мощностью до 3000 метров. В некоторых районах карбонатно-терригенная формация замещается угленосной субформацией. Фомация богата органическими остатками. Характерна косая перекрестная слоистость.

Аспидно-известковая формация. Выделена в вендских и кембрийских отложениях Сибирской платформы. Сложена темными тонкозернистыми и афанитовыми известняками с частыми тонкими слойками и редкими пластами мелкозернистых известковых зеленоватых глауконитовых граувакковых песчаников. Мощность до 2000 метров. Перекрывается красноцветной молассоидной формацией.

Доманиковые формации. Своеобразные битуминозные толщи, обогащенные планктоногенным органическим веществом. Доманик, доманиковая свита происходит от местного названия в южном Тимане. Это темные глинистые битуминозные и известково-глинистые сланцы, битуминозные известняки, аргиллиты с прослоями кремней. Характерна для франского яруса верхнего девона западного склона Урала, Тиммана, восточных районов Русской платформы.

Известково-глинистобитуминозная формация сложена тонкослоистыми черными битуминозными известняками, мергелями, глинистыми породами, горючими сланцами, песчаниками и прослоями кремней. Формация промышленно нефтеносна или нефтематеринская. Накапливается в морских и лагунных фациях. Приурочены к краевым прогибам и окраинам платформ. Парагенетически связана с параллическими угленосными формациями. Развита в среднепалеозойских отложениях Приуралья.

Пестроцветная глинисто-карбонатная формация состоит из красных, лиловых, желтых, темно-серых известковистых доломитов, песчаников, аргиллитов, строматолитовых известняков. Она представлена фациями теплого мелкого эпиконтинентального моря. По латерали замещается пестроцветной морской песчано-глинистой или красноцветной морской молассоидной формацией.

2.1.10 Кремнистые формации платформ [1]

Опоковые формации сложены опоками, трепелом, состоящими из тонкопорошкового опала, содержат остатки радиолярий и губок. Характерно обилие ходов илоедов. Мощность формаций – первые десятки метров. Иногда формация переслаивается с диатомитами. Первоначально это

диатомовые илы, отложившиеся в открытых морских бассейнах. По латерали в сторону берега замещаются меловыми формациями и далее терригенными. Формации характерны для Подмосковья, южной части Волго-Уральской области и Зауралья.

Карбонатно-кремнистая формация (рисунок А.8). Эта формация сменяет во времени известняково-доломитовую (карбонатную) или ангидрито-доломитовую формации, замещаясь, в свою очередь, во времени карбонатно-терригенной формацией. В состав формации входят известняки органогенные и органогенно-детритусовые известняки, кремнистые известняки, мергели, кремнисто-глинистые сланцы, спонголиты, терригенные породы – песчаники, алевролиты. Все породы образуют тонкое переслаивание, за исключением окремненных известняков.

Джеспелитовая формация. Это формация верхнего протерозоя, слагающая мощные толщи железистых кварцитов Криворожского железорудного бассейна и Курской магнитной аномалии. (рисунки А.6, А.11). Детально состав формации и рудной части многократно описаны при характеристике метаморфических пород.

2.1.11 Галогенные формации платформ (рисунок А.10)

Галогенная калиеносная формация. Формация сложена калиевыми и натриевыми солями, гипсами, ангидритами, доломитами, светлых тонов, мерглями. Образуется в аридном климате, в лагунных фациях открытого моря, при интенсивном опускании в бассейне седиментации и крайней тектонической пассивности в области сноса. Мощность – сотни метров. Подстилается пестроцветной карбонатно – песчано – глинистой или известняково-доломитовой формациями, а перекрывается красноцветной молассоидной, либо известняково-доломитовой формациями. По латерали замещается красноцветной глинисто-песчаной (аллохтонной), известняково-доломитовой или сульфатно – карбонатной формациями. В первой из них принимают участие сульфатные соли калия и магния (каинит, полигалит), вторая содержит бессульфатные соли – сильвин и карналлит.

Галогенная галитовая формация выделяется там, где процесс галогенеза не дошел до образования калийных солей. Образуется в аридном климате, сложена в основной массе каменной солью. Калийные соли отсутствуют, или почти отсутствуют. В Прикаспийской синеклизе и на юге Предуралья мощность при первоначальном залегании достигает сотни и даже тысячу метров. В связи с «текучестью» соли под большим давлением перекрывающих пород перетекают в тектонически ослабленные зоны коры, образуя соляные купола и диапиры.

Сульфатно-глинисто-доломитовая формация выделена на Сибирской платформе в отложениях верхнего протерозоя, кембрия, ордовика силура и девона. Состоит из розоватых, желтоватых мергелей, доломитов, серых и белых ангидритов и гипсов. Органика отсутствует. Накопление формации в аридном климате в фациях лагун, отделенных от эпиконтинентальных морей. По латерали замещается галогенной галитовой, либо красноцветной глинисто-песчаной формациями.

Галогенно-карбонатная формация состоит из известняков, доломитов, мергелей, каменной соли, гипса, ангидрита. Встречаются единичные прослои песчаников и сланцев. Образуется в мелководной морской обстановке. Строение слоистое. Накапливается в перикратонных прогибах. Продуктивна на соль, гипс, углеводороды.

2.1.12 Формация кор выветривания

Формация латеритных кор выветривания образуется в условиях жаркого переменного - влажного климата на высоких пeneпленах в результате химического выветривания пород, богатых алюмосиликатами. Сложена латеритами каолинито – железистого состава, латерит – бокситами, окрашенными в красный, оранжевый, розовый цвета. Мощность – первые десятки метров. В профиле коры выделяются три зоны: 1- поверхностная, представленная плотной железистой коркой или рыхлой ржаво – коричневой глиноподобной массой, 2 – зона обогащения с высоким содержанием алюминия (каолинитовая) если кора образуется при выветривании существенно полевошпатовых пород, 3 – зона дезинтеграции, сложенная обломками и щебнем полувыветрелых материнских пород. При выветривании ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, пироксенитов) образуются никеленосные коры выветривания промышленного значения, состоящие так же из трех зон: 1 - зоны ожелезнения, сложенной глиноподобной ржаво-рыжей массой, называемой охрой, 2 - зоны нонтронитизации, сложенной нонтронитом, 3 - зоны дезинтеграции материнских пород.

3 Формационный анализ в нефтяной геологии (С использованием материалов А.К.Мальцевой и Н.А.Крылова)[4]

В нефтегазовой геологии формационный подход к изучению закономерностей размещения залежей углеводородов и определению перспектив нефтегазоносности регионов позволяет провести анализ всех особенностей состава и строения геологических тел, для которых свойственно единство парагенетических признаков. Формационный анализ необходим для изучения ассоциаций пород с нефтегазогеологическими свойствами – нефтематеринскими, коллекторскими, флюидоупорными.

При изучении нефтегазоносных осадочных формаций необходимо освещать следующие вопросы:

- форму тела формации и занимаемую ею площадь;
- толщины формации и слагающих ее фаций;
- литологический состав и характер внутреннего строения;
- описание основных типов пород;
- группирование пород по разрезу (изменение песчаности, глинистости, карбонатности отложений в вертикальном и латеральном направлении, изменение минерального состава, наличие характерных минералов – глауконита, сидерита, пирита);
- выделение субформаций и фаций, ритмичности и цикличности строения;
- определение занимаемого формацией стратиграфического объема;
- определение характера контактов с другими формациями;
- изучение палеотектонических и палеогеографических условий образования, в том числе типов бассейнов седиментации;
- определение источников сноса, климата, степени катагенных преобразований;
- изучение данных о нефтегазоносности, характере коллекторских свойств, наличии флюидоупоров;
- характеристика рассеянного и концентрированного органического вещества.

В нефтяной геологии обязательными вопросами, подлежащими изучению, являются:

- нефтегазоносность формации по площади и разрезу;
- фазовое состояние углеводородов, типы залежей;
- коллекторские и экранирующие свойства, закономерности их изменения;
- геохимические параметры пород и стадии катагенеза, нефтегазоматеринские свойства, их изменения во времени и пространстве (зоны генерации углеводородов);
- генетические типы ловушек;
- прогнозирование нефтегазоносности.

Наряду с нефтегеологическим районированием территорий в настоящее время широко применяется расчленение вертикального разреза нефтегазоносных отложений с выделением нефтегазоносных этажей и комплексов.

Нефтегазоносный этаж – это крупное стратиграфическое подразделение, характеризующееся специфическими закономерностями пространственного размещения залежей. Этажи нефтегазоносности разделены региональными флюидоупорами.

Нефтегазоносные комплексы – более мелкие единицы вертикального разреза и имеют объем от отдела до яруса. Нефтегазоносные комплексы включают несколько продуктивных пластов близкого литологического

состава и разделены региональными или зональными флюидоупорами. Чаще всего нефтегазоносные комплексы соответствуют по объему формации.

Количественное прогнозирование ресурсов нефти и газа методом аналогий проводится по нефтегазоносным комплексам, которые чаще всего совпадают по объему с формацией.

3.1 Основные типы нефтегазоносных терригенных формаций

Песчано-глинистые платформенные формации морского происхождения характеризуются выдержанностью по простиранию и по мощности, представлены переслаиванием пластов глин, песчаников и алевролитов с отдельными прослоями карбонатов. Песчаники кварцевые и кварц-полевошпатовые. Пример формации – эйфельско – нижнефранская формация Волго-Урала. По простиранию сменяется пестроцветными континентальными формациями. Это образования шельфов, прилегающих к зонам денудации или к аккумулятивным равнинам суши с более глубоководными зонами бассейнов. Соответствует трансгрессивной стадии крупных тектоно – седиментационных циклов. Данная формация нефтегазоносна. С ней связаны месторождения: Ромашкинское, Туймазинское, Шкаповское (Волго-Урал), Самотлорское (Западная Сибирь).

Песчано-глинистая глауконитовая формация – это своеобразная разновидность предыдущей. Характерна для мезозоя молодых платформ. Состав песчано-глинисто-алевролитовый, серо-зеленая окраска, обусловленная присутствием глауконита - общие признаки формации. Характерна небольшая и неравномерная карбонатность, часты включения сидерита и фосфоритов. Песчаники кварцевые или кварц-глауконитовые. Имеют очень широкое площадное развитие. Глауконитовые формации нефтегазоносны на молодых платформах. Продуктивность их связана с вертикальной миграцией углеводородов из нижележащих формаций, т.е. вторична. Коллекторские свойства весьма высокие. Примеры – Газлинское месторождение, месторождения Северного Кавказа. Если из формации выделяется глинистая субформация – она служит флюидоупором.

Песчано-глинистые угленосные формации наиболее широко развиты на молодых платформах и в передовых прогибах. Формации сложены переслаиванием песчаников, алевролитов, глин, единичными прослоями сидерита и мергелей. Породы формаций обогащены рассеянным и концентрированным органическим веществом в виде прослоев и включений бурых и каменных углей. В угленосных формациях карбона, перми, юры, мела и палеогена. Эта формация одновременно и угленосна и нефтегазоносна, в формациях этого типа сосредоточены основные запасы угля. В составе этих формаций прибрежно-морские, лагунные, дельтовые, аллювиальные, озерные и болотные фации. Мощности угленосных платформенных формаций часто достигают 2000 метров. Примеры

месторождений – Арланское в Волго – Уральской нефтегазоносной провинции, месторождения Мангышлака.

Песчано-глинистые пестроцветные формации. Это один из важных элементов строения чехла платформ. Кроме того, пестроцветные и красноцветные формации участвуют в строении орогенных комплексов геосинклинальных областей и постплатформенных зон активизации. Наконец, пестроцветные комплексы являются часто переходными от доплитного этапа к формированию чехла (плиты). Эта группа формаций приурочена к началу или концу крупных тектоно-седиментационных циклов, им соответствуют такие же тектонические условия, что и для угленосных формаций. Формируются в условиях как гумидного, так и аридного климата. В первом случае накапливаются бескарбонатные толщи, во втором – с карбонатными породами. Типичный пример описываемой формации – красноцветная песчано-глинистая толща нижней перми Русской плиты – «красный лежень». Песчаники формации полимиктовые или кварц-полевошпатовые мелко- и крупнозернистые с глинисто-карбонатным цементом. Примеси – мергели, гипсы и ангидриты, маломощные прослои углей. По простирацию замещаются терригенно-карбонатными и далее карбонатными. Содержание органического вещества незначительно, эти формации не являются генерирующими, однако продуктивность их, особенно по газу, имеет значительные масштабы. Лучшими коллекторами являются хорошо отсортированные песчаники эолового и прибрежно-морского генезиса.

Таким образом, морская сероцветная, глауконитовая, угленосная и пестроцветная формации – главные по содержанию нефти и газа терригенные формации платформ.

Формации тонких моласс. Это важнейшие по содержанию нефти терригенные формации геосинклинальных областей и краевых прогибов (Терско-Каспийский краевой прогиб, Южно-Каспийская депрессия). Песчано-алеврито-глинистый состав, большая мощность, значительные градиенты ее изменения вкрест простираения тела формации – наиболее характерные черты формаций. Сложены хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками, слагающими мощные (до 100м) пласты, алевролитами, глинами и единичными прослоями мергелей, известяков-ракушечников, гравелитов, конгломератов, углей. Для тонких моласс озерного генезиса характерны гипсы и ангидриты и сульфатно-галогенные субформации. Тонкие молассы – это образования начальной стадии орогенного этапа геосинклинальных областей. Могут по латерали переходить в песчно-конгломератовые или конгломерато-песчано-глинистые формации. В этом случае мы имеем дело уже с *грубым флишем*. Нефтеносность тонких моласс распространена очень широко. Это Апшеронский, Западно-Туркменский нефтеносные бассейны Южного Каспия, Индоло-Кубанская нефтеносная область в одноименном прогибе, залежи в Трансильвании и на

Сахалине. Часто нефтеносность тонких моласс сингенетична, но есть случаи и явного поступления углеводородов из нижележащих толщ.

Разновидностью тонких моласс являются угленосные паралические формации, например каменноугольные толщи Донбасса. Типично чередование песчано-глинистых пород углей и карбонатов. Характерна для орогенного цикла геосинклиналей. Известковистые тонкие молассы состоят в значительной степени из известняков-ракушечников, иногда присутствуют и органогенные постройки.

3.2 Основные типы нефтегазоносных карбонатных формаций [4]

Эта группа формаций характерна для платформенных и геосинелинальных областей, принимает участие в строении чехла древних и молодых платформ, краевых прогибов, континентальных окраин. Н.М.Страхов выделил четыре абстрактные карбонатные формации: известняково-доломитовую, меловую, карбонатную юга Предуральяского краевого прогиба, карбонатную геосинклиналей. Есть и более дробные классификации. Карбонатные формации служат не только аккумуляторами углеводородов, но и генераторами. Наиболее богаты углеводородами формации рифогенных известняков. Выделяются рифы береговые, расположенные в десятках метров от береговой линии морских бассейнов, барьерные, приуроченные к крутым склонам дна бассейна и краевые, приуроченные к еще большему перепаду глубин в зоне смены мелководных фаций глубоководными.

Основную часть *формации биогермных массивов* составляют мощные органогенные постройки – биогермы, биогермные массивы, реже рифы в сочетании с отложениями других типов. Массивы расположены внутри обычных слоистых детритовых известняков. Пространство между массивами представлено менее мощными карбонатными обломочными, детритовыми и карбонатно-глинистыми породами. Типичным примером биогермной формации является нижнепермская рифогенная толща Предуральяского прогиба. В **БАНКОВО – РИФОВЫХ ФОРМАЦИЯХ** наблюдается смена фаций слоистых известняков через детритовые известняки к собственно биогермным известнякам. Пример – толщи визейского яруса Уфимского Приуралья.

Терригенно-карбонатные формации включают: мергельно-глинистые, известняково – мергельно – глинистые, песчано – глинисто – мергельные, карбонатный флиш, доманиковые формации. Здесь в пластах карбонатных песчаников – межгранулярные коллекторы, каверновые и порово – каверновые коллекторы в пластах известняков и коллекторы смешанного типа.

Доманиковые формации имеют большое значение как источники углеводородов, особенно нефти, но сами редко содержат промышленные

залежи. Типичный пример – доманиковые слои среднефранско-турнейского возраста Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Основными признаками доманиковых формаций являются:

- аномально высокое содержание рассеянного органического вещества сапрпелевого типа, высокая степень обогащенности углеводородами;
- тонкодисперсный состав терригенной минеральной части пород;
- повышенная кремнистость;
- относительно высокое содержание в биоценозах планктонных форм;
- четкое ограничение и локализация в пространстве формационного тела.

4 Магматические формации (Раздел приводится по В.И.Попову)[4]

Проблеме определения и изучения магматических ассоциаций посвящено много работ крупнейших исследователей – Ф.Ю. Левинсон – Лессинга, Ю.А.Кузнецова, В.И.Попова, А.Ф.Белоусова, А.Н.Заварицкого, М.А.Фаворской и многих других. Наиболее обоснованными являются следующие определения магматической формации:

-магматическая формация – это естественная ассоциация горных пород, тесно связанных между собой парагенетически»;

- это совокупность естественных сообществ магматических (интрузивных и эффузивных) пород, характеризующихся сходными петрографическими и металлогеническими чертами, определенным сходством положения в крупных структурах земной коры»;

-это естественная комагматическая ассоциация изверженных горных пород и их производных, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития однотипных геотектонических элементов земной коры.

Границы главных петрогенетических рядов формаций по содержанию кремнезема:

- содержание кремнезема менее 45 % - ультраосновные;
- содержание кремнезема 45 – 52 % - основные;
- содержание кремнезема 52 – 64 % - средние;
- содержание кремнезема более 64 % - кислые.

4.1 Классификация магматических пород [2]

Таблица 3 – Фациально-петрогенетическая классификация магматических пород (по Ф.Ю. Левинсон-Лессингу) [2]

Состав магмы	Интрузивные фации	Эффузивные фации
Кислая магма и ее производные	Гранитовая (гранитоидная) Кварцевых диоритов и гранодиоритов Кварцевых сиенитов и граносиенитов Нефелиновых сиенитов	Кислых порфиров и липаритов Дацитов и кислых порфиритов Кислых кератофиров Фонолитов
Основная магма и ее производные	Габбро - норитовая Диоритовая и диоритовых порфиритов Габбро – перидотит – пироксенитовая	Диабазовая, базальтовая, спилитовая Андезитовых порфиритов, эффузивных зссекситов, базанитов и фельдшпатоидных базальтовых тефритов Пикритовая и пикритовых порфиритов
Ультраосновная магма и ее производные	Дунит - перидотитовая	Пикритовая

Классификация магматических пород (по Ю.А. Кузнецову)

[2]

Эта классификация разработана на основе анализа магматических комплексов и выделения формационных типов в различных тектонических условиях.

Формации собственно геосинклинальных этапов развития подвижных зон.

А. Ряд эффузивных и эффузивно – интрузивных формаций:

- спилито-диабазовая;
- кварц – кератофировая.

Б. Ряд интрузивных формаций:

- габбро- диорит-диабазовая;
- габбро – пироксенит – дунитовая;
- габбро – плагиогранитная;
- плагиогранитная;

В. Гипербазитовая формация.

Формации орогенные подвижных зон.

А. Ряд эффузивных формаций базальт-андезит-липаритового состава:

- андезитовая;
- трахиандезитовая;
- липаритовая.

Б. Ряд интрузивных формаций:

- габбро – диорит – гранодиоритовая;
- габбро – монзонит – сиенитовая;
- формация субвулканических гранитов;

В. Ряд батолитовых гранитоидных формаций:

- формация батолитовых гранитов;
- формация гранодиоритовых батолитов;
- формация гранитоидных батолитов « пестрого»

состава.

Формации устойчивых областей.

А. Ряд эффузивно – интрузивных формаций:

- трапповая (толеит – базальтовая);
- щелочная оливин – базальтовая (трахибазальтовая);
- щелочно – базальтовая (нефелин – лейцит – базальтовая)

Б. Ряд формаций центральных интрузий и трубок взрыва:

- кимберлитовая;
- формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами;

- формация гранитных и габбро – гранитных центральных интрузий.

Формации щитов и ранних стадий развития древних платформ.

А. Ряд мигматитовых формаций:

Б. Ряд габбро – гранитных формаций ранних этапов становления платформенного режима на древних платформах:

- формация дифференцированных габбровых и норитовых интрузий;

- формация рапакиви;

- формация анортозитов.

Классификация главнейших магматических формаций (По В.И. Попову) [2]

А. Ряд ультраосновных (ультрабазитовых) формаций.

Семейство перидотитоидных.

Комплекс разноглубинных офиолитивых формаций:

- дунит – перидотитовая;

- перидотит – пироксенитовая.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических пикритовых формаций:

- пикрит-маймечитовая;

- кимберлитовая.

Семейство щелочно-перидотитоидных.

Комплекс гипабиссальных малоинтрузивных щелочных перидотитовых формаций:

- перидотит – шонкинитовая;

- пикрит – тешенитовая.

Семейство океанитоидных (эффузивно – пикритовых).

Комплекс наземных океанитовых формаций.

Комплекс подводных океанитовых формаций.

Семейство базанитовых (щелочно – пикритоидных).

- наземная базанитовая нефелин – карбонатитовая ;

- наземная базанитовая лейцититовая.

Б. Ряд основных (базитовых) формаций.

Семейство габброидных:

- гипабиссальная недифференцированная габбровая

Комплекс гипабиссальных и субвулканических габбро – диабазовых формаций:

- недифференцированная габбро – диабазовая;

- габбро – диабаз – гранодировая.

Комплекс габбро – перидотитовых формаций:

- габбро – перидотит – дунитовая;

- габбро – перидотит – пироксенитовая;
- габбро – перидотитовая;
- норит – перидотит – гранофировая.

Комплекс габбро – анортозитовых формаций:

- древняя габбро-анортозитовая;
- молодая габбро – анортозит – монцонитовая.

Комплекс гипабиссальных габбро – гранитоидных формаций:

- габбро – диоритовая;
- габбро – плагиогранитная;
- диорит – плагиогранитная;
- габбро – монцонит –граносиенитовая.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических габброидных альбитофировых формаций:

- габброидная альбитофировая.

Семейство щелочно – габброидных.

Комплекс гипабиссальных щелочно – габброидных формаций:

- шонкинит – нефелин – сиенитовая;
- центральноинтрузивная щелочно – габброидная.

Комплекс субвулканических жерловинно – дайковых щелочно – габброидных формаций:

- щелочно – габброидная натриевая;
- щелочно – габброидная калиевая.

Семейство базальтоидных формаций.

Комплекс наземных недифференцированных базальтовых (трапповых) формаций:

- трапповая платобазальтовая;

Комплекс подводных недифференцированных базальтовых (диабазовых) формаций:

- диабазовая.

Комплекс наземных дифференцированных формаций:

- наземная базальт – андезитовая.

Комплекс подводных дифференцированных базальтоидных формаций:

- подводная базальт – андезитовая.

Семейство щелочно – базальтоидных.

Комплекс наземных щелочно – базальтовых формаций:

- наземная лейцитит – тефритовая;
- наземная трахиандезитовая.

Комплекс подводных щелочно – базальтовых формаций:

- подводная трахиандезитовая.

Комплекс наземных спилит – кератофировых формаций;

- наземная спилит – кератофировая.

Комплекс подводных спилит – кератофировых формаций.

- подводная спилит – кератофировая.

В. Ряд кислых (ацидитовых) формаций.

Семейство гранитоидных.

Комплекс палингенных и реоморфических гранитоидных формаций:

- палингенная протогранитная;
- реоморфическая;
- гранит – мигматитовая;
- чарнокитовая.

Комплекс батолито – штоковых гранитоидных формаций:

- батолито – штоковая диоритовая;
- батолито – штоковая гранодиоритовая;
- батолито – штоковая гранитная;
- батолито – штоковая лекогранитная;
- гранит – лампрофировая;
- аплит – пегматитовая.

Комплекс гипабиссальных малоинтрузивных гранитоидных формаций:

- кварц – диорит – порфировая;
- гранодиорит – порфировая;
- гранит – порфировая;
- сиенит – порфировая.

Комплекс субвулканических центральноинтрузивных гранитоидных формаций:

- центральноинтрузивная гранитоидная.

Комплекс субвулканических липаритовых формаций:

- субвулканическая кварц – порфировая;
- субвулканическая трахитовая.

Семейство щелочно – гранитоидных формаций.

Комплекс субщелочных гранит – сиенитовых формаций:

- субщелочная гранит – сиенитовая.

Комплекс нефелин – сиенитовых формаций:

- нефелин – сиенитовая;
- нефелин – пегматитовая.

Комплекс субвулканических щелочно – порфировых формаций:

- субвулканическая трахит – фонолитовая.

Семейство липаритоидных.

Комплекс наземных липаритовых формаций:

- наземная липаритовая;
- наземная липарит – андезитовая;
- наземная кварц – андезитовая.

Комплекс подводных липаритовых формаций:

- подводная липаритовая;
- подводная липарит – андезитовая;
- подводная кварц – кератофировая.

Семейство щелочно – липаритоидных формаций.

Комплекс наземных формаций:

- наземная щелочно – липаритовая;

- наземная субщелочная пантеллерит – комендитовая;

- наземная лейцитит – фонолитовая;
- наземная трахит – фонолитовая.

Комплекс подводных щелочно – липаритоидных формаций:

- подводная щелочно – липаритовая;
- подводная трахит – фонолитовая.

4.2 Описание магматических формаций

4.2.1 Ультраосновные (ультрабазитовые) формации

К этой группе формаций относятся горные породы – производные родоначальной ультраосновной магмы. Содержание кремнезема в них менее 45 %.

Семейство перидотитовых формаций. Обычно интрузии этого семейства предшествуют внедрению габброидов. По минеральному составу породы семейства делятся на четыре группы: 1- оливиновые породы - дуниты; 2 - пироксен - оливиновые породы – перидотиты, причем, если они содержат гиперстен - это гарцбургиты, а если энстатит или бронзит – это лерцолиты; 3- существенно пироксеновые разности – это пироксениты; 4- пикриты или пикритовые порфириты.

Комплекс офиолитовых формаций. Одними исследователями в состав офиолитов включаются только ультрабазиты. Другие склонны включать в состав офиолитовой формации помимо ультрабазитов еще некоторое количество габбро, диабазов, спилитов, их туфов. Примеры: Уральский офиолитовый комплекс, Карело-Финский, Саянский.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических пикритовых формаций. Состоит из интрузивных пикритов, пикритовых порфиритов. Располагается по окраинам трапповых впадин, осложненных разломами. Кимберлитовая алмазоносная формация образует трубки взрыва. Это брекчиевидная порода, близкая по составу к слюдяному перидотиту. Содержит оранжевый гранат, пикотит, моноклинный пироксен, обильные обломки аргиллитов и алевролитов, кристаллических пород фундамента и подкоровых пород-эклогитов, дунитов, гарцбургитов, оливин-гранатовых пород. Алмазы кристаллизовались при огромных давлениях (55-100 тысяч кг/см²)

Семейство океанитоидных эффузивно-пикритовых формаций. Состоит из пикритовых базальтов, являющихся эффузивными аналогами перидотитов и пироксенитов. Порфировые выделения представлены оливином. Подводный комплекс обнажается в геосинклинальных поясах, наземный - в трапповых областях Сибири.

Семейство щелочно-перидотитовых формаций. Представляет гипабиссальный и субвулканический аналоги семейства базанитов. Состав: перидотиты, пироксениты, пикритовые порфириты, и их щелочные разности (Кавказ, Тянь-Шань).

4.2.2 Основные (базитовые) магматические формации

Это породы – производные основной базальтовой родоначальной магмы. Базитовые формации содержат значительные количества глинозема, что обеспечивает присутствие полевых шпатов. Самостоятельное существование базальтовой магмы общепризнано. Этим объясняется весьма однородный состав базальтоидов как в эффузивной, так и в интрузивной фациях и постепенные переходы между ними. В соответствии с результатами экспериментальных исследований базальтовую магму можно считать стандартным эвтектическим продуктом селективного плавления мощной перидотитовой оболочки. Только этим можно объяснить колоссальные излияния однородных базальтов в океанических провинциях.

Семейство габброидных формаций. Все производные интрузивные породы основной магмы относятся к гипабиссальной фации.

Недифференцированные гипабиссальные габбровые формации сложены габбро и норитами. Они образуют штоки, дайки.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических габбро-диабазовых формаций. Это частично недифференцированная базальтовая серия. Сложена габбро-диабазами. Образует линейные дайки и их рои, переходящие в кольцевые дайки, силы, лакколлиты и лополиты (Южный Тянь-Шань). Возникает на поздних этапах геосинклинального цикла после батолито - штокового гранитоидного комплекса.

Габбро-диабаз-гранофировая формация относится к дифференцированным габбро-диабазовым формациям здесь уже обособляются отдельные участки гранофилов. Характерна для трапповых областей.

Комплекс габбро-перидотитовых формаций. Пространственно тесно связан с гипербазитовыми (перидотитовыми) комплексами, образуясь так же в зонах глубинных разломов. Отличается более совершенной дифференциацией, господством основных пород. Комплекс развит в геосинклинальных прогибах Урала, в Сибири. Характерно наличие титаномагнетита с ванадием, платиноидами, апатитом, месторождениями меди, никеля и кобальта.

Норит-перидотит-гранофировая субформация (рисунки А.13, А.14, А.15) отличается значительным количеством гранофилов, которые выплавлялись из кровли. Возникла в постплатформенную стадию, образуя крупные лополиты, штоки, дайки.

Докембрийский Бушвельдский лополит блюдобразной формы, мощностью до 6 км имеет средний состав, соответствующий нориту. Нижняя треть разреза сложена отчетливыми слоями анортозитов, перидотитов, пироксенитов и дунитов, норитов и рудных горизонтов с хромитом титаномagnetитом, платиной. В межформационных лополитах Сёдбери в Канаде содержатся крупные пневматолито-гидротермальные медь-никель-кобальтовые месторождения с примесью платины, кобальта и золота.

Комплекс габбро-анортозитовых формаций. Древняя габбро-анортозитовая формация (анортозит-чарнокитовая) известна в горных хребтах на Луне (возраст около 4 млрд. лет) для архейской проконтинентальной ступени развития земной коры (п-ов Лабрадор-лакколлит Квебек, в Индостане, на Украине). В.И. Попов предположил, что ею сложена диоритовая подболочка земной коры. Молодая габбро-анортозит-монцонитовая формация обычно связана с габбро-гранофировыми формациями (рисунок А.13).

Комплекс гипабиссальных габбро-гранитоидных формаций. Состоит из габбро, габбро-диоритов, диоритов, тронтьемитов, гранодиоритов, плагиогранитов, монцонитов, сиенитов, сопряженных с основными, средними и кислыми эффузивами. Комплекс образует небольшие многофазные массивы, пластообразные залежи, лакколлиты, дайки. Образуется после габброидных формаций, но до формирования батолито-штокового гранитоидного комплекса. Типичен для прагеосинклинальных, геосинклинальных и постгеосинклинальных поясов.

С габбро-гранитоидным комплексом связана вторичнокварцитовая меденосная формация с молибденом и золотом, медь-никелевые месторождения, скарновая контактово-метасоматическая магнетитовая формация.

Комплекс гипабиссальных и субвулканических габброидных альбитофировых формаций (добатолитовый комплекс малых интрузий альбитофиров). Сложен интрузивными альбитофирами, кератофирами, порфирами, плагиопорфирами, кварцевыми порфирами. Слагает силы и лакколлиты, пластовые интрузии. Приурочен к геосинклинальным ядерным зонам (Средний Урал, Рудный Алтай, Памир), с ним связаны крупные колчеданные месторождения.

