

КАЗАНСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
Институт геологии и нефтегазовых технологий
Кафедра минералогии и литологии

КОЛЬЧУГИН АНТОН НИКОЛАЕВИЧ
МОРОЗОВ ВЛАДИМИР ПЕТРОВИЧ
ЕСКИН АЛЕКСЕЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ

«ЛИТОЛОГИЯ: ОСНОВЫ ПЕТРОГРАФИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД»

Учебно-методическое пособие

Казань, 2017

УДК 552.5

*Печатается по решению учебно-методической комиссии
Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ
(протокол №15 от 20 мая 2015 г.)*

Составители

Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Ескин А.А.

Рецензенты:

*Профессор каф. минералогии и литологии, д.г.-м.н. Бахтин А.И.
Зав. кафедрой общей геологии и гидрогеологии, доцент, к.г.-м.н. Королёв Э.А.*

Литология: основы петрографии осадочных пород. Учебно методическое пособие / А.Н.Кольчугин, В.П. Морозов, А.А.Ескин. – Казань, 2017. – 34с.

В пособии разобраны основные типы осадочных пород, дана их краткая характеристика и способы образования. Описаны основные стадии образования и преобразования пород в стратисфере. Пособие рассчитано для самостоятельной работы студентов при подготовке к лабораторным занятиям. При написании пособия учтен опыт преподавания курса «Литология» на кафедре минералогии и литологии Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ.

© Казанский университет, 2017
© Кольчугин А.Н., Морозов В.П., Ескин А.А., 2017

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЛИТОГЕНЕЗ (ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ)	6
ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД	8
КЛАССИФИКАЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД	8
1. ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ	10
2. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ	12
3. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ	14
4. АЛЛИТЫ ИЛИ ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ	15
5. ФЕРРОЛИТЫ ИЛИ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ	16
6. МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ ИЛИ МАНГАНОЛИТЫ	18
7. ФОСФОРИТЫ	19
8. СИЛИЦИТЫ (КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ)	20
9. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ	21
10. СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ	30
11. КАУСТОБИОЛИТЫ	32
ЛИТЕРАТУРА	34

ВВЕДЕНИЕ

Литология – наука об осадочных горных породах и осадочных комплексах, а также связанных с ними полезных ископаемых, их составе, строении, происхождении, закономерностях пространственного и геохронологического распространения (Кузнецов, 2011).

Осадочные горные породы – это образования, представляющие собой закономерные ассоциации минеральных или органических или тех и других продуктов, возникшие на поверхности литосферы и существующие в термодинамических условиях, характерных для поверхностной части земной коры (Пустовалов, 1940).

Большинство осадочных пород образуется за счет осаждения вещества, являющегося продуктом разрушения древних пород любого генезиса. Скопление такого вещества образующегося в современных или древних условиях называется осадком. В последствие геологические постседиментационные процессы изменяют первичный характер осадков, и они превращаются в осадочные горные породы.

Осадочные породы занимают около 80% поверхности суши и около 76% площади дна современных океанов. Максимальные известные мощности осадочных пород достигают 20-25 км, однако в складчатых областях и предгорных прогибах мощность может быть и большей. Отсутствуют осадочные породы в областях выходов кристаллических пород на поверхность, называемых щитами (Анабарский, Балтийский, Украинский, Алданский и др.), а также на срединно-океанических хребтах океанов. Среди осадочных пород наиболее распространенными являются глинистые породы, составляющие 51,12%, обломочные – 25%, карбонатные породы – 20,4%, кремнистые – 2,3%, гипсы, ангидриты и соли – 1,2%, менее 0,5% все оставшиеся осадочные породы.

Осадочные породы обладают высокой информативностью о механизмах и обстановках осадконакопления в современных условиях и условиях геологического прошлого. Они имеют огромное экономическое значение, так как сами являются полезными ископаемыми (глины, фосфориты, карбонатные породы, ПГС и др.) и выступают в качестве вместилища многих видов полезных ископаемых (углеводороды, вода, стратиформные месторождения металлов и др.). В осадочных породах сосредоточено около 100% всех мировых запасов горючих ископаемых (нефть, газ, газоконденсат, битум, горючие сланцы, уголь, торф), 100% алюминиевых, марганцевых руд, калийных солей, 80-90% железных, титановых, кобальтовых, урановых руд и руд редкоземельных элементов, фосфоритов, серы, 50-80% медных, никелевых, оловянных руд, а также огромная доля сырья для строительной и химической промышленности. Осадочные породы чаще всего выступают основанием для инженерных сооружений (дома, подземные стоянки, метрополитен и др.).

Основными разделами литологии являются:

- Теория седиментогенеза литогенеза;
- Петрография осадочных пород;

- Учение о геологических формациях, фациальный анализ, циклический анализ, генетический анализ и др.

Теория седиментогенеза и литогенеза представляет собой крупный теоретический раздел литологии направленный на выяснение общих закономерностей осадко- и породообразования.

Петрография осадочных пород – описательная часть литологии, изучающая вопросы классификации осадочных пород, их химический и минеральный состав, структурные и текстурные признаки.

