

II этап происходит на путях переноса – это образование делювия, пролювия, аллювия, дельтовых осадков, т.е. дальнейшее отделение обломочного материала от растворённых веществ.

III этап происходит в бассейнах седиментации, где наблюдается рассортировка обломочного материала, т.е. отделение валунов, гальки, гравия, песка, алевролита друг от друга и от глинистых и растворённых веществ.

IV этап также осуществляется в бассейнах седиментации, где происходит отделение труднорастворимых соединений Fe, Mn, Al от легкорастворимых солей.

V этап осуществляется только в заливах, лагунах и озёрах аридной зоны, когда происходит осаждение и разделение легкорастворимых солей.

Наряду с дифференциацией происходит смешивание осадочного материала разного состава и различной размерности, поступающего из разных источников сноса, благодаря изменению среды, а также в результате одновременного осаждения обломочного, хемогенного и биогенного вещества в бассейнах седиментации.

1.5. Стадия диагенеза

Диагенезом называется совокупность физических и химических процессов, которые воздействуют на осадочные зёрна ниже поверхности осадка. Кроме обломочных частиц, биохимически и химически осажденных компонентов, в осадке обычно содержится кислород, растворы гидроксидов железа, марганца, кремния, а также бактерии и органическое вещество. Таким образом, осадок представляет собой сложную неуравновешенную многокомпонентную систему, подверженную различным изменениям. В диагенезе происходит уравнивание системы осадка в новых физико-химических условиях среды.

В стадии диагенеза происходит уплотнение осадка, уменьшение его влажности, образование новых минералов из иловых растворов, разложение одних минералов и возникновение других, перераспределение вещества в осадке. Вновь образованные минералы называются *аутигенными*, в отличие от *аллотигенных*, т.е. принесённых извне.

Наиболее распространенными минералами стадии диагенеза являются сульфиды железа (пирит, марказит), оксиды и гидроксиды (опал, халцедон, лимонит, гетит, гематит), карбонаты (кальцит, доломит, сидерит), фосфаты, силикаты (глауконит, хлорит, лептохлорит, каолинит, гидрослюда, монтмориллонит). Диагенетические минералы обычно характеризуются малыми размерами зерен, часто это пелитоморфные и микрозернистые образования, оолиты и сферолиты, конкреции, зерна и агрегаты, образующие цемент.

Формирование **цемента** сопровождается обильным выделением воды, переносимой из уплотняющихся илов в более пористые слои осадков. Этими водами через поры переносятся также и ионы. Из ионов поровых растворов образуются цементирующие материалы. Существует много цементирующих материалов, однако, наиболее распространенными из них являются кальцит, сидерит, кварц, гидрослюда, хлорит и др. глинистые минералы (рис. 39).

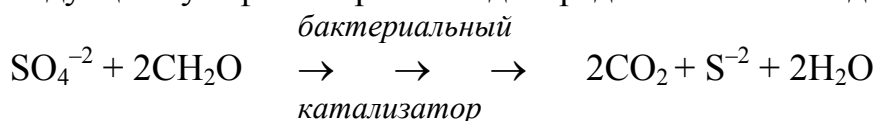
Состав аутигенных минералов, формирующихся в раннем диагенезе, зависит от физико-химических условий среды в осадке, концентрации ионов в иловых или поровых водах, количества и характера органического вещества.

В **глинистых осадках морских бассейнов** в поверхностном слое толщиной 1–5 см поселяются аэробные бактерии. В поровых водах вследствие диффузии из вышележащих морских вод сохраняется растворённый кислород. В этой зоне преобладают щёлочно-окислительные условия, в которых осаждаются окисные и гидроокисные соединения железа и марганца. Последние в избытке поступают в виде коллоидов и оседают на морское дно.

С углублением в толщу осадков условия среды меняются. В процессе разложения органического вещества и жизнедеятельности бактерий происходит поглощение свободного кислорода иловых вод. Израсходовав весь кислород, микроорганизмы начинают извлекать его из кислородсодержащих соединений, т.е. идёт восстановление окисных и гидроокисных соединений Fe, Mn и др. элементов.

По мере ещё большего погружения осадков количество аэробных бактерий уменьшается, возрастает роль анаэробных бактерий. Происходит редукция сульфат-ионов, которые проникают из морских вод, где они содержатся в больших количествах.

Редукция сульфата морской воды представляется в виде уравнения:

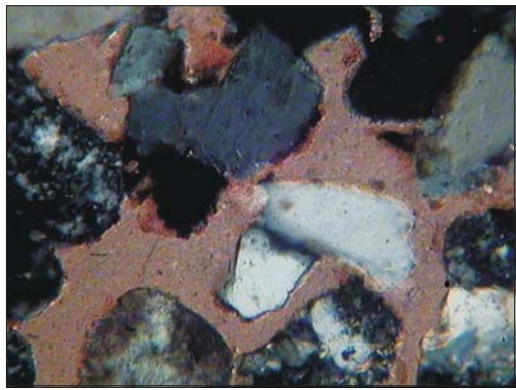


$\text{S}^{+6} \rightarrow \text{S}^{-2}$ – восстановление, т.е. уменьшение положительной валентности.

Происходит образование сероводорода H_2S , который взаимодействует с Fe^{+2} , что приводит к образованию сульфидов железа – *пириту* – FeS_2 в виде микроскопических кристаллов (рис. 40, а).