Семейство щелочно-габброидных формаций. Это семейство слагают интрузивные формации - производные габбровой магмы. Состоит из габбро, габбро-диоритов, диоритов, тронтьемитов, гранодиоритов, плагиогртнитов, монцонитов, сиенитов, сопряженные с основными, средними и кислыми эффузивами. Образует небольшие многофазные тела-пластообразные залежи, лакколлиты, дайки. В этой формации отсутствует гибридность, аляскитовые, аплитовые и пегматитовые образования. С габбро-гранитоидными формациями связаны месторождения меди во вторичных кварцитах с молибденом и золотом, докембрийские медно-никелевые

месторождения, контактово-метасоматические месторождения в скарнах (магнетит) (рисунок А.18).

Семейство щелочно-пироксенит-габброидных формаций сложено пироксенитами, шонкинитами, габбро или норитами, эссекситами, оливиновыми монцонитами, авгитовыми сиенитами, ортоклазитами, нефелиновыми сиенитами и их порфиоровыми аналогами – фонолитами. Несут явные следы гибридизма и происходят, очевидно, в результате ассимиляции карбонатных пород.

Семейство щелочно-пироксенит-габброидных формаций - аналог семейства габброидных, Объединяет эффузивные производные известково-щелочной базальтовой магмы. Это семейство резко преобладает над всеми другими магматическими формациями, а в океане господствует безраздельно.

Комплекс подводных недифференцированных базальтовых (диабазовых) формаций. Сложен подводными базальтами, анамезитами, долеритами и туфами, диабазовыми порфиритами, их туфами. В связи с шаровой отдельностью породы называются пиллоу-лавами. Сопровождается многочисленными тонкими силлами диабазов. Слагает базальтовую оболочку дна океана, над которым поднимаются многочисленные вулканические конусы - гайоты. Комплекс широко проявлен в междуядерных геосинклинальных зонах (Урал, Тянь-Шань, Кавказ).

Комплекс наземных недифференцированных базальтовых (трапповых) формаций. Сложен базальтами, долеритами, мандельштейнами, туфами. Приурочен к линейноглыбовым (рифтовым) постплатформенным поясам, образуя огромные толщи платобазальтов (Забайкалье, Тянь-Шань, Исландия, Гренландия, Ирландия, Шотландия). Формации этого комплекса разделяются на три контрастно-дифференцированные формации: спилит-кварц-кератофировую, базальт-липаритовую, трахибазальт-трахитовую и на четыре последовательно-дифференцированные – базальт-андезит-дацит-липаритовую, базальт-трахит-трахилипаритовую, трахибазальтовых порфиритов - трахит-трахилипаритовых порфиритов, базальт-андезитовых порфиритов – дацит-липаритовых порфиритов. Подводная и наземная базальт-андезитовая формация широко распространена в геосинклинальных и постгеосинклинальных регионах. Подводная формация широко проявлена в островных дугах Тихого океана, в альпийском Средиземноморском поясе, на Урале и Тянь-Шане.

Семейство щелочно-базальтоидных формаций СЕМЕЙСТВО ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ является эффузивным аналогом щелочно-габброидного семейства. Покрывает значительные

площади в океанах. Состав: субщелочные андезиты, базальты, оливиновые и трахибазальты, андезиты пироксеновые и роговообманковые, трахиандезиты.

4.2.3 Кислые (ацидитовые) формации

Сюда относятся формации – производные кислой магмы. Преобладают граниты, гранодиориты, аплиты, диориты, сиениты. Их эффузивными аналогами являются липариты, кварцевые порфиры, трахиты, андезиты. Здесь подразумеваются формации, сложенные породами преимущественно калишпатового состава, формирующиеся в глубинных условиях, но не плагитогранитные, являющиеся продуктом дифференциации базальтовой магмы в гипабиссальных условиях. В.И.Попов рассматривает гранитную магму как продукт дифференциации первичной базальтовой магмы и потому считают гранитную магму как вторичную кислую магму и называет ее протогранитной. В основе этих представлений о вторичной гранитной магме лежит идея о палингенезе, переплавлении пород земной коры. В результате ассимиляции боковых пород состав магмы постепенно усредняется. Главная петрографическая черта-наличие свободного кварца в ассоциации с кислыми полевыми шпатами, биотитом, амфиболами (рисунки А.16, А.17)

Семейство гранитоидных формаций. Это семейство объединяет все интрузивные продукты гранитной магмы, включая возникшие при палингенезе, реоморфизме, мигматизации, ассимиляции, дифференциации. Механизм образования гранитоидных интрузий многогранен: прямая инъекция кислых магматических расплавов, раздвигание им вмещающих пород, обрушение и погружение в них обломков обломков кровли, образование ксенолитов, перекристаллизация последних. При образовании геосинклинальных батолито-штоковых интрузивов основную роль играют многофазные диапировые внедрения вдоль разломов. Наиболее распространенные батолиты связаны с обрушением кровли нередко имеют грибообразную форму (хонолиты) с тонкой подводящей ножкой. В отличие от гипабиссальных мезоабиссальные гранитоиды сопровождаются ореолом мигматитов, гнейсов, слюдяных кристаллических сланцев.

Комплекс палингенных и реоморфических гранитоидных интрузий. Этот комплекс характерен для кристаллического фундамента платформ. Включает четыре формации:

- *в палингенную протогранитную формацию* включаются неперемещенные от мест селективного выплавления протогранитной магмы палингенные пегматоидные лейкократовые аплитовые формации, образующие жилы, небольшие залежи не имеющие корней и связанные с вмещающими породами постепенными переходами;

- *реоморфическая формация* образуется при подъеме палингенной магмы. В результате контаминации ее нерасплавившимися зернами минералов, возникает кашеобразная масса, интрузирующая кверху.

Протогранитные пегматиты и аплиты переходят в лейкократовые граниты в окружающие мигматизированные гранито-гнейсовые интрузии (Памир, Гиссарский хребет);

- **гранит-мигматитовая формация** является результатом внедрения в гнейсы и кристаллические сланцы тонких инъекций кислой магмы. При этом возникают слюдяные гнейсы, инъекционные мигматиты. Встречается в кристаллическом фундаменте;

- **чарнокитовая формация**, известна только в докембрийских формационных рядах. Это породы, состоящие из полнокристаллического пироксенового гранита чёрного цвета, его сопровождают пироксеновые чарнокитовые диориты (эндербиты). Происхождение чарнокитов связывается с глубинной мигматизацией, наложенной на ранее образовавшиеся метабазитовые формации, отвечающие гранулитовой фации метаморфизма.

Комплекс батолито – штоковых гранитоидных формаций. Породы этого комплекса залегают в складчатом основании во всех провинциях кроме океанических, имеют возраст от архея до фанерозоя. Сюда относятся широко распространенные гранитоиды, образующие крупные батолиты или штоки. Наиболее типичны прагеосинклинальные и геосинклинальные подвиды. Комплекс типичен для мезоабиссальных фаций, где он сопровождается мигматитами, мощными ореолами гнейсов, контактово-метаморфическими сланцами. В горах Нуратау комплекс представлен следующими формациями: 1) раннебатолитовой диоритовой; 2) среднебатолитовой гранодиоритовой; 3) позднебатолитовой гранитной; 4) послебатолитовой лейкогранитовой; 5) лампфировой; 6) аплит-пегматитовой (рисунки А.16, А.17).

Комплекс малых гранитоидных порфировых формаций характерен для ядерных зон геосинклиналей. Структуры пород в связи с быстрым застыванием - порфировые.

Семейство щелочно-гранитоидных формаций. В состав этого семейства входят комплексы: гипабиссальных субщелочных граносиенитовых, гипабиссальных нефелин-сиенитовых формаций (рисунок А.18).

Семейство липаритоидных формаций (риолитоидных) сложено эффузивами кислой магмы. Сюда входят кайнотипные липариты, трахиты, дацит-липариты, дациты (риолиты), андезито-дациты, андезиты и палеотипные: фельзиты, липаритовые, трахитовые, дацитовые, андезито-дацитовые, порфиры и ортофиры, кератофиры, альбитофиры. Породы формаций извергались как из вулканов центрального типа, так и в большинстве случаев из глубинных разломов. В океанических провинциях породы этого семейства отсутствуют, нередко встречаются и дифференцированные андезит-дацит-липаритовые формации.

Семейство щелочно-липаритоидных формаций. Щелочная ветвь предыдущей формации. Различаются формации калиевого и натрового состава. В калиевых формациях появляются субщелочные ортофиры и щелочные лейцитовые эффузивы. Щелочные липариты носят название «пантеллериты».

5 Метаморфизм и метаморфические горные породы (По Ю.А. Кузнецову) [3]

Метаморфизмом называется всякое изменение и преобразование горных пород, происходящее под влиянием изменившихся физико-химических условий после образования этих пород под влиянием эндогенных сил. Главнейшими физико-химическими условиями при этом является температура и давление, а также растворы, циркулирующие по трещинам в породах и в порах этих пород. Метаморфизм горных пород может иметь различные причины. С одной стороны, внедрение магматических масс и циркуляция связанных с ними нагретых растворов могут повлечь за собой изменение пород, с другой – изменение температуры и давления может быть вызвано другими процессами. Так, изменение температуры может быть следствием погружения поверхностных горных пород в глубины Земли благодаря накоплению осадков в геосинклиналях. При этом огромную роль играет боковое давление или стресс, особенно благоприятствующий перекристаллизации пород. Интрузии горных пород и явление погружения на большие глубины с образованием огромных толщ осадков, гидротермальные процессы, связанные с наличием интрузий, вулканические излияния – все эти явления наблюдаются в геосинклинальных областях. Поэтому и метаморфизм горных пород также приурочен к бывшим геосинклинальным районам.

Следует отметить, что древнейшие континентальные щиты - Анабарский щит, Украинский щит, Алданский щит, Канадский, Индостанский, Центрально - Австралийский или Центрально - Африканский и Южно-Американский щиты на больших площадях сложены метаморфическими горными породами как следствие того, что в этих областях в архейское и протерозойское время неоднократно господствовали геосинклинальные условия. На территории былых геосинклиналей образовались горные хребты. В них происходили разнообразные интрузивные процессы, изменялись условия температуры и давления, и это приводило к глубокому преобразованию горных пород в те отдаленные времена. Позднее в течение долгого времени эти районы, будучи континентами, подвергались энергичному размыву, в результате чего в настоящее время обнажились наиболее глубокие части этих древнейших хребтов.

Все явления метаморфизма, исходя из изложенного, могут быть разделены на несколько отчасти обособленных друг от друга, отчасти стоящих в связи друг с другом типов.

Первым из них является а в т о м е т а м о р ф и з м, то есть метаморфизм магматических горных пород под влиянием своих собственных агентов, представленных летучими компонентами магмы и гидротермальными растворами. В противоположность этой группе явлений ставится а л л о м е т а м о р ф и з м, то есть кристаллизация пород под влиянием посторонних для горных пород агентов. Гидростатическое и боковое давление, гидротермальные растворы, другие растворы, циркулирующие в земной коре, горная влажность, то есть вода, присутствующая в составе горных пород, колебания земной коры и переход из областей низких температур и низких давлений в область повышенных температур и давлений, соприкосновение с горячими магматическими массами – все это объединяется в понятие аллометаморфизма.

Среди явлений аллометаморфизма следует выделить связанные с магматическими породами контактовые процессы, ведущие к контактному метаморфизму горных пород. Они наблюдаются в местах контакта или близких к контакту с магматическими горными породами. Причиной их является высокая температура магматических пород, внедряющихся в толщу земной коры. Изменения в контактах могут затронуть не только боковые породы, но и самые интрузивные породы, являющиеся источником метаморфизма. В связи с этим различают внутренние и внешние контактные процессы. Первые происходят внутри магматических масс, вторые – во внешней среде. Первые называются э н д о к о н т а к т о в ы м метаморфизмом, вторые э к з о к о н т а к т о в ы м.

В связи с интрузиями наблюдается выделение гидротермальных растворов, которые проходят по трещинам и просачиваются через горные породы, окружающие интрузии, а также через сами интрузивные породы, застывшие вверху, но еще горячие, расплавленные на глубине, подвергают эти породы изменению. Эти процессы изменения под влиянием гидротермальных растворов сопровождаются глубоким метасоматизмом и замещением первичных минералов другими, или преобразованием, перекристаллизацией первичного состава без изменения его минеральной сущности. Такой метаморфизм называется г и д р о т е р м а л ь н ы м. Гидротермальный метаморфизм часто сопровождает различные рудные жилы, а потому его появление указывает на возможность нахождения рудных ископаемых и его распознавание имеет большое практическое значение как поисковый признак. Гидротермальные растворы могут обладать различной температурой, в связи с чем и новообразовавшиеся под влиянием этого процесса могут быть различными. Эти температурные условия гидротермального метаморфизма в значительной степени выяснены исследованиями рудных месторождений, а потому данные этих исследований имеют большое значение для петрографии.

Д и н а м о м е т а м о р ф и з м – это метаморфизм под влиянием движений горных масс в земной коре при складчатых процессах, при явлениях простого сдавливания горных пород или, наконец, при тектонических разрывах, иногда сопровождающихся явлениями скольжения,

что влечет за собой глубокую перекристаллизацию горных пород. Это явление изменяет большей частью ориентировку минералов, образующихся заново при динамометаморфизме. Старые минералы, если они не подверглись преобразованию, также могут быть переориентированы при сдавливании и явлениях скольжения. Все это приводит к возникновению сланцеватости, то есть вторичной ориентировки минералов под влиянием одностороннего сдавливания. Динамометаморфизм может и не сопровождаться перекристаллизацией, а ограничиваться только механическим воздействием – раздавливанием минералов, входящих в подвергающиеся давлению горные породы. Это деструктивный динамометаморфизм, вызывающий одно только раздавливание и часто наблюдающийся вдоль простых сбросов или других дизъюнктивных дислокаций, не сопровождающихся явлениями перекристаллизации. В других случаях одновременно или после раздавливания горная порода перекристаллизовывается, создаются новые минеральные ассоциации и зерновые структуры. Такого рода динамометаморфизм может быть назван конструктивным, создающим новые формы горных пород.

Региональным метаморфизмом называется метаморфизм, охватывающий широкие площади с развитием разнообразных горных пород. Такое сплошное развитие метаморфизма на больших площадях свидетельствует о том, что в областях, подвергшихся региональной перекристаллизации горных пород, повсеместно были условия, вызывающие общую перекристаллизацию этих пород. Для объяснения этих региональных условий метаморфизма недостаточно местных причин, характерных для вышеперечисленных типов метаморфизма. Повышенная температура и характер давления, под влиянием которых совершалась перекристаллизация, были одинаковы на большом пространстве и причина их изменения была общей. Что за причина могла вызвать такую общую перекристаллизацию? Где такие явления наблюдаются? Как показали исследования, они приурочены к геосинклинальным областям, особенно к центральным частям геосинклиналей, погружившимся на большие глубины в период прогибания геосинклинального трога. При этом часто наблюдается постепенное изменение силы или глубины метаморфизма с возрастанием погружения. Об этом свидетельствует тот факт, что наибольшая глубина метаморфических явлений и общая перекристаллизация наблюдается в древнейших и наиболее глубоко эродированных частях континентальных платформ, бывших в архейское время геосинклиналями. С другой стороны, в более молодых горных хребтах сильнейшие метаморфические явления наблюдаются в центральных частях горных сооружений, где на земную поверхность выходят наиболее глубокие зоны геосинклинальных структур.

Глубокий региональный метаморфизм не исключает проявления и других видов местного, локального метаморфизма. На метаморфические породы, происшедшие под влиянием первого типа метаморфизма, дополнительно накладываются влияния местных условий, временами усиливая, временами изменяя результаты воздействия первого фактора.

Таким образом, на фоне регионального метаморфизма выделяются иногда следы дополнительного изменения пород под влиянием ближайшего контактового воздействия на границах с интрузиями. Можно видеть различные проявления динамометаморфизма, налагающего свои изменения на состав и структуры горных пород вследствие того, что силы динамических проявлений изменяются от места к месту. Гидротермальными растворами на регионально-метаморфизованные породы могут быть наложены новые изменения. Сам процесс регионального метаморфизма впоследствии может быть ослаблен вследствие выхода горных пород из глубин на поверхность. В этом случае на состав и структуры горных пород, образовавшихся в глубинных условиях, могут быть наложены более поздние низкотемпературные влияния. Они вызовут образование новых минералов, характерных для более низких температур и давлений. Это явление называется обратным или ретроградным, или диафторезом.

Единственным источником энергии, обеспечивающим метаморфизм горных пород, является внутренняя энергия земного шара. Колебания земной коры, обуславливаемые неоднородностью этого процесса в разных ее частях, вызывают поднятия, размыв и разрушение одних частей земной коры и опускания и накопление осадков в других. В местах образующихся в земном теле глубоких расколов потоки тепловой энергии идущей снизу вверх, усиливаются, что ведет к образованию геосинклиналей и областей с повышенной магматической деятельностью. Кроме внутренней энергии земного шара, как ее следствие, при геотектонических процессах развивается некоторое дополнительное количество тепла вследствие явления скольжения и трения при процессах складкообразования, сбросах и других видах дислокаций. Добавочным источником тепла могут быть также реакции между различными компонентами горных пород, если реакции имеют экзотермический характер. Однако все эти виды добавочного тепла являются производными от общего состояния земного шара, обуславливающего его жизнь, с колебаниями земной коры, разрушением и накоплением осадков, погружением их на глубину и поднятием снова на поверхность, а также другими видами борьбы противоположностей. Горные породы являются участниками процесса, а вследствие перемены условий, в которые они попадают, в них постоянно идут процессы приспособления к температуре и давлению, хотя и медленно, но меняющимся в земной коре при ее колебательных движениях.

Поскольку реакции между различными силикатами в твердом состоянии происходят медленно, то в результате этого породы часто отражают в своем минералогическом составе условия, не существующие на земной поверхности и характерные для больших глубин. Скорость перекристаллизации зависит не только от температуры и давления, но и от растворов, циркулирующих в земной коре и частично пропитывающих горные породы. Эти растворы своим присутствием служат посредниками при реакциях, катализаторами, растворителями, облегчающими реакции между кристаллами. С другой стороны, они часто играют роль и как активные

компоненты, входящие в состав минералов, производя метасоматическое замещение существующих минералов новыми за счет растворенных в воде веществ. И сама вода может входить в состав минералов, замещая их другими. Так образуются гидроксилсодержащие минералы – слюды, хлориты, тальк, серпентины, амфиболы, эпидоты, ставролит и др. Большую роль могут играть растворенные в воде газы, в частности, угольная кислота. Некоторые авторы полагают, что вода и углекислота имеются в избытке и могут пропитывать всю породу. Однако наличие многочисленных остаточных структур и неполнота превращения горных пород при метаморфизме, сохранность отдельных нетронутых участков среди нацело замещенных пород, метаморфизм вдоль линейно вытянутых полос – все это говорит о часто встречающемся неоднородном проникновении метаморфизующих агентов вдоль трещин и зон земной коры с повышенной циркуляцией растворов или с повышенной подвижностью и силой динамометаморфизма. Все это приводит к неоднородности изменения горных пород при метаморфизме, благодаря которой удастся выяснить историю развития метаморфических комплексов горных пород в том или ином районе.

При процессах метаморфизма большое значение имеют метасоматические явления. Явления метасоматоза очень часто проявляются при этом в образовании псевдоморфоз, а иногда ведут к полному замещению минерального состава первичных пород другим, подчас совершенно отличным от первого. Таков, например, процесс замещения известняков кремнистыми породами, образование различных кварцитов за счет горных пород другого состава или образование известково-силикатовых пород при замещении мраморов в контактовых зонах с интрузивными массивами.

Естественно, что такие яркие примеры коренного преобразования состава горных пород, наблюдаемого особенно ясно в областях контактов с магматическими породами, а также около различных жил гидротермального происхождения, показывают, что эти процессы происходят не без участия растворов, в которых растворителем является преимущественно вода, а растворенными в ней минеральными веществами – различные компоненты, реагирующие с замещаемой первоначальной породой и отлагающиеся на месте ее первичных минералов. Для метасоматоза необходимым условием является неустойчивость минеральных ассоциаций первичной породы в создавшихся новых условиях. Кроме того, при этом играет большую роль возможность реакций приносимых растворов с твердыми фазами минералов, входящих в состав первичной породы. Изучений явлений метасоматоза показало, что в этом процессе наблюдается различные градации и стадии, указывающие на то, что процесс происходит в последовательном развитии и на разных стадиях при изменяющемся составе растворов, сопровождаясь появлением различных минералов. Кроме того, продукты метасоматического отложения различных минералов часто различаются в связи с расстоянием от источников метасоматоза, то есть в частности, от места циркуляции растворов, отлагающих какие-либо минеральные агрегаты и жилы. Так,

иногда можно видеть как в гидротермальных месторождениях процессы окварцевания или серицитизации в непосредственном контакте с жилами или рудными массами с удалением от них сменяются замещением хлоритом, то есть хлоритизацией породы. Эти явления хорошо выражены в понятии о дифференциальной подвижности элементов.

При процессах метасоматоза большое значение имеет закон действующих масс. Растворы, приносящие с собой различные вещества, входя в реакцию с боковыми породами и подчас пропитывая их, отлагают в них свои растворенные компоненты, на место которых в раствор переходят другие, выносимые из боковой породы. Последние уносятся растворами и отлагаются в других условиях которые не всегда могут быть выяснены в конкретных условиях геологического разреза так, как вещества выносятся из системы изучаемого пространства. Естественно, что о подвижности компонентов можно судить по отлагаемым растворами вещества. Так, если процессы метасоматоза привели к явлениям серицитизации полевошпатовых или других пород, то можно сделать заключение, что легкоподвижными компонентами в растворах были калийные соединения, то есть, что растворы содержали в составе калий. Если процесс метасоматоза ведет к альбитизации, то подвижным элементом был натрий.

При процессах окварцевания подвижным компонентом в растворах, проникающих в метаморфизируемые породы, был кремний в виде одной из форм кремнезема, который в свою очередь вместе со щелочными компонентами мог быть связан в виде кремнекислых соединений. Однако необходимо иметь в виду, что процесс окварцевания может происходить и в том случае, когда кремнезем окажется малоподвижным.

Исходным материалом для образования метаморфических горных пород могут быть описанные выше магматические, а также осадочные породы. Сами метаморфические породы также могут быть вновь перекристаллизованы, если они попадут в иные условия сравнительно с теми, при которых они образовались.

Исходными породами являются интрузивные и излившиеся, а также гипабиссальные фации и пирокластические продукты вулканической деятельности. Так как перекристаллизация пород происходит при длительных условиях постоянных температуры и давления и имеет пределом установление равновесия согласно правилу фаз, то для метаморфизма имеет значение преимущественно химический состав пород, из которых при перекристаллизации разовьются при данных условиях обусловленные ими фазы минералов. Однако, как показывают наблюдения в природе, структура исходных пород также имеет значение для результатов перекристаллизации. Она обуславливает скорость процесса. Наиболее легко перекристаллизовываются туфовые породы из разнообразных по величине и составу обломков излившихся горных пород, иногда с примесью постороннего материала. Чем мельче величина обломков в туфах тем легче происходит процесс перекристаллизации. Это вызвано тем, что обломочные породы находятся в неустойчивом состоянии и далеки от химического

равновесия их компонентов. Поэтому при малейших благоприятных условиях в случае повышения температуры и давления, вследствие возрастающей при этом диффузии и подвижности компонентов, в породах начинаются химические реакции между частицами, а также и внутри последних. Эти реакции стремятся восстановить химическое равновесие путем диффузии при посредстве растворов и в твердом состоянии. Легко перекристаллизуются и излившиеся породы, химическое состояние которых в высшей степени неустойчиво, вследствие того что они образовались при застывании из расплава, мелкозернисты и часто содержат стекло. Наиболее устойчивы зернистые породы, но и для них химическое равновесие бывает нарушено, так как их застывание происходит при высокой температуре. Поэтому в них при пониженной температуре метаморфизма происходят разнообразные реакции, а если процесс изменения идет при участии бокового давления, раздавливания, дробления и дифференциального движения, то это ускоряет перекристаллизацию, нарушая целостность кристаллических решеток минералов. Поэтому, чем больше величина зерна магматических пород, тем труднее они подвергаются метаморфизму.

Химический состав при метаморфизме может оставаться постоянным, и тогда, исследуя по одному из методов пересчетов анализов, путем сравнения можно установить природу первоначальной магматической породы. Однако при метаморфизме часто происходит привнос и вынос материала, процессы метасоматизма, делающие состав метаморфической пород отличным от исходного; в этом случае метод сравнения не может быть применен и не даст ответа на вопрос о природе первоначальной породы.

Осадочные породы как исходный материал для метаморфизма очень разнообразны. В отношении их можно сказать, что результат метаморфизма будет зависеть от их химического состава, а структура обусловит скорость и полноту перекристаллизации. Рассмотрим с этой точки зрения главнейшие типы осадочных горных пород. Они в основном разделяются на механические, химические и органогенные осадки. Механические осадочные породы бывают представлены в неуплотненном виде грубообломочными галечниками, переходящими при уплотнении в конгломераты; щебнем с остроугольными обломками, переходящим при уплотнении в брекчии; крупно-, средне-, и мелкообломочными песками, переходящими при уплотнении в песчаники. Очень тонкозернистые песчаники с величиной зерна не больше 0,05мм получили название алевролитов. Грубообломочные структуры конгломератов и брекчий называются псефитовыми, крупно-, средне-, и мелкообломочные структуры песчаников – псаммитовыми. Тонкозернистые плотные породы, состоящие из пылевидных частиц, получили название пелитовых или глинистых пород (глины). При уплотнении они переходят в глинистые сланцы, приобретая сланцеватость, но сохраняя первичные пелитовые структуры.

Все обломочные породы при низких температурах и давлении находятся в химически неравновесном состоянии, так как состоят из разнообразных, различных по составу и величине обломков минералов и

горных пород. Стремление к установлению иного химического равновесия проявится, как только наступит повышенная диффузия при возрастании температуры и давления.

Химический состав конгломератов и брекчий зависит от состава и величины обломков, вследствие чего и продукты их метаморфизма будут различны. Различны и продукты метаморфизма разнообразных песчаников. Гораздо легче проходит метаморфизм тонкообломочных, пелитовых пород. Глинистые сланцы состоят по существу из тонкодисперсных частиц – продуктов механического и химического выветривания, оторванных от горных пород на суше, снесенных и отложенных в инертном состоянии, тогда как растворы будут выщелачивать из пород растворимые составные их части. В этом случае кремнезем будет остаточным, а в породах вследствие выщелачивания появятся пустоты. В них наиболее полно осуществляется перемешивание и взаимное соприкосновение разнородных материалов, что делает систему их компонентов крайне неустойчивой и способной легко перекристаллизовываться в условиях повышенных температуры и давления. Поэтому различная величина зерна первичных осадочных пород, присутствие большего или меньшего количества цемента между зернами песчаников – все это оказывает сильное влияние на совершенство и скорость перекристаллизации. Цемент песчаников и других обломочных пород бывает различным – глинистым, мергелистым, железистым, кремнистым или смешанным из разнообразных компонентов. Зерна песчаников также могут быть разнообразными. Они могут быть представлены только кварцем (кварцевые песчаники), кварцево-полевошпатовыми или сильно преобладающими полевошпатовыми зернами (аркозовые песчаники), они могут быть представлены так же обломками различных основных пород и их минералов (граувакковые песчаники), известняков (известковые песчаники) или разнообразных пород и минералов (полимиктовые песчаники). В связи с этим номенклатура песчаников имеет двухступенный характер. На первом месте ставится признак состава зерен, на втором – цемента, например: полимиктовые глинистые песчаники, аркозовые известковистые песчаники, известковые глинистые песчаники и т. д. При таком сложном составе этих пород и их разнообразии продукты их метаморфизма могут быть весьма разнообразны, что отражается в названиях метаморфических формаций.

Мергелями называются породы, в составе которых имеется материал глинистых и известковистых продуктов осаждения, в среднем в равных отношениях глинистого и известкового состава и в тесном смешении друг с другом. Так как известковый материал может быть в осадочных породах продуктом отчасти механического отложения, а отчасти органогенного происхождения, то от этого зависит большее или меньшее совершенство перемешивания материала в мергелях. Между глинистыми породами и известняками имеются разнообразные переходы. Породы с небольшим содержанием карбонатов называются известковистыми глинами или известково-глинистыми сланцами. Они через мергелистые глины и глинистые мергели переходят в настоящие мергели, а далее – в

известковистые мергели и глинистые известняки и чистые известняки. Последние в значительной степени являются органогенными. Мергели могут быть не только кальцитовыми, но и доломитовыми, когда в составе карбонатов вместо кальцита развит доломит.

Известняки бывают и песчанистыми. В этом случае в них включены зерна песка. Часто также в них имеется тонкораспыленный кремнистый материал. Все это при метаморфизме может дать разнообразные продукты перекристаллизации. Наконец, в природе имеются осадки разнообразного состава от чисто каолиновых залежей до бурых железняков и бокситов. Между бокситами и железорудными осадками встречаются взаимные переходы. Среди осадочных пород известны еще кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, слои яшм и пр. При процессе метаморфизма все эти породы могут быть перекристаллизованы и могут дать разнообразные метаморфические породы, например, типа залежей и слоев андалузита, корундовых, магнетитовых и других пород, которые образуют соответствующие метаморфические формации.

5.1 Классификация и номенклатура (таблицы 4,5)

Одинаковый химический состав исходных пород вне зависимости от их происхождения приводит при одинаковых условиях к одинаковому минералогическому составу метаморфических пород. Метаморфические породы могут быть разделены на три группы. К первой относятся метаморфизованные первично магматические породы, ко второй – первично-осадочные породы и к третьей – смешанный тип пород, в составе которых метаморфические сланцы относятся к группам орто-пара-и микстогнейсов и сланцев.

Гнейсами называются сланцевые породы, состоящие из кварца, полевых шпатов цветных минералов. Выделяются гнейсы биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, роговообманковые, пироксеновые, гранатовые, андалузитовые, силлиманитовые и др.

Гнейсы разделяются на ортогнейсы, парагнейсы, смешанные или микстогнейсы, ортоклазовые и плагиоклазовые гнейсы. Ортогнейсы происходят за счет метаморфизма гранитоидов, парагнейсы являются продуктом перекристаллизации аркозовых песчаников и различных глинистых пород.

Среди разностей кристаллических сланцев особняком стоят амфиболиты. Это серые и темносерые породы, главными минералами которых являются полевые шпаты и роговая обманка. Часто встречаются эпидот-плагиоклазовые амфиболиты, гранатовые, ставролитовые и реже кианитовые их разности. Нередко в случае высокой температуры наряду с роговой обманкой развивается пироксен диопсидового ряда. Иногда встречаются также биотит и хлорит.

Иногда амфиболиты тесно связаны с габбровыми массивами. Переходные разности к габбро носят название габбро-амфиболитов.

Амфиболиты часто связаны с плагиоклазово-пироксеновыми сланцами или породами, в которых вместо роговой обманки или наряду с ней, но в преобладающей роли, развит пироксен диопсидового или авгитового ряда.

Представляет интерес ряд метаморфических пород состоящих исключительно из магнезиально-железистых минералов и носящих название магнезиально-железистых сланцев. Здесь следует отметить породы, богатые гидроксилсодержащими минералами; среди них состоящие из серпентина называются змеевиками или серпентинитами. Встречаются и сильно сланцеватые разновидности. Наличие или отсутствие сланцеватости обусловлено наличием или отсутствием стресса при формировании этих пород. Присутствуют часто другие материалы, как-то: брусит, карбонаты магния, железа и кальция, тальк, остатки зерен оливина и пироксенов, уцелевших от серпентинизации.

К кристаллическим сланцам магнезиально-железистого ряда относятся также тальковые сланцы и тальковые породы, лишенные сланцеватости. Они состоят преимущественно из талька; наряду с ним в них присутствуют в том или ином количестве магнезиально-железистые карбонаты, чаще всего брейнерит. На земной поверхности карбонат часто замещается лимонитом; получаются сильно железистые, ржавые породы, в которых ощущается жирный на ощупь тальк. Тальковые сланцы обычно обладают тонкой сланцеватостью и лепидобластовой структурой.

