

ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Под **метаморфизмом** горных пород следует понимать физико-химические процессы, протекающие на глубине, под зоной гипергенеза, которые вызывают изменения в составе или структурах этих пород, обусловленные изменением условий существования горных пород.

С точки зрения термодинамики, метаморфизм может быть представлен как превращение одной минеральной ассоциации в другую, с меньшей свободной энергией:



Метаморфические породы образуются в интервале от 300 до 900-1000° С и давлениях от 1 до 12 кбар, а в зонах высоких и ультравысоких давлений – от 12-18 и до 30-40 кбар.

В последнее время чаще используются единицы Международной системы единиц (СИ), где 1 килобар равен 1000 атмосфер или 100 мегапаскалей (МПа), а 10 кбар = 1000 МПа или 1 гигапаскалю (ГПа). Но удобней для восприятия все-таки являются килобары, где 1 кбар равен 1000 атмосфер.

Метаморфизм можно также подразделять на **эндогенный**, связанный с недрами Земли, и **космогенный**, возникающий при ударе метеоритов о земную поверхность с образованием метеоритных кратеров – *астроблем*. Космогенный (ударный) метаморфизм приводит к образованию особых пород – **импактитов**, которые испытали температуру в тысячи градусов и высокое давление. Они могут содержать сверхплотные минералы – алмаз, стишовит, рингвудит и др.

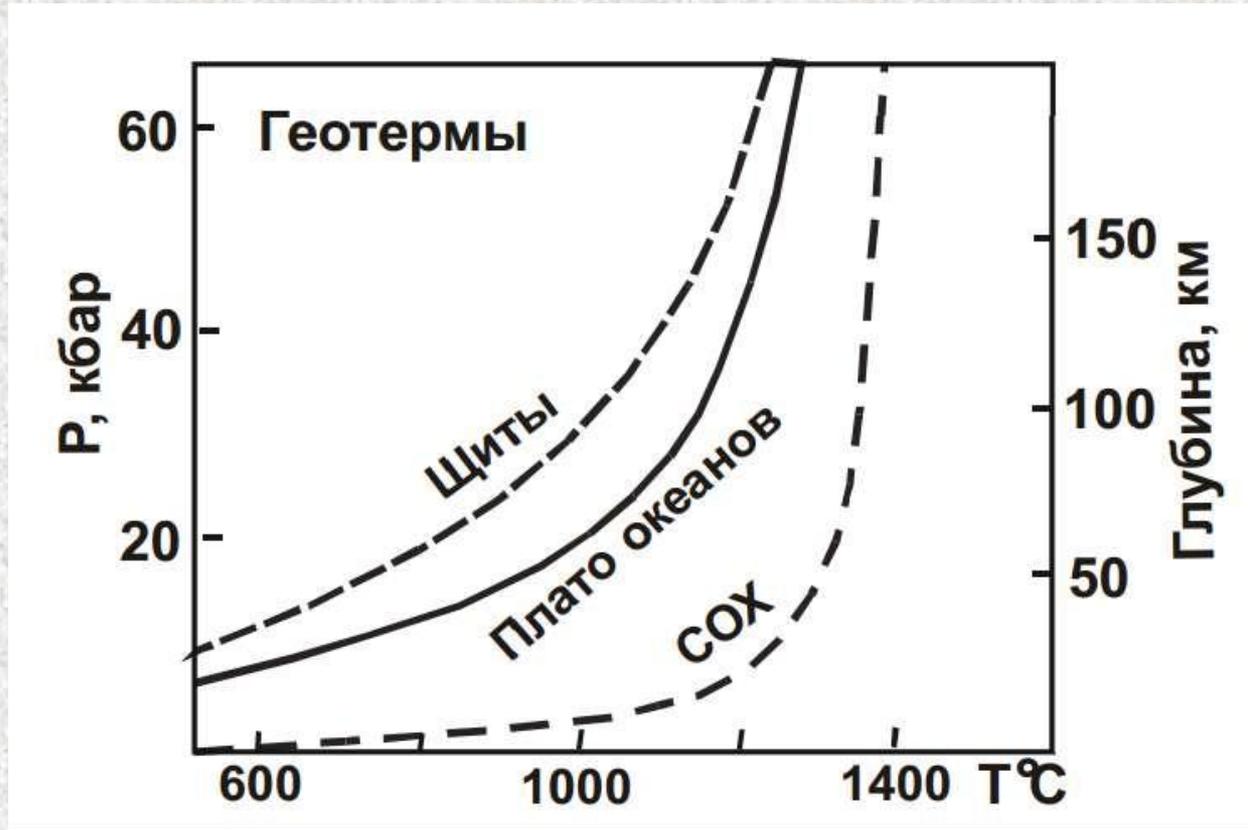
В ходе метаморфизма может также протекать **метасоматоз** при замещении одних минералов другими, а при частичном плавлении исходной породы – **ультраметаморфизм**.

При развитии метаморфизма выделяют **прогрессивный** метаморфизм (с повышением температур и давлений) и **регрессивный** (*диафторез*). Он протекает с участием воды, выделившейся на прогрессивной стадии метаморфизма.

Процессы **регионального метаморфизма** связаны с формированием подвижных тектонических зон земной коры, с погружением пород, подвергающихся метаморфизму, и не зависят от магматической деятельности. В отличие от них процессы **контактового метаморфизма** и **автометаморфизма** генетически связаны с магматической деятельностью, с внедрением и кристаллизацией магм.

Важнейшими причинами метаморфизма являются изменения температуры, давления и химизма среды.

Увеличение температуры при погружении на 1 км называется геотермическим градиентом. Линия, отражающая изменение температуры в земной коре с глубиной, именуется геотермой.



Как видно на рисунке, геотермы в континентальной и океанической коре сильно различаются. Наиболее сильный тепловой поток наблюдается в тонкой океанической коре срединно-океанических хребтов. Самый низкий тепловой поток фиксируется на щитах вследствие слабой теплопроводности мощной континентальной коры на материках.

Повышение давлений обусловлено прежде всего погружением толщ на значительную глубину. Это **литостатическое или гидростатическое давление**, однородное во всех направлениях и прямо зависящее от веса перекрывающих толщ (их мощности и плотности).

Интенсивные тектонические движения порождают **стрессовое, одностороннее давление** (тектоническое сверхдавление).

Третьим немаловажным фактором является **давление порового флюида**, которое, как правило, равно литостатическому, но может быть меньше или больше его на какой-то отрезок времени (**флюидное сверхдавление**).

Метаморфизм погружения наблюдается на значительных глубинах при низком тепловом потоке, в спокойной тектонической обстановке. Он обычно не превышает уровня низкой зеленосланцевой фации (цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой, серицит-хлоритовой зон) и характеризуется низким отношением T/P . Такой метаморфизм характерен, главным образом, для мощных осадочных толщ чехлов платформ и предгорных прогибов.

Динамо-термальный или региональный метаморфизм – это метаморфизм, характерный для областей активных тектонических режимов с повышенным тепловым потоком.

Общие тенденции минералообразования:

1. образование более плотных минералов;
2. уменьшение роли воды и CO_2 в минералах с ростом температуры.