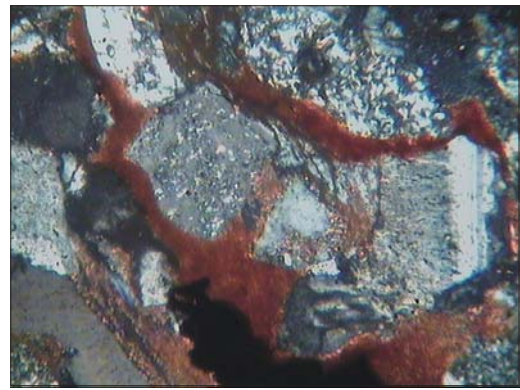
Зона сульфат-редукции охватывает верхние 50 см осадка, глубже содержание SO_4^{-2} уменьшается, реакция прекращается.

В осадках **опресненных внутренних морей и водоемов суши** образуются другие минералы. Пресные воды имеют концентрацию



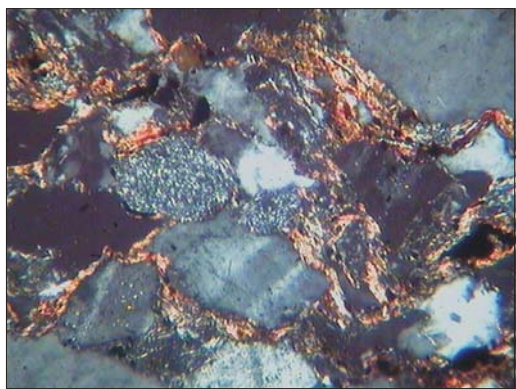
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Кальцитовый



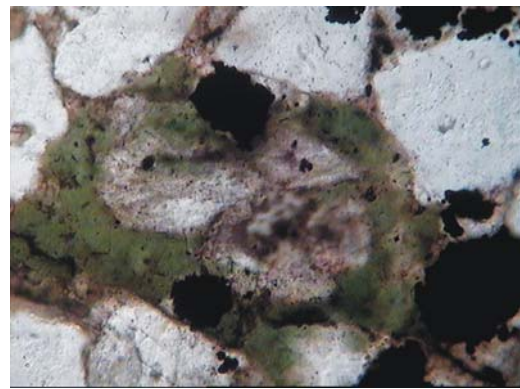
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Сидеритовый



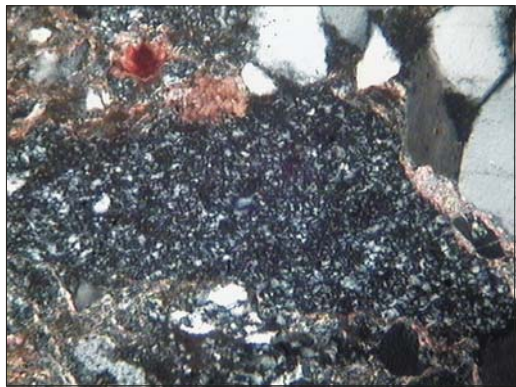
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Гидрослюдистый



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

Хлоритовый



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

Каолинитовый



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

Пиритовый

Рис. 39. Диагенетические цементы в терригенных породах. Шлифы. Юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

сульфат-ионов в 300 раз меньше, чем морские. Благодаря незначительному содержанию сульфат-ионов, редукция сульфатов слабая, концентрация H_2S незначительная, поэтому в этих осадках большого количества пирита не образуется. Но при разложении органического вещества растительного происхождения кислород расходуется и образуется углекислый газ. Это приводит к тому, что при избытке соединений Fe из коллоидных растворов и уголекислоты в приповерхностных зонах образуется *сидерит* – $FeCO_3$ в виде оолитов, сферолитов (рис. 40, б). Особенно часто сидерит образуется в толще дельтовых болотных осадков.

В мелководных обломочных и глинистых осадках морей нормальной солёности, содержащих незначительное количество органического вещества, условия среды изменяются от слабовосстановительных до слабоокислительных: разложение органического вещества создаёт восстановительные условия, а частичный перемыв осадка течениями приводит к аэрации осадка и появлению окислительной обстановки. В этих условиях идёт образование *глауконита*, *хлорита*, *лептохлоритов* и *фосфоритов* (рис. 40, в, г, д).

В прибрежных морских пористых осадках, благодаря хорошей аэрации и окислению органического вещества, восстановительная обстановка не возникает, сохраняются *окисные и гидроокисные минералы* (рис. 40, е).

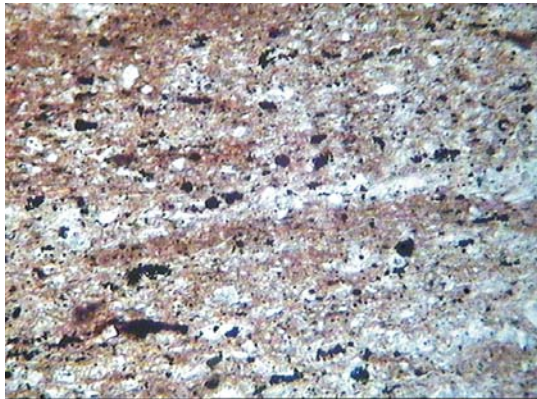
В терригенных осадках гумидной зоны (делювий, пролювий, аллювий), которые часто перекрываются водами, в поровом пространстве откладываются дисперсные глинистые минералы, а из уплотняющихся илов – различные ионы. Они совместно с *глинистыми минералами* образуют *цемент* осадков.