Тальковые сланцы выступают в природе в тесной связи с змеевиками и развиваются большей частью за счет перидотитов и пироксенитов или змеевиков путем их оталькования. Некоторые карбонатные породы могут подвергаться оталькованию под влиянием привноса в растворах кремнезема.

Хлоритовые сланцы также относятся к рассматриваемому ряду пород. Они состоят из хлорита, но часто содержат многочисленные примеси других минералов и бывают связаны с змеевиками и тальковыми сланцами. Кроме хлоритовых сланцев, встречаются и массивные хлоритовые породы. В зависимости от состава исходных пород, из которых развились хлоритовые сланцы, в них наблюдаются разнообразные примеси, из которых главнейшими будут: эпидот, гранаты, альбит, серицит, мусковит, тальк, магнетит, хромит, кварц, кальцит и другие. Гранаты развиваются за счет глинозема материала осадков, альбит – за счет других полевых шпатов или глинистого вещества, серицит – за счет полевого шпата и глинистого материала. Тальк может возникнуть за счет оталькования серпентина, пироксенов или оливина. Магнетит обычен для хлоритовых сланцев, связанных с змеевиками, и представляет собой результат аккумуляции рассеянных железистых частиц, всегда имеющих в змеевиках. Хромит является в этих породах остаточным компонентом. Кварц развивается в породах осадочного происхождения при их перекристаллизации или же при окварцевании. Карбонаты могут быть или остаточными, или возникшими при метаморфизме под влиянием углекислого метасоматоза.

В зависимости от примесей, среди пород и сланцев различают эпидот-хлоритовые, альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые, мусковит-хлоритовые и другие сланцы.

Актинолитовые породы и сланцы стоят на следующей ступени метаморфизма среди пород магнезиально-железистого ряда. Актинолитовые породы бывают массивными, причем встречаются разности радиально-лучистой структуры, развивающиеся среди продуктов метаморфизма горных пород пероксенито-перидотитового ряда. Антофиллитовые и гедритовые сланцы и массивные породы сходны по структуре и по происхождению с актинолитовыми сланцами. Близки к ним также и куммингтонитовые сланцы. Роговообманковые сланцы и породы развиваются часто при перекристаллизации пироксенитов, причем в первой стадии при отсутствии стресса получают псевдоморфозы роговой обманки по пироксену в виде неправильно прорастающих и переплетающихся друг с другом зерен и агрегатов роговой обманки или актинолита.

Пироксеновые породы в виде диопсидовых массивных роговиков или диопсидовых пород изредка радиально-лучистого строения возникают при метаморфизме диаллагитов. Пироксеновые и пироксенгранатовые породы и другие роговики образуются часто и за счет осадочных, мергелистых пород, или из чистых известняков при контактово-силикатовых пород, называемых скарнами.

В редких случаях при глубинных контактах за счет пород ультраосновного ряда и за счет змеевиков массивные крупнокристаллические и радиально-лучистые энстатитовые или бронзитовые породы, в которых, кроме главного минерала в виде ромбического пироксена, присутствует еще примесь оливина, талька, антофиллита и магнезиально-железистого карбоната. Такие породы можно часто встретить на Урале среди змеевиков, преобразованных в контактах с гранитами в разнообразные породы и сланцы магнезиально-железистого ряда. Там же можно встретить и вторичные оливиновые породы, в которых имеются примеси всех приведенных выше минералов этого ряда. Их можно было бы принять за дуниты, если бы не были установлены разнообразные парагенетические переходы между ними и змеевиками.

Слюдяные сланцы – широко распространенные метаморфические породы среди древних осадочных отложений горных хребтов. Их характерный серебристый или золотистый блеск на плоскостях сильно выраженной сланцеватости обусловлен обилием мускавита или коричневого биотита с чешуйчатой структурой. Благодаря последней листочки слюд кажутся господствующими в составе пород даже и тогда, когда количество их не превышало 30 %. Примесями в слюдяных сланцах являются кварц, реже небольшое количество альбита или эпидота, очень часто присутствуют алмадин, чешуйки графита или гематита, а также кианит или силлиманит. Величина чешуек слюд и зерен кварца в слюдяных сланцах колеблется. Постепенными переходами сланцы связаны с **филлитами**. Последние представляют собой скрыточешуйчатые тонкосланцеватые породы с

шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости вследствие значительной роли, которую играют в них тончайшие чешуйки серицита и хлорита. Таким образом, разница между слюдяными сланцами и филлитами структурная и обусловлена степенью перекристаллизации, более глубокой в слюдяных сланцах. Филлиты связаны постепенными переходами с глинистыми сланцами, в которых количество хлорита и серицина уменьшается и заменяется полупрозрачной глинистой массой.

Связь филлитов с глинистыми сланцами свидетельствует о принадлежности этих пород и слюдяных сланцев к парасланцам. Однако геологические наблюдения указывают на связь этих пород и с магматическими породами. Так, часто кислые излившиеся породы группы порфиров и кварцевых порфиров, а также и жильные их аналоги – гранит и сиенит-порфиры, подвергаясь рассланцеванию, одновременно с этим оказываются серицитизированными и окварцованными, в связи с чем породы приобретают состав из тончайших зернышек кварца и чешуек серицита или мусковита. Если еще сохраняются отдельные зернышки вкрапленников кварца и полевых шпатов, то породы получают название порфиroidов и псевдопорфиroidов. Если же вкрапленники при перекристаллизации пропадают, то получают настоящие серицитовые филлиты (кварцево-хлорито-серицитовые сланцы), которые, будучи глубже перекристаллизованы, становятся слюдяными сланцами (ортофиллиты и ортослюдяные сланцы). Химизм этих пород вследствие обильного развития мусковита приближается к химизму осадочных пород.

Слюдяные сланцы связаны переходами с **кварцитами**. Это светлые серовато-желтовато-белые сланцевые или массивные породы, состоящие из кварца с примесью других минералов, из которых главную роль играют слюды, хлориты, иногда графит, гранаты, в небольшом количестве полевые шпаты, кианит, силлиманит, гранат, ставролит и другие более редкие минералы. Соответственно их примесям кварциты получают свое название (слюдяные, хлоритовые и т. д.). Это большей частью парасланцы.

Иногда, около гранитовых массивов развиваются ореолы различных окварцованных пород с одновременным развитием небольшого количества мусковита. Получающиеся породы по минералогическому составу аналогичны кварцитам, мало отличны от них и по химическому составу.

Величина зерна кварцитов зависит от степени перекристаллизации и от величины зерна первоначальной породы. Кремнистые сланцы из группы осадочных пород с частицами кремнезема, слабо действующими на поляризованный свет вследствие тонкости их зерен, сначала перекристаллизовываются в тонкозернистые сильно сланцеватые породы состоящие из кварца с примесью чешуек серицита. Эти тонкозернистые и тонкосланцевые кварциты называются кварцитовыми сланцами.

Особой, практически важной разностью кварцитов являются железистые кварциты, в которых наряду с торцовыми агрегатами кварца развиты пластинчатые скопления гематита и октаэдры и зерна магнетита. Эти тонкополосчатые породы переходят местами в железистые сланцы, в

которых кварц отступает на второй план или совсем вытесняется рудными минералами. Породы превращаются в руду. Железисто-сланцевые сланцы получили название **итабиритов**, а железистые кварциты – **джеспилитов**.

Существует группа кристаллических сланцев очень богатых глинозёмов. Они возникают при перекристаллизации осадочных пород, богатых каолином, или за счет бокситовых залежей. Так, при метаморфизме каолиновых залежей можно ожидать развития кристаллических андалузитовых или кианитовых и силлиманитовых сланцев. Иногда встречаются корундовые породы, называемые наждаками. Лучшие сорта наждака состоят из зернистых агрегатов корунда и магнетита. Это ценный природный абразивный материал, образующийся, по видимому, путем перекристаллизации бокситово-железистых залежей, приуроченных к известнякам. Кроме них встречаются менее ценные хлоритоидные наждаки, в которых наряду с корундом имеется много хлоритоида, разубоживающего продукт, особенно вследствие своей хрупкости.

Наконец, следует еще отметить весьма распространенную группу метаморфических пород, называемую **мраморами**. Они состоят или из кальцита, или из доломита. Кроме того, в них часто присутствуют различные примеси, например известковистые силикаты или серпентин. Мраморы являются в подавляющем числе парасланцами, и может быть, только изредка встречаются ортомраморы, развивающиеся вследствие процессов вторичной карбонатизации известково-силикатовых пород. Мраморы с гранатами, диопсидом и другими силикатами называются **кальцифирами**.

Естественная классификация метаморфических пород и явлений в крупных своих чертах может быть построена на генетических факторах метаморфизма. Ряд исследователей разделяет метаморфические процессы на две группы: авто- и аллометаморфизм. Целесообразнее различать особую группу высокотемпературных метасоматических явлений, связанных с застыванием магматических пород и ведущих к различным метаморфическим процессам как среди самих магматических, так и среди окружающих их вмещающих пород [3]. Целесообразно выделять особую группу контактово-метаморфических процессов и пород, развивающихся в областях контактов с еще горячими массами магмы. Здесь действует и теплота, и летучие компоненты магмы, и образуются особые типы пород, которые отсутствуют в других ассоциациях. Для контактовых процессов выделяются явления эндо и экзоконтактов. Эндоконтактовые процессы связаны с изменением самого вещества магматических пород под влиянием обмена элементами боковых пород. Обширный круг процессов их автометаморфизма во время последних позднемагматических и послемагматических периодов жизни необходимо также рассматривать как эндогенные контактово-метаморфические процессы.

Вслед за застыванием магмы из глубинных очагов, а также и из интрузий, через магматические и осадочные породы их кровли идет по трещинам ток гидротермальных нагретых вод, создающих породы пневматолитового и гидротермального метаморфизма. Его мы рассмотрим

отдельно, так как этот тип метаморфизма и его породы часто бывают связаны с процессами оруденения и имеют практическое значения как поисковый признак на различные полезные ископаемые.

Таблица 4 - Примеры анализов метаморфических пород в %

№	SiO ₂	TiO	Al ₂ O ₃	Fe ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	62,11	0,9	16,14	2,41	7,52	0,28	4,37	0,81	1,86	2,99
2	53,45	0,5	28,96	-	3,24	-	2,45	1,48	3,50	4,57
3	68,60	0,4	16,05	1,96	1,03	0,03	1,07	2,44	5,35	1,84
4	49,58	1,1	16,32	3,74	5,91	0,16	8,82	10,54	2,18	0,16
5	53,02	0,9	16,08	4,33	5,90	0,24	3,03	13,46	0,39	0,81
6	43,56	3,6	14,41	3,17	12,7	-	7,12	11,03	0,90	1,20
7	52,84	0,7	17,04	2,17	4,70	0,09	5,92	6,79	3,94	4,16
8	48,50	сл	16,13	1,11	6,52	0,09	12,13	12,32	0,52	0,54
9	51,94	0,0	1,09	1,17	5,54	0,15	35,33	0,35	0,00	0,00
10	28,43	нет	нет	5,82	1,54	-	36,58	0,03	нет	0,30
11	28,63	2,1	12,20	6,47	8,81	0,64	27,75	0,71	0,10	-
12	37,72	0,6	10,97	3,41	4,02	-	23,02	11,29	0,12	0,16
13	49,27	0,8	6,75	3,49	5,28	0,38	22,77	2,05	1,00	1,25
14	41,88	0,3	12,64	2,16	7,24	0,30	21,57	0,10	3,27	7,14
15	84,22	0,4	6,54	2,73	0,71	0,02	0,55	0,66	0,44	1,28
16	84,38	0,1	12,38	0,63	0,43	-	0,31	0,56	0,00	0,70
17	33,31	-	0,48	0,13	-	-	20,84	29,08	0,03	0,05
18	38,26	нет	0,48	5,37	1,47	0,14	37,08	сл	0,06	0,14

1- слюдяно-гранатовый гнейс, Кыштым, Урал; 2-силлиманито-кордиертовый гнейс; 3- гранатосодержащий гнейс, Малый Хинган; 4- амфиболит, Кыштым, Урал; 5-альбит-эпидотовый амфиболит, Кола. 6- амфиболит, богатый гранатом, Зея, слои в гнейсах; 7-метабавит, Сегозеро, Карелия; 8- габбро-амфиболит, Рай-из, Северный Урал; 9-оливин-бронзитовая порода, Кыштым, Урал; 11- хлорито-магнетитовая порода, Вагранская дача, Урал; 12- хлоритовый сланец, Карабаш Урал; 13- актинолитовый сланец, Изумрудные копи, Урал; 14- биотитовый сланец, Изумрудные копи Урал; 15- кварцит, Шокша, Прионежье; 16- ортокварцит, Семиз-Бугу, Казахстан; 17- мрамор; 18- змеевик, гора Соловьева, Урал.

5.1.1 Контактный метаморфизм

Исследования показали, что состав контактовых пород, роговиков, не зависит от того, под влиянием каких магматических пород произошел метаморфизм.

Из глинистого материала при отсутствии карбоната кальция образуются преимущественно плагиоклаз-кордиерит-андалузитовые **роговики** с небольшим содержанием биотита. Плагиоклаз при этом имеет состав альбита. При увеличении количества карбоната кальция вначале происходит исчезновение андалузита с образованием за счет него анортитового компонента, который входит в состав плагиоклазов основного состава (анортит). В результате этого процесса образуется второй класс андалузит- плагиоклаз – кордиеритовых роговиков, в которых андалузит играет подчиненную роль. Далее он совсем исчезает, и получают роговики третьего класса - кордиерит-плагиоклазовые. При дальнейшем увеличении извести образование анортитового компонента идет за счет алюминия, входящего в состав кордиерита. Количество последнего уменьшается, а магний и железо связанные в кордиерите, образуют новую фазу – гиперстен. В результате получают плагиоклаз-кордиерит-гиперстеновые и плагиоклаз-гиперстеновые роговики. Этим исчерпывается весь избыточный алюминий, и дальнейшее увеличение карбоната влечет за собой вхождение кальция в пироксен с образованием плагиоклаз-гиперстен-диопсидовых роговиков. Постепенно происходит полный переход гиперстена в диопсид. Во всех описанных классах присутствует немного биотита, в котором связываются небольшие количества воды и калия, имеющих в породах. В дальнейших классах биотит отсутствует. Вместе с тем количество плагиоклазов понижается, так как глинистого материала становится все меньше и образуются плагиоклаз-диопсид - гроссуляровые роговики. При значительных процессах контактного метасоматоза образуются особые известково-силикатовые породы, получившие название скарнов, которые часто сопровождаются оруденением и развиты во всех контактово-метаморфических месторождениях железа, меди и редких металлов.

Контактово-метаморфические процессы происходят по-разному в зависимости от геологических условий. В природе они сказываются в образовании контактовых ореолов или зон среди интрузивных пород. Часто также и внутри самих магматических пород наблюдаются приконтактовые изменения. Контактные процессы внутри магматических пород называются эндоконтактовыми, тогда как во внешнем контактовом ореоле происходят экзоконтактовые явления.

5.1.2 Эндоконтактовый метаморфизм

В контактах магматических пород с осадочными или более ранними по возрасту магматическими породами происходят процессы, благодаря которым не только вне интрузии происходит изменение состава и структуры пород, но и породы самой интрузии под влиянием вмещающих пород претерпевают эндоконтактовые изменения. Они происходят часто потому, что состав магмы в контакте изменяется вследствие реакции магматического расплава с вмещающими породами, а диффузия растворенного вещества стремится выравнивать нарушенное химическое равновесие в расплаве.

Магматические породы подвергаются при этом загрязнению посторонним материалом, - контаминации. Развиваются гибридные расплавы, по застывании которых образуются гибридные магматические породы. Если это равновесие в пределе будет достигнуто, расплав и выкристаллизовавшаяся из него порода примут однородный состав. Это положение может наступить при длительном процессе, во время которого диффузия выравнивает состав во всей массе. В этом случае говорят об ассимиляции. Явления ассимиляции и контаминации стоят на грани магматического и эндоконтактово-метаморфического процессов.

Эндоконтактовые явления в интрузивных породах сказываются часто в образовании несвойственных магматическим породам минералов. Так, в контактах в гранитах или других породах развиваются гранаты, эпидот, диопсид, кордиерит и другие минералы, свидетельствующие об избыточном содержании алюминия или кальция в зависимости от того, с какими породами происходит контактовый обмен материалом. Например, в сиенитах в контактах с известняками появляются диопсид и эпидот. В гранитах в контактах со слюдяными сланцами или гнейсами иногда образуются алмадин или кордиерит.

5.1.3 Экзоконтактовый метаморфизм

В контактовой области вне магматической камеры разыгрываются экзоконтактовые процессы метаморфизма. Ему подвергаются все вмещающие породы, обычно независимо от их состава, но в различной степени. Причинами контактового метаморфизма является высокая температура магматических масс и минерализаторы, диффузия которых со стороны магмы прогревает боковые породы и пропитывает их разнообразными жидкими растворами. К ним присоединяются различные растворенные вещества как выносимые из магматического очага, так и получающиеся на месте при переходе в раствор и переотложении минералов метаморфизируемых пород. Ширина контактовых ореолов зависит от многих причин. Одной из них являются размеры интрузии. От них зависит количество принесенной из глубины тепловой энергии, а следовательно и интенсивность метаморфизма и ширина контактовых ореолов.

Вторая причина заключается в составе интрузирующей массы. В настоящее время можно считать установленным, что в связи с кислыми и щелочными породами контактовые ореолы шире и сам метаморфизм интенсивнее, чем в связи с основными. Причиной этого является богатство кислых магм агентами-минерализаторами, что в свою очередь объясняется остаточным характером гранитовых и нефелин-сиенитовых расплавов. Летучие компоненты, главным образом пары воды, являются не только минерализаторами, вызывающими минералообразование и облегчающими перекристаллизацию пород, но и переносчиками тепловой энергии.

Третья причина различной ширины контактовых ореолов и силы метаморфизма заключается в условиях глубины процесса и стоит в

зависимости от термодинамического состояния окружающей среды. Явления контактового метаморфизма близ поверхности или на ней самой иные, чем на глубине, где температура выше, чем на поверхности. Поэтому нагревание вмещающих пород со стороны магматических масс на поверхности продолжается очень недолго. Сама лава быстро застывает, и тепловое состояние выравнивается и становится близким к нормальному для земной поверхности. В гипабиссальных условиях температура понижается медленнее. Диффузия тепла вследствие малой теплопроводности горных пород происходит медленно, а поэтому непосредственные контакты довольно быстро нагреваются, но распространение тепла в стороны происходит медленно. Четвертая причина неодинаковой ширины контактовых ореолов заключается в направлении слоистости вмещающих пород и крутизне поверхности контакта. По слоистости и сланцеватости горные породы легче проводят тепло, чем вкрест ее, по слоистости легче проникают и метаморфизирующие растворы. На пологих контактах ореолы метаморфизма шире, чем на крутых, так как тепло и особенно минерализаторы и растворы сильнее стремятся вверх к более холодным местам, чем в стороны от интрузии. Поэтому о ширине контактовых ореолов, наблюдаемых около интрузий, можно приближенно судить о форме поверхности контакта.

По характеру изменения горных пород в области контактового метаморфизма различают сухой или каустический контактовый метаморфизм без существенного привноса или выноса материалов из метаморфических пород и пневматолитовый, сопровождаемый существенным обменом вещества и явлениями метасоматоза. К а у с т и ч е с к и й метаморфизм называется иногда также т е р м а л ь н ы м, то есть таким, при котором главную роль играет температура, а не растворы. Термальный метаморфизм в контактовых областях ведет к образованию роговиков, образующихся во внутренней части контактового ореола.

Контактные роговики представляют собой мелкозернистые, реже среднезернистые породы, цвет и состав которых зависит от состава первичных пород и образующейся за их счет минеральной ассоциации. Они развиваются в том случае, когда количество углекислого кальция в составе мергелей таково, что оно может быть связано химически с имеющимся в составе пород кремнеземом и глиноземом. В случае избытка углекислого кальция кальцит может оставаться неиспользованным на реакцию и превращенным в крупные кристаллические зерна. От диопсид-волластонитовых роговиков с гроссуляром могут быть встречены все переходы к мраморам, которые развиваются из известняков в случае термального контактового метаморфизма на контакте с магматическими породами.

Роговики, образующиеся из глинистых или песчано-глинистых пород нередко содержат богатые глиноземом минералы, например, топаз, присутствие которого свидетельствует о задержке фтористых соединений

минерализаторов в составе роговиков. Нередко в последних присутствует турмалин.

Выделяются три зоны контактового метаморфизма в контактовом ореоле: внутренняя-роговиковая, средняя- слюдяно-сланцевая и внешняя – филлитовая зоны. Развитие слюдяных сланцев и филлитов указывает на то, что процесс шел под влиянием одностороннего давления. Роговики образуются и из кремнистых сланцев осадочного происхождения, состоящих из тонкозернистого кремнистого материала. Породы сохраняют сильно выраженную сланцеватость. Если в ней были глинистые частицы, то такие глинисто-кремнистые сланцы содержат чешуйки серицита или хлорита, что соответствует филлитовой зоне перекристаллизованных пород. Эти тонкосланцевые породы иногда называют кварцитовыми сланцами. При приближении к области непосредственного контакта породы принимают торцовую структуру роговиков, а сланцеватость иногда сохраняется, иногда же теряется. Такие породы лучше всего назвать роговиковыми кварцитами. Роговиковые кварциты, или кварцевые роговики, происходят также и из кварцевых песчаников, содержащих мало цемента или вовсе не содержащих его. В этом случае в контакте крупные зерна кварцевых песчаников распадаются на мелкозернистые торцовые агрегаты и породы превращаются в роговиковый кварцит, сходный с таковым, развившимся из кремнистых сланцев.

Аркозовые, то есть полевошпатовые песчаники, дают кварцево-полевошпатовые роговики. Интрузивные породы более раннего возраста, попадая в контактовые области более поздних интрузий, также подвергаются ороговиканию, заключающемуся в грануляции зерен кварца и полевого шпата и в образовании кварцево-полевошпатовых роговиков с содержанием слюд или амфиболов и пироксенов. За счет диоритов развиваются плагиоклазово-роговообманковые роговики, часто содержащие кварц. Такие же роговики или пироксен-плагиоклазовые роговики образуются за счет диоритов и габбро, а также их излившихся аналогов.

Роговиковый тип контактов наблюдается обычно около интрузий, застывших в гипабиссальных условиях. В абиссальных условиях процесс идет с более глубокой перекристаллизацией вмещающих пород. Примером этого типа контактового метаморфизма может служить ореол Сысертского гранитового массива на Урале. Здесь в удалении от массива на северо-востоке образовались филлиты, но отсутствуют сланцы. С приближением к граниту величина зерна и размеры чешуек минералов и слюд увеличиваются. Вся порода во внутренних частях контактового ореола переходит в плагиоклазовые слюдяно-гранатовые гнейсы, содержащие в зависимости от химического состава пород различные амфиболы ряда актинолита. По своему положению эти гнейсы соответствуют роговикам нормальных контактовых ореолов более высоких и холодных областей. Кремнистые сланцы, содержащие серицит и карбонат переходят в слюдяные или роговообманковые кварциты, а различные основные породы

габброидного состава переходят во внутренней контактовой зоне в плагиоклазово - роговообманковые сланцевые породы – амфиболиты.

5.1.4 Пневматолитовый контактовый метаморфизм

В контактовых областях циркулируют растворы, которые в начальной стадии содержат летучие компоненты и кроме того, растворенные в них вещества. Так выяснено, что пары воды могут переносить при высокой температуре небольшие количества кремнезема и других компонентов. Галоиды, которые в контактовых областях часто связываются в апатите или флюорите, могут быть переносчиками кремнезема, алюминия и железа в виде легко летучих соединений хлористого и фтористого кремния, галоидных соединений дву- и трехвалентного железа и алюминия. Кроме того, с ними становятся летучими вольфрам, олово и молибден. В составе легкоподвижных и летучих веществ присутствуют также сульфиды различных металлов, в том числе и молибдена. Однако следует отметить, что эти разнообразные компоненты при образовании роговиков не концентрируются. В этом случае они, по-видимому, рассеиваются в массе магматической породы и контактового ореола. Условия оказываются в том случае неблагоприятными для концентрации металлов.

Основной причиной пневматолитового и гидротермального метаморфизма являются метасоматические процессы, связывающие подвижные компоненты, которые выносятся из магматической области в тех местах, где они вступают в реакцию с боковыми породами. Наступает реакция с привнесением материала из магмы и выносом растворенного материала боковых пород. Изучение многочисленных контактово-метасоматических месторождений показало, что наиболее легко процессу метасоматоза подвергаются карбонатные и карбонатсодержащие породы: известняки, мергели, известковистые туфы и туффиты. Там, где слои этих карбонатных пород пластуются с эффузивами, туфами или другими породами, последние, хотя бы и в меньшей степени, могут быть вовлечены в процесс контактового метасоматоза. Однако сопутствующие породы большей частью бывают метаморфизованы в роговики.

При пневматолитовом контактовом метаморфизме за счет карбонатных пород образуются **скарны**. Это как крупно, так и мелкозернистые переменного состава породы, состоящие преимущественно из известково-силикатных минералов. Из них наиболее часто развиты диопсид и геденбергит, волластонит, гроссуляр, андратит, далее тремолит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, геленит, анортит и др. Наличие летучих компонентов доказывается содержанием среди кварцевых минералов аксинита, датолита, гумита, флогопита, флюорита. Многие из этих минералов встречаются в контактовых ореолах сиенитов на горе Высокой и горе Благодать на Урале.

Распределение компонентов в контактово - метасоматических месторождениях не случайно.

1. Наиболее легколетучие и растворимые компоненты, обладающие более низкой температурой их фиксации, осаждаются дальше от контактовой области. Поэтому такие минералы, как гроссуляр и андрадит, или диопсид и геденбергит, распределяются таким образом, что глиноземистые и магнезиальные члены ряда фиксируются в непосредственном контакте, а железистые члены ряда дальше от него.

2. С удалением от контактовых зон высокотемпературные члены ряда минералов сменяются низкотемпературными. Возникает зональность со сменой в удалении от контакта пироксенов амфиболами, гранатом эпидотом или цоизитом.

3. Во внутренней зоне контактового метасоматоза происходит смена высокотемпературных минералогических ассоциаций низкотемпературными в том же порядке во времени. При этом возникают разнообразные псевдоморфозы, столь обычные в контактовых областях. Кроме того, низкотемпературные ассоциации минералов развиваются в виде прожилков среди минералов ранних генераций.

4. Оруденение, если оно имеется в скарновых зонах, распределяется неравномерно. Иногда целые пласты известняков замещаются рудами, в других случаях рудные минералы образуют вкрапленность среди минералов скарнов. При этом в ближайшем контакте, в зоне пироксен-гранатовых скарнов образуются железные руды (магнетитовые, реже гематитовые), а с удалением от контакта, в актинолитово-эпидотовых скарнах отлагаются преимущественно сульфидные руды меди, свинца, и цинка. Таково распределение оруденения в Турьинских рудниках или на горе Высокой на Урале (рисунки А.9, А.19, А.20).

5. Часто со скарнами бывает связано редкометальное оруденение. Среди гранатово-пироксеновых скарнов встречается шеелит. Минерал может быть легко пропущен при исследовании, а потому следует внимательно изучать эти скарны и не только подвергать их тщательному макро и микроскопическому исследованию, но и прибегать к проверке на содержание этого минерала путем люминисценции в катодных или ультрафиолетовых лучах, а также химическому анализу на вольфрам. В некоторых скарнах встречаются промышленные концентрации молибденита, реже оловянного камня.

6. Часто в скарновых зонах теряется линия непосредственного контакта интрузива и вмещающих пород. Скарновая зона постепенно переходит с одной стороны, в боковые породы, с другой – в область интрузии. Последняя в контакте также скарнируется. Эта особенность была отмечена А.Н.Заварицким для горы Магнитной и другими исследователями для Турьинских рудников. Это же явление внимательно изучалось Д.С.Коржинским с точки зрения условий физико-химического состояния и подвижности компонентов при метасоматозе и было названо им *б и м е т а с о м а т о з о м*. В зоне контакта в растворах, пропитывающих эту зону, устанавливается диффузия и движение с обменными реакциями,

стирающими границу между разнородными системами магматической и вмещающей пород.

Образование руды и скарновых минералов связано с выносом вместе с летучими компонентами части минералов из магматической массы, когда она была жидкой.

Силикатные составные части выносятся перегретыми растворами и частично газовой фазой – парами воды, галоидами, сернистыми соединениями и фосфором. Металлические компоненты выносятся в соединении с летучими, например, в виде хлорного и хлористого железа.

Среди скарнов выделяются т а к т и т ы- темные скарны, богатые рудными минералами, относящимися к высокотемпературной ассоциации скарновых минералов и развивающимися вблизи самой контактовой области. Они состоят главным образом из граната и диопсид- геденбергита. Большое практическое значение скарнов, как поискового признака на руды контактового происхождения, заставляет относиться к их исследованию очень тщательно. Видовые названия скарнов даются обычно по господствующему в них минералогическому составу, например: диопсид-гранатовые, волластонит-гранатовые, эпидот-гранатовые и т.п.

Контактовое окварцевание. Совершенно особый случай контактового метаморфизма широко распространен в Казахстане. Он выражается в пневма- толитовом окварцевании как вмещающих пород, так и прилегающих частей интрузии, особенно их верхних апикальных частей. Получаются породы состава кварцитов или кварцевых роговиков, названных «вторичными кварцитами». Развитие этих пород происходит благодаря выносу из гранитов больших количеств кремнезема вместе с летучими компонентами. Окварцеванию подвергаются разные породы. Большая часть их компонентов выносятся и заменяется кварцем. Удаляются большие количества магния и кальция, особенно много алюминия. Все это отлагается в других метак в зависимости от температурных условий. В самой внутренней зоне отлагается глинозем, связанный в виде местных скоплений и жил андалузита и реже корунда, а также более редких минералов (алунита и др.). Эти минералы могут быть предметом эксплуатации как ценное керамическое и абразивное сырье.

Окварцевание верхних частей гранитов в эндоконтакте создает породы, состоящие из кварца и мусковита. При процессе может образоваться редкометальное оруденение и реже гидротермальное сульфидное оруденение в виде вкрапленных руд.

5.1.5 Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм

Уже при описании контактовых процессов отмечена большая роль летучих и легкоподвижных гидротермальных компонентов и создании пневматолитовых контактовых ореолов около многих интрузивных массивов. В них участвуют и пневматолитовые процессы, в которых большую роль

играют растворы очень высокой температуры, богатые легколетучими компонентами и гидротермальные процессы, обусловленные деятельностью нагретых растворов, бедных легколетучими составными частями. Такие же явления разыгрываются и помимо контактовых областей, как в самих интрузиях, так и вдали от них, в окружающем их ореоле. Среди пневматолитовых и гидротермальных явлений метаморфизма выделяется группа автometаморфических процессов, в отличие от аллометаморфических. Эти группы процессов не всегда, однако, могут быть установлены и отличимы друг от друга. Явления автometаморфизма связываются с процессами, происходящими в магматических породах в период их естественного развития и перекристаллизации из первоначального состава под влиянием собственных агентов минерализаторов, в последние моменты или же после окончательного формирования породы из расплава. Эти процессы происходят различно, в зависимости от фациальных условий метаморфизма и от состава исходного материала, подвергающегося метаморфизму. Согласно этому положению, магматические породы иногда метаморфизуются во время окончательной консолидации под влиянием все понижающейся температуры и освобождающихся минерализаторов, которые конденсируются в жидкость с растворением в ней различных компонентов на месте образования этих остаточных растворов. Явлениями автometаморфизма считаются только те, которые вызываются агентами метаморфизма – температурой, давлением и растворами или газами, действующими на месте их возникновения при остывании магматической породы.