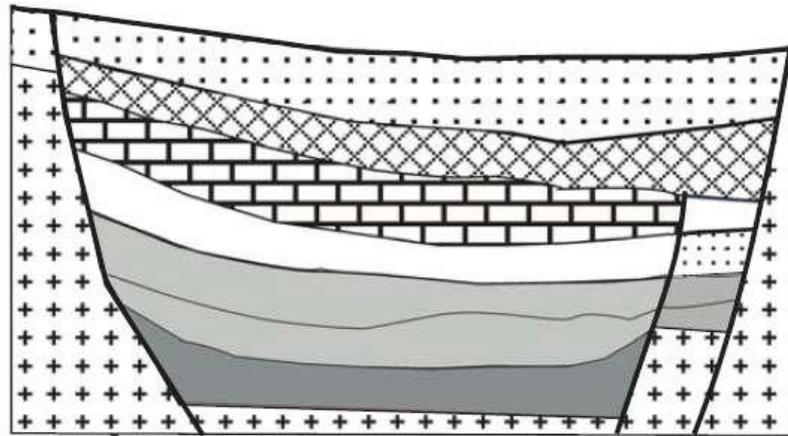


Рис. 9.4 Метаморфизм погружения, проявленный в низах разреза опущенного блока чехла платформы: кресты – фундамент платформы, разные значки – осадочные породы чехла, серое и темносерое – цеолитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма. Черные линии – обрамляющие опущенный блок разломы. Мощность осадочного чехла 15 км.

Температуры регионального метаморфизма.

Важнейшей причиной метаморфических превращений, бесспорно, является изменение температур; это доказывается экспериментально и подтверждается полевыми наблюдениями. Поэтому и в основу классификации метаморфических явлений полагаются в первую очередь температуры, которые характерны для той или иной степени метаморфизма.

Так, например, считают, что метаморфизм, соответствующий низшей стадии - фации зеленых сланцев, начинается при температуре около 200°C, поскольку неметаморфизованные осадки встречаются на глубинах, соответствующих 150-200°C. Наивысшие метаморфические преобразования идут при температурах около 700°C (гранулитовая фация), а частичное плавление с образованием палингенных гранитов происходит при температурах несколько выше 700°C.

P-T параметры метаморфизма определяются с помощью геотермобарометрии, используя разные методы определения температур и давлений. Преобладающую роль играет минеральная геотермобарометрия.

Определение параметров метаморфизма

Геотермобарометрия – определение температуры (Т) и давления (Р) метаморфизма:

1. Минеральная геотермобарометрия
2. Термобарогеохимия (по флюидным включениям)
3. Изотопная геотермобарометрия
4. Оценка P-T условий по минеральным ассоциациям метаморфических пород

Последовательность действий

1. Отбор образцов
2. Аналитические исследования
3. Собственно термобарометрические расчёты
4. Анализ результатов

Термометры и барометры

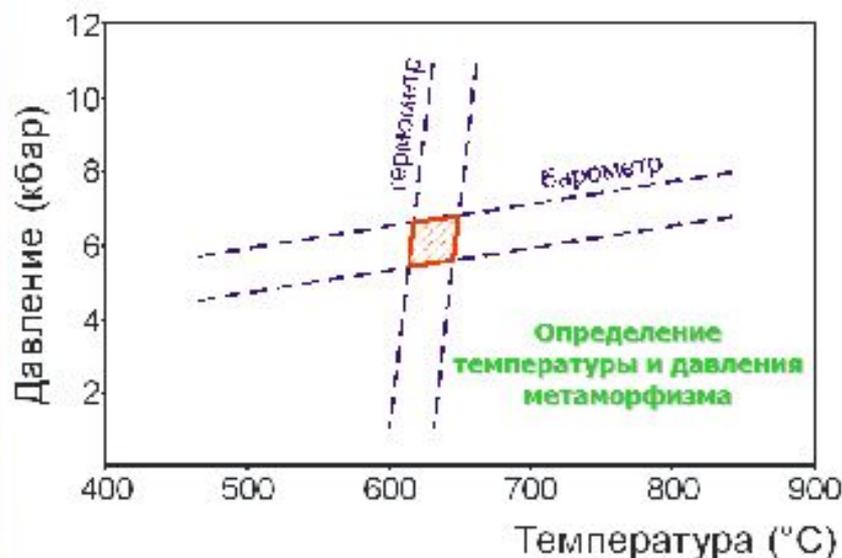
Термометры:

- Fe-Mg: **гранат**-биотитовый, **гранат**-ставролитовый, **гранат**-кордиеритовый, **гранат**-роговообманковый, **гранат**-ортопироксеновый, **гранат**-клинопироксеновый, **гранат**-хлоритовый, **гранат**-фенгитовый; турмалин-биотитовый, роговообманково-биотитовый; клинопироксен-ортопироксеновый, роговообманково-ортопироксеновый, шпинель-сапфириновый, шпинель-кордиеритовый, плавин-ортопироксеновый;
 - Co Mn: **гранат** ильменитовый;
 - Na-K: плагиоклаз-мусковитовый, нефелин-ортоклазовый;
 - Na-Ca: роговообманково-плагиоклазовый;
 - Fe Ti: маютит ильменитовый;
- и другие

Барометры:

- в метапелитах: **гранат**- Al_2SiO_5 -плагиоклаз-кварц (GASP), **гранат**-рутил- Al_2SiO_5 -ильменит-кварц (GRAL), **гранат**-кордиерит- Al_2SiO_5 -кварц, **гранат**-мусковит-биотит- Al_2SiO_5 -кварц, **гранат**-плагиоклаз-биотит-мусковит;
 - в метабазитах: **гранат**-орто/клинопироксен-плагиоклаз-кварц; **гранат**-роговая обманка-плагиоклаз-кварц; клинопироксен-плагиоклаз-кварц; **гранат**-омфацит-плагиоклаз-кварц;
- и другие

Классическая термобарометрия



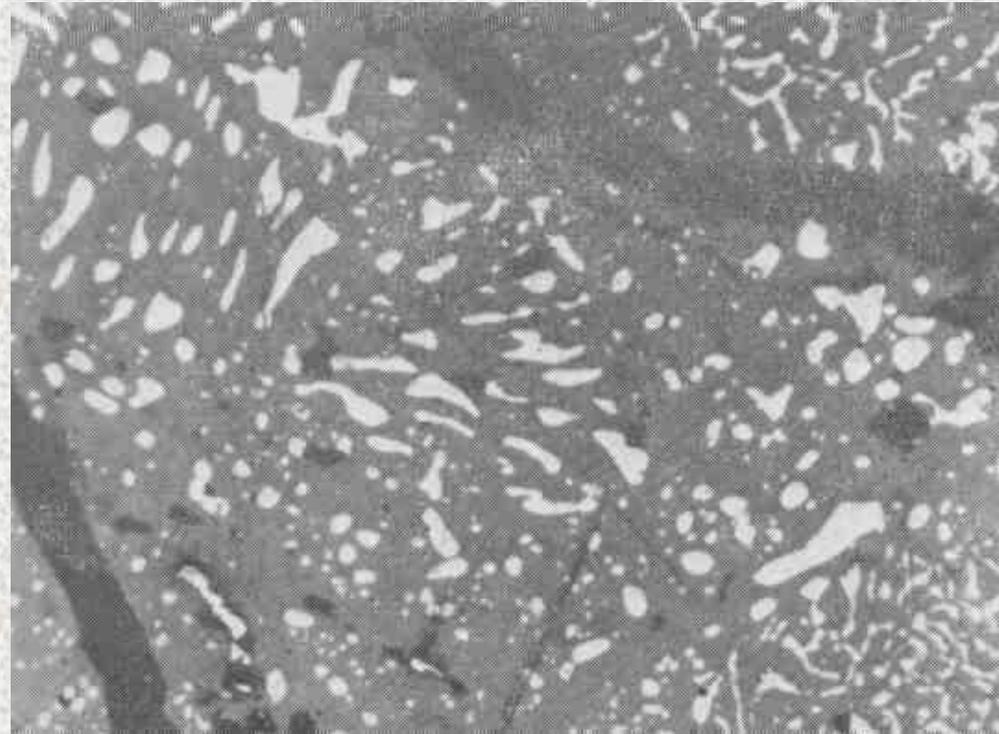
Классическая термобарометрия

Компьютерные расчёты в программах:

- **TPF** (Фонарёв и др., 1989) – ИЭМ РАН, Черноголовка;
- **GeoPath** (Perchuk & Gerya, 1992) – МГУ и ИЭМ РАН;
- **PTMAFIC** (Soto, 1993; Soto et al., 1993) – для метабазитов;
- **GPT** (Reche & Martinez, 1996) – для метапелитов;
- **SOLVALC** (Wen & Nekvasil, 1994) – двуполевошпатовая термометрия;
- термобарометрические программы Фрэнка Спир (Prof. F. Spear) под Mac (например, Spear, 1986; Spear, 1989; Spear & Peacock, 1990);
- многочисленные программы и таблицы Excel для расчётов по отдельным термометрам и барометрам.

Для определения температур метаморфического минералообразования можно использовать пары минералов, приведенные в [таблице](#). Некоторые из этих пар можно использовать и для определения температур образования гидротермальных минералов. Предложены также методы, основанные на изучении содержания в минерале изоморфного с ним компонента; здесь используется известное правило изоморфизма - с повышением температуры растет количество растворенного вещества.

Минерал-растворитель	Растворенный минерал	Температура распада изоморфной смеси, °C
Пирротин	Халькопирит	600
«	Пентландит	450
Халькопирит	Сфалерит	550
«	Станнин	500
«	Пирротин	300
«	Халькопирит	350-400
Сфалерит	Халькозин	175-225
Борнит		



Эмульсионная структура выделения халькопирита (белое) в сфалерите (серое). Черное – прожилки карбоната. Ув. 100. (по М.П. Исаеву, 1975).

Например, экспериментально было доказано, что содержание FeS в сфалерите возрастает от 1 до 24 мол.% в соответствии с ростом температуры от 138 до 625°C; содержание MgCO₃ в кальците при 500°C достигает 5 мол.%, а при 800°C возрастает до 18 мол.% и т.д.

Другим важным фактором, оказывающим существенное влияние на ход процессов регионального метаморфизма, является **давление**. Оно быстро и систематически возрастает с глубиной, примерно 250-300 атм на 1 км. Давление в данном случае может проявляться двояким образом: как одностороннее и как гидростатическое (всестороннее).

Одностороннее давление вызывает перестройку структур и текстур пород, проявляется в раскалывании минералов и перемещении отдельных их частей, в образовании полосчатых текстур. Этой перестройке способствуют одновременно действующие другие факторы: температура и легкоподвижные компоненты.

Что касается гидростатического давления, то повышение его способствует образованию минералов с большим удельным весом, чем исходные. В качестве примера можно привести образование граната ($d=3,52$) за счет форстерита ($d=3,22$) и анортита ($d=2,76$) по реакции:



Роль давления необходимо рассматривать одновременно с влиянием на процессы температуры, так как и тот и другой фактор действуют всегда совместно.

Миграция вещества в газовой и жидкой фазе при метаморфизме считается бесспорной. Важнейшей легкоподвижной средой при этом является вода; она присутствует во всех горных породах и может перемещаться, в зависимости от состояния, определяемого температурой и давлением, как в жидком, так и газообразном виде. Вместе с водой перемещаются и другие легкоподвижные компоненты, обычно растворенные в ней - углекислый газ, борная кислота, фториды, хлориды многих элементов и т.д.

В результате воздействия жидких и газообразных флюидов на горные породы в них происходят различные химические превращения.

Важное значение имеют процессы дегидратации и декарбонатизации, характерные для прогрессивного метаморфизма и связанные с освобождением воды и углекислоты из минералов при повышении температуры.

Вода может иметь разное происхождение: она может быть *магматогенной, метеорной и метаморфогенной*.

Особого внимания заслуживают растворы метаморфогенного происхождения, образовавшиеся при метаморфизме осадочных пород. Так, например, содержание воды в современных морских и озерных илах достигает 20-30% и даже более, а в получившихся при их литификации и диагенезе глинах оно составляет обычно 5-7%. Вода в осадочных неметаморфизованных породах находится в двух главных формах: с одной стороны, это вода, выполняющая поровые пространства, с другой - вода минералов (кристаллизационная, гидратная, конституционная).

Контактовый метаморфизм (ороговикование). Главный фактор минералообразования – повышение температуры при низком давлении на контакте между осадочными породами и внедрившимися в них магматическими породами. Контактные ореолы вокруг массивов изверженных пород в некоторых случаях достигают значительных размеров.

Возникают **роговики**, которые названы так за плотное сложение с оскольчато-раковистым изломом (аналогичным рогу): мусковитовые роговики (низкие температуры) → амфиболовые роговики (средние температуры) → пироксены (высокие температуры) → спуррит, мервинит (очень высокие температуры и низкое давление). Контактные химические изменения охватывают не только вмещающие толщи, но и зоны внутри массивов изверженных пород.

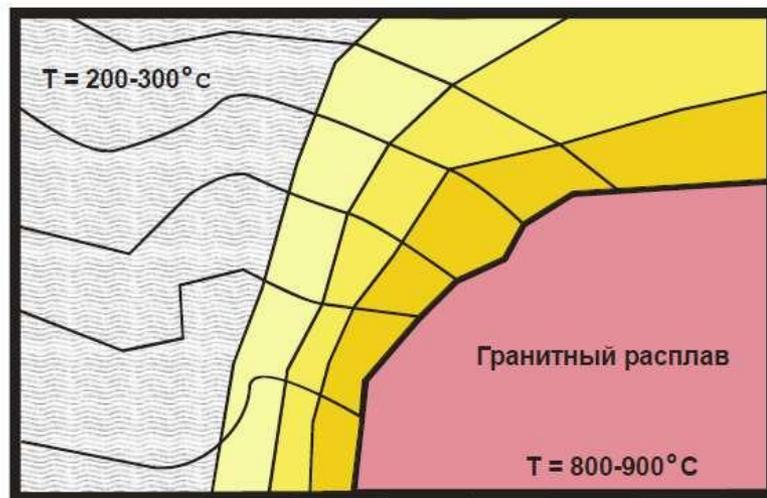


Рис. 9.9 Контактный метаморфизм вмещающих граниты пород

Дислокационный метаморфизм (динамометаморфизм) протекает в зонах глубинных разломов в условиях локального повышенного или пониженного давления при тектонических подвижках. Распространен в зонах субдукции (при погружении одной плиты под другую и повышении давления при низкой температуре), а также при коллизионных процессах (столкновении крупных блоков континентальной коры). Их масштабы меньше, чем при региональном метаморфизме, а степень метаморфизма редко превышает амфиболитовую фацию.

В него входит **кластический метаморфизм** и **метаморфизм нагрузки**. Происходит динамическое преобразование горных пород и минералов. Кластический метаморфизм приводит к разрывным деформациям пород с дроблением минеральных индивидов. Образуются катаклазиты и милониты.