В песчаных осадках аридной зоны при наличии большого количества Fe^{+3} и окислительной обстановки образуются оксиды Fe (формируются пестроцветы и красноцветы) – *лимонит* и *гематит*.

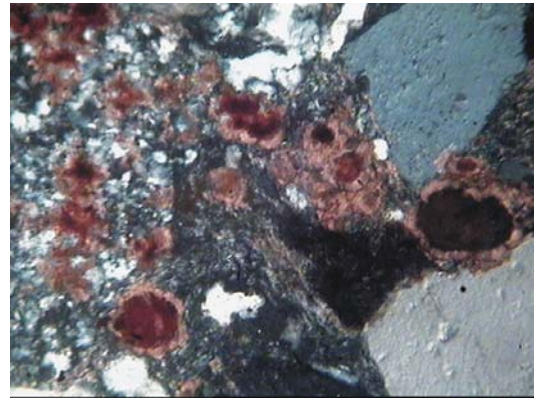
В карбонатных осадках диагенез осуществляется, благодаря осаждению арагонита и высокомагнезиального кальцита из морских вод. В дальнейшем арагонит переходит в *кальцит*, высокомагнезиальный кальцит – в *доломит*.

В кремнистых осадках в щелочно-окислительной обстановке происходит растворение раковин и панцирей кремнистых организмов, а затем – отложение кремнезёма из коллоидных растворов в виде сгустков опала и превращение его в *халцедон* и *кварц*.

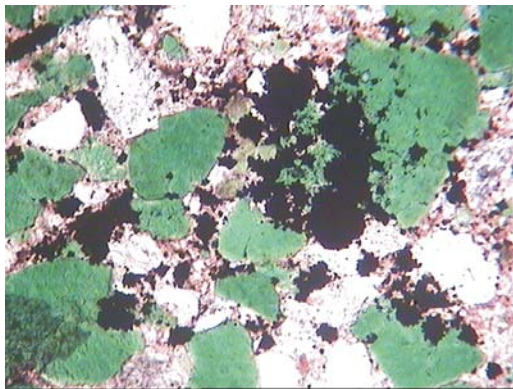
Диагенез соляных пород определяется процессами уплотнения; происходит обезвоживание минералов и перекристаллизация. В результате эти отложения в озёрах и лагунах быстро превращаются в *каменные породы*. В зависимости от привноса ионов и других элементов образуются различные аутигенные минералы: *пириты*, *доломиты* и т.п.



а) пирит



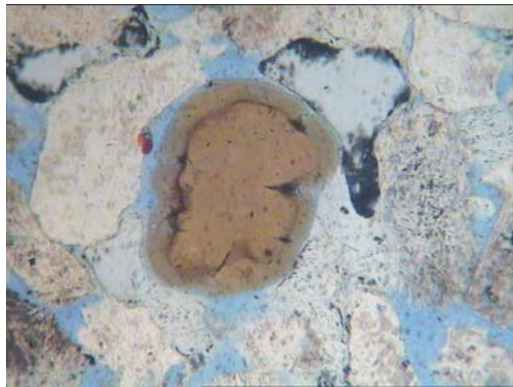
б) оолиты сидерита



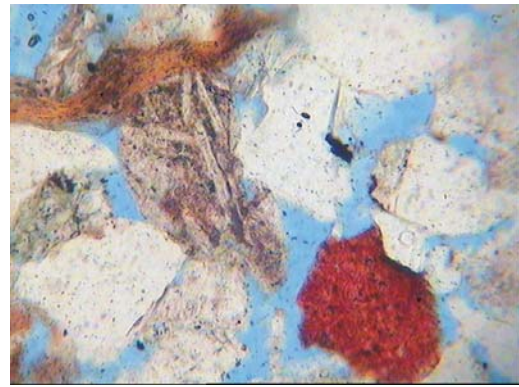
в) глауконит и пирит в песчанике



г) зерно хлорита в песчанике

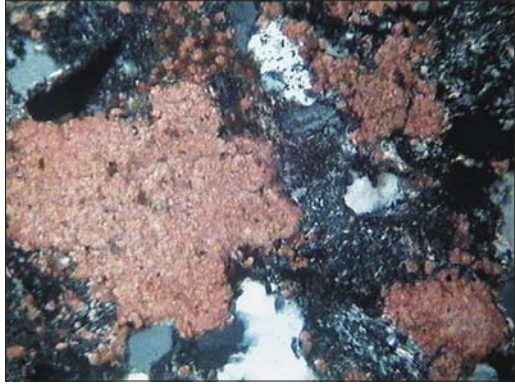


д) лептохлорит

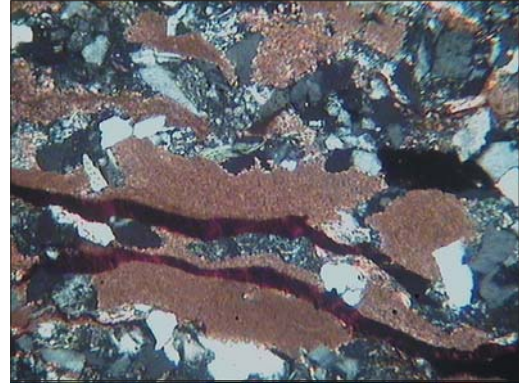


е) зерно лимонита в пористом (синее) песчанике

Рис. 40. Диагенетические минералы в глинистых и терригенных породах. Шлифы. Юра и мел юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция



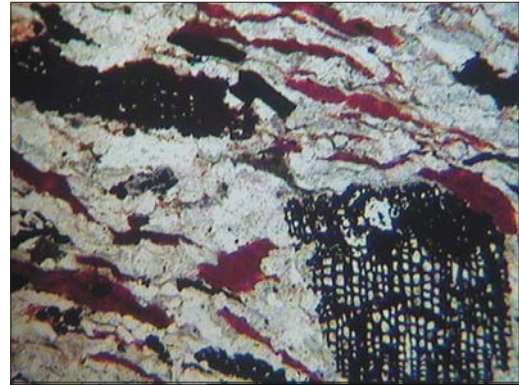
а) кристаллы и микроконкреции сидерита в песчанике



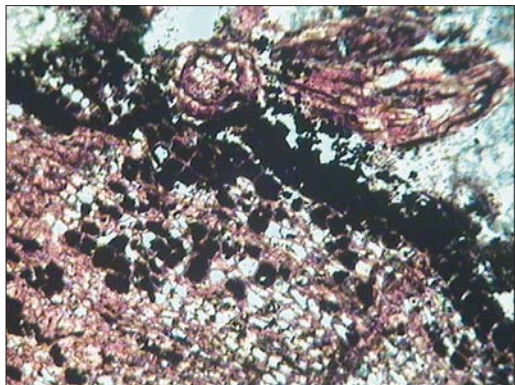
б) микроконкреции пелитоморфного сидерита и растительные остатки создают слоистую текстуру. 2 ник



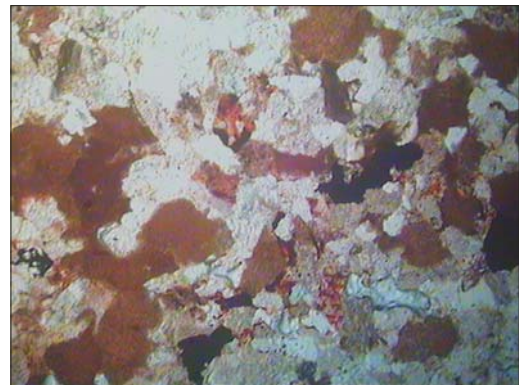
в) псевдоморфоза пирита по раковине фораминиферы



г) псевдоморфоза пирита по обугленному растительному остатку



д) псевдоморфозы сидерита и пирита по растительным остаткам



е) скопление микроконкреций оксидов железа

Рис. 41. Диагенетические микроконкреции и псевдоморфозы. Шлифы. Юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

На позднем этапе диагенеза в терригенных и глинистых осадках, вследствие изменения Eh и pH и неравномерной концентрации иловых растворов в разных частях осадка происходит перераспределение диагенетических минералов: растворение их в одних местах и отложение в других. Образуются сгущения минералов – **конкреции** – стяжения минералов, имеющие состав, отличающийся от вмещающей породы, образованные в результате осаждения из водных растворов внутри породы.

В состав конкреций входит большинство минералов, образующихся при диагенезе. Широким распространением пользуются конкреции *пирита* и *сидерита* (рис. 41, а, б). Они образуются в кислых, нейтральных и слабощелочных условиях среды в глинистых и зернистых осадках при наличии закисного железа и органического вещества. Процесс их формирования регулируется концентрацией сероводорода и углекислоты. При образовании сидеритовых конкреций среда может быть слабовосстановительной до нейтральной, а для пиритовых конкреций обстановка должна быть только восстановительной.

Конкреции пирита и сидерита часто образуют псевдоморфозы по органическим остаткам – раковинам, фрагментам растений (рис. 41, в–д). Мелкие конкреции оксидов железа образуются в прибрежно-морских пористых осадках (рис. 41, е).

1.6. Стадия катагенеза

Катагенез представляет собой длительную стадию вторичных изменений осадочной породы, следующую за стадией диагенеза.

Главными действующими факторами катагенеза являются:

- температура;
- давление;
- растворённые минеральные и газообразные вещества;
- величина pH и Eh пластовых вод;
- радиоактивное излучение;
- продолжительность действия этих факторов, т.е. геологическое время.

Таким образом, катагенез в отличие от диагенеза по своей природе – процесс неорганический (физико-механический и физико-химический). Живое вещество, в частности бактерии, являющиеся одним из факторов преобразования осадков при диагенезе, во время катагенеза не играют существенной роли.

В стадию катагенеза происходит уплотнение, растворение составных частей, различные процессы минералообразования, перекристаллизация и другое изменение осадочных пород. Наиболее распространен

ными минералами стадии катагенеза являются сульфиды железа (пирит, марказит), оксиды (халцедон, кварц, гематит), карбонаты (кальцит, доломит, сидерит), силикаты (гидрослюда, каолинит, хлориты, эпидот). Характерная черта многих минералов катагенеза – их значительные размеры и кристаллографическая форма.