Таким образом, автometаморфизм представляет пневматолитово-гидротермальное явление и не может быть резко отделен от других явлений пневматолитово-гидротермального типа, так как такие же процессы, наложенные на магматические породы, в более позднее время по своим результатам часто неотличимы от явлений автometаморфизма.

Меланолитовые основные породы. Метаморфизм пород ряда пироксенитов и перидотитов следует из наблюдений в природе. Оливин при высокой температуре не реагирует с парами воды, следовательно, в глубинных условиях процесс серпентинизации затруднен при медленном охлаждении и при высокой температуре. В этих условиях остаточные воды вместе с растворенными в них веществами в течение долгого периода сохранения в стационарном состоянии в конце концов удаляются в окружающую среду, а кристаллы оливина остаются мало затронутыми серпентинизацией. Таковы некоторые перидотитовые массивы, развитые среди докембрийских областей.

В обычных условиях на небольшой глубине охлаждение расплава происходит быстрее, и когда температура достигает 400°C , наступают моменты, наиболее благоприятные для серпентинизации, которая идет до тех пор, пока будут израсходованы все имеющиеся ресурсы воды. О том, что серпентинизация происходит легче в приповерхностных условиях,

свидетельствуют данные бурения в Тагильском массиве дунитов, где на глубине 450 м наступает скачкообразное изменение степени серпентинизации, которая на глубине не превышает 5 % от состава породы, тогда на поверхности дуниты серпентинизированы на 80-90 %. Во-первых, это могло произойти вследствие того, что при серпентинизации происходит увеличение объема, а на глубине господствует высокое давление, которое тормозит этот процесс, не давая расширение породам. Во-вторых, летучие компоненты, то есть главным образом пары воды, концентрируются в верхних частях глубинных массивов, а потому верхние части дунитового массива оказывается сильнее серпентинизированными, чем глубокие его зоны.

Процесс серпентинизации многими петрографами рассматривается как автометаморфический. Однако в гипабиссальных условиях, наиболее благоприятных для серпентинизации, он часто доходит до полного превращения перидотитов в змеевики, в которых остатки оливина и пироксенов встречаются только в ничтожном количестве среди серпентина. Для того чтобы весь этот серпентин образовался автометаморфическим путем, необходимо чтобы магма перидотитов содержала не менее 10 % воды, входящей в состав змеевиков.

Вероятно, сильная и полная серпентинизация гипабиссальных тел перидотитов и превращение их в змеевики происходит не только путем воздействия собственных, освобожденных при кристаллизации паров воды, но и тех паров и растворов, которые поднимаются из глубоких частей интрузий, пропитывая их верхние части, к этому времени уже твердые. Кроме того, серпентинизация может происходить и другими путями гидротермальной обработки. Пироксениты тоже подвергаются серпентинизации, хотя и в меньшей степени, чем перидотиты.

Змеевики представляют собой плотные зеленовато-серые или темнозеленые породы, реже чёрные на поверхности выветривания принимающие иногда белую или желтую окраску вследствие избирательного выщелачивания окислов железа, входящих в состав породы. Во многих случаях, когда породы образуются под влиянием бокового давления при тектонических процессах и перемещениях складчатого характера, в них образуются трещины с признаками скольжения. Эти трещины выполняются вторичным волокнистым серпентином. Если явления скольжения были энергичны, то волокна этого хризотилового серпентина ориентированы параллельно штрихам и направлениям скольжения. При сильном сжатии поверхности принимают субпараллельное положение, и змеевики приобретают линзовидную отдельность. Линзы змеевика отделяются друг от друга поверхностями скольжения. При очень сильном сдавливании и скольжении развиваются породы конгломератовидного характера, так называемые тектонические конгломераты змеевиков.

Кроме серпентинизации, породы перидотито-пироксенитового ряда, а также происшедшие из них змеевики, часто подвергаются оталькованию.

Образование талька происходит под влиянием кислых термальных растворов. Часто наблюдаются вдоль тектонических трещин и расколов, и тогда образовавшиеся из змеевиков тальковые сланцы имеют линейное распространение. Эти породы серебристо-белого или светлозеленого цвета состоят преимущественно из талька. Обладая большой пластичностью и мягкостью, жирные на ощупь и скользкие сланцы обуславливают явления скольжения и смещения вдоль линий их распространения, это и является причиной сильной сланцеватости.

В тех случаях, когда серпентиниты подвергаются метаморфизму под влиянием кислых растворов, содержащих угольную кислоту, развиваются тальково-карбонатные породы и сланцы. Массивные породы развиваются в отсутствие стресса и получили название горшечных камней. Структура этих пород характеризуется взаимным проращением талька и карбоната.

Под влиянием кислых углекислых растворов происходит также процесс лиственитизации змеевиков. Получающиеся при этом листвениты представляют собой массивные, трудно выветриваемые и выдающиеся в рельефе породы светложелтого, белого цвета. Они состоят из взаимно прорастающих крупных зерен кварца и карбоната с примесью довольно значительного количества тончайших чешуек мускавита, который представлен его зеленой хромосодержащей разновидностью – фукситом.

Местами в змеевиках наблюдаются полосы хлоритовых пород или хлоритовых сланцев, в зависимости от того, насколько были значительны силы бокового давления. В таких темнозеленых породах, кроме хлорита, имеется часто кальцит, а иногда эпидот, титанит, апатит и магнетит. Последний развит в виде идеальных кристаллов. Хлорит представлен большей частью пеннином, иногда клинохлором. В образовании этих пород, развитых в области контактовых зон, участвовали растворы, содержащие алюминий и железо, кальций и угольную кислоту.

Среди продуктов пневматолитово-гидротермальных процессов в змеевиках местами встречаются роговиковые включения и жилы зернистых пироксен-гранатовых, хлорит-гранатовых и эпидотовых пород. Эти массивные породы зеленого цвета или красно-бурого цвета в зависимости от преобладания граната или диопсида содержат часто много титанита и апатита. Эпидот замещает гранаты. Описываемые породы представляют частично результат серпентинизации диаллага, при которой освобождается много кальция, но при этом алюминий остается в связанном состоянии. Большая часть этих пород получается в результате воздействия остаточных растворов от реакций при кристаллизации перидотитов как продуктов гравитационной кристаллизационной дифференциации. С этой точки зрения перидотит представляет собой результат накопления.

Основные и средние породы. Пневматолитовый и гидротермальный метаморфизм основных габброидных пород в последние стадии их формирования характеризуются накоплением щелочных натровых, а в случае щелочных габброидов – иногда и калиевых растворов.

Этот процесс происходит в каждой точке магматического очага, где завершаются последние этапы кристаллизации.

Процессы гидратации пироксенов и оливина ведут к их амфиболизации. При этом вместо компактной и однородной зелено-бурой роговой обманки, образование которой происходит во время позднемагматических процессов, при гидротермальном метаморфизме возникают актинолит или светло-зеленая роговая обманка, замещающая пироксены или амфибол более ранней стадии кристаллизации. Иногда пироксены замещаются амфиболом в виде псевдоморфоз агрегатов, взаимно и неправильно прорастающих друг в друга. На более поздней стадии при участии холодных растворов происходит уралитизация пироксенов. Эти три стадии амфиболизации пироксенов (образование роговой обманки, актинолита и уралита) очень часто различимы в породах.

Дальнейший ход метаморфизма габброидных пород с понижением температуры метаморфизирующих растворов ведет к хлоритизации цветных компонентов и к эпидотизации плагиоклазов с выделением альбита в самостоятельную фазу. Если процесс происходит под влиянием давления, то как из габброидов, так и из их излившихся аналогов образуются альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, сложенные различными комбинациями этих минералов. Они образуют серию «зеленых сланцев», у которых первичная интрузия или излившаяся природа пород не всегда может быть установлена, если не сохранились остаточные структуры или если генетические связи их не прослеживаются непосредственно в поле.

Из гидротермальных процессов в описываемых породах следует отметить пренитизацию.

Кислые магматические породы. Граниты и их аналоги подвергаются пневматолитовому и гидротермальному метаморфизму. Часть изменений горных пород при метаморфизме носит характер естественного развития их и относится к аутометаморфизму, часть же вызывается влиянием посторонних агентов.

Наиболее высокотемпературным процессом пневматолитового и гидротермального метаморфизма является грейзенизация. Она свойственна наиболее кислым гранитовым массивам и заключается в разложении полевых шпатов под влиянием перегретых растворов, богатых газообразными компонентами, или под непосредственным влиянием последних. При этом за счет полевых шпатов получают слюды и кварц. В классических месторождениях грейзенов эти породы состоят из среднезернистых агрегатов кварца в сопровождении арсенопирита, пирита, молибденита, вольфрамита и оловянного камня, которые обычно развиты в качестве аксессуарных минералов. Грейзены развились за счет лейкократовых гранитов в периферических частях их штоков, под влиянием скоплений газообразных компонентов, содержащих фтор- флюорита и топаза. Большую роль играли пары воды и, остаточные растворы, содержащие калий и литий (рисунок 20).

Березитизация. Более холодным по температуре образования процессом является березитизация, в результате которой образуются березиты. Это массивные мелкозернистые породы белого или светло-желтовато-белого цвета, часто с ржавыми потеками лимонита, образующегося вследствие окисления железа. К особенностям березитов относится их состав из кварца и мусковита, образующих агрегаты, сходные с таковыми грейзенов, но отличающиеся очень небольшими размерами зерен.. Эта особенность пород стоит в зависимости от температуры образования зерна при метаморфизме. О более низкой температуре процесса березитизации, сравнительно с грейзенизацией, свидетельствует иной, чем у грейзенов, характер оруденения связанного с березитами. Редкие металлы встречаются здесь в количествах, имеющих минералогическое значение. Они вытесняются золотоносными сульфидами, приносимыми кварцевыми жилами, которые вызывают оруденение.

Многие гидротермальные рудные жилы, образующие месторождения металлов или различных ископаемых минерального сырья, залегают большей частью в породах, измененных вдоль этих рудных жил во вторичные метаморфизованные породы. Осадочные и магматические образования – известняки, глинистые сланцы, песчаники, излившиеся и интрузивные магматические породы – все подвергаются гидротермальному метаморфизму, сопровождающемуся метасоматозом. При этом наблюдаются процессы:

- 1) окварцевание около кварцевых и некоторых других жил;
- 2) хлоритизация, заключающаяся в образовании хлоритов путем метасоматического замещения цветных, а часто и светлых минералов боковых пород. Последнее говорит о подвижном состоянии магния и железа, переносившихся водными растворами и оседавших там, породы, с которыми они могли входить в реакцию растворения и замещения их составные части. Для этого необходимо, чтобы замещаемые породы содержали кремний и алюминий, с которыми магнийсодержащие растворы могли образовать соединения;
- 3) серицитизация с образованием серицита за счет полевошпатовых или глинистых минералов, иногда с метасоматозом и других устойчивых минералов, например кварца или карбоната. Здесь подвижными компонентами были калиевые соединения и алюминий, отлагавшие метасоматически серицит;
- 4) карбонатизация чаще наблюдается в связи с карбонатными рудными жилками в боковых породах;
- 5) Березитизация с отложением барита;
- 6) флюоритизация с образованием плавикового шпата;

7) сульфидизация – процесс, сопровождаемый отложением пирита и других сульфидов в виде вкрапленности;

8) оталькование и серпентинизация - затрагивают преимущественно ультраосновные породы, но могут распространяться и на доломиты;

9) каолинизация с образованием каолина, вместе с кварцем за счет кислых магматических пород, глинистых сланцев и песчаников;

10) при более высокой температуре происходит процесс мусковитизации и биотитизации боковых пород около гидротермальных жил;

11) более высокими температурами растворов вызывается процесс амфиболизации с развитием вторичных актинолита, тремолита или роговой обманки как в осадочных породах, так и в магматических;

12) только при очень высоких температурах образуются вторичные пироксен-гранатовые породы в контактах с рудными жилами. Эти растворы по своему характеру приближаются к пневматолитовым, описанным выше. Все эти процессы могут происходить и помимо наличия месторождений полезных ископаемых, на местах действия гидротермальных растворов, но они служат поисковыми признаками для месторождений;

13) часто в связи с гидротермальными процессами наблюдаются турмалинизация вмещающих жилы пород.

В условиях образования излившихся пород близ поверхности земли действуют также гидротермальные процессы, ведущие к преобразованию эффузивных пород фумаролами, горячими источниками и мофеттами обычно поблизости от вулканических аппаратов и в области излияния лав. К этим процессам гидротермального метаморфизма относятся:

1) алунификация, развивающихся под влиянием сернокислых фумарол в кислых и средних эффузивах и их туфах, с отложением алунита;

2) пропилитизация представляет собой гидротермальный процесс, происходящий под влиянием фумарол с привнесением сульфидов и с преобразованием андезитов, дацитов, базальтов и липаритов и их туфов около вулканических аппаратов и их каналов. Породы светлеют и перекристаллизовываются с образованием хлорита, эпидота, каолита, серицита, карбонатов и с выделением кремнезема и в виде мелкозернистого и тонкозернистого материала. Двуокись титана высвобождается из других соединений и выделяется в виде рутила. Происходит привнос и отложение сульфидов;

3) каолинизация, окварцевание и карбонатизация в качестве процессов гидротермальной обработки также наблюдаются в излившихся породах;

4) цеолитизация особенно сильно распространена в щелочных эффузивах, но встречается также в андезитах, трахитах, базальтах и других эффузивных породах, приводя к образованию миндалин цеолитов и замещению ими породообразующих минералов.

Подводя итоги о пневматолитовом и гидротермальном метаморфизме, можно отметить, что продукты их в отношении состава и структуры сильно зависят от температуры источников метаморфизма и от длительности времени их действия, от давления, под которым происходит преобразование. Высокотемпературные растворы с большим содержанием летучих компонентов вызывают образование различных гранатово-пироксеновых пород скарнового типа и грейзенов. В условиях средних температур возникают различные породы с образованием амфиболов и слюд, а низкотемпературные агенты вызывают процессы серицитизации, оталькования, хлоритизации и каолинизации или цеолитизации. Окварцевание процесс распространенный, но структура образующихся при этом метаморфических пород различна. В условиях высокой температуры возникают крупно-среднезернистые грейзены, в условиях средней температуры - мелкозернистые кварцевые породы типа березитов, при низкой температуре, близко от поверхности Земли, кремнезем принимает вид тонкозернистых агрегатов кварца, халцедона или опала, а слюда –серицита.

5.1.6 Региональный метаморфизм

Как следует из названия, он охватывает случаи общего метаморфизма всех пород. Примером такого метаморфизма на территории большой области, может служить Украинский кристаллический массив, Балтийский щит. Алданский, Канадский массивы и др. Однако региональный метаморфизм наблюдается не только в древнейших щитах, но и в более молодых горных сооружениях. Они выступают в центральных частях хребтов и распространяются на более древние отложения. Степень метаморфизма очень неоднородная; в пределах областей регионального метаморфизма различают отдельные подобласти, участки, где метаморфизм выражен сильнее или слабее чем в других местах.

Изучение в Альпах зависимости степени метаморфизма от глубины геологического среза привели исследователей [2] к построению зональности глубинного метаморфизма, разделяющегося на три зоны. Самая верхняя из них (эпизона) отличается слабым характером изменения осадочных и магматических пород и соответствует филлитам, то есть стадии метаморфизма, которая характерна и для пород карельской свиты и для пород нижнего палеозоя Урала, - наиболее молодых, верхних частей геологического разреза в каждом из этих районов. Лежащая ниже их средняя

зона метаморфизма (мезозона) характеризуется переходом филлитов в слюдяные сланцы или гнейсы. Рядом с ними за счет филлитовых песчаников и кислых магматических пород развиваются различные гнейсы, а вместо излившихся пород основного состава - амфиболиты.

Глубокая зона (катазона) характеризуется гнейсами и амфиболитами, а также другими, более высокотемпературными минеральными фациями, в которых устойчивыми являются минералы группы пироксенов, оливин, гранаты, силлиманит и другие.

6 Метаморфические формации

Раздел приводится с использованием «Терминологического справочника» [1], и работ Ю.А. Кузнецова [3]. Как и в магматических, понятие метаморфические формации» многогранно, различные авторы при определении понятия подходят с разных позиций: одни с позиции тектонических режимов, другие в основу закладывают парагенез минералов, третьи - с позиции физико-химической обстановки и т.п. Итак:

Метаморфическая формация -

- это реальное крупное сложнопостроенное геологическое тело, представляющее сочетание различных метаморфических пород в определенных количественных и структурных отношениях;

- это парагенезис метаморфических пород, которые находятся в определенных структурных отношениях;

- это одновозрастная парагенетическая ассоциация структурно взаимосвязанных между собой пород;

- это ассоциация, объединяющая закономерные сочетания метаморфических пород, поддающиеся картированию, при этом формационному анализу подвергаются только породы, образующиеся при процессах регионального метаморфизма;

- это закономерный парагенезис метаморфических пород, обусловленный общностью первичного происхождения и последующего метаморфизма.

Метаморфическая формация - это закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших специфический тип метаморфизма. Это группа пород с характерными вещественно-структурными особенностями, включающая образования одной исходной осадочной, эффузивной или интрузивной формации, преобразованных в определенных условиях метаморфизма.

Метаморфическая формация объединяет породы, связанные общностью происхождения, т.е. отвечающие определенным геотектоническим структурам на разных стадиях их развития. Породы в

пределах формаций образуют устойчивые ассоциации, будучи связанными парагенетически. Выделяются монофациальные и полифациальные типы метаморфических формаций.

Регионально-метаморфические формации характеризуются следующими чертами:

температура и давление зависят от глубины залегания формации в земной коре. Они устойчивы во времени и по латерали. В ходе медленного повышения температуры и давления развивается прогрессивный метаморфизм. Это связано с погружением формации в данном орогенном поясе под влиянием вышележащих формаций и вследствие нагромождения горных сооружений. В результате последующей денудации происходит частичное срезание складчатого сооружения, снижение давления и температуры. Наступает регрессивная стадия метаморфизма.

Контактово-метаморфические формации:

1. Контактово – метаморфические формации - производные различных магматических, постмагматических и осадочных формаций. На первый план выступает высокая температура. Эта группа подразделяется на собственно контактово – метаморфические и пирометаморфические формации.

2. Контактово – метаморфические формации, связанные с взаимодействием гранитоидных и габбро-диабазовых формаций с вмещающими формациями (магматическими, постмагматическими, осадочными).

Термометаморфические формации – это продукты наложения термического воздействия, связанного с воздействием раскаленных расплавов.

Пирометаморфические формации образуются в приповерхностных условиях при низких давлениях, но высокой температуре при внедрении магмы.

Динамометаморфические формации:

1. Комплексы метаморфических пород, представленные низкотемпературными микрокристаллическими сланцами, порфириоидами, порфиритоидами, образующимися за счет динамометаморфизма вулканогенных и осадочных пород.

2. Формации, отличающиеся следующими признаками:

- температура и давления неустойчивы и зависят от глубины залегания формации;
- температура и давление быстро меняются по латерали;
- при горообразовании давление быстро повышается и может наступить фаза прогрессивного метаморфизма;

- это совокупность пород различных степеней метаморфизма (от практически неизменных осадочных и магматических до гнейсов, кристаллических сланцев, катаклазитов, милонитов), приуроченных к разломам и с хорошо выраженной зональностью.

Динамометаморфические формации образуются в результате перекристаллизации пород под влиянием слабо нагретой поровой жидкости, мобилизованной в зонах интенсивных межгранулярных дифференцированных движений. Формации возникают в синорогенную стадию развития приразломных прогибов, т.е. зон смятия.

Класс бластокатаклазитов. Один из классов метаморфических формаций, состоящих из тектонитов, испытавших прогрессивный метаморфизм. Тесно связаны эти формации с метасоматическими процессами.

6.1 Классификация метаморфических формаций

Классификация по структурно-тектоническому признаку (Хорева, 1963):

- метаморфические формации осевых зон геосинклинальных прогибов;
- метаморфические формации геоантиклинальных зон;
- метаморфические формации структур типа срединных массивов и блоков фундамента в подвижных поясах земной коры;
- метаморфические формации зон глубинных разломов и зон смятия.

Классификация по истории развития метаморфических комплексов:

- метаморфические формации монометаморфического типа или формации, образовавшиеся в течение одного тектоно-магматического этапа развития тектонической структуры;
- метаморфические формации полиметаморфического типа или формации, образующиеся в течение нескольких разновозрастных тектоно-магматических этапов развития тектонической структуры.

Классификация фациально-петрографическая (Попов, 1966) [2]

Выделяются следующие петрогенетические типы формаций:

- регионально-метаморфические, или динамотермометаморфические формации;
- динамометаморфические формации зон разломов с высоким давлением;
- термометаморфические или контактово-метаморфические формации, возникшие при внедрении интрузивов магматических пород.

По исходному материалу формации подразделяются на ортометаморфические породы, образовавшиеся за счет метаморфизма

первично магматических пород, и парапетаморфические-продукт метаморфизма первично осадочных пород.

Классификация ультраметаморфических формаций:

Согласно подразделению Ю.А.Кузнецова [3] мигматиты могут быть выделены в два основных типа:

- мигматиты амфиболитовой фации метаморфизма;
- мигматиты фации гиперстеновых гнейсов и чарнокитов.

Г.М.Заридзе [6] выделяет следующие типы метаморфических формаций:

- аспидный диабазо-порфиритовый;
- зеленосланцево- эпидот- амфиболитовый;
- глаукофано-сланцево-амфиболито-эклогитовый;
- амфиболито-гранулитовый;
- амфиболито-гранулит-эклогитовый;
- мигматито-гранулит-чарнокитовый;
- базито-ультрабазито-эклогитовый

Э.Б.Наливкина [7] выделяет следующие типы метаморфических формаций древних подвижных поясов:

1.Формации подвижных областей с регионально развитыми гранулитовой и амфиболитовой фациями метаморфизма (зоны больших глубин – архей).

А. Ранние стадии развития подвижных областей:

- апоофиолитовая в гранулитовой фации (пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, гнейсы, нориты, пироксениты);
- апоофиолитовые в амфиболитовой фации (ортоамфиболиты);
- апогаббро-диабазовая в амфиболитовой фации - друзиты;
- анортозитовая.

Б. Средние стадии развития подвижных областей:

- чарнокитовая;
- кордиерит-гранатовых мигматит-гранитов;
- мигматит-плагиогранитная;
- мигматит-гранитная.

2.Формации подвижных областей с регионально развитыми амфиболитовой и зеленосланцевой фациями метаморфизма. Зоны средних и малых глубин (протерозой):

А. Ранние стадии развития подвижных областей:

- апоофиолитовая в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях (ортоамфиболиты и зеленые сланцы);
- аподунит – гарцбургитовая в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях;
- аподунит-пироксенит-габбровая в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях;
- апогаббро-диабазовая в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях метаморфизма;
- габбро-анортозитовая.

Б. Средние стадии развития подвижных областей:

- мигматит-плагиогранитная;
- мигматит-гранитная.

6.1.1 Регионально-метаморфические формации
(динамометаморфические)

Преимущественно ультрамафические формации

Формации магнезиальных сланцев сложена магнезиальными антигоритовыми, тремолитовыми, актинолитовыми, тальковыми сланцами, талько-хлоритовыми карбонатными породами. Образуются за счет дунитов и перидотитов на низких ступенях регионального метаморфизма.

Серпентенитовая формация сложена серпентинитами, образующимися на гидротермальной стадии автотаморфизма путем серпентинизации дунитов и перидотитов на низкой ступени регионального метаморфизма. В метаофиолитовой эпизоне серпентенитовая формация может возникать при метаморфизме или пневматолито-гидротермальных изменениях офиолитовых формаций и перидотитов габбро-перидотитовой формации. Серпентин переходит в тальк и магнезит.

Тальк-серпентенитовая формация характеризуется ассоциацией тальк-антигорит-хлорит биотит-хлоритовой субфации. Залегают среди кристаллических сланцев и гнейсов мезозоны и катазоны метаморфизма. Образуются за счет габбро-перидотитоидных формаций.

Тальк-карбонатная формация состоит из магнезита и талька, которые при недостатке кремнекислоты могут замещаться серпентином или актинолитом. Формация известна в офиолитовых поясах Урала.

Тальк-актинолитовая формация представлена сланцами ультраосновного состава, для которых характерна ассоциация минералов: тальк, актинолит, хлорит, альбит, биотит, кварц. Возникает на ступени В динамотермального метаморфизма из хлорит-тальк-сланцевой формации биотит - хлоритовой субфации. В нижней части эпизоны эта формация переходит в комплекс метаофиолитовых биотит-офиолитовых формаций.

Антофилитроговообманковая формация. Это плагиоклаз - антофиллитовые, антофиллитовые и роговообманково-оливиновые ультрабазиты, возникающие на амфибол-гнейсовой ступени плутонометаморфизма из биотит- амфиболитовой формации. Характерный парагенез минералов: плагиоклаз-антофиллит-роговая обманка-тальк-магнезит-оливин кордиерит-антофиллитовой субфации.

Преимущественно фемические формации.

Офиолитовая формация это совокупность габбро-спилит-диабаз - перидотитовых пород, характерных для ранних стадий развития геосинклиналей. Офиолитовый комплекс-это ассоциация гипербазитов, габброидов амфиболитов, базальтов и осадочных глубоководных пород, слагающих аллохтонные тектонические покровы. В основании этих покровов широко проявлены серпентинизированные дуниты, и гарцбургиты с линзами лерцолитов. Средняя часть разреза состоит из полосчатого комплекса, в котором чередуются прослойки клинопироксенитов, верлитов, дунитов и габбро. Верхняя часть разреза сложена толеитовыми базальтами, переслаивающимися с радиоляритами, известняками и глинами. В ассоциации с этими породами находятся метаморфические породы-гранулиты, двупироксеновые гнейсы, эклогиты, амфиболиты и зеленые сланцы амфиболитовой и зеленосланцевой стадий метаморфизма.

Зеленосланцевая формация представлена комплексом микрокристаллических сланцев с низкотемпературной ассоциацией минералов: серицит, хлорит, эпидот, актинолит. Образуется эта формация в условиях динамотермального метаморфизма в зонах активного смятия земной коры. Породы формации чередуются с осадочными и вулканогенно-осадочными породами. Пример: на Таймыре зеленосланцевая формация представлена хлорит-эпидот- актинолитовыми, актинолит-эпидотовыми, актинолит-хлоритовыми сланцами, образовавшимися за счет основных и средних эффузивных и пирокластических пород.

Хлорит-альбит-сланцевая формация представлена различными зелеными сланцами: хлорит-альбитовыми, хлорит-эпидот-альбитовыми со сфеном и актинолит- хлорит- эпидот-альбитовыми со сфеном. Эти породы часто содержат кальцит. Метаморфизм мусковит-хлоритовой субфации. Пример – зеленокаменный пояс Урала, Северного Памира.

Празинитовая формация (метагабброидная мезозонная) отвечает празинитовой фации метаморфизма, которая представляет собой ассоциацию зеленых сланцев с примерно равным количеством роговой обманки, хлорита, эпидота и цоизита. Часто содержит эпидозиты и кальцит. Образуется за счет габброидов.

Глаукофан-сланцевая формация (метагабброидная) соответствует глаукофан-сланцевой фации низких и средних температур. Это слабо рассланцованные плотные породы, состоящие из эпидота, слюды, альбита, хлорита, граната, лавсонита, пумпелиита, что сближает эту формацию с эклогитовой фацией.

Альбит-гранат-амфиболитовая формация (метадиабазовая) содержит роговую обманку, альбит, эпидот, биотит, альмандин, кварц, биотит, микроклин. Возникает в хлоритоид-альмандиновой субфации.

Формация эпидотовых амфиболитов и зелёных сланцев объединяет породы, сформировавшиеся в эпидот-амфиболитовой фации. Состав: эпидотовые амфиболиты, хлоритовые и хлорит-амфиболитовые сланцы. Развита преимущественно в архее Украинского щита. Кварцсодержащие разности относятся к гнейсам.

Формация пироксен плагиоклазовых гнейсов и основных кристаллических сланцев. Характерна для Украинского щита. Формация-продукт метаморфизма основных пород не содержащих кварца, однако, в гнейсах его содержание может достигать 15-20 %. Породы метаморфизованы в гранулитовой фации. Мощность достигает 700 м.

Эклогитовая формация (глубинная поздняя). Состоит из эклогитов, представляющих собой отторженцы от глубинных формаций, вынесенных к поверхности Земли магматическими массами, гнейсами, ультрабазитами.

Зелёносланцево-эпидот-амфиболитовая формация. Часть пород формации – филлиты, кварциты, альбитизированные, эпидотизированные, хлоритизированные и актинолитизированные диабазовые порфириты, спилиты, мраморы. Метаморфизована в фации зеленых сланцев. Сюда же В.И.Попов относит и пропилитовую минеральную ассоциацию, ассоциацию вторичных кварцитов.

Амфиболито-гранулитовая формация. На первом этапе образовались пироксеновые гранулиты и ассоциации метаморфических пород фации альмандиновых амфиболитов. На втором этапе возникали породы трех последовательных метаморфических зон (фаций):

альмандиновых амфиболитов, роговообманковых гранулитов, пироксеновых гранулитов.

Преимущественно сиалические формации.

Лептитовая формация. Это мощная толща вулканитов кислого и частично среднего состава, которая в зависимости от интенсивности складчатости и последующего гранитоидного магматизма, метаморфизована в породы типа лептитов, лептитовых гнейсов. Лептиты по мнению большинства исследователей – это метаморфизованные дацитовые туфы. С формацией тесно связаны железистые кварциты Швеции.

Филлитовая формация объединяет метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев осадочные породы и представлена биотито-хлорито-серицитовыми, хлорито-серицито- кварцевыми и карбонатно- хлоритовыми микрокристаллическими сланцами.

Гранат-двуслюдная формация состоит из метапсаммитовых и метапелитовых пород, переслаивающихся друг с другом, иногда составляя ритмы. Состав псаммитовой части-ассоциация кварц-микроклин-альбит-биотит-мусковит. Состав метапелитовой части - ассоциация мусковит-биотит-альмандин-кварц-эпидот. Относится к хлоритоид – альмандиновой субфации.

Формация биотит-гранатовых гнейсов и гиперстеновых кристаллических сланцев. Главными членами являются биотит-гранатовые гнейсы и гиперстеновые кристаллические сланцы. Присутствуют силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы.

Гнейсо-сланцевая формация сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, ставролитовыми, дистеновыми, силлиманитовыми гнейсами и сланцами. Мощность формации до 4000 м. Выделяются два типа разрезов, один из которых содержит высокоглиноземистые сланцы с графитом (Кольский п-ов).

Сиенито-гнейсовая формация состоит из биотитовых, гранат-биотитовых, пироксен-биотитовых, кордиерит-биотитовых парагнейсов. В этой толще распространены биотитовые, хлоритовые, эпидот-хлорит-биотитовые гнейсы с переменными количествами кварца, с массивным сложением, с реликтами структур эффузивных пород.

Преимущественно гиперглинозёмистые формации.

Формации серицито-хлоритовых сланцев и филлитов. Состоит из серицитовых, хлоритовых, серицито-хлоритовых сланцев и филлитов,

возникших на низкой ступени регионального метаморфизма за счет глинистых пород.

Рутил-кианитовая формация. В ее состав входят кианитовые, дистеновые, андалузитовые, силлиманитовые, слюдяные, ставролитовые сланцы, кварциты, корундовые породы.

Гранат-дистен-сланцевая формация. Содержит характерную ассоциацию пород: корунд-дистен-гранат-ставролит-магнетит. Образована на ставролит-кианитовой субфации. (Памир).