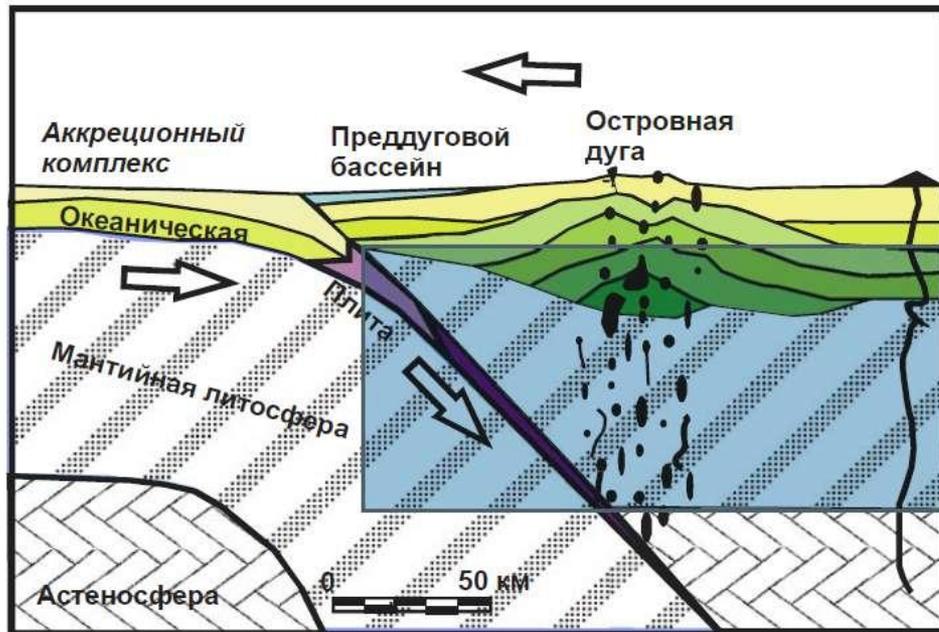
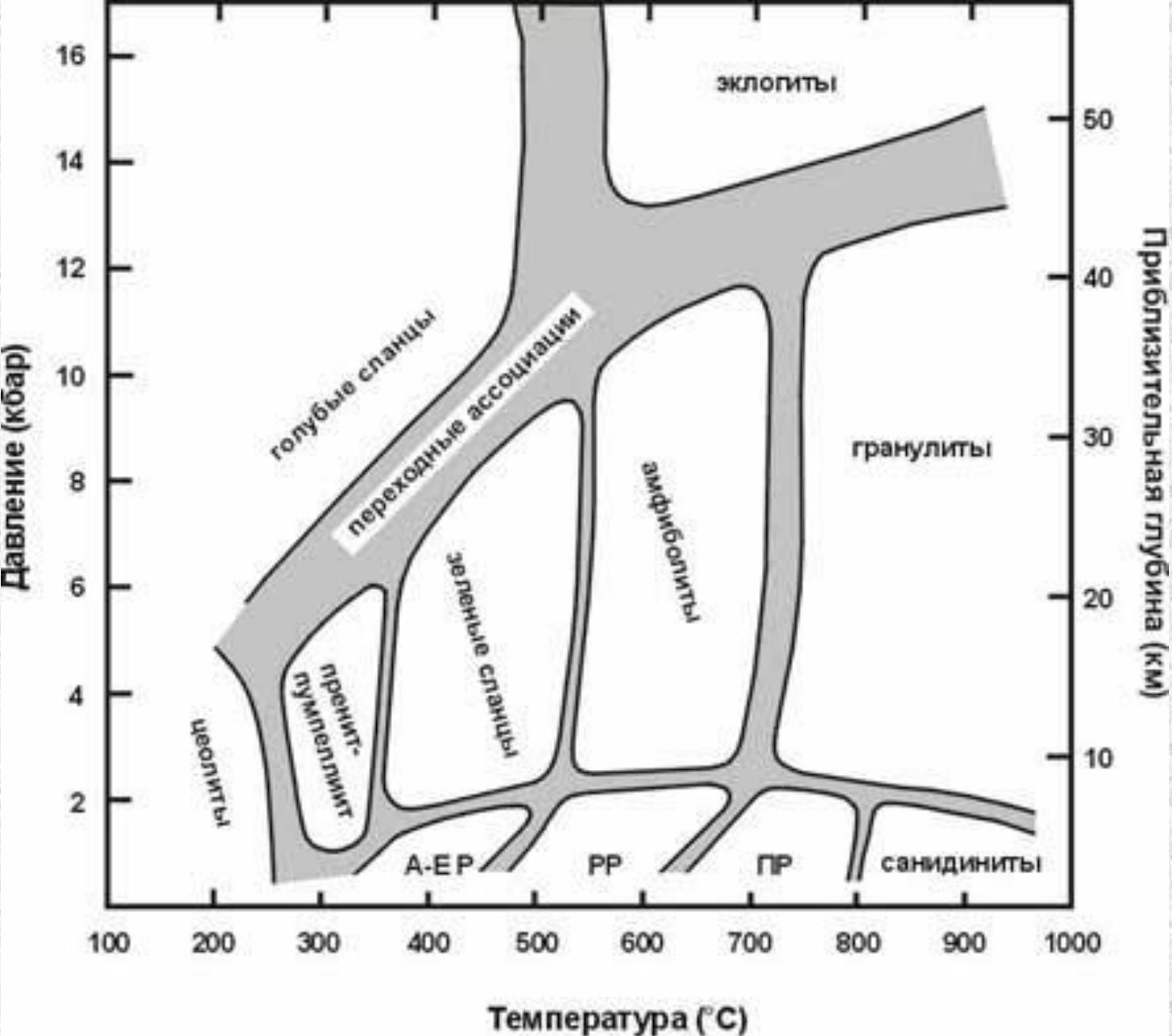


Рис. 9.6 Островная дуга, сопряженная с зоной субдукции [Метаморфизм и тектоника, 2001]. Разными тонами серого – зональный метаморфизм островной дуги, черные пятна – надсубдукционный магматизм. В зоне субдукции – развитие глаукофановых сланцев – эклогитов в области высокого давления.

Еще один тип метаморфизма обусловлен внезапными воздействиями. Это **импактный** или **ударный метаморфизм**, вызванный падением крупных метеоритов. Он носит взрывной характер с мгновенным, кратковременным взлетом давлений (до образования алмазов) и температур (до плавления пород). Обнаруживают его древние проявления по находкам тиллитов – шариков стекла, а также по кольцевым структурам на космоснимках. Реликты древних кратеров – результат падения крупных метеоритов, называют астроблемами.