Учение о геологических формациях крупный раздел литологии, рассматривающий геологические системы различного иерархического (надпородного) уровня организации вещества, где рассматривается состав, строение, формы выделения, положение в структурах земной коры, обстановки формирования, минерагеническая специализация этих систем.

СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ЛИТОГЕНЕЗ (ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ)

История образования и существования осадочных пород в литосфере подразделяется на шесть последовательных стадий:

- стадия гипергенеза (выветривания) материнских пород;
- стадия переноса мобилизованного вещества (мотогенез);
- стадия накопления осадка (седиментогенез);
- стадия преобразования осадка в осадочную горную породу (диагенез);
- стадия существования осадочной породы в литосфере (катагенез);
- стадия преобразования осадочной породы в метаморфическую горную породу (метагенез).

Стадия гипергенеза (выветривания) материнских пород. Основная масса осадочных пород формируется в результате процессов выветривания (наземного и подводного) различных горных пород, называемых материнскими. Процессы выветривания ведут к разрушению пород, их измельчению вплоть до перехода части вещества в коллоидное и растворенное состояние. Выделяют два вида процессов выветривания – физическое и химическое. Основными факторами физического выветривания являются: колебание температуры, абразия, коррозия, эрозия, экзарация и др. Главными факторами химического выветривания являются: вода, растворенные в воде газы, органические кислоты и живущие в воде микроорганизмы, температура.

Стадия переноса мобилизованного вещества (мотогенез) Процессы эрозии и денудации, развивающиеся в областях выветривания, приводят к тому, что продукты выветривания начинают перемещаться за счет гравитационных сил под действием постоянных и временных водотоков, под влиянием воздушных масс и т.д. Перенос вещества осуществляется в виде твердых частиц механической взвеси, коллоидных растворов, истинных растворов. Для крупно и грубо дисперсного материала перенос вещества достаточно короток. Такой материал быстро выпадает из путей миграции и осаждается. Перенос коллоидного материала имеет более сложные механизмы миграции вещества. Истинные растворы могут мигрировать в гидросфере Земли очень длительное время.

Основными агентами переноса являются: постоянные и временные водотоки, воздушные массы, движущиеся ледники.

Стадия осаждения материала (седиментогенез). На стадии седиментогенеза происходит пространственное разобщение или дифференциация привнесенного в бассейн осадконакопления вещества. При этом из смеси разнообразных компонентов, привносимых в бассейн осадконакопления, формируются осадки, часто представляющие собой мономинеральные скопления. Так формируется закономерно сменяющий друг друга по размерам обломочный материал. Быстрее из путей миграции выпадают наиболее крупные по размерам частицы, такие как валуны и галька. Позже выпадают частицы гравия, затем песка и алевролита. В ходе осаждения идет дифференциация вещества и по плотности ма-

териала. Так быстрее всего из путей миграции выпадают наиболее тяжелые рудные минералы, затем более легкие и т.д. При этом могут формироваться природные россыпи золота, алмаза, циркона, олова и др. Дифференциация справедлива и для осаждения вещества из коллоидных растворов, когда последовательно из коллоидов выпадают определенные минеральные агрегаты. Например, при выносе коллоидными растворами различных металлов в гумидных областях отмечается определенная последовательность их выпадения. Раньше всех выпадают из путей миграции соединения алюминия, затем железа и далее марганца. Дифференциация характерна и для выпадения минералов из истинных растворов. Так в осолоняющемся морском бассейне в условиях аридного климата наблюдается следующая последовательность. Сначала выпадают минералы сульфатов, затем соли натрия, далее соли калия и в последнюю очередь соли магния.

Привносимый материал (твердые частицы, коллоиды, ионно-растворенные вещества) определяют различные способы его осаждения: механические, биологические и химические. Материал может выпадать в осадок на различных барьерах, усваиваться организмами, выпадать в результате пресыщения растворов.

Стадия преобразования осадка в осадочную горную породу (диагенез). Материал, накопившийся в виде осадка, еще не является осадочной горной породой. Термин «диагенез» является спорным и часто у различных исследователей трактуется по-разному. Диагенез – это совокупность процессов преобразования рыхлых осадков в осадочные горные породы в верхней зоне земной коры. Здесь идет уплотнение осадка и отжатие поровых вод, его физико-химическое уравнивание (органическое вещество, вода, растворенные в воде газы, минеральное вещество), в результате чего могут появляться новые диагенетические минералы, осуществляться пространственное перераспределение вещества, образование конкреций и др.

Стадия существования осадочной породы в литосфере (катагенез). Катагенез – это стадия преобразования и изменения вещественных и структурно-текстурных особенностей осадочных горных пород под воздействием глубинных температур (от 20-25⁰С, до 200-250⁰С) и давлений (10-200МПа), при активном участии флюидной (газоводной) фазы генерируемые самими породами и, отчасти, привнесенной из нижележащих геосфер (Япаскурт, 2008). Это наиболее длительная стадия существования осадочной породы. Под катагенезом часто подразумевают стадию существования собственно породы при погружении осадочных пород в литосфере. Биохимические процессы начинают уступать чисто химическим. При этом увеличение температуры ускоряет химические реакции. Рост литостатического давления активизирует трансформационные, коррозионные, диффузионно-метасоматические процессы. Порода становится уже окончательно литифицированной.