Кондалитовая формация. Обязательными составляющими являются графитовые и высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы (гранат-графит-биотитовые, биотит-графитовые, силлиманит-графитовые), тесно ассоциирующие с амфиболитами, карбонатными породами, кварцитами. Образуют неправильные ритмы или переслаивания (Украинский щит). Образование происходило на уровне гранулитовой фации метаморфизма. Может замещать гранат-дистен-сланцевую формацию.

Преимущественно кремнезёмистые формации (в том числе марганцовистые)

Двуслюдяная кварцитовая формация (мезозонная). Здесь перемежаются мусковитовые, биотитовые кварциты, паралептиты, тонкочешуйчатые слюдяные сланцы.

Формация высокоглинозёмистых гнейсов и полево-шпатовых кварцитов (Украинский щит) – представлена силлиманитовыми, гранатовыми гнейсами, амфиболитами, полевошпатовыми кварцитами. породы метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фациях метаморфизма.

Преимущественно феррокремнезёмистые формации.

Сланцево-лептитовая железисто-кремнистая формация сложена железистыми кварцитами, двуслюдяными, актинолит-хлоритовыми, мусковитовыми, хлоритовыми сланцами.

Формация джеспилитов. Сюда включаются еще железистые микрокварциты и железисто-силикатные сланцы. Эпимезозонная, представляет тонкополосчатое чередование кварца, и гематита, магнетита, грюнерита. Типична для докембрия (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия). Формация вмещает крупнейшие месторождения железных руд как первичного залегания, так и особенно в коре выветривания джеспилитов,

когда часть растворимых минералов растворена и вынесена, а богатейшие остаточные гематитовые и мармитовые руды образуют линейные залежи и мощные карманы вдоль зон разломов.

Формация железистых кварцитов. Помимо железистых кварцитов в состав формации входят магнетит-хлоритовые, куммингтонитовые, биотит-хлоритовые сланцы. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Железистые кварциты ассоциируют с толщами яшм и зеленокаменных пород спилито-кератофировой формации древних геосинклинальных прогибов.

Железорудно-гнейсовая формация. Сложена переслаиванием пачек гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, гранат-гиперстеновых гнейсов с гранатовыми породами и прослоями гранат – гиперстен – магнетит – кварцевых и магнетитовых кварцитов. Встречаются прослои гранатовых кварцитов, гранулитов, основных кристаллосланцев, амфиболитов (Украинский щит).

Железорудно-гнейсо-амфиболитовая формация (Украинский щит) сложена биотит-роговообманковыми и роговообманковыми гнейсами, амфиболитами, роговообманково-магнетитовыми кварцитами, залегающими в виде линз.

Преимущественно карбонатные формации.

Серицит-хлорит-мраморная формация образуется в эпизоне. Сложена глинисто-серицит-хлоритовыми мраморами, возникает из карбонатных пород на ступени А динамотермального метаморфизма.

Мраморно-графито-гнейсовая формация (Украинский щит). В ее составе биотитовые, амфиболовые, пироксеновые, гранатовые, силлиманитовые гнейсы, кварциты. Присутствуют прослои и линзы мраморов, кальцифиров, графитовых гнейсов. Перспективна для поисков месторождений железа, графита, мраморов, глиноземистого сырья, фосфорного, борного, редкоземельного и редкометального сырья.

6.1.2 Метаморфизованные фации

Преимущественно фемические формации.

Соссюрит-габброидная формация образуется в эпизоне и сложена продуктами зеленокаменного изменения метагабброидных формаций, переходящих с глубиной в эпидот – ортоамфиболитовые формации. Преобладают катаклазированные габбро с соссюритизированным

плагиоклазом, частичной уралитизацией и хлоритизацией пироксенов. Относится к мусковит – хлоритовой субфации. (Урал, Кавказ).

Спилит-кератофировая формация состоит в основном из амфиболитов и ортосланцев с реликтовыми миндалекаменными структурами кварцевых кератофиров и их туфов, слюдяных и роговообманковых сланцев.

Спилитовая формация (Украинский щит) состоит из альбитизированных амфиболитов, среди которых широким развитием пользуются хлоритизированные миндалекаменные разности, метаморфизованные туфы, амфиболовые и хлоритизированные сланцы. Все эти породы переслаиваются между собой, слагают метабазитовую толщу мощностью более 1000 метров, образовавшуюся в подводных условиях. На Украинском щите эта формация лежит в основании Криворожского разреза (саксаганская метабазитовая серия), сформировалась на начальном этапе развития Криворожской подвижной зоны.

Спилито-диабазовая формация состоит в основном из амфиболитов, биотит – амфиболовых ортосланцев и гнейсов, апоспилитов, слюдяных сланцев, железистых кварцитов. Достигает мощности до 3500 метров.

Базито-ультрабазито-эклогитовая формация выделяется на основании пространственной и генетической связи эклогитов с базитами и ультрабазитами. На Полярном Урале известен комплекс пород, включающий перидотиты, переходящие в эклогиты. Ядро антиклинали в пределах хребта Марун – Кеу сложено протерозойскими гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, прорванными древними интрузиями перидотитов, габбро, плагиогранитов, двуслюдяных гранитов. Более поздняя жильная серия представлена лейкократовыми гранитами и кварц – мусковитовыми пегматитовыми жилами. Вокруг гранитовых жил развиты ореолы гранатовых перидотитов мощностью 20-40 метров и эклогитов. Эклогиты слагают жилы в перидотитах, гнезда, линзы. В обнажениях видны постепенные переходы от перидотитов к эклогитам через гранатовые, гранат-цоизитовые и гранат – кианитовые разности ультрабазитов.

Преимущественно сиалические формации.:

Аспидная диабазо-порфиритовая формация. Сложена аспидными сланцами, среди которых залегают силлы и дайки диабазов. Аспидные сланцы регионально метаморфизованы и окварцованы. Характерны следующие минеральные ассоциации: кварц-серицит-турмалин углесто-глинистое вещество. Главными минералами в диабазовых порфиритах являются основной плагиоклаз и моноклинный пироксен.

Липарит-лептитовая формация. В этой формации первично осадочные породы представлены полимиктовыми, с гранитной галькой и валунами песчаниками и гравелитами, сланцами, кварцитами и филлитами. Липариты образуют силы и дайки.

Мигматитовая формация. Занимает промежуточное место между магматическими и метаморфическими формациями. Граниты обнаруживают постепенные переходы в мигматиты (Украинский щит). В гранитах присутствует в значительных количествах гранат, кордиерит, силлиманит, что говорит о их тесной связи с осадочными породами их кровли. За счет гранулитовой фации метаморфизма высокоглиноземистых пород появлялись биотит-гранатовые мигматиты. Эти процессы привели к выделению гранулитовой мигматитовой субформации.

Формация гранито-гнейсов (Украинский щит) сложена гранито-гнейсами и плагиогранито-гнейсами с биотитом, реликтовой роговой обманкой, гранатом и мигматитами, содержащими пласты скиалитов субстрата – различных гнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов, диоритов.

Чарнокитовая формация. Это 1- плутонометаморфическая формация, образующаяся в результате ультраметаморфизма по гранулитовой формации, представленной субформацией пироксеновых гранулитов;

2- ассоциация закономерно сочетающихся генетически связанных пород докембрия (чарнокитов всех стадий чарнокитизации), возникающих в процессе региональной гранитизации основных пород гранулитовой фации (пироксен-плагиоклазовых гнейсов), габброидов, гипербазитов.

7 Пневматолито-гидротермальные и стратиформные формации

Пневматолито-гидротермальные формации представляют собой естественно-исторические сообщества петрогенетически связанных сопряженных постмагматических горных пород, отложенных ювенильными пневматолитическими и гидротермальными растворами, впервые поднявшимися снизу нагретыми газообразными веществами и водными растворами газов и солей. Пневматолито-гидротермальные формации всегда изучались в основном в связи с поисками и изучением руд и нерудных полезных ископаемых в огромной степени приуроченных именно к этой группе геологических формаций. Появились термины: «Рудные формации» и «Безрудные формации». Каждая **рудная формация** характеризуется определенным парагенезисом «рудных» минералов и химических элементов (в основном элементов металлов). Каждое сообщество минералов, каждый их парагенезис в любой рудной или безрудной пневматолито-гидротермальной жиле возникает как результат наложения друг на друга нескольких

последовательных фаз развития данного процесса. При этом каждая фаза оставляет в жиле свою генерацию минералов, которая представляет сообщество минералов, генетически связанных друг с другом и образующих свою горную породу. Например, в кварцевых жилах Кармазара первая генерация сложена сливным метасоматическим кварцем с пиритом, вторая – длиннопризматическим кварцем с вольфрамитом, третья – шестоватым кварцем с халькопиритом, пиритом, арсенопиритом. Каждая генерация образует прожилки, секущие друг-друга.

Безрудные формации тесно связаны с рудными пневматолито-гидротермальными и магматическими формациями. Например серпентинизированные и оталькованные – с ультрабазитами, карбонатизированные – с базитами, пропицитизированные – с ацидитовыми.

Часто безрудные формации являются предвестниками богатых рудных формаций на глубине в зонах раздува трещин.

Среди рудных и безрудных пневматолито-гидротермальных формаций (рисунок А.21) выделяются не только конкреционные, связанные с заполнением трещин, но и возникающие благодаря метасоматозу. Метасоматоз – это такой процесс, при котором в породу привносится вещество, вступающее в химические реакции с первоначальным веществом.

Среди пневматолито-гидротермальных формаций по способу выполнения пространства выделяются следующие морфологические типы:

1. Конкреционный или жильный (рисунок А.22а).

2. Жильно-метасоматический (рисунок А.22б), где проявляется уже не только простое заполнение трещин, но и проявляются процессы метасоматоза.

3. Массивно-метасоматический, когда пневматолито-гидротермальные образования почти целиком или целиком произошли в результате метасоматоза, т.е. в результате замещения первичного вещества привнесенным ювенильными растворами.

Определенные типы пневматолито-гидротермальных формаций обычно сопряжены с определенными предшествующими им магматическими формациями и потому их часто называют постмагматическими. В связи с этим выделяются три петрогенетические ряда пневматолито-гидротермальных формаций: постультрабазитовый, постбазитовый и постацидитовый. Соответственно проявляется и металлогенетическая специализация пневматолито-гидротермальных формаций: так, с ацидитовыми формациями связаны месторождения олова, молибдена и вольфрама, с базитовыми-титана, железа и меди, с ультрабазитовыми-хрома и платиноидов.

Парагенетическая связь пневматолито-гидротермальных формаций существует не только с интрузивными, но и с вулканогенными магматическими комплексами. Примером могут служить многочисленные медно-свинцово-цинковые месторождения Урала, связанные генетически и пространственно с процессами метасоматоза и привнесением рудного вещества в вулканоплутонические комплексы. Сопряженность пневматолито-гидротермальных скарновых и грейзеновых месторождений с малыми

интрузиями гранитоидного и габброидного состава наблюдается наиболее часто (рисунок А.23). Нередко можно наблюдать очень сложные взаимоотношения между вмещающими осадочными породами дайками и рудами различного состава и разного времени отложения (рисунок А.2).

В.И. Попов и А.И. Попов разработали схему распределения пневматолито-гидротермальных формаций по стадиям развития земной коры.

А. Океанические стадии:

1. Постофиолитовая серпентинизированная,
2. Постбазальтоидная, карбонатизированная, сульфидная.

Б. Окраинно-материковые стадии:

(островные дуги, прагеосинклинали, геосинклинали)

1. В ядерных зонах – наиболее обильные, образуют рудные тела с комплексными месторождениями во вторичных кварцитах:

- порфировые руды с медью, молибденом, полиметаллами;
- зоны пневматолито-гидротермальной алунитизации, каолинизации, хлоритизации, серицитизации;

-продукты изменения основных эффузивов- хлоритизированные, карбонатизированные, с опалом.

2. В междуядерных зонах – рудные поля с хорошо специализированными месторождениями.

В. Внутриконтинентальные стадии:

1. Постгеосинклинальные постгранитоидные телетермальные и стратиформные формации.

2. Платформенная пневматолитическая (гидротермы отсутствуют).

3. Постплатформенная – разнообразные постбазальтоидные телетермальные и стратиформные ртутно-сурьмяные месторождения.

Семейство стратиформных формаций - это удаленные от интрузивов, не проявляющие связи с ними формации. Интрамолассовая и интрашлировая формации обычно связаны с красноцветными молассовыми толщами, меденосны. Медные руды, связанные с ними, известны в Фергане, имеют промышленное значение в Джекказгане, Удокане, многочисленные проявления медистых песчаников известны в Предуральском краевом прогибе. Интрашлировая халцедоновая формация образует серии халцедоновых желваков в прибрежных пестроцветных мергельных отложениях карбона в хр. Каратау. Интрасилицитовая черносланцевая рудоносная формация сложена батиальными черными углисто-глинистыми и лидитовыми сланцами, содержащими пирит. Формация имеет большое практическое значение т.к. с ней связаны месторождения меди, ванадия, молибдена, фосфора, вольфрама, золота, урана. Интракарбонатная

полиметаллическая (винцово-цинковая) формация имеет разновидности: сфалерит - галенитовую, карбонат-свинцовую, карбонат-цинковую, палеотипную, кайнотипную, метасоматическую, жильную.

Таблица 5 - Классификация семейств пневматолито-гидротермальных и стратиформных формаций (по В.И. Попову) [2]

Сопряженные с магматич. фациями	Ультрабазитовый ряд	Базитовый ряд	Ацидитовый ряд
С интрузивными	Семейство постперидотитовых формаций: уралитовая, серпентинитовая, тальк-карбонатная, колчеданная, карбонатитовая	Семейство постгабброидных формаций: скарновая, уралитовая	Семейство постгранитоидных формаций: кварц-силлиманит-мусковитовая, скарновая, грейзеновая
С эффузивными	Семейство пост-океанитовых формаций: карбонатизированная	Семейство пост-базальтоидных формаций: карбонатизированная, мандельштейновая, гумбеитовая, листовенитовая, колчеданная.	Семейство постлипаритоидных формаций: турмалин-хлоритовая, кварц-калишпат-серицитовая, березитовая, колчеданная, вторичнокварцитовая, пропилитовая

В.И.Попов [2] выделил следующие важнейшие разновидности рудных и нерудных пневматолито-гидротермальных и стратиформных формаций:

Ряд А. Постультрабазитовые пневматолито-гидротермальные формации:

Семейство постперидотитовых:	Формации: Асбестовая
Комплекс постофиолитовых	Тальк-карбонатная
Комплекс постпикритовых формаций	Карбонатитовая редкометальная Железорудная Посткимберлитовая

Ряд Б. Постбазитовые пневмолито-гидротермальные формации:

Семейство постгабброидных:	Формации: Железорудная.
Комплекс постгаббро-диабазовых	Медь-никелевая
Комплекс постгаббровых	Сульфидная
Комплекс постгаббро-гранитоидных формаций	Скарново-магнетитовая
	Скарново-шеелитовая
	Кварц-золоторудная
	Кварц-молибденовая
	Кварц-медная
	Кварц-полиметаллическая.
	Колчеданно-полиметаллическая
	Колчеданно-баритовая
	Железо-марганцевая
Комплекс постгабброидных постальбитофировых и постспилит-кератофировых	
Семейство постбазальтовых формаций	
Комплекс наземных и подводных постбазальтовых формаций	Мандельштейновая самородно-медная
	Железорудная.
	Сульфидная
	Магнетитовая

Ряд В. Постацидитовые пневмолито-гидротермальные формации:

Семейство постгранитоидных формаций:	Формации: Скарново-магнетитовая
Комплекс постгранитоидных формаций	Скарново-шеелитовая
	Скарново-мышьяковая
	Скарново-сульфидная
	Скарново-золоторудная
	Сульфидно-касситеритовая
	Кварц-золоторудная
	Кварц-редкометальная
	Грейзеновая олово-вольфрамовая

Комплекс постщелочно-гранитоидных формаций

Скарново-магнетитовая
Апатитовая
Нефелиновая
Флюорит-редкометальная
Кварц - золото-редкометальная

Семейство постлипаритоидных и постмалоинтрузивных

Кварц-редкометальная
Кварц-золоторудная.
Кварц-медная
Кварц-висмутовая
Кварц-флюоритовая
Баритовая полиметаллическая
Халцедоновая
Кварц-золото-серебряная теллуристая

Ряд Г. Удаленные формации.

Семейство телетермальных:

Комплекс телетермальных

Карбонат-полиметаллическая
Флюорит-баритовая
Барит-вистеритовая
Ртуть-сурьмяная

Семейство стратиформных:
комплекс стратиформных формаций

Интрамолассовая песчаниковая
Интрашлировая халцедоновая
Интракарбонатная свинцово-цинковая
Интракарбонатная марганцевая
Интракарбонатная серная
Интрагалогенная целестиновая

Характеристика и описание рудных и безрудных пневматолито-гидротермальных формаций – это огромный пласт в науке о формациях, требующий особого подхода и детальной характеристики. При описании этих формаций, как это видно из классификаций, необходимо детальное изучение месторождений полезных ископаемых, порожденных той или иной формацией, парагенезиса рудных и нерудных минералов, геохимической специализации конкретной формации, поскольку данная формация в различных регионах, структурах, образовавшаяся в различных тектоно-магматических циклах может иметь различную металлогеническую специализацию, породить и вмещать месторождения разных полезных ископаемых. Рудные формации - это предмет самостоятельного учебного пособия.

В данном пособии мы остановимся только на некоторых пневматолито-гидротермальных формациях (рисунки А.9, А.21, А.22, А.23, А.24).

Березитовая формация – это зональные метасоматические образования, во внутренних зонах которых первичные алюмосиликаты замещаются кварцем, серицитом, пиритом, карбонатом. С формацией связаны месторождения: кварцево-золоторудные, золото-шеелитовые, полиметаллические, молибденитовые, медно-молибденитовые. Формация связана с кислыми и средними метасоматитами, основу которых составляют березиты. При переходе березитов в основные породы проявляются изменения

с образованием лиственитов-пород с парагенезисом новообразованной ассоциации минералов: кварц, карбонат, хлорит, фуксит, серицит, пирит.

Вторично-кварцитовая формация Ассоциация метасоматических пород (фаций): кварц-серных, монокварцевых, кварц-корундовых, кварц-андалузитовых, кварц-диаспоровых, кварц-алунитовых, кварц-пирофиллитовых, кварц-серицитовых. Эта формация завершает ряд грейзеновых и березитовых формаций.

Грейзеновая формация. Это комплекс генетически родственных метасоматических пород, связанный с постмагматической деятельностью кислых и ультракислых гранитов. Образуется на умеренных глубинах при высокотемпературном кислом метасоматозе. Породы формации образуются в апикальных частях гранитных массивов, во вмещающих кислых вулканитах и богатых кремнекислотой осадочных и метаморфических толщах.

Колчеданная формация. Это ассоциация медно-серно-колчеданных, колчеданно-полиметаллических, пирротиново-медных, барит-полиметаллических гидротермальных образований средних температур и малых глубин, образующихся на ранних стадиях развития геосинклинальных складчатых зон и залегающих среди вулканогенных пород – порфириров, андезитов, спилитов, кератофиров, их туфобрекчий и туфов. Характерна пространственная и генетическая связь с малыми субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров, альбитофиров, гранодиорит-порфиров, дацитов, диабазов.

Пегматитовая формация – совокупность высокотемпературных метасоматитов, представленных ассоциацией фаций: кварц-полевошпатовой, кварц-слюдяной и рудной с танталом, ниобием, бериллием, литием, цезием.

Серпентенитовая формация. Представляет собой ассоциацию гидротермально-метасоматических образований, связанных с ультраосновными и основными породами. Ведущую роль играют минералы: хризотил, антигорит, брусит, лизардит. С формацией связаны месторождения асбеста и хромитов.

Скарновая формация представляет собой ассоциацию скарнов гранатового и гранат-пироксенового состава с более ранними роговиками кварцитового или кварц-эпидотового состава. Некоторые исследователи выделяют отдельно формацию известковых и формацию магнезиальных скарнов, а по рудоносности - формации: скарново-полиметаллическую, скарново-редкометальную, скарново-сульфидную, скарново-шеелитовую.

8 Тектонический анализ геологических формаций

Этот раздел приводится в основном по представлениям В.М. Цейслера [5].

Неоднородность земной коры обусловлена обособленностью в ней ассоциаций горных пород (геологических формаций и их ассоциаций). Главным фактором, определяющим состав, форму, внутреннее строение является тектонический. Основными факторами, определяющими накопление формаций, являются климат, палеогеографическая обстановка, петрофонд, тектоническая обстановка. Эти факторы определяют набор пород в бассейне седиментации. Однако, для того, чтобы все эти факторы действовали длительное время, необходим устойчивый тектонический режим. Именно этот режим обеспечивает устойчивую повторяемость условий осадконакопления, что приводит к накоплению осадочной формации. Еще одним важнейшим фактором, сопряженным с тектоническим, является время. Если изменения климата и петрофонда приводит к смене состава отложений, то изменения в тектоническом режиме приводят к смене формаций как в латеральном, так и в вертикальном разрезе. В значительной степени тектоническим режимом контролируется размещение магматических формаций, поскольку этим режимом определяется глубина магмообразования, состав расплава, характер и направления геодинамических процессов. Этими же факторами определяются и особенности процессов метаморфизма. Если конкретные формации рассматривать в совокупности, в парагенезисе со смежными по вертикали и латерали, тектоническую природу формаций можно установить достаточно надежно.

Основными задачами тектонического анализа геологических формаций являются:

1. Разграничение областей, отличающихся типами структурных форм и истории их развития – тектоническое районирование.
2. Установление времени заложения крупных структурных форм, этапов их развития, последовательности преобразований.
3. Типизация структурных форм и их систем по естественному их составу.
4. Установление времени проявления и качественная оценка амплитуд перемещений (вертикальных и горизонтальных) смежных тектонических структур.
5. Глобальная корреляция тектонических движений.

6. Определение возрастных и пространственных связей тектонических движений и магматических процессов.

Анализ латеральных рядов используется при палеотектонических реконструкциях земной коры на определенный этап времени. Строится профиль вкрест простирания основных структурных форм. На профиле отображаются разновозрастные ассоциации горных пород со всеми характеристиками состава, сложения, мощности, генетическими признаками фаціальными и стратиграфическими границами. Составление профилей с изображением фаціальных взаимоотношений толщ, сравнение всех их параметров, изучение зон сочленения смежных разновозрастных толщ – все это позволяет выявить конседиментационные тектонические структуры (прогибы, поднятия, разломы) и провести их типизацию. Наибольший эффект может быть получен при составлении профиля, отображающего смену фаций от «берега до берега» палеобассейна. Анализ латеральных рядов формаций предусматривает установление пространственного размещения консидементационных структурных форм, их типизацию, масштабов последующих горизонтальных перемещений при локальных нарушениях строения латерального ряда формаций. На основе формационных карт составляются палеотектонические профили на определенные временные интервалы. Серия параллельных формационных профилей позволяет составить формационную карту, на которую отображаются консидементационные прогибы и поднятия.

Анализ вертикальных рядов производится на площади определенной тектонической структуры путем изучения стратиграфической последовательности ассоциаций горных пород, которая принимается как эталон для характерной заранее выбранной структуры. Возрастной диапазон при этом может быть различным. Обычно рассматривается последовательность формаций внутри одного тектонического цикла (байкальского, каледонского, герцинского, киммерийского, альпийского). Но возможно и рассмотрение этих вопросов в рамках системы или ее отдела.

Анализ вертикальных рядов формаций позволяет выявить направленность в развитии структур, этапы развития структур различных рангов, типизировать структуры, выделять структурно-формационные зоны, производить структурно-формационное районирование.

Основой для типизации палеоструктур является анализ слагающих их формаций. С помощью анализа геологических формаций можно выделить в складчатых областях мио- и эвгеосинклинальные области, геоантиклинальные и геосинклинальные системы, выявлять этапы в развитии подвижных областей и платформ, выяснять время заложения рифтовых зон, местоположение островных дуг, вулканических поясов, областей с океаническим типом земной коры. С помощью формационного анализа в пределах подвижных поясов прошлого возможно выделить этапы заложения и ранних стадий подвижного пояса, зрелую стадию, эпоху инверсии геосинклинали, стадию орогенную. Геологические формации, как это очень точно определил В.М.Цейслер [5] это индикатор тектонических режимов

прошлого. Тектоническое районирование, основанное на геологических формациях, - это наиболее объективная характеристика земной коры. Петрографические группы формаций, их возраст, строение вертикального ряда формаций, степень их деформированности – объективные показатели для разделения на структурно-формационные зоны и области.

9 Минерагенический анализ геологических формаций

Задачами минерагенического анализа геологических формаций являются:

1. Установление прямых связей полезных ископаемых с определенными типами геологических формаций.

2. Выявление коррелятивных зависимостей между типами месторождений полезных ископаемых и разновидностями геологических формаций в связи с особенностями их строения, состава, обстановки формирования, тектонического положения, т.е. типизация рудоносных формаций.

3. Прогноз полезных ископаемых на основе типов рудоносных формаций, развитых в регионе.

Эти задачи решаются с помощью составления специальных формационных разрезов, колонок, структурно-формационных карт с вынесением на них всей совокупности сведений о минерагении формаций. Структурно-формационные карты являются наиболее надежной основой для составления прогнозных карт как для осадочных месторождений и месторождений углеводородов, так и для магматогенных и пневматолито-гидротермальных месторождений. Скопление любого полезного ископаемого занимает определенный объем формации. Изучение полезного ископаемого совместно с рудовмещающими породами, установление корреляционных зависимостей качества и количества полезного ископаемого, форм его выделения, состава и строения рудовмещающей толщи – важнейшее направление исследований при минерагеническом анализе формаций.

Полезное ископаемое входит в состав парагенезисов горных пород в виде минеральных примесей в отдельных породах или обособленных минеральных скоплениях. Иногда сама порода является полезным ископаемым (например, известняки, мраморы, габбро-диабазы и т.п.).

В формулировке Д.В. Рундквиста **р у д о н о с н а я ф о р м а ц и я** – это разновидность геологической формации, включающая промышленно ценные концентрации полезного ископаемого. Название таких формаций дается по её минерагенической специализации (золотоносная, нефтегазоносная, хромитоносная и т.п.). Формации могут быть комплексными: медно-свинцово-цинковая, глауконито-фосфоритоносная и т.п.

Среди рудоносных формаций выделяются продуктивные, рудоносные материнские и рудоносные. В **п р о д у к т и в н о й** формации полезный компонент имеет генетическое единство со всем веществом

формации, являясь её составной частью. В рудоносные формации полезный компонент привнесён уже после образования самой формации.

Материнская формация является первичным источником полезного ископаемого. Материнские формации углеводородов редко бывают одновременно нефтеносными. Они рожают нефть и газ, но не обладают структурами (ловушками) и экранами, способными сохранить рожденные углеводороды в пределах материнской формации. Углеводороды мигрируют вверх по геологическому разрезу, находят благоприятные для накопления породы-коллекторы и создают формации продуктивные.

Рудоносность некоторых осадочных формаций. С осадочными формациями связаны очень многие месторождения полезных ископаемых. Это месторождения нефти и газа, фосфоритов, железных руд, угля, солей, строительных материалов, огнеупорного и керамического сырья, флюсов, месторождения марганца, бокситов, серы, ванадия, молибдена, никеля, кобальта, меди, свинца и цинка, урана, россыпей благородных металлов и редких элементов.

Угленосные формации Распространены в земной коре от девона по кайнозой. Наибольший интерес представляют угленосные формации орогенного этапа. Эта группа формаций проявляет четкую стратиграфическую приуроченность, их накопление происходило в начальные и завершающие стадии крупных тектоно-седиментационных циклов. Некоторые угленосные формации одновременно являются бокситоносными, золотоносными и алмазонасными, иногда нефтегазонасными и обычно водоносными.

Нефтегазонасные формации представляют группу формаций, в которых полезное ископаемое не входит в состав парагенетической ассоциации пород. Продуктивность нефтегазонасных формаций определяется объёмами и качеством резервуаров, их соотношением с флюидоупорами, что зависит от состава и строения формаций. Главное здесь не минеральный состав горных пород, а их коллекторские свойства – пористость, проницаемость, гранулометрический состав, тип строения толщ. Благоприятными для нефтегазонакопления являются мелкообломочные формации морского и наземного происхождения, сероцветные и красноцветные, грубослоистые ритмичного сложения. Среди терригенных нефтегазонасных формаций выделяются: кварц-гидрослюдистые, полевошпат-кварцево-слюдистые, глауконитовые на молодых платформах, песчаниково-глинистые угленосные, тонкие молассы.

Бокситоносные формации – это смешанные мелкообломочно-глинистые формации раннекаменноугольного, поздне триасово-раннеюрского, мел-палеогенового возраста. Промышленно-бокситоносные толщи приурочены к базальным частям седиментационных циклов. Наибольший интерес представляют кварц-каолиновые, гидрослюдисто-каолиновые формации.

Марганцевоносные формации. Это глауконит-кварцево-гидрослюдистые формации, образующиеся в условиях мелководно-морского бассейна при размыве и переотложении продуктов выветривания пород основного состава. Формации палеогенового возраста, известны в Зауралье, на Украине, в Закавказье. В Казахстане известно Джездинское месторождение марганцевых руд, приуроченных к нижней части грубообломочной аркозовой формации девона, трансгрессивно перекрывающей нижнепалеозойские толщи.

Нефтегазоносные формации. Значительная часть запасов нефти мира приурочена к карбонатным формациям. Особенно велика роль этих формаций на глубинах более 5 км., поскольку карбонатные породы не подвергаются уплотнению. Нефтегазоносность карбонатных формаций связана с различными типами ловушек – структурных и неструктурных. Особый интерес представляет нефтегазоносность карбонатных толщ рифогенного типа. Эти типы формаций приурочены к зонам сочленения платформ и складчатых областей и к бортам платформенных впадин.

Фосфоритоносные формации характерны для разных типов карбонатных формаций от кремнисто-карбонатных доломитово-известняковых до формации пещего мела. Залежи фосфоритов различны: от желваковых и зернистых до пластовых афанитовых. Обычно в формациях содержится глауконит. Строение фосфоритоносных формаций своеобразно и проявляет определенную последовательность в разрезе: нижний доломит-нижний кремень-нижний фосфорит-межрудная пачка-верхний фосфорит-верхний кремень-верхние карбонаты.

Рудоносность некоторых групп магматических и метаморфических формаций. С магматическими, метаморфическими, гидротермально-метасоматическими формациями связаны месторождения железа, марганца, вольфрама, молибдена, меди, никеля, кобальта, золота, платины, олова свинца, цинка, слюды, алюминия и других полезных ископаемых. Многие горные породы, слагающие саму формацию, являются тоже полезным ископаемым: граниты, базальты, долериты, мраморы, яшмы, змеевики и многие другие – это прекрасные поделочные и облицовочные камни.

Для магматических комплексов намечается прямая связь парагенезисов горных пород определенной степени кислотности и щелочности, глубинности с набором полезных компонентов. Рудоносность ультраосновных и основных формаций определяется наличием в них промышленных залежей хромитов, медно-никелевых, кобальтовых, титаномагнетитовых, ванадиевых руд, месторождений платины и платиноидов, асбеста, талька, исландского шпата, агатов. С щелочными формациями связаны месторождения флогопита, алмазов, апатит-нефелиновых руд, тантало-ниобатов. С формациями среднего состава связаны железорудные, серно-колчеданные, медно-цинково-колчеданные, медно-молибденовые, золоторудные месторождения. Рудоносность формаций кислого состава определяется связью с ними месторождений олова,

молибдена, вольфрама, золота, полиметаллов, драгоценных камней, редких элементов.