Отделение воды. Воды в породах подразделяются на свободные и связанные. Свободная вода способна перемещаться в породах под действием силы тяжести или пластового давления. Связанная вода не перемещается в породах. Она удерживается на поверхности минеральных зёрен силами молекулярного притяжения.

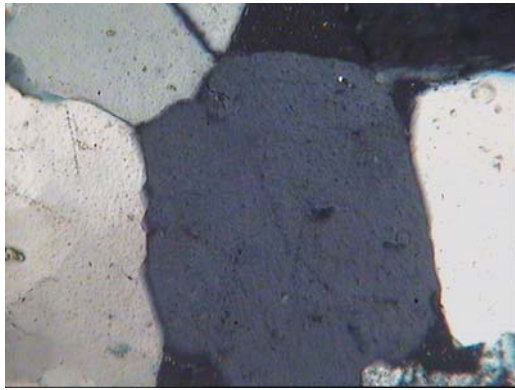
В процессе катагенеза отделяется свободная вода. Она в условиях повышенных температуры и давления способствует растворению отдельных компонентов, а также возникновению минеральных новообразований.

Уплотнение пород в начальные этапы катагенеза осуществляется в результате перегруппировки частиц, более плотной их укладки. При дальнейшем увеличении давления и наличии отжимаемых поровых растворов на контакте зёрен происходит растворение и внедрение зёрен друг в друга. Образуются контакты *конформные* (приспособление поверхности зёрен друг к другу) (рис. 42, а), *инкорпорационные* (внедрение одного зерна в другое) (рис. 42, б), а также микростилолитовые швы и микростилолитовое сочленение зерен (рис. 42, в).

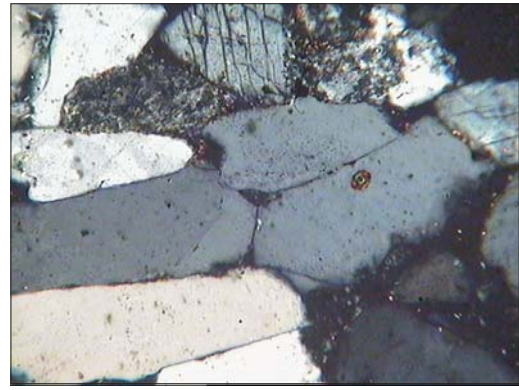
Стилолиты формируются первоначально как небольшие трещины, вдоль которых происходило медленное растворение породы. На поверхности трещин остается нерастворимое в воде вещество, обычно более тёмного цвета, чем сама порода.

Растворение составных частей породы. Минеральные и органические соединения, участвующие в строении горных пород, обладают устойчивостью к растворению в определённых термобарических и физико-химических условиях. При изменении этих условий некоторые минералы и органические соединения растворяются в подземных водах.

Галоиды (хлориды), сульфаты, карбонаты растворяются хорошо и составляют основу солевой части подземных вод. При наличии в водах бикарбонатов следы растворения зерен наблюдаются в виде коррозии их поверхностей (рис. 43, а). В терригенных породах в наибольшей степени растворению подвергаются зерна с микроагрегатной структурой (например, эффузивы) и полевые шпаты, благодаря проникновению растворов по участкам соединения вкрапленников и основной массы, трещинкам спайности и двойниковым швам. При этом обломки частично разрушаются, происходит вынос фрагментов и остаются только реликты зерен (рис. 43, б, в).

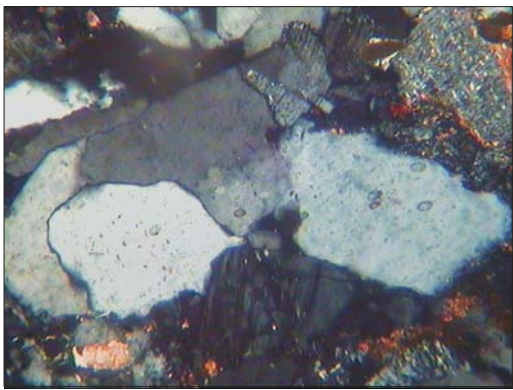


0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

а) уплотнение за счет приспособления зерен (конформная структура)

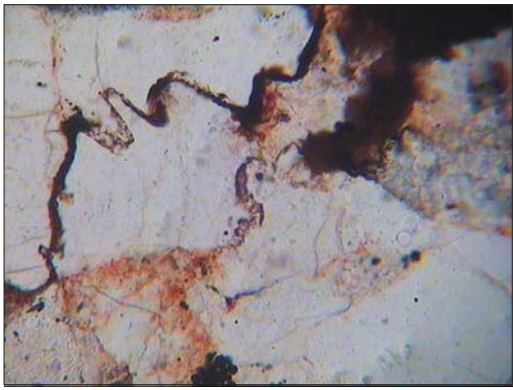


0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

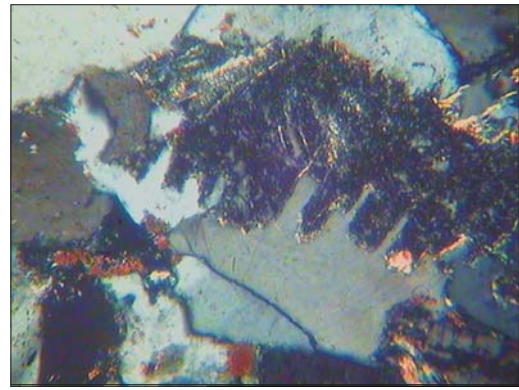


0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

б) уплотнение за счет внедрения зерен (инкорпорационная структура)