Стадия перехода осадочной горной породы в метаморфическую (метагенез). Метагенез – это стадия преобразования осадочной горной породы в метаморфическую под влиянием высоких температур (200-300⁰С) и давлений

(>200 Мпа) (Япаскурт, 2008). Породы подверженные метагенезу обычно отмечаются лишь в складчатых областях. В условиях метагенеза уплотнение пород практически достигает предела, а химические реакции между минеральными частицами, как нередко считается, идут в твердом состоянии. Полностью исчезают многие слоистые силикаты, активно идет перекристаллизация вещества, появляются швы флюидоразрывов и др.

ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

В составе осадочных горных пород можно выделить две группы компонентов:

- аллотигенные;
- аутигенные.

Аллотигенные компоненты осадочных пород представляют собой частицы пород и минералов различного размера, поступившие в бассейн осадконакопления из-за его пределов. Например, песчинки, слагающие песчаник, пирокластический материал (продукты взрывной деятельности вулканов) и др.

Аутигенные компоненты образуются за счет выделения минерального вещества из природных растворов или в результате обменных и других реакций в осадке или осадочной породе.

К ним относятся: 1) седиментогенные, 2) диагенетические, 3) катагенетические, 4) метагенетические компоненты и 5) компоненты, сформированные за счет вторичных изменений наложенного характера. Например, коралловый известняк, диагенетический пирит, кальцитовый цемент в песчаниках, гипс и др.

КЛАССИФИКАЦИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Важными характеристиками осадочных пород, по которым ведется их диагностика, являются минеральный состав, а также структура и текстура.

Состав осадочных пород определяется присутствующими в них минералами, а также органическим веществом. Эти же компоненты обуславливают окраску (цвет) породы – чем меньше посторонних примесей, тем светлее окрашена порода: известняки – белый цвет, известняки глинистые – серый цвет, известняки углистые – черный цвет. Непосредственное влияние на цвет породы оказывают «красящие» соединения железа, марганца и др. При этом железо придаёт породе окраску в зависимости от валентности, характерных для условий образования. Окисная форма железа (Fe^{3+}) смещают окраску в красные, бурые, жёлтые тона и свидетельствуют об окислительных условиях формирования породы. Железо в закисной форме (Fe^{2+}) придаёт породе зеленовато-голубоватый оттенок и свидетельствует о восстановительных условиях. Соединения марганца окрашивают породу в чёрные или чёрно-красные тона.

Структура – особенность строения осадочной породы, определяемая взаимоотношением, размерами (абсолютными и относительными) и формой слагающих ее частиц. Как правило, надежно структуру породы можно определить лишь при использовании оптического микроскопа. Однако при макроописании породы определение структуры является обязательным условием. Определение структуры, например, грубообломочных пород не вызывает больших затруднений, тогда как структуру песчаника уже не всегда удастся определить надежно. Здесь, хотя и в значительной степени условно, можно пользоваться следующим алгоритмом. Если зерна песчаника различимы невооруженным глазом, то его можно назвать крупнозернистым, если зерна различимы лишь при использовании двух-трех кратной лупы – мелкозернистым. Что касается выяснения степени сортированности и взаимоотношения зерен в породе, то здесь чаще всего, если это не грубообломочные породы, приходится прибегнуть к помощи оптического микроскопа.

Текстура осадочной горной породы отражает расположение ее составных частей. Это совокупность таких черт ее внутреннего сложения, которые обусловлены пространственным взаимоотношением отдельных компонентов и их ориентировкой по отношению к поверхности напластования. Грубо говоря, это рисунок породы. Текстура является также важной характеристикой осадочной горной породы, так как нередко, несет признаки условий ее формирования. Например косая слоистость в песчаниках указывает на континентальные, речные обстановки образования осадка. Сланцеватая текстура указывает на пребывание осадочной породы в условиях глубокого катагенеза или метагенеза осадочных толщ.

В качестве принципиальной схемы макроскопического описания осадочных пород (полевого описания) можно привести следующую схему, наиболее часто используемую большинством геологов:

- 1) название горной породы;
- 2) минеральный состав;
- 3) окраска (цвет) породы;
- 4) структура;
- 5) текстура;
- 6) прочие особенности (конкреции, органические остатки, вторичные изменения, трещины, каверны и т.д.).

Несколько примеров описания пород.

Песчаник розовый, светло-розовый, кварцевый, мелкозернистый, косо-слоистый, с редкими тонкими нитевидными, глинистыми прослоями.

Известняк серый, светло-серый, скрытозернистый, однородный, с редкими включениями члеников криноидей, и обломков створок брахиопод. Иногда отмечаются изометричные гнездовидные агрегаты ангидрита.

Геолог всегда должен анализировать все признаки осадочных горных пород в совокупности не только для их корректного определения, но и для выяснения генезиса, то есть условий образования.

1. ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Нередко обломочные породы в отечественной литературе называются кластогенными (от англ. *Clastic rocks*). Как уже отмечалось, обломочные породы составляют до 25% объема осадочных пород. При этом среди обломочных пород подавляющее господство над остальными имеют песчаные породы.