Рудность метаморфических формаций определяется составом первичных пород, слагающих комплексы и фации метаморфизма. С этой категорией формаций связаны крупнейшие железорудные, железомарганцевые месторождения, месторождения мусковита, флогопита, корунда, редкометальных пегматитов. Важная роль принадлежит золоторудным, ураноносным, хром-титановым, колчеданным месторождениям.

10 Магматические формации как основа складчатых областей и платформ

Прежде, чем приступить к решению такой задачи, необходимо разграничить магматические геологические формации по их принадлежности к определённым глобальным тектоническим структурам и этапам их развития. В соответствии со схемой, предложенной В.Н.Москалевой [9], формации геосинклинально-складчатых областей приурочены:

К ранней стадии их развития: эффузивные – спилит-диабазовая, кератофир-спилит - диабазовая, кварцевых кератофиров, базальтовых и андезитовых порфиритов, трахитовых порфиритов; интрузивные – габбро-диорит-диабазовая, габбро-гарцбургитовая, дунит-пироксенит-габбровая, перидотит-пироксенитовая, габбро-плагиогранитовая, габбро-сиенитовая, анортозитовая.

К средней стадии: эффузивные – андезит-базальтовых порфиритов, андезит-дацитовых и липаритовых порфиритов, диабазов и липаритовых порфиритов; интрузивные – диорит-плагиогранитовая, гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая, гранитовая, габбро-граносиенит-гранитовая, мигматит-плагиогранитовая, мигматит-гранитовая, чарнокитовая.

К поздней стадии: эффузивные – андезитовая и андезитовых порфиритов, липаритовая и липаритовых порфиритов, трахиандезитовая и трахиандезитовых порфиритов, трахилипаритов и трахилипаритовых порфиритов, липарит-базальтовых порфиритов, липаритовых порфиритов, андезит-базальтовых порфиритов, диабазовых и пикритовых порфиритов;

интрузивные – диорит-гранодиоритовая, гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая, аляскитовая, гранит-граносиенитовая, щелочных граносиенитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов, щелочных нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и сиенитов, гранитов рапакиви.

В период постконсолидационной активизации складчатых областей образуются следующие магматические формации: Эффузивные – базальтовая (толеитовая), базальт-трахибазальтовая, трахибазальтовая, базальт- андезитовая; интрузивные – перидотит-пироксенит-норитовая,

щелочноультраосновная с карбонатитами, формации щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов и лампрофиров.

В период образования платформ проявляются следующие магматические формации: эффузивные – трахибазальтовая, щелочных базальтоидов, андезитовая; интрузивные – щелочно-ультраосновная с карбонатитами, кимберлитовая, щелочных сиенитов с карбонатитами, агпайтовая нефелиновых сиенитов.

В процессе изучения формаций составляются карты геологических формаций как осадочных, так и магматических и метаморфических, которые для магматических формаций более выразительно и детально отображают количественно-качественные проявления магматизма, сравнительно с картами геологическими, тектоническими, металлогеническими. На основе формационных карт производится петрографо-металлогеническое районирование территорий с выделением не только петрографо-металлогенических провинций, но и более мелких подразделений: районов и зон, входящих в состав провинции. Под петрографо-металлогенической провинцией следует понимать область проявления определенной серии формаций. Для складчатой области это будет совокупность магматических формаций главного тектоно-магматического цикла, а для платформ – совокупность магматических формаций времени формирования вулканогенно-осадочного чехла.

Геосинклинально – складчатые области. Проявления магматизма в виде относительно полных серий магматических формаций устанавливаются только для крупных тектоно-магматических циклов и в связи с крупными геосинклинально-складчатыми поясами. В отдельных же структурах, возникающих в пределах этих планетарных поясов, проявляются не все возможные сочетания магматических формаций. В одних районах наиболее широко представлены в формации ранней стадии развития подвижного пояса (тектоно-магматического цикла), в других – среднего этапа. Среди геосинклинально-складчатых областей по количественно-качественному проявлению магматизма выделяются два контрастных типа: уральский (фемический) и верхоянский (сиалический). Для первого характерна интенсивная вулканическая деятельность, активный интрузивный магматизм в раннюю стадию тектоно-магматического цикла с преобладанием магматических расплавов ультраосновного и основного состава. Для второго – проявление как эффузивного, так и интрузивного магматизма преимущественно кислого состава в среднюю и позднюю стадии тектоно-магматического цикла.

Уральский тип. Наиболее характерны для этого типа формации ранней стадии. Из вулканогенных – базальтоидные. Типоморфной является спилито-диабазовая формация, сложенная вулканитами натрового ряда, однако широко развиты и формации базальтовых и андезитовых порфиритов кали-натрового ряда. Менее развита в уральском типе формация трахитовых порфиритов. Эта формация содержит серии калиевых базальтоидов (герциниды Урала, Альпиды Камчатки). Кислые вулканиты натрового ряда входят в

состав кератофир-спилит-диабазовой формации, или образуют самостоятельную формацию кварцевых кератофиров. Из интрузивных формаций наиболее интенсивно проявлены габбро-диорит-диабазовая и габбро-гарцбургитовая хромитоносная и платиноносная формации. В герцинидах Урала широко проявлена многоэлементная габбро-плагиогранитная формация, комагматичная с вулканической формацией базальтовых порфиритов габбро-сиенитовая интрузивная формация.

Для средней стадии развития областей уральского типа характерны производные как основной, так и кислой магмы. Наиболее типичны формация андезито-базальтовых порфиритов, контрастная диабаз-липаритовая формация (только на Урале). Из интрузивных формаций приоритет принадлежит многофазной гранодиоритовой формации, а так же диорит - плагиогранитовой, габбро - граносиенитовой и собственно гранитовой формациям. Поздняя стадия развития областей уральского типа отличается резким спадом активности магматической деятельности. На Урале эта стадия отмечается контрастной липарит-базальтовой формацией и плутоническими – щелочных граносиенитов, нефелиновых сиенитов, щелочных габброидов.

Верхоянский тип. Наиболее полно представлен в Верхояно-Колымской области Тихоокеанского тектоно-магматического цикла. Ранняя стадия геосинклинального этапа развития полностью амагматична. В среднюю или инверсионную стадию в областях верхоянского типа магматизм проявлен чрезвычайно интенсивно. С началом замыкания первичных геосинклинальных прогибов и перемещением осадконакопления в краевые предгорные прогибы и межгорные впадины активно проявлялась вулканическая деятельность, приведшая к накоплению мощнейших толщ вулканитов формации андезито-базальтовых порфиритов, андезит-дацитовых и липаритовых порфиров, сопровождающихся субвулканическими интрузивными телами центрального, трещинного и ареального типов.

Интрузивный магматизм следует за складкообразованием, контролируется разломами и представлен гранодиоритовой и гранитовой формациями. Гранодиоритовая формация представлена многофазной последовательно дифференцированной ассоциацией пород от габбро к габбро-диоритам, диоритам, кварцевым диоритам к гранодиоритам. Гранитовая формация так же последовательно дифференцирована и многофазна. Здесь последовательно выделяются биотитовые гранодиориты, граниты, аплитовидные лейкократовые граниты и лейкократовые гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Количественно гранитовая формация резко преобладает над гранодиоритовой. Магматизм поздней стадии аналогичен но носит черты «наложенного» магматизма. Начинался он с накопления наземной вулканической андезитовой формации. Несколько позднее проявилась интрузивная диорит-плагиогранитная формация, в которой преобладают диориты, роговообманково-биотитовые кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, входящие в дифференцированный ряд:

габбро-диорит-кварцевый диорит-гранодиорит-плагиогранит (рисунки А.19, А.20).

Андезитовая формация вместе с диорит-плагиогранитной образуют комагматический асинхронный вулcano-плутонический ряд формаций.

Последующие проявления магматизма поздней стадии отмечены активностью гранитного магматизма. В зонах сквозных разломов магма изливалась на поверхность, образуя покровы липаритовых игнимбритов и липаритов с корневыми субвулканическими телами липаритов или гранитов. Гранитные массивы секутся дайками лампрофиров, внедрение которых означает завершение магматического процесса.

Эпикратонные платформы. Магматизм длительного периода формирования чехла эпикратонных платформ связан с тектоно-магматической активизацией постпротерозойских складчатых областей. Образование крупных сводовых поднятий консолидированных областей связано с развитием соседних более молодых геосинклинально-складчатых поясов. Например, крайне высокая магматическая активность в пределах Сибирской платформы в перми-раннем триасе отвечает времени консолидации и поднятия герцинид Урала и Центральной Азии и заложения с интенсивным погружением геосинклиналей палеофид Восточной Азии.

В связи с этим закономерность проявления магматизма на платформах носит не общий (с проявлением самостоятельных тектоно-магматических циклов), а частный характер, т.е. относится только к какому-нибудь времени тектоно-магматической активизации. Выделяются три типа платформ: русский, сибирский и китайский.

Для русского типа платформ характерно слабое развитие траппового магматизма на ограниченных площадях. Эта формация приурочена к начальным этапам формирования осадочного чехла и приурочена к авлакогеновым структурам; сибирский тип платформ характеризуется наоборот крайне активным магматизмом с проявлением трапповой формации на разных этапах образования осадочного чехла и на обширных территориях. Характерны формации: трахибазальтовая, щелочных базальтов, сопряженных с ультраосновными и щелочными интрузивами. Типичной является кимберлитовая формация. Кроме Сибирской к этому типу относятся Южно-Американская, Африканская и Австралийская платформы.

Для китайского типа платформ характерно проявление гранитоидного магматизма, приведшего к образованию гранитоидных олововольфрамоносных формаций мелового периода. На рисунке А.20 автором настоящего учебного пособия реконструированы этапы образования различных геологических формаций в процессе палеозойской истории формирования Зауральского поднятия (мегантклинория) на Южном Урале.

11 Палеозойские магматические формации Южного Урала [10]

При отнесении конкретных ассоциаций магматических пород к определенным формациям или их группам учитывались химический и

минеральный состав, геологическая позиция и возраст, металлогеническая специализация, для эффузивных и эффузивно-осадочных формаций литологический тип разрезов и условия их образования. На Южном Урале с запада на восток выделяются следующие структурно-фациальные зоны: Русская платформа, Предуральский краевой прогиб, Внешняя зона линейной складчатости, Центрально-Уральское поднятие, Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие.

Устанавливается этапность в развитии магматических формаций при определенной их повторяемости, намечается необратимая направленность развития от этапа к этапу. В развитии палеозойской уральской эвгеосинклинали выделяются следующие этапы её развития: ордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-франкий, фамен-нижнетурнейский, верхний турне - намюрский и верхнепалеозойский. В пределах Южного Урала выделяются следующие магматические формации:

1) вулканогенные: липарит-базальтовая (диабазовая), базальт-андезит-липаритовая, трахилипарит-базальтовая; 2) интрузивные: габбро-перидотитовая, габбро-плаггиогранитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, гранитовая.

Вулканогенные формации

Липарит-базальтовая группа формаций. Вулканогенные комплексы, объединяемые в группу липарит-базальтовых формаций, широко распространены в центральных частях раннепалеозойских и ранне-среднепалеозойских геосинклинальных прогибов и как реликтовые – в позднее- средне- и верхнепалеозойских геоантиклинальных поднятиях. Раннепалеозойская липарит-базальтовая группа формаций слагает значительные площади Сакмарского антиклинория, Хабарненской седловины синклинали, Вознесенско - Присакмарского синклинория, в Центрально-Уральском поднятии и в восточном крыле Зауральского поднятия. Наиболее изучены вулканогенные комплексы Сакмарского антиклинория. Большинство исследователей вулканогенные силурийские образования Сакмарского антиклинория приводят в качестве классического примера спилит-кератофировой формации. Однако, при проведении детальных геологических съёмок выяснилось, что имеет место очаговый характер распространения вулканитов с достаточно выраженной автономностью и индивидуальностью в литологии и наборе пород частных разрезов и в резком несоответствии мощностей разновозрастных образований.

Проявление начала вулканизма оказалось разновременным на ограниченной территории. Существенное значение в строении вулканогенных комплексов имеют пачки ритмично слоистых обломочных пород (кремнистых конглобрекций, гравелитов, песчаников), в переслаивании с фтанидами, радиоляритами, туфогенно-осадочными и туфогенными породами. В отдельных разрезах терригенные породы

преобладают и их можно рассматривать как переходные от зон активного вулканизма к областям нормального осадконакопления. Южнее широтного течения реки Урал развиты подушечные лавы порфиритов андезитового состава силурийского возраста. их туфов и лавовых брекчий. Всё это говорит о крайне сложной тектонической и фациальной обстановке, существовавшей в период формирования силурийского вулканогенного комплекса в пределах Сакмарского антиклинория.

Ранне-среднепалеозойские вулканогенные комплексы, объединяемые в липарит-базальтовую (диабазовую) группу формаций, распространены на восточном склоне Южного Урала в пределах Ирндыкского антиклинория, центральных частях Ащebutакского и Джусинско-Тюлькубайского антиклинориев, в Центрально-Уральском и Зауральском поднятиях. Особенность строения ранне-среднепалеозойской липарит-базальтовой формации заключается в насыщенности отдельных разрезов мощными толщами агломератовых и среднеобломочных аглютинатов основных амигдалоидных лав. Липарит-базальтовая группа формаций накапливалась на ранних этапах развития геосинклинали. Им предшествовала относительно спокойная обстановка, при которой накапливались терригенные песчано-глинистые и кремнистые толщи. К началу вулканической деятельности приурочены максимальные излияния диабазов, спилитов, вариолитов. В Центрально-Уральском антиклинории формирование липарит-базальтовой формации происходило в нижнем силуре, а в Магнитогорском синклинории в нижнем девоне и эйфеле. Формирование комплексов основных лав завершается выбросами пирокластов и излияниями лав кислого и умеренно кислого состава с подчинёнными андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами. Некоторые центры действовали одновременно. Излияние основных, андезитовых и андезито-дацитовых лав сопровождалось накоплением пирокластических, кремнистых и битуминозных осадков и радиоляриевых илов, часто богатых гематитом.

В последующей истории развития зоны распространения пород липарито-базальтовой формации играли роль жёстких консолидирующих блоков, слагающих позже центральные части положительных структур.

Позже, со значительным перерывом во времени, происходит образование липаритовой формации. Для этой группы формаций характерно распространение в виде поясов или сложных зон силовых и субвулканических тел. Площади распространения пород этой формации приурочены к периклинальным погружениям крупных структур или широтным дислокациям (Ирндыкский и Ащebutакский антиклинории), или переходным зонам (Восточная и Западно-Кизильская зоны разломов). С этими зонами часто сопряжены области развития рифогенных известняков.

Липарит-базальтовая группа формаций по петрохимическим особенностям относится к существенно натровым контрастным сериям. Характерна недосыщенность кремнеземом, избыток щелочей, резкое преобладание натрия над калием, пониженная известковистость, низкое

содержание железа. Породы формации сходны с вулканитами Гавайских островов.

С липарит-базальтовой и липаритовой формациями тесно ассоциируют месторождения колчеданных руд как пространственно, так и парагенетически.

Базальт-андезит-липаритовая группа формаций. В её составе выделяются андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые и трахиандезитовые формации и субформации. Структурно и пространственно эта группа формаций приурочена к зонам ранних геоантиклинальных поднятий и их склонам. На современном эрозионном срезе породы тяготеют к крыльям антиклинорий и их периклинальным погружениям, к седловинным структурам, бортам грабен-синклинальных структур ранне-среднедевонского возраста (Ирендыкский и Ащевутакский антиклинории, Акжарский грабен-синклинорий, Кваркенская и Домбаровская седловинные синклинали). Наиболее полные разрезы пород формации имеют нижнедевонский, живетский и франский возраст. Отличительной особенностью описываемой группы формаций является широкое развитие андезитовой и андезито-дацитовой формаций. Разрезы этих формаций характеризуются преобладанием пирокластов, туфогенно-осадочных и вулканомиктовых пород над лавами. В составе формаций доминируют породы смешанного или разного состава: андезиты, андезито-дациты, липарито-дациты, диабазы, андезито-базальты, кварцевые липариты, туфогенно-осадочные и осадочные породы. Лавы преобладают в нижних частях разреза. Характерно ритмичное строение толщ, окатанность материала, что сближает их с флишоидными и молассовыми толщами, обилие остатков флоры вплоть до появления прослоев углисто-глинистых сланцев. Часты перемывы собственных отложений с образованием внутриформационных конгломератов, прослои карбонатно-туфогенных пород и рифогенные постройки. Преобладают продукты извержений вулканических построек центрального типа.

К площадям развития пород андезитовой и андезито-дацитовой формаций приурочены небольшие колчеданные месторождения (Иссиргужинское, Уральское, Базарбайское, Западно-Ащевутакское, Айдырлинское). Трахиандезитовая формация по возрасту отвечает фамен-нижнетурнейскому тектоно-магматическому подэтапу. Приурочена к зоне Восточно-Кизельского разлома. Породы формации залегают на подстилающих толщах, сложенных конгломератами, с глубоким размывом, однако к моменту накопления вулканитов грубообломочные толщи сменились тонкообломочными ритмичнопостроенными отложениями. Разрезы вулканогенных толщ насыщены пирокластическими образованиями от глыбовых и бомбовых лав до агломератовых и мелкообломочных туфов плагиоклазовых роговообманково-пироксен-плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового, андезито-базальтового, андезитового и трахилипаритового состава в переслаивании с туфогенно-

осадочными породами. Пирокластический материал составляет 90-95 % объёма комплекса. Для вулканитов характерна красно-бурая окраска за счет гематитизации. В осадочных прослоях отмечается обилие остатков флоры.

Трахилипарит-базальтовая группа формаций. К этой формации относятся широко распространенные в Магнитогорском синклинории нижнекаменноугольные вулканогенные образования. Формация приурочена к крыльям внутригеосинклинальным антиклинальным структурам и к узким меридианальным зонам разломов типа Восточно-Кизильского, Акжарского, Аниховского, Сарыобинского и других. По петрохимическим свойствам, тектоническому положению эту формацию относят к эпизэвгеосинклинальной.

Время проявления отдельных формаций различно для различных частей эвгеосинклинали, что объясняется различиями в геотектонических режимах. Восходящие движения в позднем силуре и раннем девоне, приведшие к замыканию эвгеосинклинали и возникновению формаций ирендыкского типа, вызвали интенсивное прогибание в области Тагило-Магнитогорского мегасинклинория и накопление вулканогенных толщ карамалыташского типа. Анализ распределения вулканогенно-осадочных формаций во времени показывает скользящий характер границ начала тектонических движений в различных структурно-формационных зонах при омоложении формаций в направлении с запада на восток. Вулканическая деятельность в пределах Центрально-Уральского поднятия завершилась к среднему девону, в пределах Ирендыкского антиклинория - к началу верхнего девона, в Ащebutакском антиклинории – только в конце девона. Эта закономерность не могла не сказаться на возрасте колчеданного оруденения, которое соответственно имеет более молодой возраст в восточных рудоносных районах. Наиболее полно магматическая деятельность позднего и среднего палеозоя проявилась в Магнитогорском прогибе, что отразилось в металлогении этой области: на западе развиты типично колчеданные медные и медно-цинковые месторождения, на востоке – колчеданно – полиметаллические и полиметаллическо – редкометальные.

Важное практическое значение имеют субвулканические фации. Выделяются два типа субвулканических образований: а) тесно связанные с вулканизмом; б) завершающие тектоно-магматические этапы, оторванные во времени от собственно вулканизма и развивающиеся автономно. С этим типом пространственно и парагенетически связаны промышленные концентрации медных руд. Субвулканические образования укладываются в поясы и зоны различной ориентировки, приурочены к разломным структурам, их сопряжениям, границам различных фациальных комплексов, к зонам сочленения консолидированных блоков, различным переходным зонам, с присутствием рифогенных известняков и туфогенно-осадочных комплексов.

Интрузивная группа формаций

С геотектоническим режимом геосинклинали и структурно-формационных зон связано возникновение и развитие интрузивного магматизма. Определенная направленность магматических процессов выражается в структурной приуроченности, площадном распространении интрузивных формаций, их вещественном составе, металлогении и времени максимального проявления. На Южном Урале выделяются четыре группы интрузивных формаций.

В габбро-перидотитовую формацию объединены широко развитые и тесно пространственно и структурно ассоциирующие интрузии перидотитов и габбро. В Центрально-Уральском поднятии первые проявления ультрабазитов приходятся на ордовик-силур. Это главный гипербазитовый пояс Урала с абсолютным возрастом 420-480 млн. лет. Это ранняя стадия геосинклинального развития подвижной зоны и излияний натровых серий базальтоидного вулканизма. К нижнему девону сформировались крупные изометричные массивы гипербазитов – Хабарнинский, Халиловский, Кемпирсайский и линейно вытянутые более мелкие массивы, приуроченные к Главному Уральскому разлому. После консолидации базальтоидного комплекса и завершения эвгеосинклинального режима в период значительных вертикальных тектонических движений происходило многократное внедрение гипербазитовой магмы в главных разломах и оперяющих их структурах. К наиболее поздним внедрениям гипербазитовой магмы вплоть до нижнего карбона относятся мелкие тела гипербазитов. Ещё более молодым проявлением гипербазитового магматизма является Катралинский массив, прорывающий породы верхнего девона - нижнего турне. Связь гипербазитов с габброидами остаётся проблематичной.

В Восточно-Уральском и Зауральском поднятиях породы габбро-перидотитовой формации приурочены к зонам глубинных и оперяющих их разломов. Наиболее ранними являются гипербазиты средне-верхнедевонского возраста: Шевченковский, Кундыбаевский, ряд мелких тел. Наиболее поздние по внедрению, прорывающие отложения турнейского и визейского возраста: Аниховский, Киембаевский, Буруктальский.

Габбро-диорит гранодиоритовая группа формаций наиболее изучена. Она включает ряд формаций (генетических комплексов): субвулканических гранитов, габбро-диорит-гранодиоритовую с субформациями: диоритов-гранодиоритов и субщелочных гранитов; формацию гранитов, сложенную субщелочными гранитами и габбро-монцонит- сиенитами. Проявления габбро-диорит-гранодиоритовой группы формаций известны на всех этапах развития палеозойской эвгеосинклинали.

В эйфельское время произошло внедрение комплекса пород сложно дифференцированной Велиховской интрузии. В составе интрузии габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, кварцевые

сиениты. Интрузии этой группы формаций представляют собой межпластовые тела, прорывают отложения ордовика-силура и серпентиниты. С формацией связаны скарновые месторождения титаномагнетита.

Габбро-диорит плагиогранитная формация. Эта формация наиболее ярко проявилась в Буруктаальском синклинории Зауральского поднятия. Условия образования гипабиссальные, абсолютный возраст – 320 млн.лет. Этапы становления, последовательность внедрения различных фаз отображены на рисунках А.19, А.20. Породами формации сложен многофазный зонально построенный Кос-Кольский массив. Южная часть Буруктаальского синклинория оконтурена глубинами разломами, залеченными массивами ультраосновных пород, превращённых в аподунитовые, апоперидотитовые, апопироксенитовые серпентиниты, внедрившиеся до проявления габбро-диорит-плагиогранитной формации. Степень деструкции внутренней области образовавшегося в результате этого своеобразного «кольца» была, очевидно, настолько велика, что практически всю её смогли занять породы габбро-диорит-плагиогранитной формации. Внешние крайние зоны сложены среднезернистыми и мелкозернистыми габбро, габбро-диоритами и диоритами. Очень показательны так называемые «эруптивные брекчии», у которых в диоритовой полнокристаллической породе прямо в геологических обнажениях видны угловатые, не оплавленные обломки полнокристаллического габбро. Размер таких обломков от нескольких сантиметров до 20-30 сантиметров в поперечнике. Это несомненный пример контаминации. Следующая к центру массива зона сложена мелкозернистыми диоритовыми порфиритами. Большую часть массива слагают кварцевые диориты, переходящие в центре массива в гранодиориты и плагиограниты. Все составляющие формацию натрового ряда. Все породы формации рассекаются дайками и жилами спессартитов и лампрофиров.

Группа гранитных формаций. Эта группа объединяет ряд формаций, наиболее ярко проявившихся на заключительных стадиях развития палеозойской геосинклинали. Наиболее изучена эта формация в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. В группе выделяются гранитная и гранодиоритовая формации. В первой выделяются субформации: гранодиоритовая, гранитная и формация лейкократовых гранитов; во второй – гранодиорит – плагиогранитная. Становление этих формаций происходило в два этапа: позднедевонско – раннекаменноугольный и верхнепалеозойский. Интрузии многофазны. В первый этап формировались плагиограниты и гранодиориты Крыклинского и Каиндинского массивов, прорывающие отложения девона и имеющие абсолютный возраст 320-340 млн. лет. Во второй этап внедрялись микроклиновые граниты Суундукского, Адамовского, Айкенского и некоторых других батолитовых массивов.

Габбро—плагиогранитная группа формация включает габбро-плагиогранитную и габбро-диорит-диабазовую. В составе габбро-плагиогранитной формации выделяются габбро-амфиболиты, габбро-диориты, кварцевые габбро, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты. Все перечисленные петрографические различия пород имеют друг с другом постепенные переходы. Наиболее крупные массивы – Шильдинский, Колубаевский, Кокпентинский, в пределах Восточно-Уральского и Зауральского поднятий.

Габбро-диорит-диабазовая группа формаций широко распространена во всех структурно-формационных зонах Южного Урала. Формация сложена диабазами, габбро-диабазами, диоритами, иногда плагиогранитами. Для пород этой формации характерны порфириновые структуры. Породы мелкокристаллические вплоть до афанитовых. Породы относятся к субвулканической фации. Форма массивов удлиненная до 3-4 км. по простиранию и до 700-1500 метров вкрест простирания. Площади, к которым приурочены такие тела формации отличаются высокими значениями гравитационного поля вплоть до гравиметровых аномалий силы тяжести. Эти геофизические особенности свидетельствуют о их связи на глубине с крупными интрузивными телами основного состава (Калиновский, Круторожинский и другие). Проявление этой формации характерно для колчеданосных структур и рудных полей (Блява, Гай, Джуса и другие). Время проявления формации – нижний – верхний девон.

12 Примерные темы для индивидуальной работы студентов

(Для контрольных и курсовых работ)

1. Построить вертикальные ряды осадочных формаций:
 - для Московской синеклизы;
 - для Волго-Уральской антеклизы;
 - для Предуральского краевого прогиба;
 - для Тунгусской синклизы;
2. Построить вертикальные ряды формаций с выделением нефтематеринских и нефтенасыщенных формаций Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.
3. Построить карты геологических формаций:
 - для современного эрозионного среза Предуральского краевого прогиба;
 - для продуктивных толщ Волго-Уральской антеклизы.

4. Дать описание вулканогенных формаций, несущих медно-свинцово-цинковое оруденение.

5. Дать описание хромитоносных и платиноносных формаций Урала.

6. Охарактеризовать металлогеническую специализацию скарновой и грейзеновой формации.

7. Охарактеризовать осадочные геологические формации переходной зоны «континент-океан» западной окраины Тихого океана.

8. Привести и описать примеры реконструкции геотектонических режимов на основе анализа геологических формаций.

9. Провести реконструкцию палеогеографической обстановки на основе анализа геологических формаций предуральского прогиба:

- на нижнепермское время;
- на казанский ярус верхней перми;
- на татарский ярус верхней перми;

10. Привести характеристику геологических формаций островных дуг.

11. Охарактеризовать продуктивные формации чехла Русской платформы.

13 Контрольные вопросы для самостоятельной подготовки студентов

1 Общие определения понятий «формация» и «фашия», их взаимоотношения.

2 Формации как парагенезисы горных пород.

3 Основные направления в изучении геологических формаций.

4 Формациеобразующие и акцессорные породы.

5 Принципы и методики выделения формаций.

6 Соотношение формаций с другими геологическими подразделениями (фашиями, генетическими типами, свитами, структурными ярусами, тектоно-магматическими этапами).

7 Рациональный объём единичной формации, границы и наименования формаций.

8 Типы строения формаций.

9 Пространственные контуры формаций.

10 Признаки, лежащие в основе классификаций формаций.

11 Классификации формаций по вещественному составу и строению.

12 Классификации формаций по структурно- тектоническому положению.

13 Систематика и номенклатура формаций.

14 Вертикальные и латеральные ряды формаций.

- 15 Грубообломочные алюмосиликатные формации.
- 16 Мелкообломочные алюмосиликатные формации.
- 17 Глинистые формации.
- 18 Класс карбонатных формаций.
- 19 Класс галогенных и силицитовых формаций.
- 20 Нефтематеринские и нефтенасыщенные формации.
- 21 Бокситоносные и фосфоритоносные формации.
- 22 Угленосные осадочные формации.
- 23 Железорудные осадочные формации.
- 24 Полезные ископаемые формации кор выветривания.
- 25 Смешанные формации, определение, возможный состав.
- 26 Магматические формации, принципы их классификаций.
- 27 Классификация магматических формаций на структурно-тектонической основе.
- 28 Классификаций магматических формаций на петрогенетической основе.
- 29 Классификация магматических формаций на основе родоначальных магм (по Левинсон-Лессингу).
- 30 Вулканогенные формации, их комплексы и субформации.
- 31 Характеристика вулканогенных формаций контрастных и последовательно-дифференцированных.
- 32 Характеристика вулканогенно-осадочных формаций.
- 33 Плутонические формации, их происхождение, связь с тектоно-магматическими этапами.
- 34 Интрузивные глубинные и гипабиссальные формации.
- 35 Субвулканические формации.
- 36 Метаморфизм, его фазы и фации, типы метаморфизма.
- 37 Метаморфические формации различных стадий метаморфизма.
- 38 Пневматолито-гидротермальный метаморфизм, метасоматоз, скарновые и грейзеновые формации.
- 39 Методы восстановления тектонических процессов на основе формационного анализа.
- 40 Полезные ископаемые, связанные с вулканическими формациями.
- 41 Полезные ископаемые, связанные с интрузивными глубинными формациями.
- 42 Полезные ископаемые, связанные с регионально метаморфическими формациями.
- 43 Полезные ископаемые, связанные с контактово-метасоматическими процессами.
- 44 Полезные ископаемые пневматолито-гидротермального происхождения.
- 45 Золотоносные и платиноносные геологические формации.

Список использованных источников

1. Геологические формации: терминологический справочник/ под редакцией Г.Л.Кирилловой, Ю.А.Косыгина. М.:Недра,1982.- 258с.
- 2 **Попов В.И.** Генетическое учение о геологических формациях. / В.И.Попов- М.: Недра,1985.-368с.
- 3 **Кузнецов Ю.А.** Петрография магматических и метаморфических пород. / Ю.А.Кузнецов.- М.: изд-во МГУ, 1956.-310с.
- 4 **Мальцева А.К.** Формационный анализ в нефтяной геологии/ Мальцева А.К.- М. Недра, 1986-146с.
- 5 **Цейслер В.М.** Анализ геологических формаций/ В.М.Цейслер.-М.: изд-во МГУ, 1992.-172с.
- 6 **Заридзе Г.М.** Типы эндогенных геологических формаций/ Г.М.Заридзе.- Тбилиси,1966.- 71с.
- 7 **Наливкина Э.Б.** Формации метаморфических и ультраметаморфических пород / Э.Б.Наливкина.- Киев, 1966.-82с.
- 8 **Шатский Н.С.** Фации и формации / Н.С.Шатский.- М.: Наука,1965.- 232с.
- 9 **Москалёва В.Н.** Эволюция главных типов магматических формаций в истории развития земной коры / В.Н.Москалева.- Наука, 1973.-220с.
- 10 **Тесаловский М.Д.** Палеозойские магматические формации, их корреляция и некоторые вопросы металлогении /М.Д.Тесаловский.- Свердловск, 1969.-378с.
- 11 **Дубинин В.С.** Магматические формации Буруктальского рудного района / В.С. Дубинин. – Челябинск, Ю-Уральское кн. изд., 1972.- 27с.