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

в) микростилолитовое соединение зерен

*Рис. 42. Уплотнение осадочных пород в катагенезе.
Шлифы. Юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция*

Кварц также подвержен растворению (рис. 43, г), однако часто этот процесс сопровождается **регенерацией зерен**. Новообразованный кварц растет в свободном поровом пространстве, образуя кристаллы с хорошо выраженными гранями (рис. 43, д). Иногда аутигенный кварц отделяется от основного зерна границами из слюдистого материала, пылеватых частиц, нефтяного вещества (рис. 43, е). При этом процесс регенерации мог осуществляться в несколько этапов.

Минеральные новообразования в стадию катагенеза получили широкое развитие.

Новообразования *кальцита* обычно возникают из пластовых вод в условиях повышенной температуры (60–70 °С) в щелочной среде. Часто вторичный кальцит выделяется в открытых трещинах и порах пород (рис. 44, а).

Сидерит в виде кристаллов ромбической формы образуется в слабовосстановительной обстановке при наличии в поровых растворах закисного железа в кислых и нейтральных условиях среды.

Новообразования *кремнезёма* возникают в зонах повышенных температуры и давления в нейтральной или слабокислой среде. В песчано-алевритовых породах кремнезём представлен обычно *кварцем* и встречается в виде каёмок регенерации (см. рис. 43, д, е). Для известняков и доломитов более характерен *халцедон*, который, как правило, выполняет внутренние полости раковин, каверны, иногда замещает фаунистические остатки.

Каолинит кристаллической структуры образуется в свободном пустотном пространстве в кислой среде, которая, как правило, создается при окислении органического вещества (рис. 44, б).

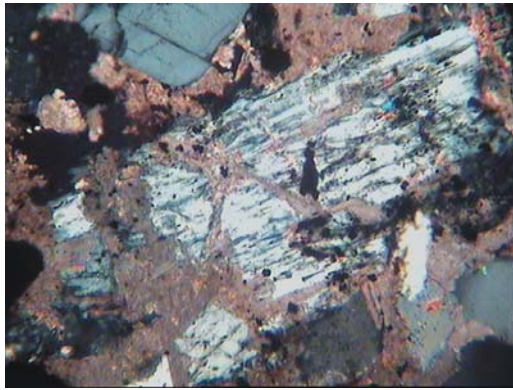
Каолинит также **метасоматически** замещает слюды, при этом сохраняется волокнистая структура (рис. 44, в). Зерна полевых шпатов замещаются *каолинитом*, *эпидотом*, *глинистым материалом*, тонкодисперсным окисленным железистым веществом и *гидролюдами* без изменения их прямоугольной формы (рис. 44, г, д), а эффузивы превращаются в *хлоритизированные* и *ожелезненные обломки* (рис. 44, е).

Очень характерны для стадии катагенеза изменения ассоциации *глинистых минералов*: интенсивная гидрослюдизация и хлоритизация глинистых минералов с образованием высокотемпературных *гидрослюд* и *ортохлоритов*.

Взаимодействие поровых растворов, содержащих ионы магния, с кальцитом приводит к замещению последнего *доломитом*.

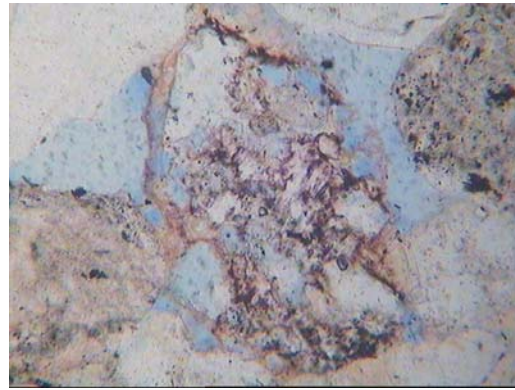
На больших глубинах в зоне застойных вод при увеличении рН (щелочная обстановка) и уменьшении Eh (восстановительная среда) образуются *сульфиды железа*.

Перекристаллизация заключается в преобразовании кристаллических зёрен без изменения их состава и проявляется в укрупнении кристаллов за счёт объединения нескольких зёрен; изменения формы кристаллов; освобождении кристаллов от примесей.