Существует несколько классификаций обломочных пород. Наиболее распространенной является классификация, основанная на размерности обломочного материала (структурная классификация). По этой классификации обломочные породы делятся на:

- грубообломочные или псефиты (размер обломков >2,0 мм);
- песчаные или псаммитовые (0,1-21,0 мм);
- алевритовые (0,01-0,1 мм).

Таблица 1.1.

Классификация обломочных пород по размерности слагающих их частиц, степени их окатанности и сцементированности

Группа пород	Размер обломков, мм	Название обломков	Рыхлые породы		Сцементированные породы	
			окатанные	угловатые	окатанные	угловатые
Грубообломочные	Более 100,0	Валуны	валунник	глыбы	валунный конгломерат	валунная брекчия
	100,0-10,0	Галька (щебень)	галечник	щебенка	конгломерат	брекчия
	10,0-2,0	Гравий (дресва)	гравийник	дресвяник	гравелит	дресвит
Песчаные	2,0-0,5	Крупнозернистые	Песок		Песчаник	
	0,5-0,25	Среднезернистые				
	0,25-0,1	Мелкозернистые				
Алевритовые	0,1-0,05	Крупноалеваитовые	Алевалит		Алевалит	
	0,05-0,01	Тонкоалеваитовые				

По физико-механическим свойствам обломочные породы делятся на цементированные и рыхлые. Например. Породы, состоящие из цементованных окатанных обломков размером от 2,0 до 10,0 см, называются конгломератами. Породы, состоящие из цементованных угловатых (неокатанных) обломков размером от 2,0 до 10,0 см, называются брекчиями.

В цементованных обломочных породах выделяют две основные структурные компоненты: обломочные зерна и цемент. Соотношение этих компонент может быть различным, однако цемента не может быть более 50%, так как согласно правилам определения большинства осадочных пород она просто перестанет являться обломочной. То есть порода будет являться обломочной, например песчаником, только в случае сложения ее песчаными частицами более чем на 50%. Если обломочная порода или осадок смешанного состава, то в названии преобладающая фракция указывается в качестве существительного, а примесный материал обозначается в виде прилагательного. Например, песок алевритовый, алеврит песчаный и т.д.

По минеральному составу обломочные породы делятся на:

- мономинеральные или мономиктовые (обломки одного минерала составляют >95%);
- олигомиктовые (обломки одного минерала составляют 75-95%);
- полиминеральные или полимиктовые (обломки одного минерала составляют менее 75%).

Важной характеристикой обломочных пород является степень сортированности зерен. В связи с этим выделяют два основных типа структур:

- равномернозернистые;
- неравномернозернистые.

В равномернозернистых структурах более 3/4 породы составляют зерна близкие по размерам или одной фракции. В случае неравномернозернистых структур соответственно менее 3/4.

Также не менее важной характеристикой обломочной породы является форма обломочных частиц. По форме обломочных частиц выделяют зерна:

- окатанные;
- полуокатанные;
- угловатые.

Как уже было отмечено помимо зерен в строении обломочных пород принимает и цемент, который разделяется по типу и минеральному составу. Установление типа цемента при макроскопическом изучении образцов обычно не представляется возможным. В таком случае прибегают к помощи оптического микроскопа. Тогда как минеральный состав цемента нередко можно установить и при макроскопическом изучении образцов. По минеральному составу цемент в обломочных породах может быть:

- карбонатный (кальцит, доломит, сидерит);
- сульфатный (гипс, ангидрит);
- глинистый (каолинит, монтмориллонит и т.д.);
- кремнистый (опаловый, халцедоновый);
- состоять из гидроокислов железа и др.

Исследователю обломочных пород помимо перечисленных особенностей пород необходимо обращать внимание и на текстуру, которая отражает признаки условий формирования пород. При этом текстуры подразделяются на две больших группы:

- текстуры поверхностей наслоения;
- внутрислоистые текстуры.

Среди наиболее часто встречаемых текстур обломочных пород можно отметить следующие разновидности:

1. Слоистая:
 - градиционно слоистая;
 - горизонтально слоистая;
 - волнисто слоистая;
 - косослоистая.
 2. Массивная (однородная).
 3. Пятнистая.
 4. Полосчатая.
 5. Внедрения.
- и др.

Внутри перечисленных подгрупп текстур выделяется значительно количество всевозможных разновидностей, подробнее о которых можно узнать из литературы (Осадочные породы ..., 2005).

Большинство обломочных пород являются полезными ископаемыми. Главным образом это строительный материал (ПГС, щебень, песок и др.). Чистые кварцевые песчаники используются для изготовления стекла. Большая же ценность обломочных пород заключается в том, что они являются месторождением многих видов полезных ископаемых. Например, в обломочных породах сконцентрировано более 50% мировых запасов углеводородов, более 50% мировых запасов россыпного золота, высокая доля россыпных алмазов, редких и драгоценных металлов. Обломочные породы нередко выступают в качестве водоносных коллекторов питьевых подземных вод.

2. ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Распространенная группа осадочных пород и зачастую в литературе ей уделено мало внимания. Если рассматривать исключительно источник веще-

ства, то данную группу пород можно было бы смело отнести к эндогенным, однако по механизмам и условиям накопления данные породы следует относить к осадочным. В современной литературе можно увидеть различные классификации этой группы горных пород. За основу возьмем классификацию, построенную на количестве пирокластического материала (продуктов взрывной деятельности вулканов). Таким образом, выделяют:

- вулканические туфы;
- туффиты;
- туфогенные породы.

Вулканический туф – это горная порода, более чем на 90% сложенная вулканогенно-обломочным материалом, образовавшимся преимущественно из твердых продуктов вулканических извержений: пепла, лапиллей, вулканических бомб, впоследствии уплотненных и сцементированных. Характерной особенностью туфов является угловатость обломков и их неотсортированность. По составу обломков туфы делятся на следующие разновидности:

- литокластические, состоящие из обломков горных пород;
- кристаллокластические, состоящие из обломков минералов;
- витрокластические, состоящие из обломков вулканического стекла;
- смешанного состава, состоящие из обломков горных пород, минералов, вулканического стекла.

По величине преобладающих обломков туфы делятся по аналогии с собственно обломочными породами (см. гл.1).

Туффиты – горные породы смешанного состава, состоящие из собственно осадочного материала и синхронно накопившегося с ними пирокластического материала. По существующим классификациям туффиты – это осадочно-вулканогенная порода, содержащая не менее 50% пирокластического материала. В зависимости от размера пирокластических частиц выделяют туффиты псефитовые, псаммитовые, алевроитовые и пелитовые. Для туффитов характерна слоистая текстура.

Туфогенные породы – породы, также образующиеся при совместном накоплении вулканогенного и осадочного материала. К ним относятся породы, в которых пирокластического материала содержится от 10 до 50%. В зависимости от размера пирокластических частиц выделяют туфоконгломераты и туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфопелиты.

Вулканогенно-осадочные породы не часто отмечаются в осадочных разрезах и обычно приурочены к областям обрамления древних и современных вулканических поясов. Крайне редко такие породы могут выступать в качестве коллекторов нефти, известные в виллюйской синеклизе Восточной Сибири, и породах фундамента Западной Сибири.

3. ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Это наиболее широко распространенная группа осадочных горных пород и составляет более половины объема всех типов осадочных пород, согласно данным А.Б.Ронова – 55,1% (Ронов, 1993). Глинистые породы имеют широкое распространение и встречаются практически во всех видах осадочных формаций и часто формируют самостоятельные выдержанные мощные, многокилометровые толщи. Размер глинистых частичек составляет менее 0,001 мм. Однако глинистой порода может называться только в том случае, если она более чем на 50% состоит из глинистых минералов. Поэтому, исходя из определения, не любая порода размером зерен менее 0,001 мм является глинистой.

Наиболее распространенные по минеральному составу глины можно объединить в 4 основные группы: группа каолинита, гидрослюд, смектита, хлорита. Нередко в осадочных породах наблюдается сочетание глинистых групп. Такие образования принято называть смешаннолойными глинами. Здесь чередуются пакеты различной структуры, например: каолинит-гидрослюдистые минералы, каолинит-монтмориллонитовые, монтмориллонит-гидрослюдистые и др.

Различие минералов заключается в их кристаллохимическом строении, о чем подробнее можно узнать в литературе (Котельников, Конюхов, 1986; Япаскурт, 2008 и др.).

Большинство глинистых минералов формируется в условиях химического выветривания материнских пород. При этом минеральный состав исходных материнских пород в значительной степени определяет минеральный состав новообразованных глинистых минералов. Например, полевые шпаты в условиях выветривания переходят в глинистые минералы. Основные и ультраосновные породы, а также вулканические и вулканогенно-осадочные породы, содержащие значительное количество стекловатого материала дают начало образованию смектитов. При этом в формировании минерального состава глинистых минералов, важно учитывать и механизм трансформации слоистых силикатов, реализующийся в условиях погружения осадочных толщ в бассейне породообразования. Так в условиях больших давлений и температур в катагенезе смектиты переходят в гидрослюду или хлорит, в зависимости от геохимической специализации окружающих пород и поровых растворов.

Глинистые минералы, нередко, являются хорошими индикаторами условий осадкообразования. Например глауконит (группа гидрослюд) – диагенетический минерал, являющийся индикатором исключительно морских обстановок седиментогенеза. Каолинит, формируется исключительно в континентальных обстановках и попадая в морские условия довольно быстро агрегирует вблизи береговой линии. Тогда как напротив, хлорит, гидрослюда, в меньшей степени смектиты лучше переносятся в морских условиях и соответственно могут выпадать на значительном расстоянии от береговой линии бассейна, в том числе и в центральных частях океанов (Marine geochemistry, 2006).

По физико-механическим свойствам, а также по устойчивости к размоканию глинистые породы подразделяются на глины, аргиллиты и глинистые сланцы.