Фаши метаморфизма



А-Е Р-альбит-эпидотовые роговики;
РР-роговообманковые роговики;
ПР-пироксеновые роговики

Метаморфизму могут подвергаться осадочные и магматические породы разного состава. Обычно среди метаморфических пород выделяют 5 химических классов:

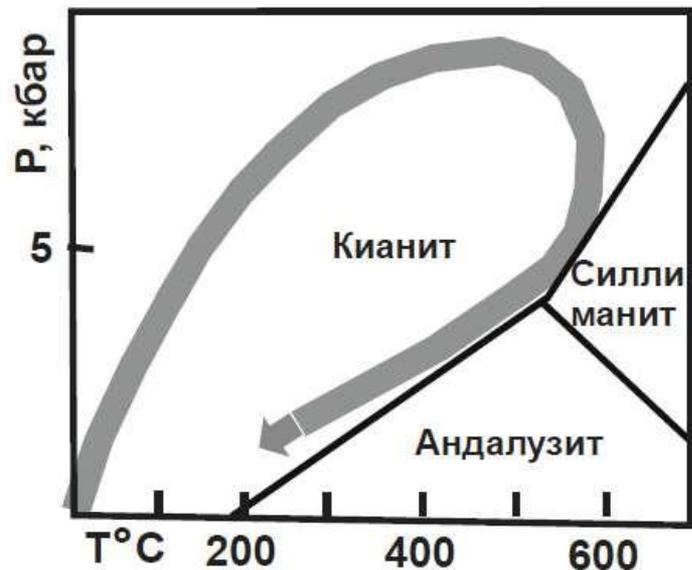
- 1) пелитовый - производные глиноземистых осадков;
- 2) кварцево-полевошпатовый - производные песчаников и кислых изверженных пород;
- 3) известковый - производные известняков, доломитов и мраморов;
- 4) основной - производные основных изверженных пород, туфов и некоторых туфовых осадков;
- 5) магнезиальный - производные ультраосновных изверженных пород и высокомагнезиальных осадков.

Если исходная порода была представлена **глиноземистым осадком с кремнеземом (Al, Si)**, то в результате метаморфизма должны образоваться: в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях кианит, в гранулитовой - кианит с силлиманитом, в пироксеновом роговике - андалузит и силлиманит, в сандинитовой - муллит.

При метаморфизме **карбонатных осадков (Mg, Ca, CO₂, Si)** образуются: в фации зеленых сланцев - доломит, кальцит, тальк, тремолит, кварц; в эпидот-амфиболитовой - тремолит; в амфиболитовой - тремолит и диопсид; в гранулитовой - диопсид; в сандинитовой - диопсид, пижонит, клиноэнстатит, мелилит, мервинит.

Под **регрессивным метаморфизмом (диафторезом)** понимают минеральные преобразования, которые происходят в метаморфической породе, когда она приспособляется к условиям, отвечающим более низкой степени метаморфизма. То есть в данном случае, высокотемпературные ассоциации минералов сменяются низкотемпературными.

Если бы метаморфизуемые породы были полностью изолированы от окружающего пространства, не получали бы из него и не отдавали бы ему вещество, т.е. если бы система была закрытой, тогда, в результате регрессивного метаморфизма после установившегося равновесия мы имели бы те же самые минералы исходной породы, которые присутствовали в ней и в самом начале прогрессивного метаморфизма, т.е. мы вернулись бы к исходному положению. В действительности в природных условиях метаморфизма таких закрытых систем нет, и поэтому **регрессивный метаморфизм НЕ повторяет процесс в обратном направлении.**



При диафторезе весьма обычны следующие превращения минералов: а) гранат → хлорит; б) диопсид → тремолит; в) амфибол → хлорит; г) биотит → хлорит + магнетит; д) плагиоклаз → альбит + эпидот; е) форстерит → серпентин и т.д. Все эти превращения связаны с привнесением воды и образованием гидроксил-содержащих минералов.

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ

Особенно интенсивно процессы метаморфизма проявляются в наиболее глубоких зонах земной коры, где господствуют особо высокие температуры и давления и где уже наблюдаются процессы частичного расплавления вещества. Эти процессы обычно обозначают термином "**ультраметаморфизм**". Они развиты весьма широко. Особенно часто они наблюдаются в областях развития древних, докембрийских пород, которые, находясь когда-то на больших глубинах, претерпели интенсивный метаморфизм, а сейчас выведены на поверхность и стали доступны непосредственному наблюдению.

Первоначально явления ультраметаморфизма объясняли воздействием гранитной магмы на различные метаморфические породы на глубине, считая, что сама гранитная магма существует изначально или образуется на еще больших глубинах при переплавлении некоторых пород. Затем исследования привели многих петрологов к другой концепции к концепции трансформизма, в соответствии с которой граниты являются не причиной, а следствием ультраметаморфизма, результатом процессов гранитизации, развивающихся на больших глубинах в области ультраметаморфизма.

Ультраметаморфизм проявляется в разных направлениях и приводит к разным следствиям, например, к мигматитообразованию, гранитизации, реоморфизму и некоторым другим важным природным явлениям.

1. **Мигматизация.** Под **мигматитом** в настоящее время понимают смешанную породу, состоящую из двух частей: одна часть представляет субстрат, другая часть - жильный материал, цементирующий куски субстрата. В морфологическом отношении среди мигматитов обычно выделяют:

а) глыбовые мигматиты, имеющие структуру брекчий; здесь куски субстрата разной формы и размеров (от нескольких сантиметров до 10 м) сцементированы жильным веществом, чаще всего пегматитового или гранитового состава, реже гранодиоритового и диоритового;

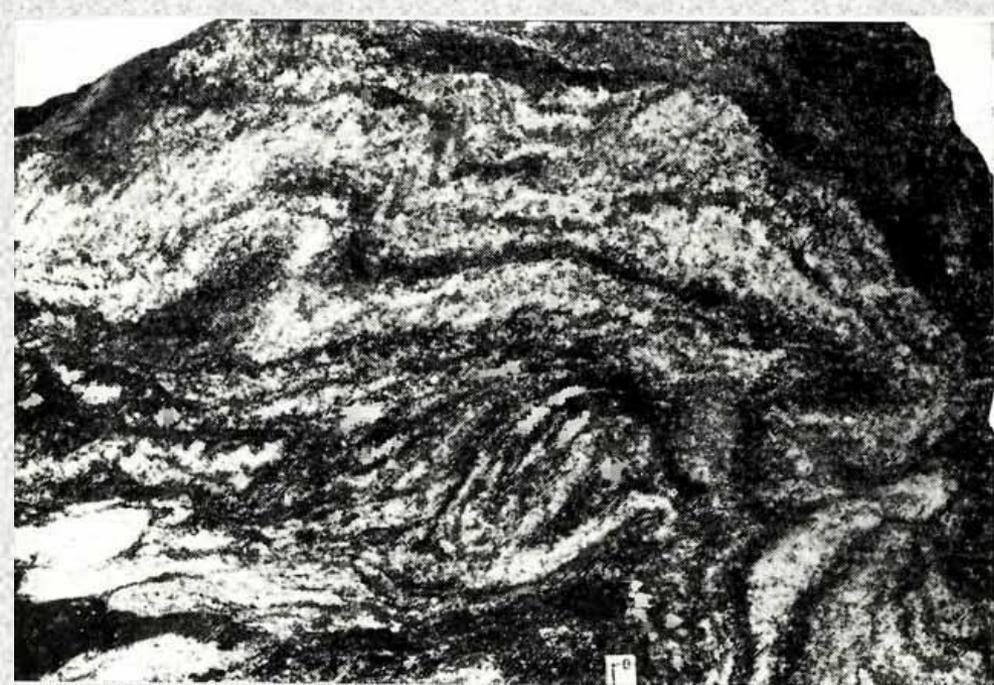
б) послойные мигматиты, характеризующиеся параллельным расположением жил, ориентированных согласно со слоистостью или сланцеватостью субстрата. Это наиболее распространенный тип мигматитов. Жильным веществом и здесь обычно является пегматит и гранитоиды;

в) птигматиты - мигматиты со складчатым строением жил. Они встречаются значительно реже, чем мигматиты предыдущих двух типов. Размеры складок птигматитов обычно измеряются сантиметрами, но иногда достигают 2-3 м. Состав жил обычно гранитоидный, иногда пегматитовый; контакты жил - резкие.