Приложение А (обязательное) Примеры геологических формаций

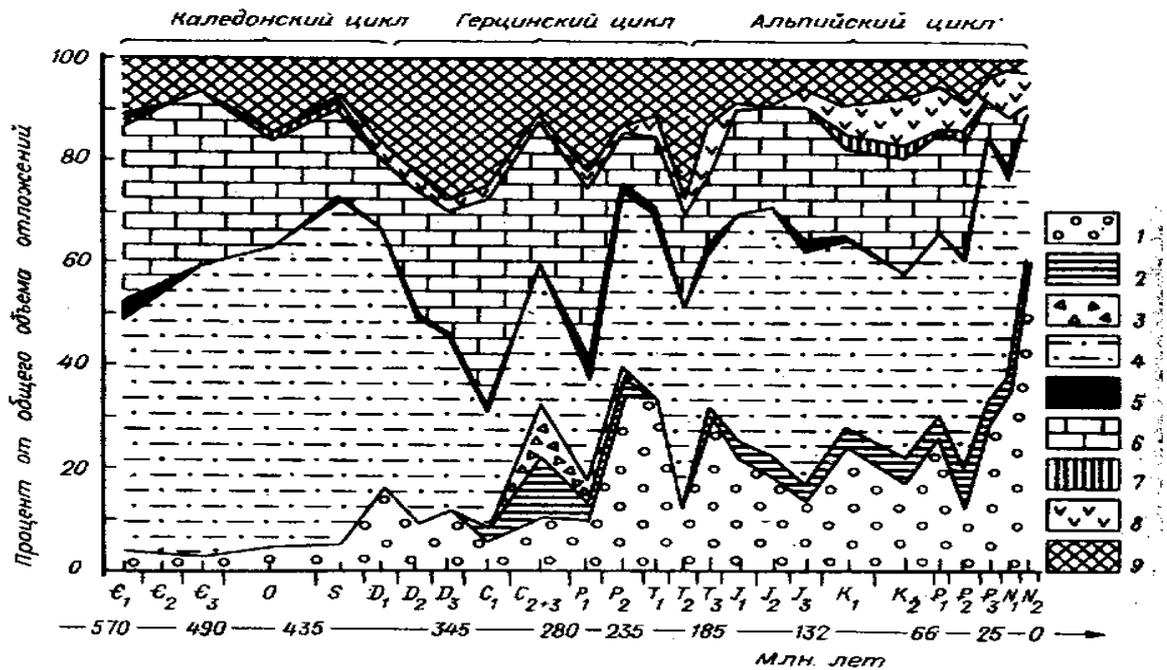
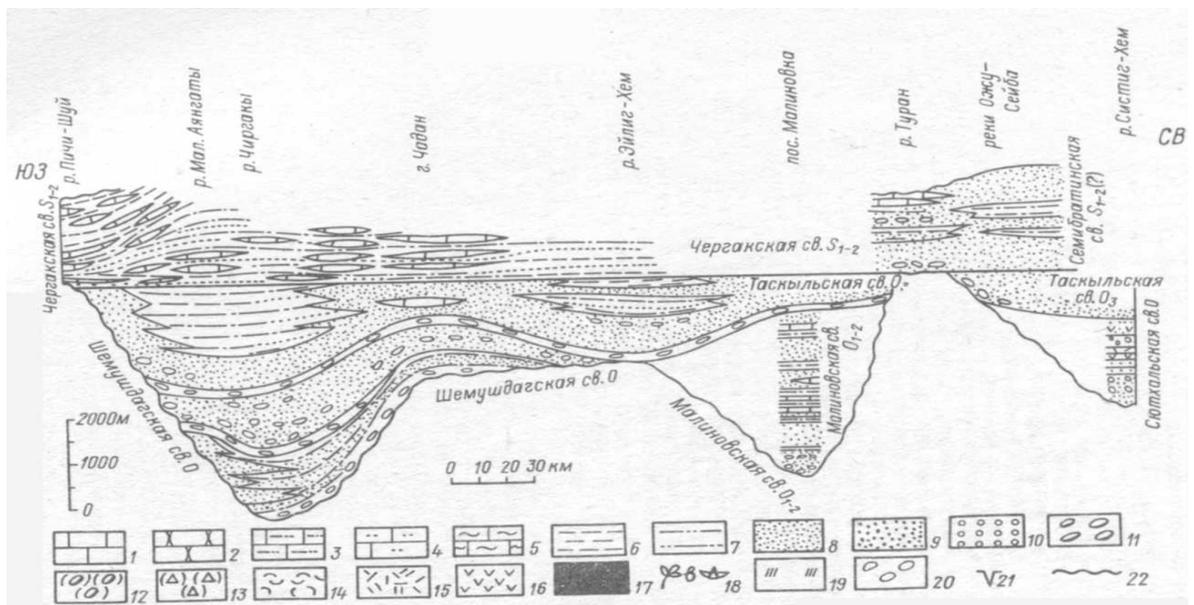


Рисунок А.1 - Изменение во времени распространение важнейших групп фанерозойских формаций современных континентов



1-4 - известняки, 5-мергель, 6 - аргиллит, 7- алевролит, 8-9 - песчаники, 10- гравелит, 11-конгломерат, 12- туфоконгломерат туфы, 13-туфобрекчии, 14-16-эффузивы, 17- уголь, 18 - органические остатки.

Рисунок А.2 - Литологический профиль пестроцветной известняково-глинисто-песчаной формации

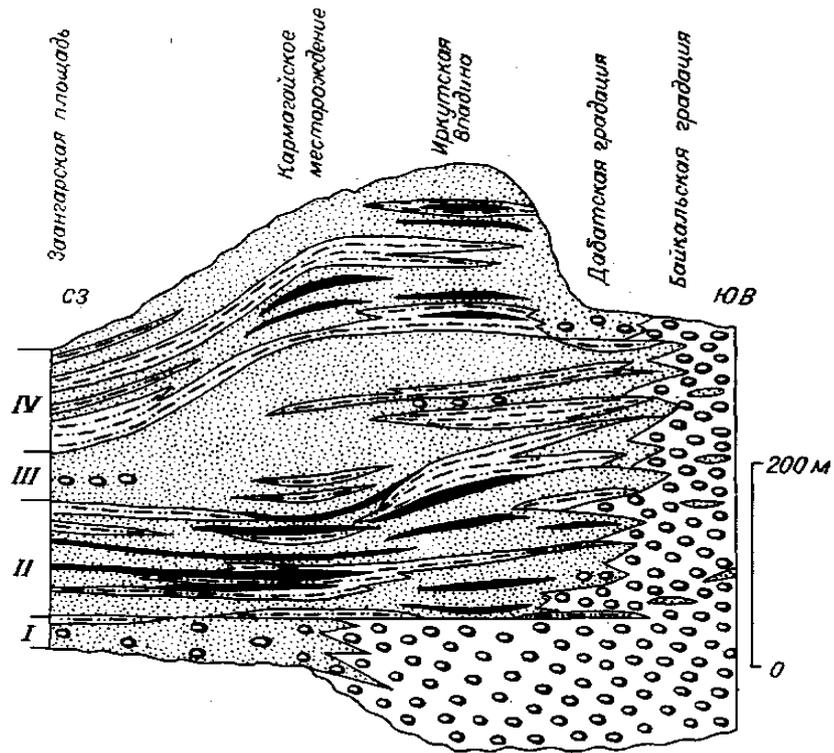


Рисунок А.3 - Литологический профиль угленосной лимнической формации (условные обозначения на рисунке А.2)

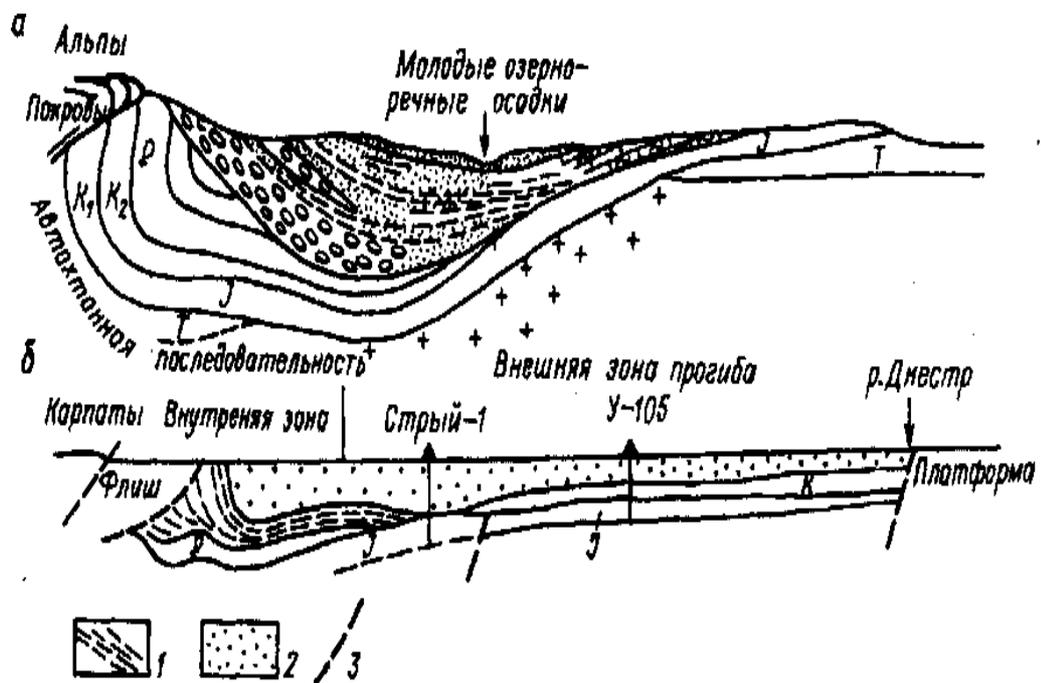


Рисунок А.4 - Поперечный профиль моласс (условные обозначения на рисунке А.2)

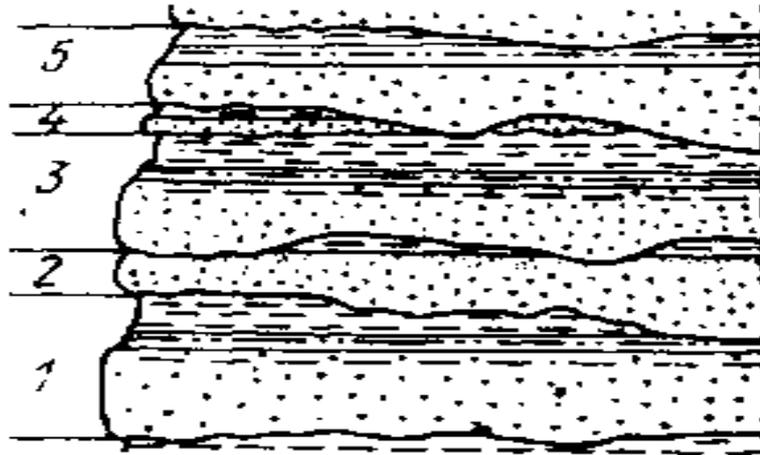
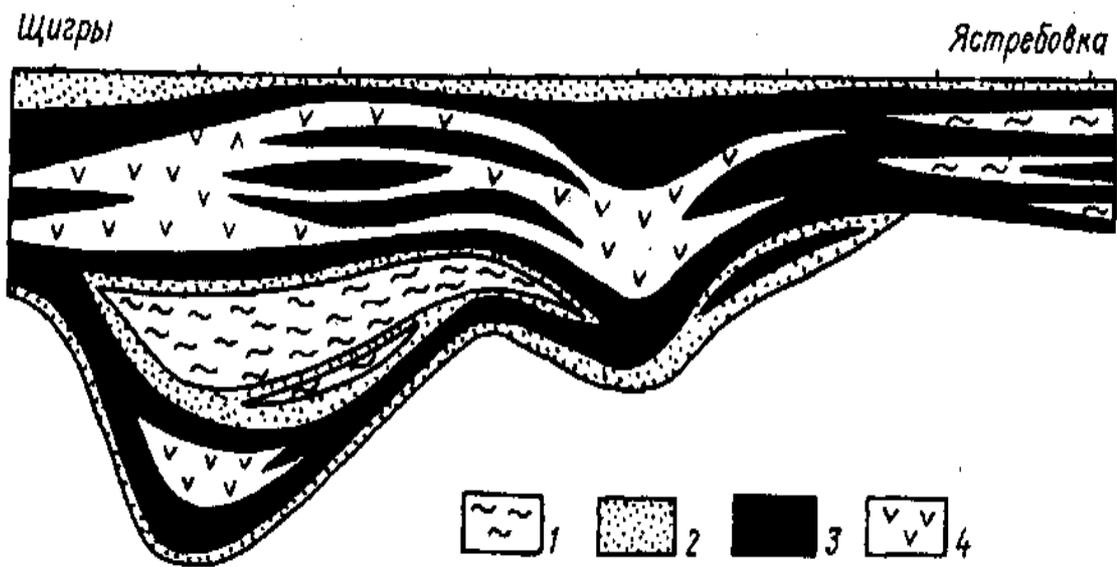


Рисунок А.5 - Схема ритмичности молассы (условные обозначения на рисунке А.2)



1-сланцы, 2-4 железистые кварциты

Рисунок А.6 - Обобщенная схема фациальных замещений в кремнисто-железистой формации.

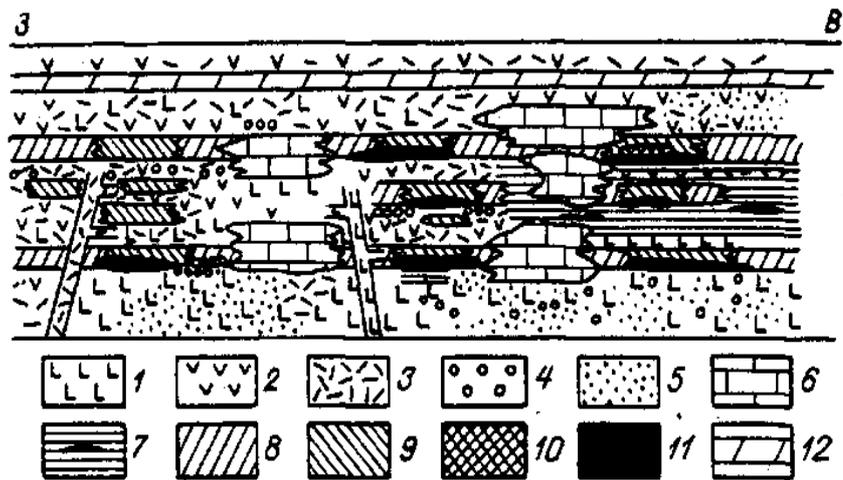
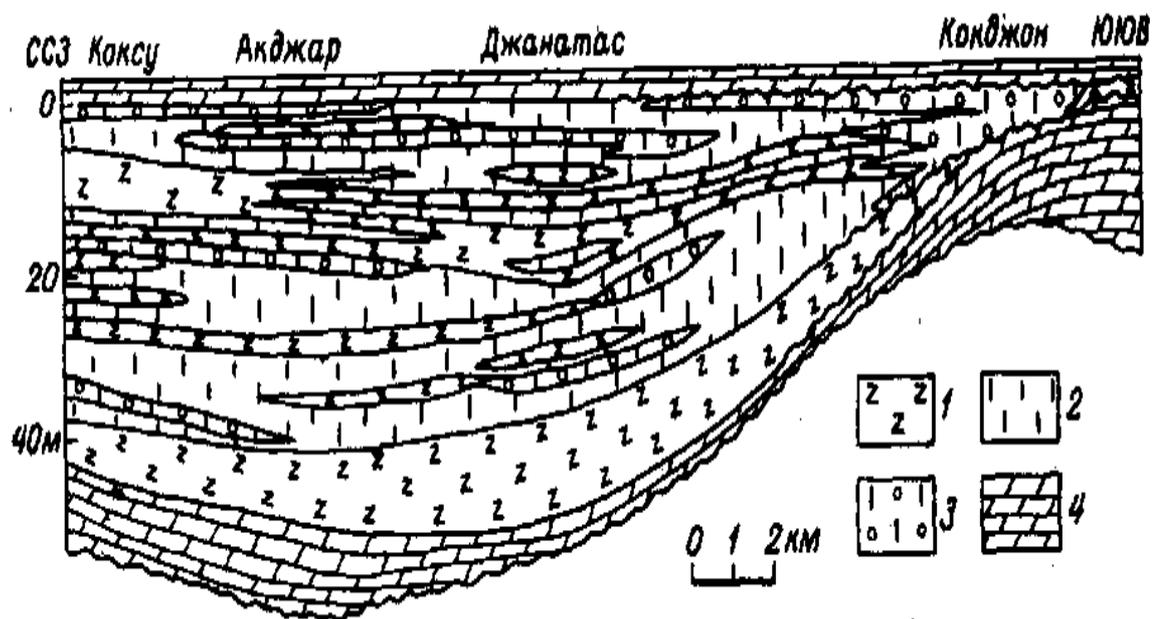
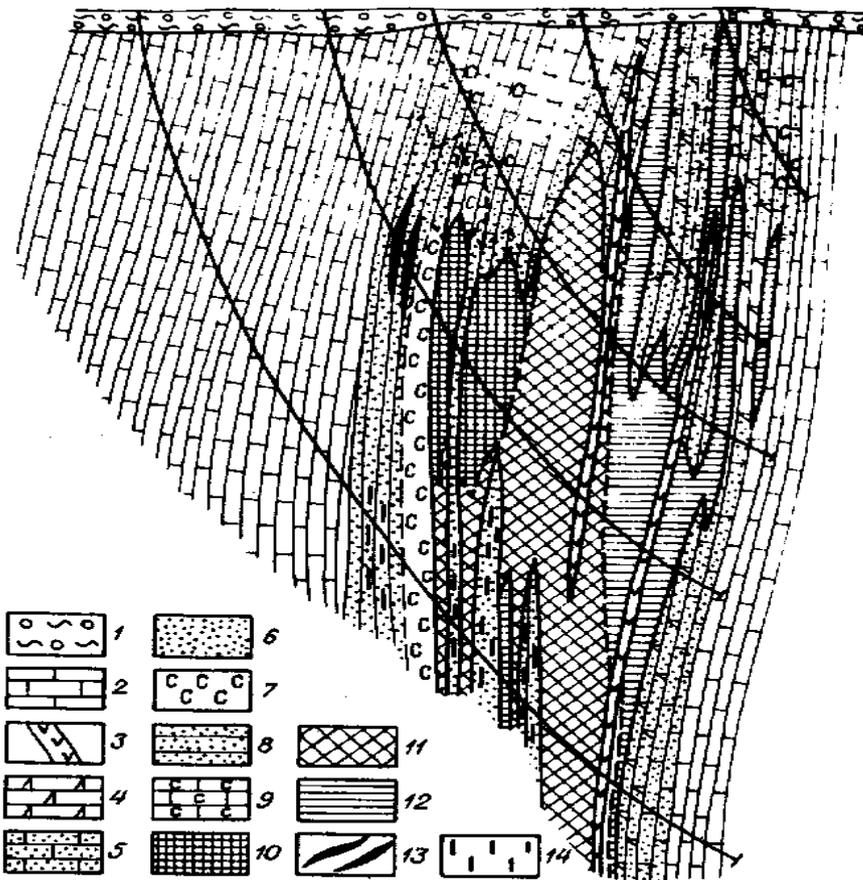


Рисунок А.7 - Литологический профиль марганцевых месторождений Южно-Уральской группы



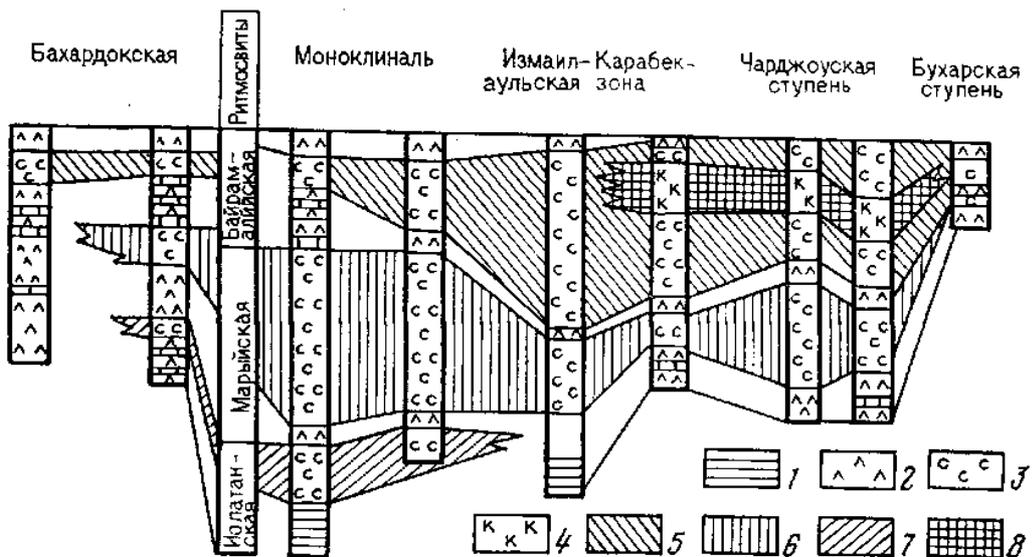
1-кремни и кремнистые сланцы, 2-фосфориты, 3-фосфоритные конгломераты, 4-доломиты

Рисунок А.8 - Литологический профиль среднекембрийской фосфоритонесущей карбонатно-кремнистой формации



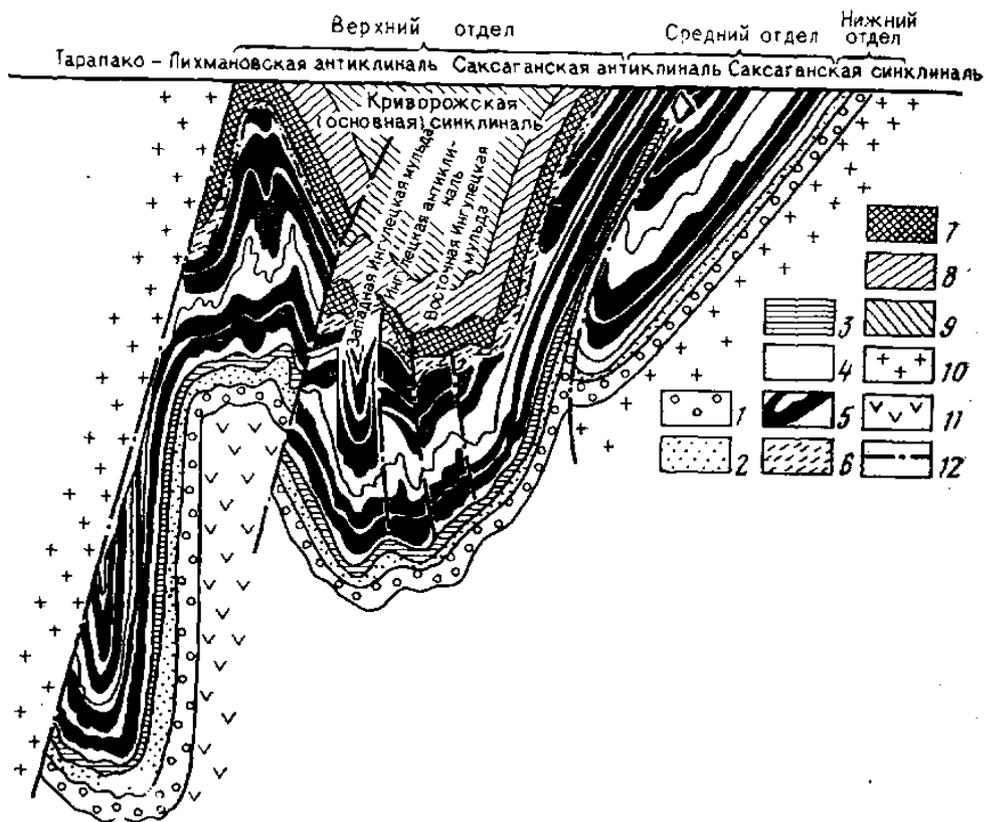
1-рыхлые отложения. 2-известняки, 3-долериты, 4-гидротермалиты, 5-6-известняки, 7-сидерит. 8-9-окремнённый известняк, 10-12-руда свинцово-цинковая, 13-14- прожилки галенит-сфалеритовые

Рисунок А.9 - Геологический разрез Горевского месторождения



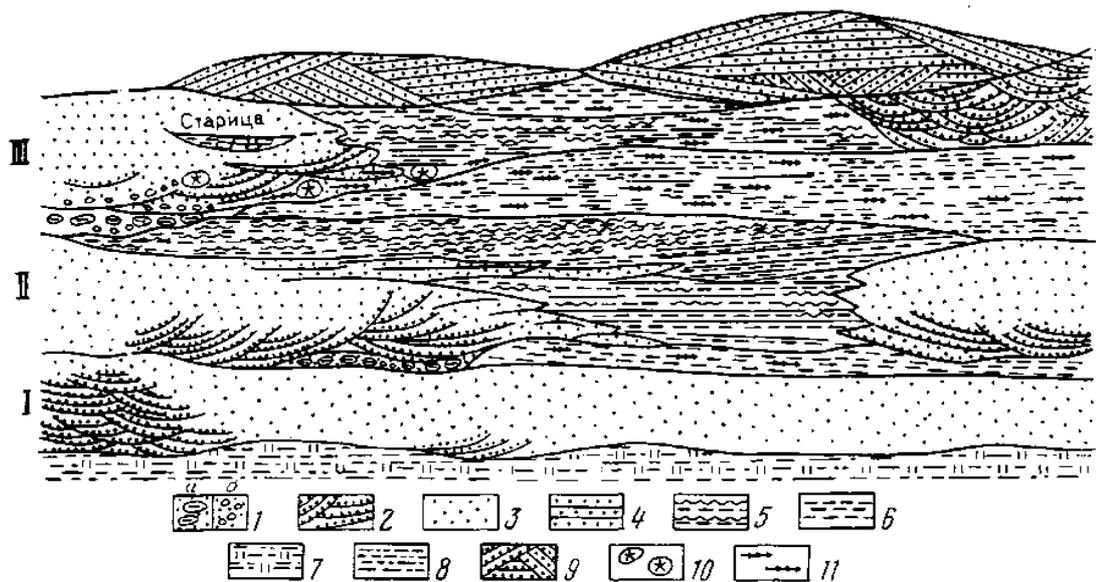
1-карбонатные, ангидритовые, 3-галитовая, 4-полигалогенная, 5-8-ангидритовая, полигалогенная калиеносная

Рисунок А.10 - Удаленно-неритовые галогенные формации



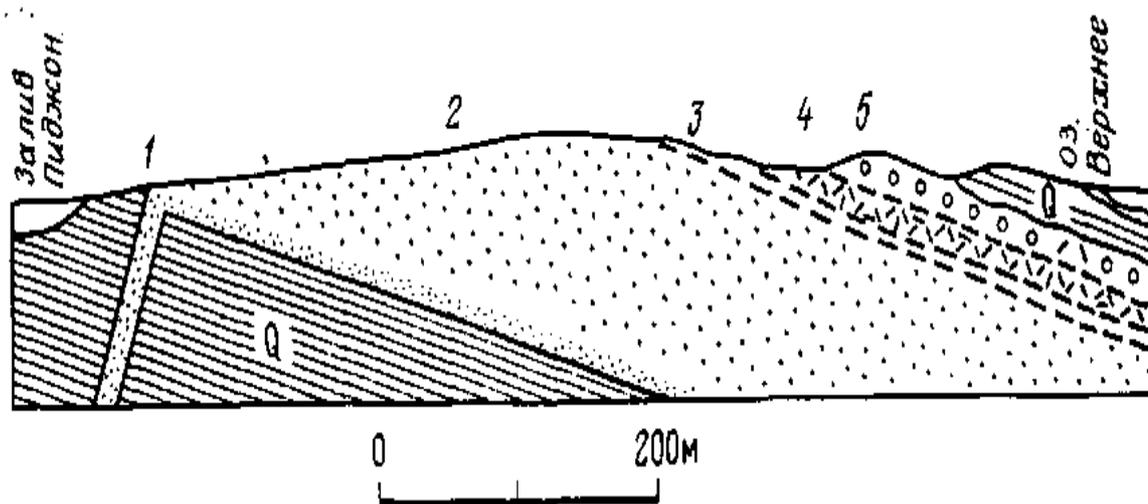
1-аркозы, 2 -филлиты, 3-железисто-кремнистая формация, 4-сланцы, 5-железные руды, 6-8-флиш: роговики, серицитовые и углистые сланцы, 10-11-амфиболиты

Рисунок А.11 - Геолого-структурная схема формаций в Кривом Роге



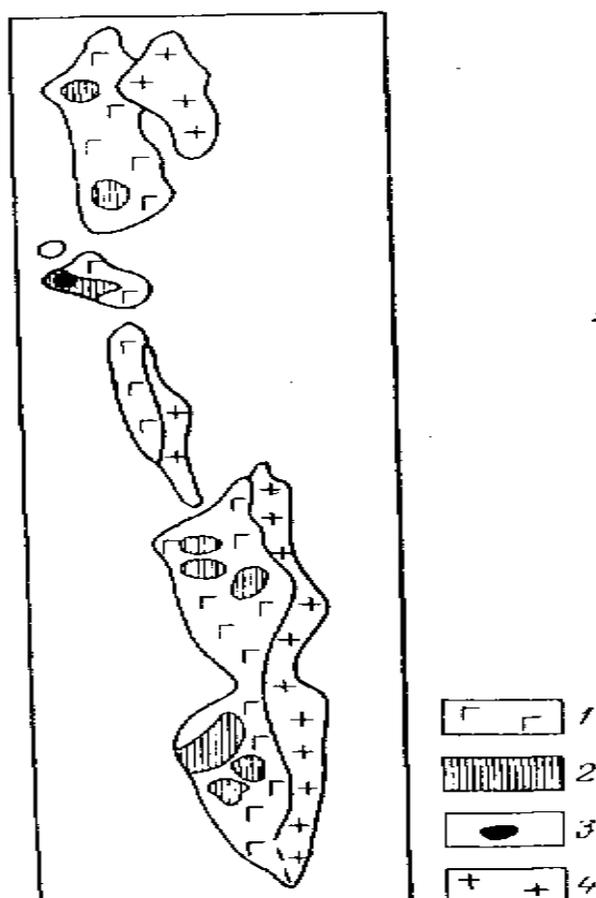
1-5-песчаники разномерные и косослоистые, 6-алевролиты, 7-9-алевролиты эоловые луговые, болотные, 10-11-органические остатки
1-11 – ритмопачки

Рисунок А.12 - Раннеплиоценовая постплатформенная молассовая формация



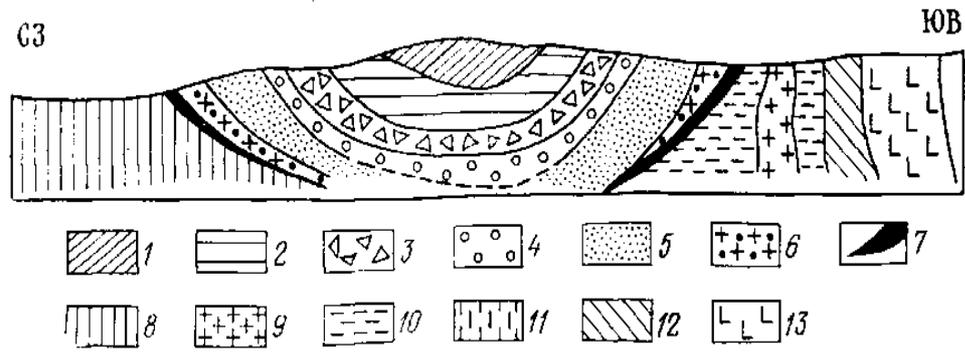
1-габбро, габбро, 3-промежуточная порода, 4- гранофир, 5- анортозит