Глины – несцементированные осадочные породы, состоящие из мельчайших частиц глинистых минералов размером менее 0,001 мм, которые держаться в куске лишь за счет механического сцепления и межмолекулярных сил. При дыхании пахнет сыростью. Легко царапается ногтем.

Аргиллиты – твердые, сцементированные глинистые породы, не размокающие в воде, которые образуются при уплотнении, дегидратации и цементации глин в условиях литогенеза погружения осадочных толщ. Не размокают в воде. Появляются первые признаки сланцеватости, расслоения. Ногтем уже не царапаются.

Глинистые сланцы – это продукты более интенсивного преобразования пород на больших глубинах. Имеют плитчатое строение и легко разделяются по плоскостям на отдельные плитки. Образуются в условиях глубокого катагенеза и метагенеза пород. Характерен шелковистый блеск на пластинках (серецит). Звонкие, плотные крепкие.

По условиям образования глины подразделяются на континентальные, морские и постседиментационные (эпигенетические).

Континентальные глинистые отложения представлены элювиальными, аллювиальными, водно-ледниковыми, эоловыми и полигенными генетическими типами.

Морские глинистые отложения представлены седиментационными (осадочными) и седиментационно-диагенетическими генетическими типами, а также продуктами гальмиролиза.

Постседиментационные глинистые минералы в зависимости от стадии литогенетического преобразования осадка, определяющей термобарические и химические условия среды минералообразования, подразделяются на диагенетические, катагенетические и метагенетические.

4. АЛЛИТЫ ИЛИ ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ

Аллитами называют горные породы, в строении которых принимают участие минералы окислов и гидроокислов алюминия. Такими минералами являются:

- гиббсит $\text{Al}(\text{OH})_3$;
- бемит $\gamma\text{-Al}(\text{OOH})$;
- диаспор $\alpha\text{-Al}(\text{OOH})$.

Особенностью данной группы пород является то, что содержание перечисленных выше минералов не обязательно должно быть больше 50%, что противоречит основному принципу отнесения горной породы к той или иной группе. Чтобы отнести породу к группе аллитов, содержание Al_2O_3 в пересчете на

основные петрогенные элементы должно составлять не менее 28%. Данные цифры являются технологическими, так как при содержании Al_2O_3 более 28% породу целесообразно добывать на получение из нее алюминия.

Главнейшим представителем данной группы пород являются бокситы. Они не обладают пластичностью и обычно представлены каменистыми, глино-подобными и оолитовыми агрегатами. Одной из характерных черт бокситов является красно-бардовая окраска и довольно большой вес.

Бокситы обычно классифицируются по составу и по возрасту. По минеральному составу выделяют гиббситовые бокситы и бемит-диаспоровые. По возрасту мезо-кайнозойские и палеозойские. Причем отмечается некоторая корреляция возраста и минерального состава бокситов. Так мезо-кайнозойские бокситы обычно по составу гиббситовые, а палеозойские – бемит-диаспоровые. Бокситы являются продуктами глубокого химического выветривания в гумидных обстановках. По происхождению выделяют бокситы элювиальные, формирующиеся в корках выветривания и водно-осадочные, вынесенные из кор выветривания и переотложенные в бассейнах конечного стока. Вторые имеют больший практический интерес, так как в условиях переноса осуществляется обогащение осадка минералами глинозема. Алюминий плохо переносим с геохимической точки зрения, и довольно быстро выпадает из путей миграции. Коллоидные растворы переносят алюминий в форме $Al(OH)_3$ кислыми, насыщенными органическими кислотами поверхностными водами и осаждаются на геохимических барьерах, давая начало водно-осадочным бокситам.

5. ФЕРРОЛИТЫ ИЛИ ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ

Железистыми породами называют породы более чем на 50% состоящие из железистых минералов. К осадочным минералам железа относят:

- гидрогетит $3Fe_2O_3 \cdot 4H_2O$;
- гетит $FeO(OH)$;
- гематит Fe_2O_3 ;
- магнетит Fe_3O_4 ;
- пирит FeS_2 ;
- сидерит $FeCO_3$;
- шамозит $(Fe, Al, Mg)_3 [(Si, Al)_4O_{10}](OH)_2(Fe, Mg)_3(O, OH)_6$.

Среди железистых пород выделяют:

- бурые железняки;
- шамозитовые породы;
- сидеритовые породы;
- железистые кварциты (джеспилиты);
- сульфидные руды железа.

Бурые железняки – общее наименование всех руд, состоящих из гидроокислов железа. Чаще всего под этим термином понимают скрытозернистые аг-

регаты гетита (HFeO_2) и гидрогетита ($\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и лепидокрокита. Породы имеют, бурый, красновато-коричневый цвет. Бывают рыхлыми, землистыми, оолитовыми, конкреционными, натечными.

Такие горные породы могут формироваться в латеритных корах выветривания гумидных областей, где в результате процессов гипергенеза железосодержащих пород накапливаются в виде агрегатов гетит-гидрогетитового состава. Нередко в тех же зонах железо способно вымываться из кор выветривания и переноситься в слабо кислых насыщенных органикой поверхностных водах в бассейны конечного стока. Железо в таких условиях обычно переносится в коллоидной форме в виде $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Кроме того железо может переноситься и на крупных органических молекулах. Попадая в бассейны конечного стока, в частности, в морские бассейны, железо довольно быстро коагулирует, формируя прибрежно-морские руды железа. Нередко такие коллоиды, агрегируя в пресных водах, могут давать начало богатым аллювиальным рудам железа.