По вопросу о происхождении мигматитов высказаны различные взгляды. В настоящее время все большее признание получает взгляд на жильное вещество мигматитов как на продукт выплавления его из вмещающих пород при содействии процессов метасоматоза.

Н.Г.Судовиков пришел к выводу, что все особенности их морфологии и вещественного состава легче всего объяснить, предположив, что мигматиты образуются главным образом посредством селективного (частичного) плавления метаморфических пород:

наиболее легкоплавкое вещество, соответствующее по своему составу гранитным пегматитам, гранитам или гранитоидам, в условиях ультраметаморфизма плавится, ведет себя как жидкая магма и заполняет промежутки между породами субстрата, более основными, а следовательно, и менее легкоплавкими.



2. Гранитизация. Яркое проявление ультраметаморфизма - **гранитизация**, т.е. образование гранитной магмы и гранитоидов метаморфическим путем.

Многие петрологи приходят в последние годы к выводу, что граниты могут возникать не только обычным ортомагматическим путем, но и как следствие процессов далеко зашедшего метаморфизма осадочных и магматических пород.

Различаются три типа метаморфических гранитоидов: метасоматические, реоморфические и магматические.

К **метасоматическим гранитоидам** относятся породы, образованные в результате процесса, при котором различные горные породы превращаются в породы гранитного характера. Этот процесс протекает при участии растворов, поэтому является метасоматическим; он допускает наличие некоторого количества расплава.

Важнейшим критерием их отличия является постепенный их переход во вмещающие породы. Другим важным критерием метасоматического происхождения гранитоидов является структура их и вмещающих пород. Можно выявить также определенные закономерности в изменении химического состава пород, подвергавшихся метасоматической гранитизации; при этом должны наблюдаться постепенные переходы от гранитов к метаморфическим исходным породам.

Наиболее широко метасоматические гранитоиды представлены на глубоко эродированных щитах и кристаллическом фундаменте платформ, где степень регионального метаморфизма часто отвечает амфиболитовой фации.

Реоморфическими гранитоидами называются такие которые уже прошли стадию метасоматической гранитизации и подверглись еще более глубокому метаморфизму. Это проявляется в значительном увеличении мобильной фазы (свыше 26%), и в результате они приобретают способность к течению, что выразилось в появлении у них соответствующих текстур и структур. Способность к течению - это характерное отличие реоморфических гранитоидов от метасоматических.

Реоморфические гранитоиды с их текстурами течения поэтому часто связаны переходами с метасоматическими породами, отличающимися ненарушенными реликтовыми структурами; они поэтому по своему составу близки к метасоматическим гранитоидам.

Магматические гранитоиды. Дальнейшим развитием процесса ультраметаморфизма является образование гранитоидной магмы, которая при кристаллизации дает магматические гранитоиды. Здесь процесс расплавления зашел еще дальше, чем в случае реоморфических гранитоидов, поэтому магматические гранитоиды по сравнению с ними более гомогенные.

Метаморфические минералы

Метаморфические породы сложены обычно ограниченным числом минералов, набор которых меняется с ростом метаморфизма. Минералы являются той матрицей, с помощью которой мы можем установить степень метаморфизма пород и близость к равновесному состоянию. Можно также определить температуру и давление при метаморфизме и реконструировать природу исходной породы – протолита. Многие метаморфические минералы имеют переменный состав, который меняется в зависимости от состава породы или степени ее метаморфизма. При одном и том же составе породы по составу минералов переменного состава (гранатам, амфиболам, биотитам, пироксенам) можно рассчитывать температуру и давление при метаморфизме.

Главные минералы метаморфических пород и их формулы:

Пирофиллит $\text{Al}_4[\text{Si}_8\text{O}_{10}](\text{OH})_4 \rightarrow$ кианит (андалузит, силлиманит) Al_2SiO_5

Хлорит $(\text{Mg}, \text{Fe})_6[\text{Al Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_8$

Слюды: Серицит \rightarrow мусковит – $\text{KAl}_2[\text{Al Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti})[\text{Al Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$

Цоизит – эпидот $(\text{Ca}, \text{Fe})_2\text{Al}_3[\text{Si}_3\text{O}_{12}]\text{OH}$

Хлоритоид $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_2\text{Al}_4[\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_4$

Ставролит $(\text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe})_9\text{O}_8[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH})_2$

Кордиерит $\text{Al}_3(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{Si}_5\text{AlO}_{18}]$

Гранаты: Пироп $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

Альмандин $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

Спессартин $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

Гроссуляр $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

Амфиболы: Актинолит – тремолит $\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_5[\text{Si}_8\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$

Куммингтонит - грюнерит}

Роговая обманка $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$

Пироксен моноклинный – диопсид $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Пироксен ромбический – гиперстен $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$

Жадеит $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$

Лавсонит $\text{CaAl}_2[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$

Плагиоклазы: альбит $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow$ анортит $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Калиевый полевой шпат $(\text{K}, \text{Na})\text{Al Si}_3\text{O}_8$

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В ходе реконструкции решаются две основных задачи:

- 1) восстановление природы протолита (исходной породы);
- 2) реконструкция геодинамической обстановки, в которой сформировалась исходная толща;

Одной из основных целей методов интерпретации геохимических данных при изучении метаморфических пород является **выявление первичной природы** метаморфитов. В дальнейшем, при корректном определении первичного субстрата, т.е. осадочный или магматический, применяются **соответствующие данному типу пород методики геохимических исследований**.

Реконструкция первичного состава метаморфических толщ основана на принципе «изохимичности» регионального метаморфизма. Существенно изменяться при метаморфизме могут содержания воды, углекислого газа, летучих компонентов, кроме того, отмечается восстановление Fe и некоторые колебания содержаний CaO.

Существует серия петрохимических диаграмм, использующих, главным образом, петрогенные элементы, при помощи которых можно осуществить идентификацию пород и определить тип породы, послужившей протолитом для метаморфической породы.