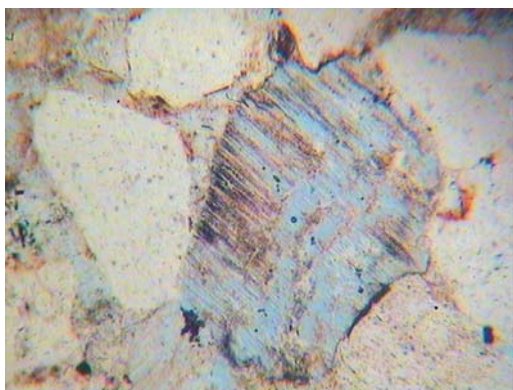
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

а) коррозия зерен кальцитом цемента



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

б) растворение фрагментов обломка эффузива



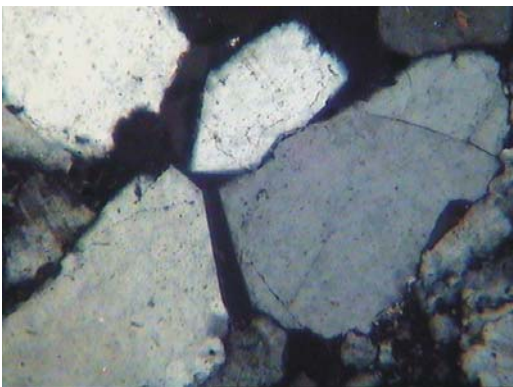
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

в) растворение плагиоклаза по двойниковым швам



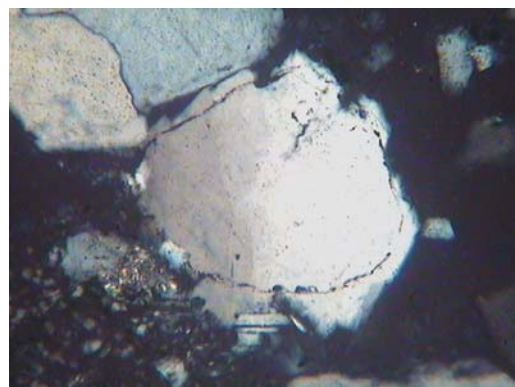
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

г) зона растворения в кварцевом зерне



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

д) кварц с кристаллографическими гранями



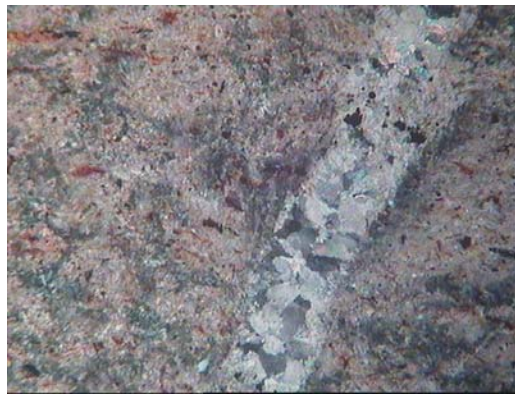
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

е) кварц с каймой регенерации

Рис. 43. Коррозия, растворение и регенерация зерен в катагенезе.

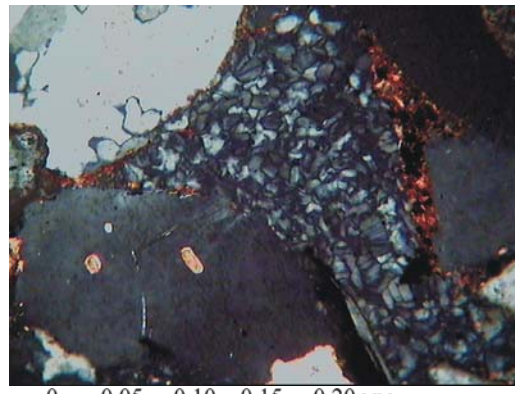
Шлифы (синее – пустотное пространство).

Верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция



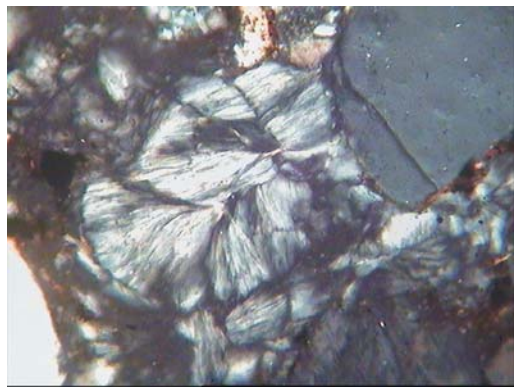
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

а) прожилок кристаллического кальцита



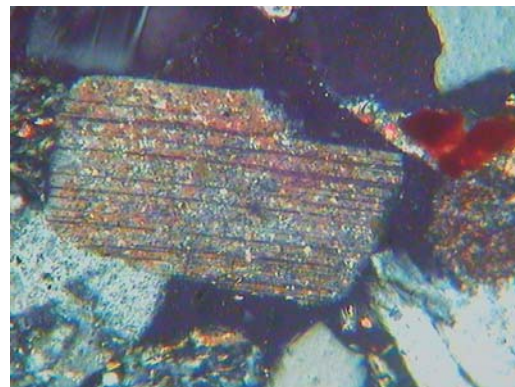
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

б) каолинит кристаллической структуры



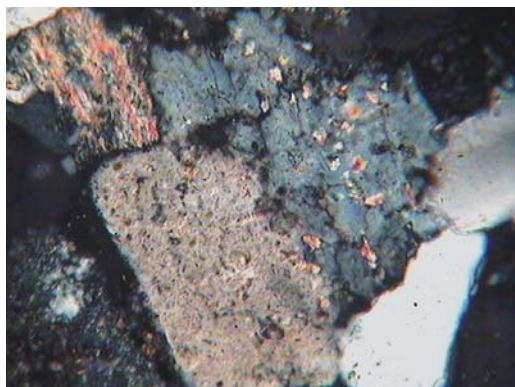
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