Шамозитовые породы – породы, главной составной частью которых являются железистые слоистые силикаты. Такие породы обычно образуются в морских обстановках, когда коллоиды железа, агрегируя, могут формировать железистые слоистые силикаты. В условиях диагенеза глинистые минералы, взаимодействуя с железом, образуют шамозит.

Сидеритовые породы – породы, состоящие более чем на 50% из минерала сидерита. Сидеритовые породы могут формироваться при участии живых организмов, когда специфические формы бактерий, усваивают железо из среды, образуя его карбонатные соединения. Пример сидеритовые сингенетичные конкреции и корки. Также сидерит в форме конкреций может формироваться в условиях диагенеза глеевого типа, при дефиците органического вещества.

Железистые кварциты (джеспилиты) – метаморфизованные первично осадочные или первично вулканогенно-осадочные кварцево-железистые породы с содержанием окислов железа не менее 30%. Исключительно древние докембрийские породы, характеризуются полосчатой и плейчатой-полосчатой текстурой, нередко несут на себе первично осадочные текстуры (косая и волнистолинзовидная слоистость, текстуры ряби и др.). Являются крайне важными с экономической точки зрения образованиями, так как до 80% всех мировых запасов железа добывается из них.

Сульфидные руды железа – породы, состоящие более чем на 50% из пирита и марказита. Такие образования, чаще всего формируются при активном участии микроорганизмов, когда специфические железобактерии высаживают из среды железо в форме пирита или марказита. Осадочные сульфидные руды железа обычно мало интересны, так как не образуют больших концентраций в осадочных толщах и с технологической точки зрения мало пригодны для извлечения из них железа.

6. МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ ИЛИ МАНГАНОЛИТЫ

Марганцевыми называют породы более чем на 50% сложенные минералами оксидов, карбонатов и силикатов марганца:

- пиролюзит MnO_2 ;
- псиломелан $mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$;
- манганит $MnOOH$;
- родохрозит $MnCO_3$;
- браунит MnO_7SiO_{12} .

Среди марганцевых горных пород наиболее распространенными являются:

- Окисные и гидроокисные руды марганца (пиролюзит-псиломелановые, манганитовые руды);
- Карбонатные руды марганца;
- Железомарганцевые конкреции.

Окисные и гидроокисные руды марганца – руды, обычно состоящие из ассоциации пиролюзита и псиломелана, либо манганита. Такие руды обычно формируются в наиболее удаленных областях прибрежно-морской полосы в триаде Al-Fe-Mn. Марганец среди перечисленных металлов является самым миграционно способным, и основная часть оксидных и гидроксидных руд марганца формируется в зоне осаждения алевритового материала (Япаскерт, 2008). При этом ближе к береговой линии формируются пиролюзит-псиломелановые руды, далее по мере удаления от береговой линии их сменяют манганитовые руды.

Карбонатные руды марганца сложены более чем на 50% родохрозитом. Имеют хемогенное или биохемогенное происхождение. Внешне выглядят как плотные, зернистые породы серовато-белового цвета с розовым оттенком, часто тонкослоистые. Образуются обычно на значительном удалении от береговой линии.

Железомарганцевые конкреции (ЖМК). Специфические глубоководные образования, обычно формирующиеся на больших глубинах свыше 3,5 км. Отмечаются в пелагических зонах океана и слагают значительные площади дна Тихого и Индийского океанов. Также эти образования могут встречаться на дне болот и озер ландшафтов тундр и лесотундр. По происхождению являются биохемогенными образованиями, формирующимися в результате жизнедеятельности специфических форм бактерий усваивающих из среды железо и марганец и переводящих их в окисную форму. Обычно состоят из ассоциации минералов окислов и гидроокислов марганца и железа. Морфологически представляют собой корковидные и округлые (изометричные) образования. Мощность таких образований не превышает нескольких десятков сантиметров.

По условиям образования марганцевые породы подразделяются на континентальные, морские и океанические. Континентальные в свою очередь под-

разделяются на элювиальные или остаточные, инфильтрационные и болотно-озерные.

7. ФОСФОРИТЫ

Фосфоритами называются породы более чем на 50% сложенные минералами фосфата кальция. По другим классификациям к фосфатным относят породы, содержащие не менее 10% P_2O_5 . К фосфатам относят:

- гидроксилapatит $Ca_5(PO_4,CO_3)_3(OH)$;
- фторапатит $Ca_5(PO_4,CO_3)_3(F)$;
- хлорапатит $Ca_5(PO_4,CO_3)_3(Cl)$;
- коллофан аморфная разновидность апатита;
- франколит $Ca_{10}(PO_4)_6,[F_2(OH)_2(CO)_3O]$.