Рисунок А.13 - Дифференцированная габбро-диабаз-гранофировая формация



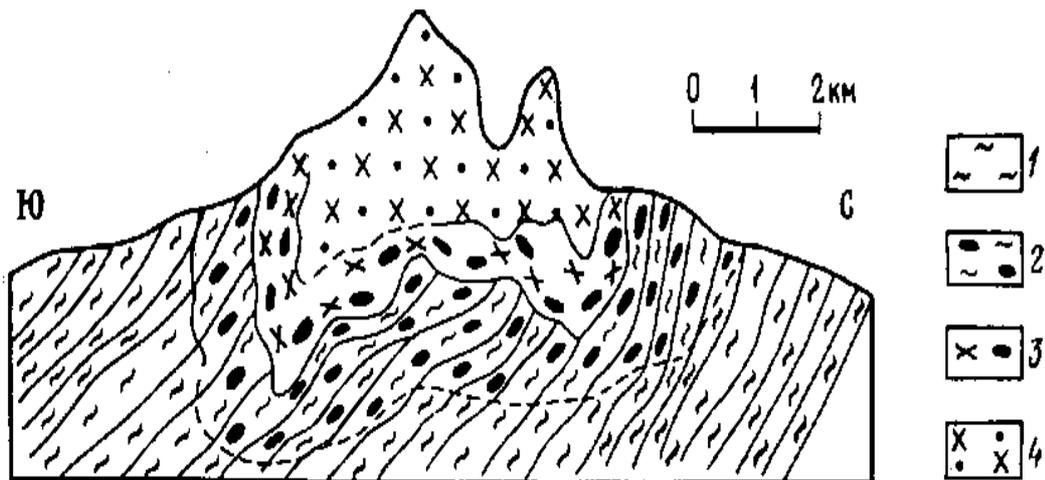
1-габбро, 2-пироксениты, 3-дуниты, 4- диориты, граниты, сиениты

Рисунок А.14 - Схема строения южной части базитового пояса Среднего Урала. Габбро-пироксенит-дунитовая формация



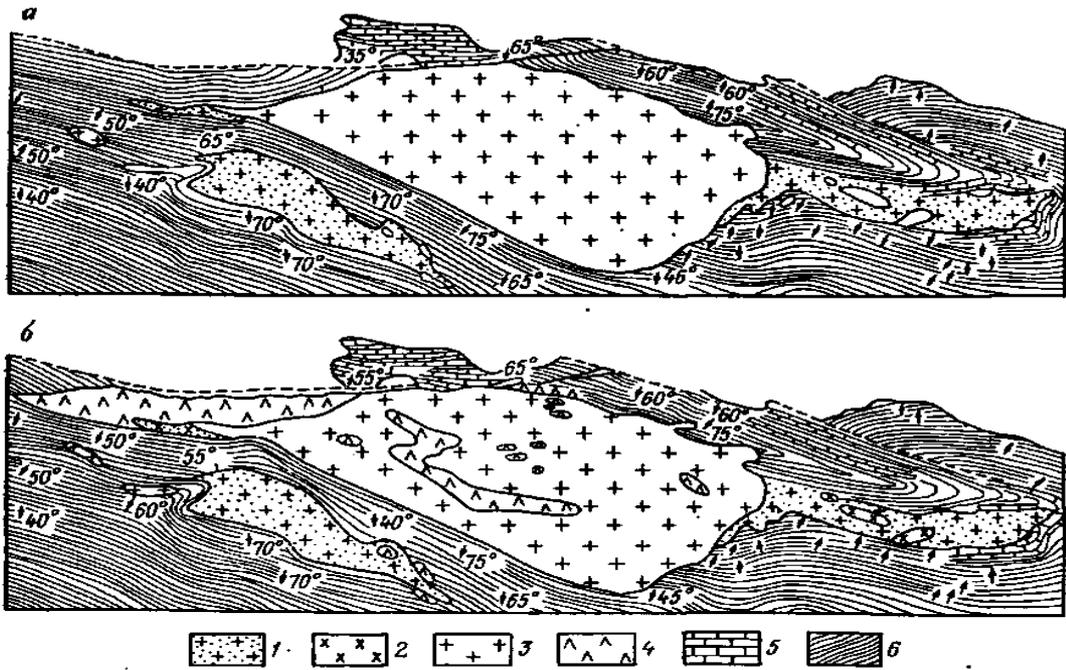
1-песчаник, 2-сланец, 3-туфы, 4-конгломераты, 5-норит, 6-гранофиры, 7-рудные залежи, 8-лаурентьевская свита, 9-граниты, 10-древние нориты, 11-амфиболиты, 12-граувакка и кварциты, 13-зеленокаменные породы

Рисунок А.15 - Разрез лополита норит-перидотит-гранофировой формации



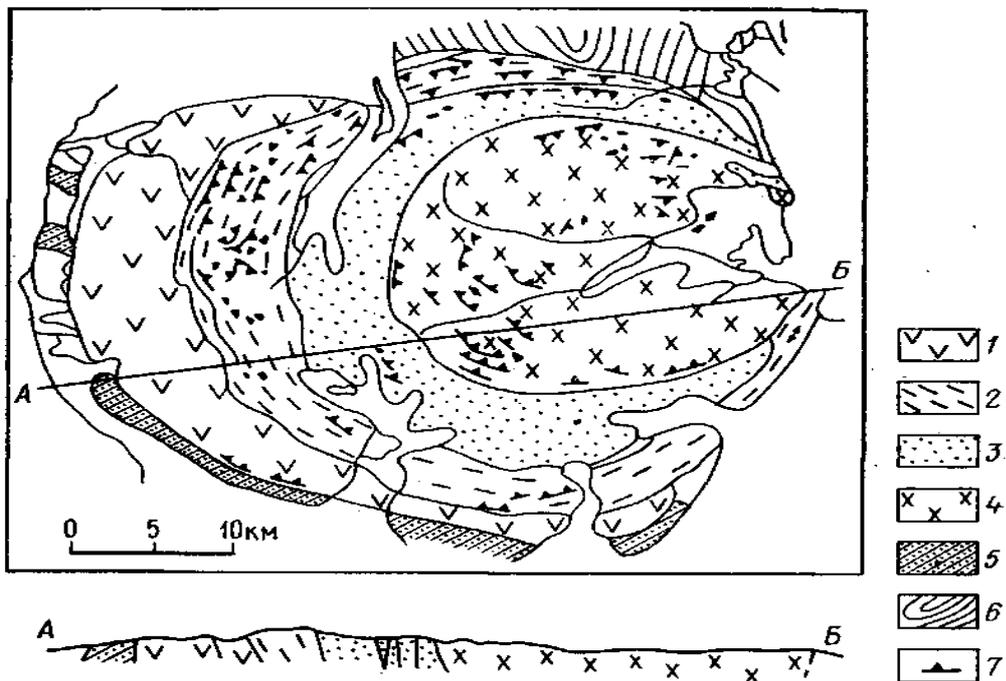
1-тонкополосчатые мигматиты по амфиболитам, 2-порфиробластические мигматиты, 3-очковые гранодиорито-гнейсы. 4- массивные гранодиориты

Рисунок А.16 - Зарисовка реоморфического гранодиоритового диапир-плутона



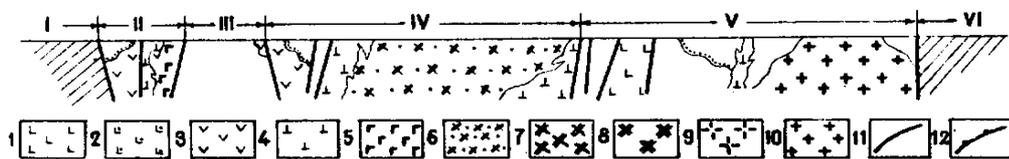
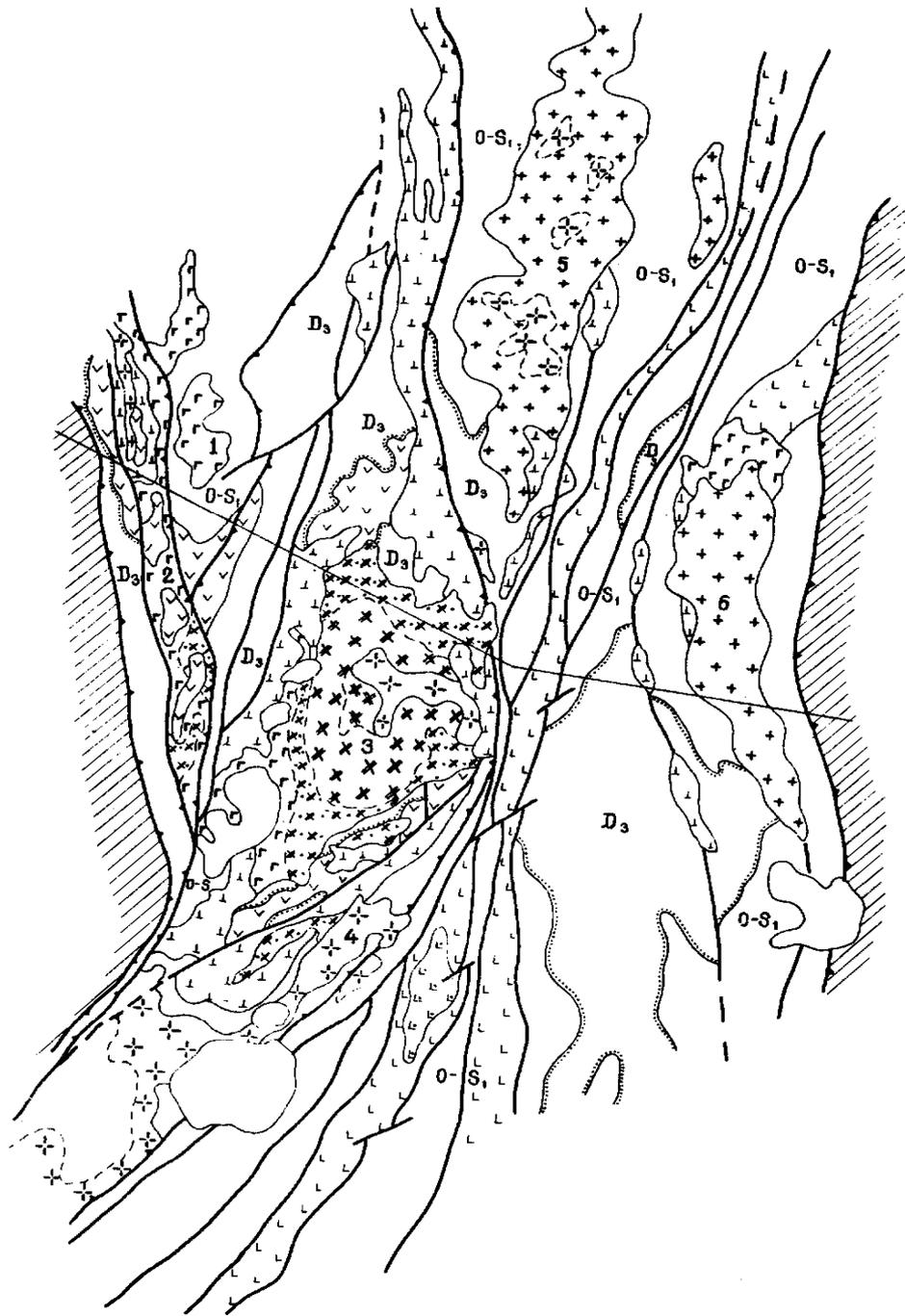
Формации: диоритовая: 1-диориты, 2-кварцевые диориты, 3-гранитная, 4- аляскитовая; осадочная: 5 - мраморы, 6- сланцы

Рисунок А.17 - Схема формирования фазовых (а, б) батолито-штоковых гранитоидных формаций



1- массивные хибиниты, 2 - трахитоидные хибиниты, 3 - ийолит-уртиты, 4- фойяиты, 5 - нефелиновые сиениты, 6- гнейсы, 7- трахитоидность (по Н.А.Елисееву)

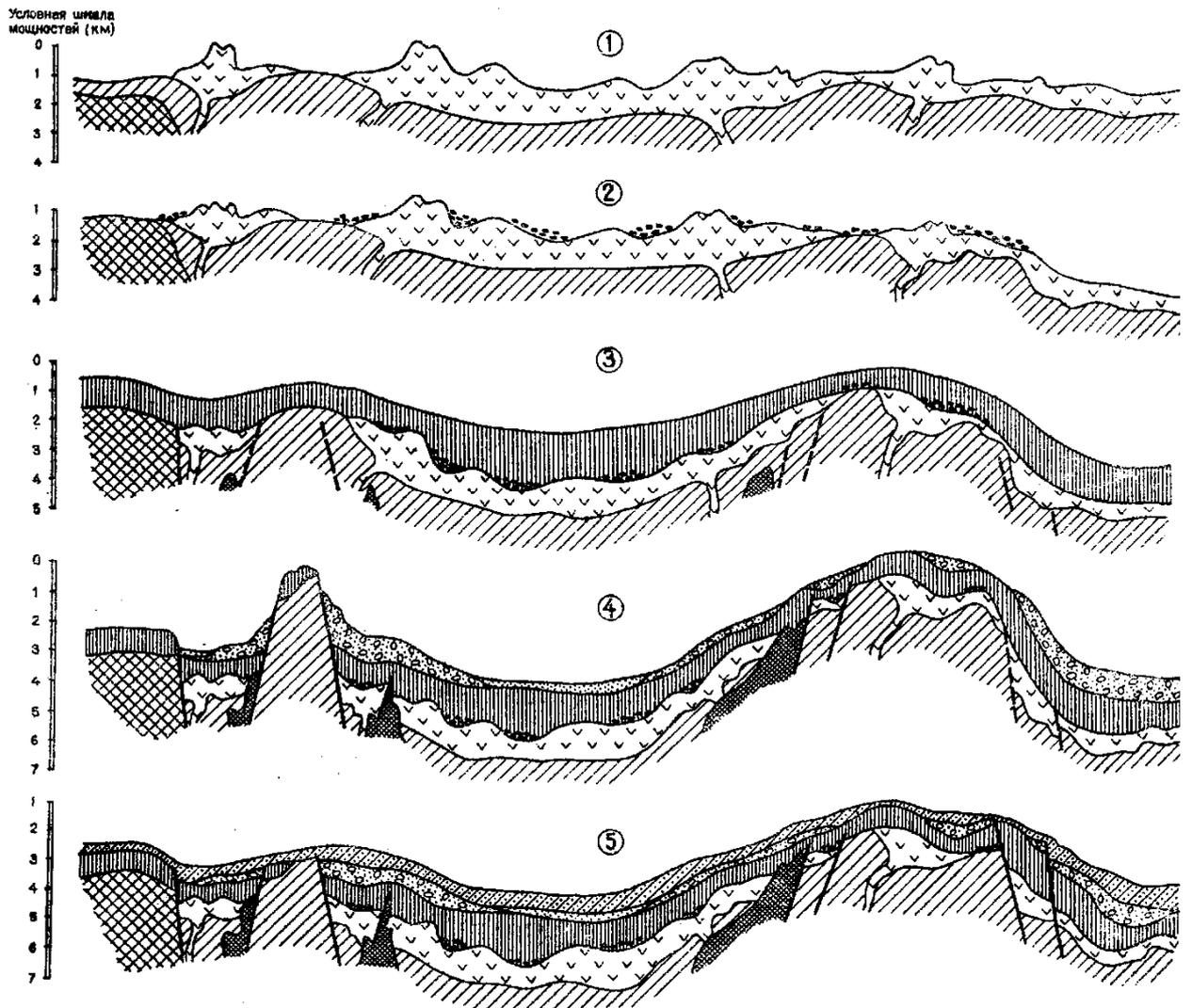
Рисунок А.18 - Нефелин-сиенитовая формация. Хибинский Плутон



1-зеленые сланцы по основным эффузивам, 2- габбро, диабазы, 3-базальты, андезиты их порфириды, 4- серпентиниты, 5- габбро, 6-диоритовые порфириды, 7-кварцевые порфириды, 8- гранодиориты, 9-плаггиограниты, 10- калиевые верхнепалеозойские граниты, 11- глубинные разломы

Рисунок А.19 - Схема магматизма южной части Зауральского поднятия (по В.С.Дубинину)

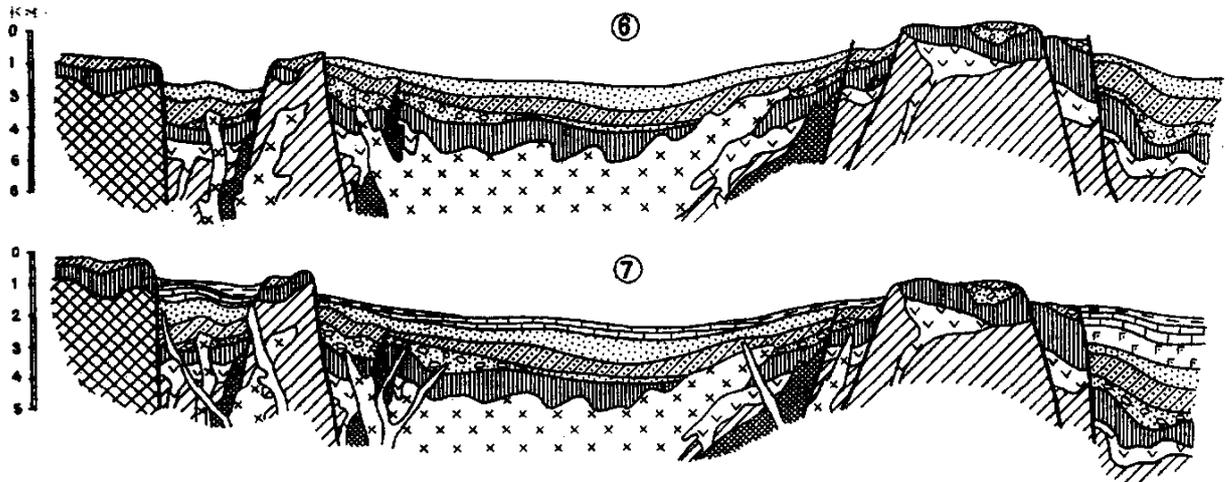
I. ЖИВЕТСКО-НИЖНЕТУРНЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС



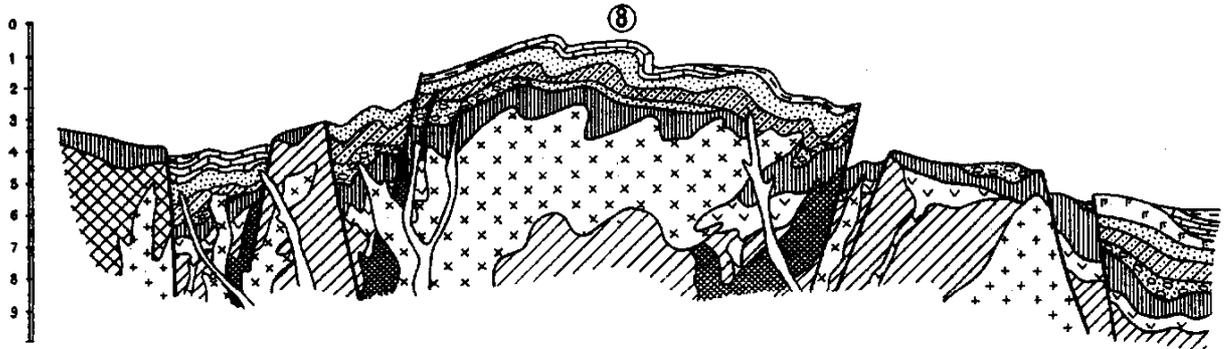
1-верхняя моласса: конгломераты, гравелиты верхнего палеозоя, 2-известняки и известковистые сланцы нижнего карбона, 3-пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы, 4-песчаники, углистые сланцы нижнего карбона, 5-сланцы углистые с граунитом, 6-нижняя моласса: конгломераты, гравелиты, с галькой нижнепалеозойских пород, серпентинитов и андезитов-базальтов верхнего девона-нижнего карбона, 7-сланцы глинистые, песчаники полимиктовые, прослои известняков франского яруса, 8-вулканогенный комплекс - базальтовые и андезитов-базальтовые порфириты, лавобрекчии и туфобрекчии основного и кислого состава, субвулканические андезиты-дациты и дациты, 9-нижнепалеозойское складчатое основание ордовика-нижнего силура, 10- гнейсы докембрия, 11-гипербазиты, 12-породы габбро-гранодиоритовой формации: габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты. 13- жильная серия: лампрофиры, спессартиты, 14- породы калишпатовой двуслюдяной гранитной формации верхнего палеозоя. 15-16- глубинные разломы

Рисунок А.20, Лист 1 - Схема формирования Зауральского поднятия в среднем и верхнем палеозое (по В.С.Дубинину)

II ВЕРХНЕТУРНЕЙСКО-НАМЮРСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС



III. ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС



СОВРЕМЕННЫЙ ЭРОЗИОННЫЙ СРЕЗ

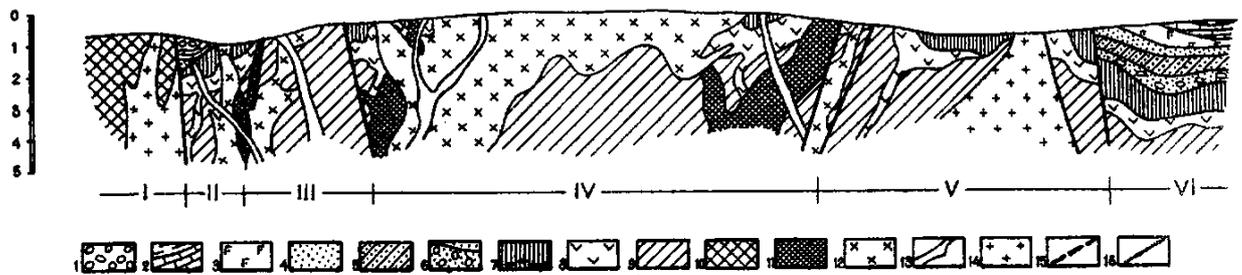
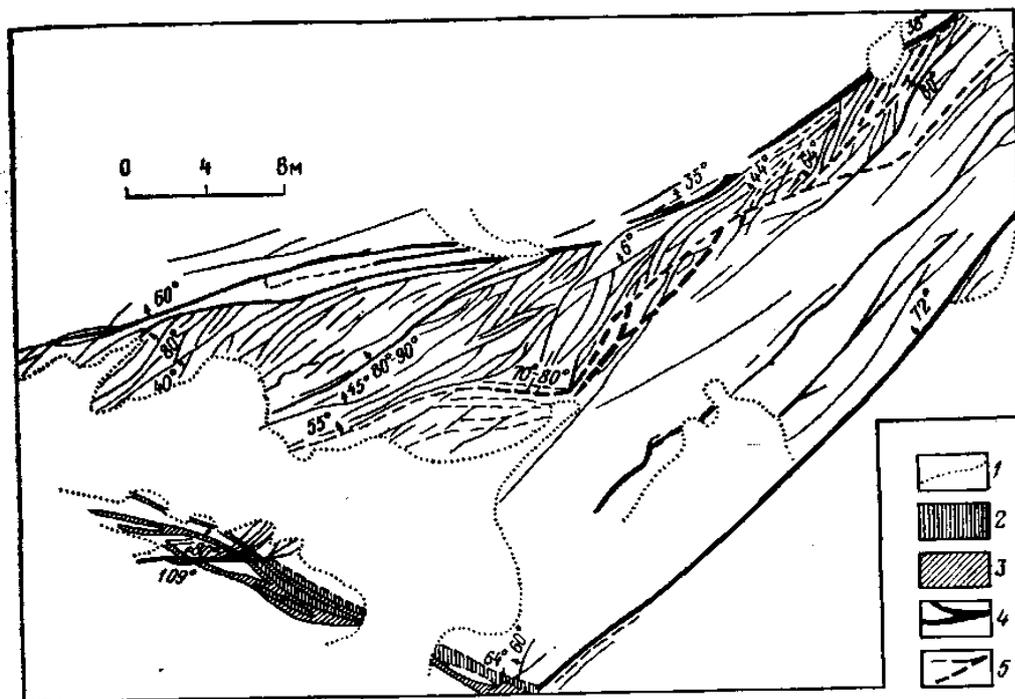
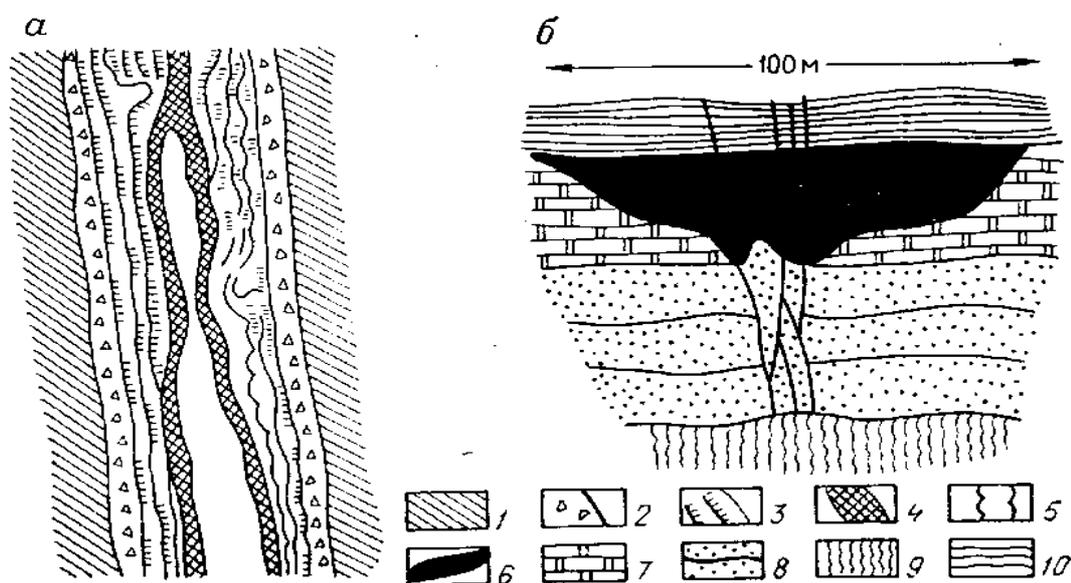


Рисунок А.20, Лист 2 - Схема формирования Зауральского поднятия в среднем и верхнем палеозое (по В.С.Дубинину)



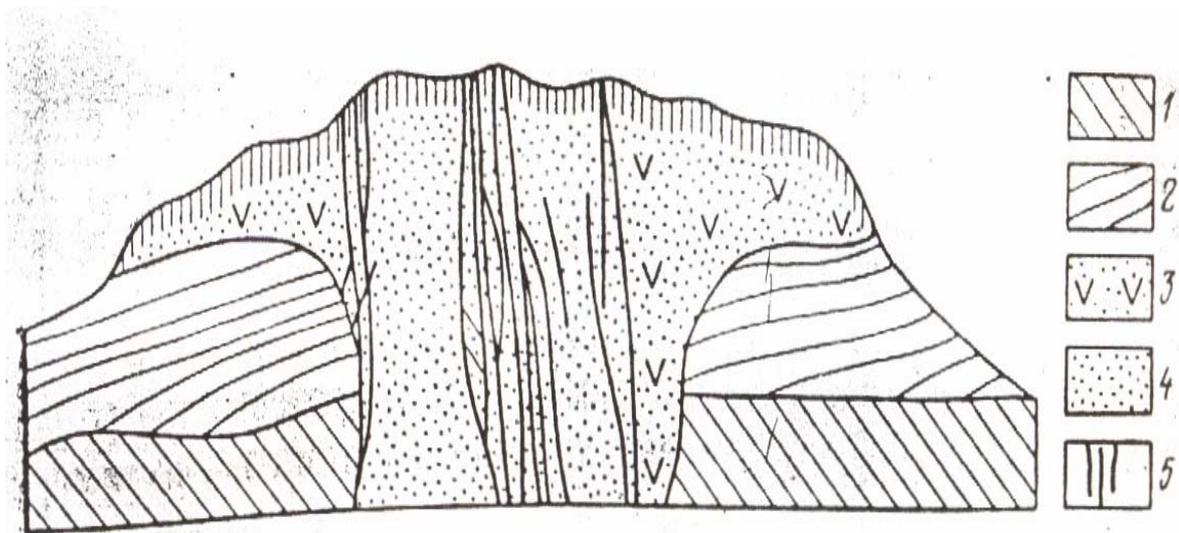
1-гранит-порфиры, 2-зона метасоматического окварцевания, 3-первой генерации, 4- второй генерации, 5-кварцевые прожилки

Рисунок А.21 - Пневматолито-гидротермальные кварцевая и баритовая формации (по В.И.Попову)



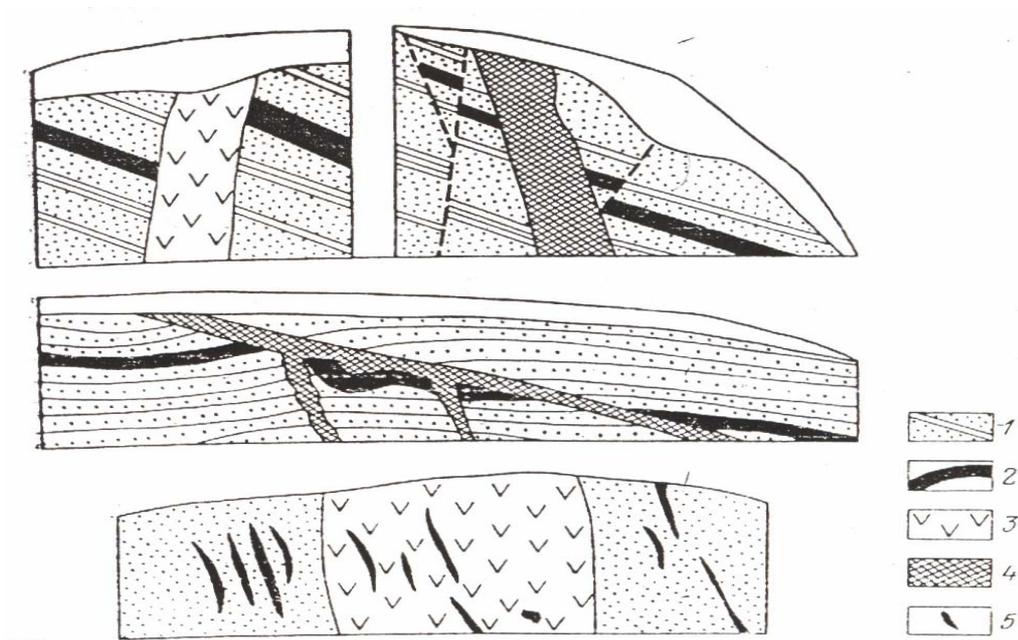
1-боковые пород, 2-брекчии с флюоритом, 3-агрегаты флюорита, 4-агрегаты марказита и пирита, 5-кварцевые жилы, 6-породы, замещенные кварцем, 7- кембрийские доломиты, 8-кварциты, метасланцы, сланцы экран

Рисунок А.22 - Формы отложения пневматолито-гидротермальных формаций (по В.И.Попову)



1-филлиты, 2 - кайназойские отложения, 3-дациты, 4-пропилиты, 5-рудные жилы

Рисунок А.23 - Парагенетическая связь оруденения с малой интрузией. Кварц-золоторудная формация (по М.А.Усову)



1-осадочные породы, 2. пластообразные полиметаллические формации, 3-дайка интрузивного порфира, 4-жила с сульфидно-касситеритовым оруденением, 5- прожилки сульфидно-касситеритовой формации

Рисунок А.24 - Взаимоотношение рудных жил допорфирового и послепорфирового этапов оруденения (по М.М.Константинову)