Диаграмма Неёлова, 1979

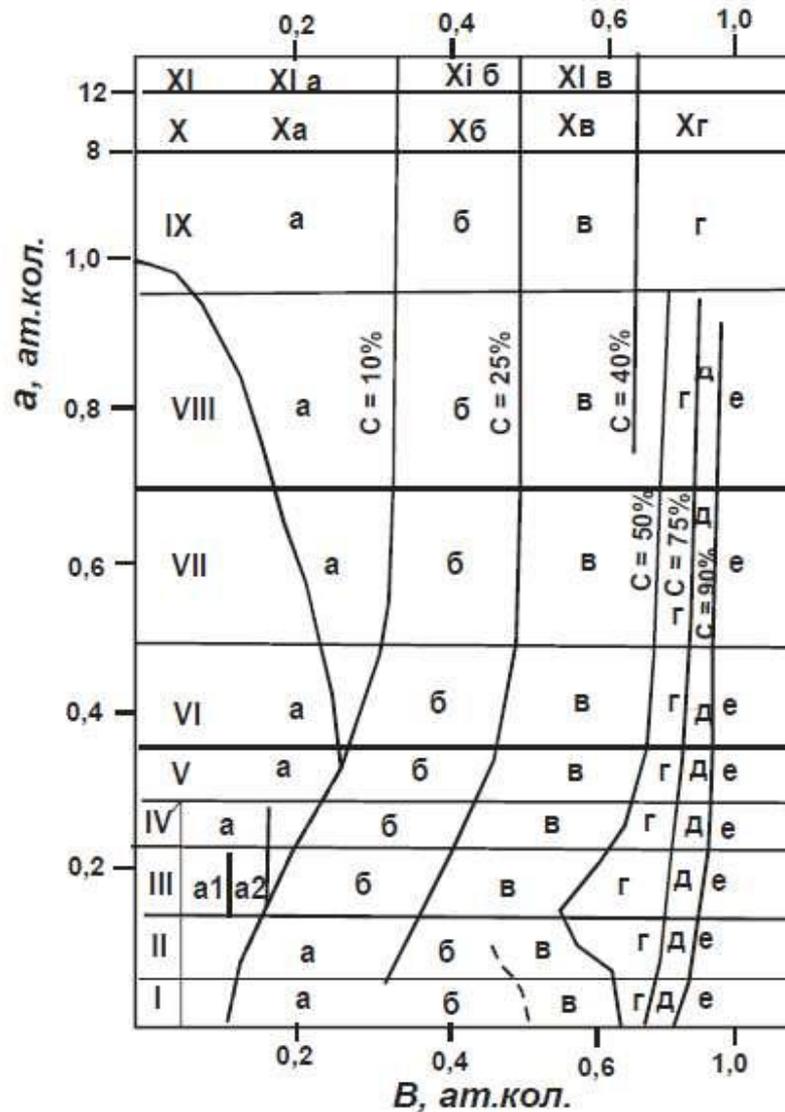


Рис. 15.1 Поля составов силикатных и карбонатных осадочных пород (Неелов, 1979). I- кварцевые псаммитолиты (а-г – увеличение карбонатности или железистости); II – олигомиктовые псаммитолиты (песчаники); III – кислые туфы, субсилициты (а-б – аркозы, граувакки, сред. и осн. туфы, в-г – с увеличением их карбонатности); IV – алевролиты, туффиты (а-в – увеличение Fe, Са, Al, г-е – карбонатолиты); V – алевропелиты; VI – пелиты; VII-а – пиррофиллитовые гидрослюдиты, б-е – мергели, карбонатолиты; VIII а-е – сиаалиты – карбонатолиты; IX – латериты; X-XI – бокситы.

$a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, ат.кол.

$B = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}$, ат.кол.

Основой классификации является петрохимическая сетка. Она включает девять петрохимических параметров, определяющих составы пород и их принадлежность к соответствующим типам осадков. В основу выделения групп пород положен глиноземистый модуль (параметр $a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$). Второй модуль – основности $B = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$.

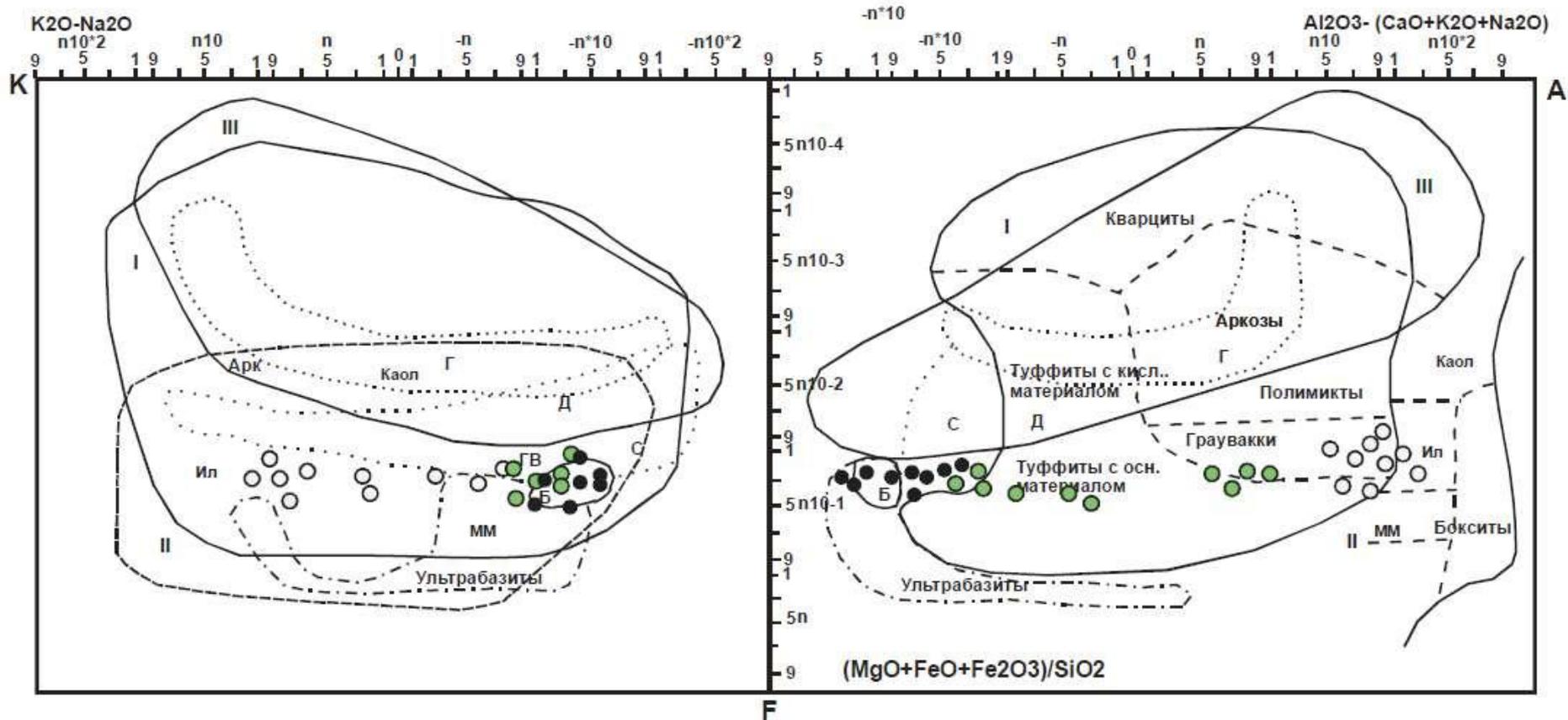


Диаграмма **ФАК А.А.Предовского** (1970) для определения исходной природы метаморфических пород. Поля: I – псаммиты; II – пелиты; III – хемогенные силициты; Ark и GB – аркозы и граувакки; Ka – каолин, MM – монтмориллонит, Il – иллит; Б – базиты; С – сиениты; Д – диориты; Г – граниты и их эффузивные аналоги. Параметры рассчитываются в молекулярных количествах. Нанесены метаморфические породы хамардабанского комплекса: метаалевролиты шубутуйской свиты (черные и серые кружки), метапелиты корниловской свиты (светлые кружки).

На диаграммах часто используют соотношения петрохимических модулей – гидролизатного $ГМ = (Al_2O_3 + TiO_2 + \Sigma Fe_2O_3)/SiO_2$, алюмокремниевое $АМ = Al_2O_3/SiO_2$, фемического $ФМ$, титанового $ТМ = TiO_2/Al_2O_3$ и других, которые отображают степень зрелости осадочных пород.