в) замещение слюды каолинитом с сохранением волокнистой структуры



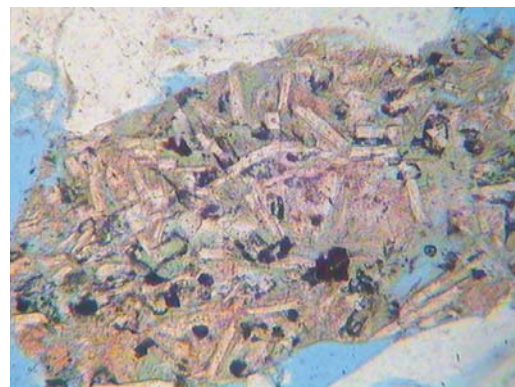
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

г) замещение плагиоклаза оксидами железа



0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 2 ник.

д) замещение полевых шпатов гидрослюдами



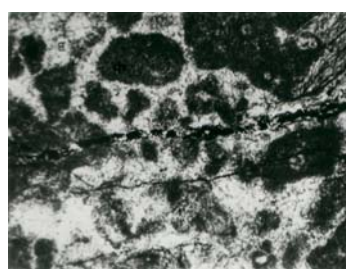
0 0,05 0,10 0,15 0,20 мм 1 ник.

хлоритизация основной массы эффузива

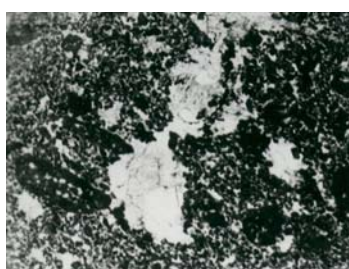
Рис. 44. Процессы минерального новообразования в катагенезе. Шлифы. Верхняя юра юго-востока Западной Сибири, авторская коллекция

Перекристаллизация затрагивает, главным образом, хемогенные и органогенные породы, а также цемент обломочных пород. Наиболее характерна перекристаллизация для известняков и доломитов.

На начальных этапах перекристаллизации образуется кристаллический цемент, основные форменные элементы – раковины, комки, сгустки – сохраняются (рис. 45, а). В более поздние этапы катагенеза перекристаллизация охватывает и форменные элементы, первоначальная структура исчезает, хотя иногда ее следы сохраняются. В пелитоморфных и микрозернистых известняках образуются участки (на месте пор и пустот) и прожилки кристаллического кальцита, способствующие расширению площади перекристаллизации (рис. 45, б, в). Конечным продуктом перекристаллизации является мрамор, в котором исчезают следы первоначальной структуры.



а) комковатый известняк с гнездами перекристаллизации. 1 ник.



б) пелитоморфный известняк с гнездами перекристаллизации. 1 ник.



в) пелитоморфный известняк с прожилками кристаллического кальцита. 2 ник.

Рис. 45. Перекристаллизация известняка в катагенезе. Новоникольская параметрическая скв. 1. Верхний девон. Шлифы. Авторская коллекция

1.7. Стадия метагенеза

Метагенез – это стадия глубокого минерального и структурного преобразования пород, происходящего на значительной глубине, предшествующая превращению осадочной породы в метаморфическую.

Основные факторы метагенеза те же, что и для катагенеза:

- температура;
- давление;
- подземные воды с растворёнными в них солями и газами;
- окислительно-восстановительный потенциал;
- щёлочно-кислотные свойства флюидов;
- стресс.

Эти факторы в зоне развития метагенеза имеют значительно большие численные значения: большую минерализацию и газонасыщенность вод; иные значения pH (среда более кислая); Eh (среда более восстановительная).

В стадию метагенеза образуются оксиды (кварц, анатаз, гематит), карбонаты (кальцит, доломит, анкерит), силикаты (высокотемпературная гидрослюда, мусковит, серицит, хлорит, альбит, эпидот). Ряд минералов возникает в виде каемок регенерации на обломочных зернах – циркон, эпидот, цоизит, клиноцоизит, сфен.

При метагенезе породы максимально уплотняются, их пористость становится минимальной. Перемещение флюидов становится возможным только по трещинам или путём диффузии. При тектонических движениях в породах возникает тонкая трещиноватость, благодаря этому создаются новые пути для миграции растворов.

В эту стадию глины превращаются в аргиллиты; за счёт изменения гидрослюд образуется серицит; происходит хлоритизация биотита; продолжается регенерация кварца.

Широкое развитие получают конформные, инкорпорационные, регенерационные структуры. В хемогенных породах часто образуются микростилолиты. Под действием стресса образуются полосчатые текстуры, обусловленные ориентировкой чешуйчатых минералов перпендикулярно направлению давления, а также развиваются процессы направленной коррозии, кристаллизации и перекристаллизации.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Дайте определение осадочной горной породы.
2. Перечислите основные компоненты осадочных пород.
3. Что служит исходным материалом для образования осадочных пород?
4. Какие стадии и типы литогенеза вы знаете?
5. Приведите примеры осадочного материала, который образуется при физическом выветривании.
6. Объясните результаты действия основных факторов химического выветривания.
7. Чем объясняется избирательный характер химического выветривания?
8. Что такое кора выветривания?
9. Что такое седиментогенез и каковы его этапы?
10. Перечислите основные формы переноса осадочного материала.