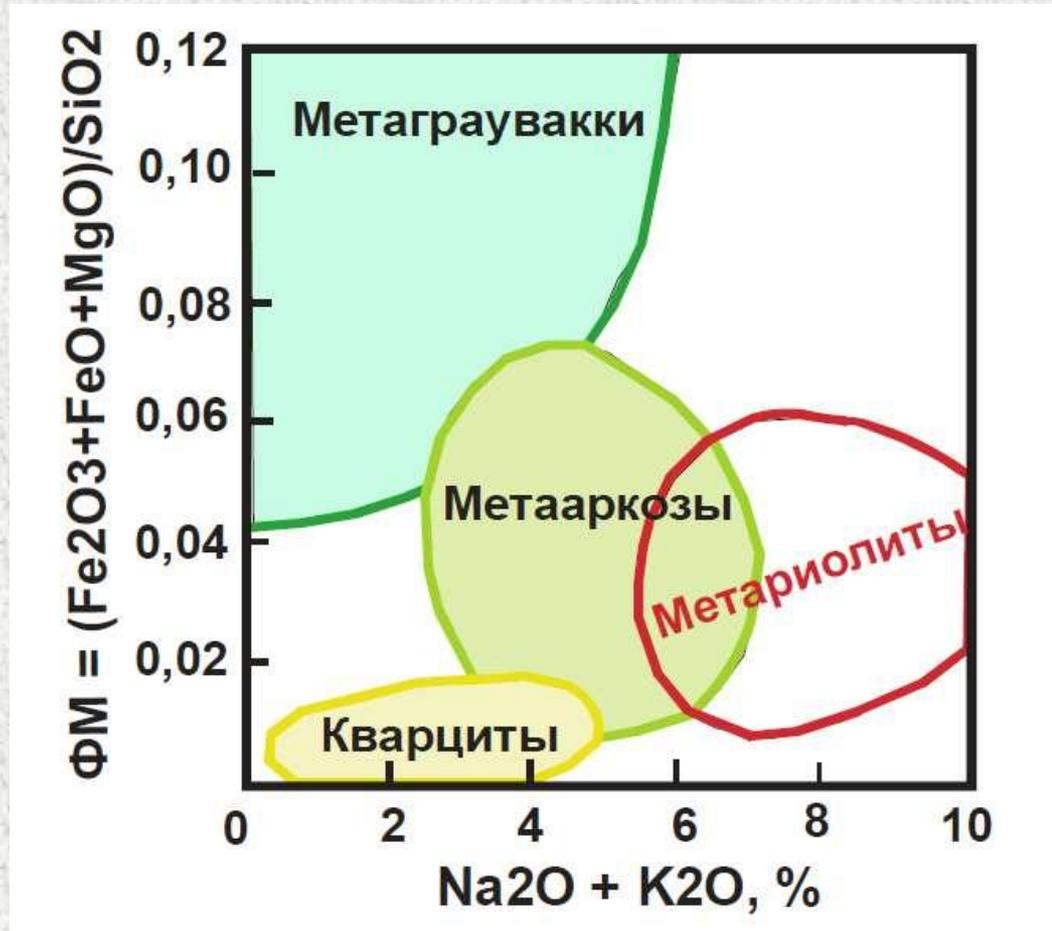


Диаграмма предложена Я.Э. Юдовичем для разделения метаркозов и метариолитов. Она строится в координатах фемический модуль ($ФМ = (Fe_2O_3 + FeO + MgO)/SiO_2$) – сумма щелочей ($K_2O + Na_2O$), содержания оксидов – в массовых %.

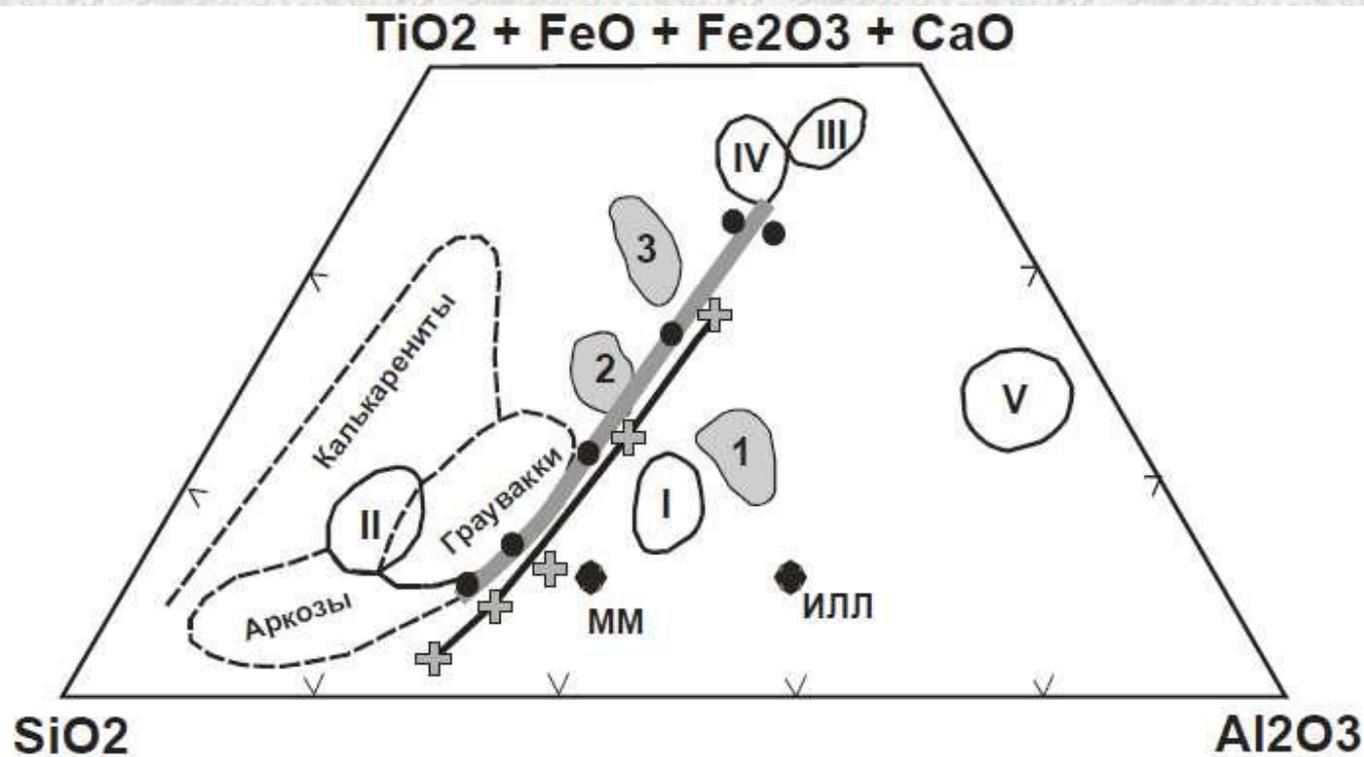


Рис. 15.4 Треугольная диаграмма де Ля Роша (1984) для восстановления природы метаморфических пород. Линия с кружками – тренд магматических пород с главными их типами. ММ – монтмориллонит; Илл – иллит. 1-3 - средние составы метاپород хамардабанского комплекса, продукты разрушения средних и основных вулканитов. I-V – более зрелые осадки и вулканиты патомского комплекса: I – метапелиты, II – метапесчаники, III – metabазальты, IV – метатUFFиты, V – металатериты. Кресты – гнейсы чуйской серии – ортопороды.

По эталонным составам осадочных и магматических пород выделены поля глин, аркозов, граувакк, карбонатных пород, а также линия магматических дифференциатов от габбро и диоритов до гранитов