Породообразующими минералами фосфатных пород в основном являются карбонатапатиты. По условиям образования фосфориты подразделяют на две генетические группы: морские и континентальные. Среди морских образований по морфологическим и петрографическим признакам выделяют фосфориты: пластовые (зернистые, оолитовые), желваковые, скопления фосфатных раковин и скелетов рыб, костяные брекчии, фосфатизированные известняки, мергели, мел и фосфоритовые галечники. Среди континентальных образований по аналогичным признакам выделяю фосфориты: инфильтрационно-остаточные (карстовые), озерные, залежи гуано-фосфатов. Главными типами фосфоритов являются пластовые и конкреционные.

Пластовые фосфориты залегают в виде сплошных пластов. Образуются в неглубоких лагунах как биохемотропные осадки. Похожи на песчаник, карбонаты и другие породы. Встречаются в геосинклинальных областях.

Конкреционные фосфориты (желваковые) состоят из конкреций округлой формы размером более 2,0 мм. Образуются на дне морских бассейнов, часто залегают среди глауконитовых песчаников. Имеют биохемотропное происхождение. Обычно распространены в платформенных отложениях.

Большинство фосфоритов имеет морской генезис, однако иногда отмечаются континентальные фосфориты, распространенные на островах и зонах высокой биологической продуктивности (Кузнецов, 2007). Такие фосфориты образуются благодаря птичьему помету (гуано). Главным же переносчиком фосфат иона являются воды холодных океанских и морских течений, где он хорошо растворим. В зонах апвеллинга (поднятия холодных морских течений в теплые, прогретые воды шельфа) фосфат ион быстро усваивается различными видами организмов, частично выпадает биохемотропным путем.

В той или иной мере все существующие гипотезы формирования фосфоритов сводятся к одному, что фосфоритонакопление невозможно без участия живых организмов.

8. СИЛИЦИТЫ (КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ)

К силицитам или кремнистым породам относятся породы более чем на 50% сложенные минералами аутигенного кремнезема в форме:

- опала;
- халцедона;
- кристобалита;
- кварца.

В обобщенном виде согласно В.Г.Кузнецову (Кузнецов, 2007) кремнистые породы можно подразделить на две группы: опал-кристобалитовые и халцедон-кварцевые.

Среди основных типов кремнистых пород можно выделить:

- диатомиты;
- радиоляриты;
- спонголиты;
- трепелы и опоки;
- яшмы;
- конкреционные кремни.

Опал-кристобалитовые породы:

Диатомиты – породы более чем на 50% состоящие из опаловых скелетных остатков диатомовых водорослей сцементированных опалом. Для диатомитов характерна микробиогенная структура, белый цвет. Они довольно легкие и высокопористые, липнут к языку. Образуются в холодноводных морских и континентальных бассейнах в результате накопления отмерших остатков водорослей.

Радиоляриты – породы более чем на 50% состоящие из остатков радиолярий. Породы могут быть окрашены в различные цвета, по минеральному составу представлены опалом и надежно диагностируются при использовании микроскопа. Образуются в холодноводных бассейнах, в высоких широтах, с довольно низкой гидродинамикой среды, обычно характерны для заглубленных участков шельфов и глубоководных впадин.

Спонголиты – породы более чем на 50% сложенные остатками губок. Похожи на диатомиты и радиоляриты, часто за счет наличия иголок напоминают грубую шерсть. Надежно диагностируются лишь при помощи микроскопа. Также как диатомиты и радиоляриты характерны для высоких холодноводных широт. Образуются вследствие накопления скелетов и скелетных остатков морских губок.

Трепелы и опоки – породы, состоящие из опала и кристобалита абиогенной или реликтово биоморфной структуры. Окраска пород обычно желтая, серая, грязно-серая. Породы довольно легкие и часто характеризуются раковистым изломом. Надежно в образце отличить трепелы от опок часто не удается, однако под микроскопом по реликтам биогенных структур породу можно классифицировать как трепел, при отсутствии признаков биогенных структур в си-

лу перекристаллизации породы ее следует называть уже опокой. Опоки обычно более плотные и твердые в образце по сравнению с трепелами. Данные породы являются продуктами диа-катагенетического изменения диатомитов.

Халцедон-кварцевые породы:

Яшмы. Это обычно разноцветные, крепкие, плотные, звонкие породы, со скрытозернистой структурой состоящие из халцедона и кварца. Наиболее характерными окрасками является: красно-бардовая, темно-зеленая, черная. Нередко в яшмах отмечаются кварцевые прожилки. Образуются в результате хемогенной кристаллизации кремнезема в зонах подводного излияния магм и горячих гидротермальных растворов. По происхождению могут быть метаморфическими, метасоматическими, вулканогенно-осадочными образованиями.

Конкреционные кремни – плотные, крепкие, звонкие, нередко зонально концентрические породы, часто лепешковидные по форме, нередко с пустотами в центральной части, которые часто выполнены кристаллическим кварцем. Образуются в условиях диа-катагенетических изменений пород в результате перераспределения вещества и концентрации его в форме конкреционных и желваковых агрегатов. Часто встречаются в толщах карбонатных пород.

9. КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонаты представляют собой породы более чем на 50 % сложенные солями угольной кислоты. Однако традиционно в рамках изучения карбонатных пород рассматриваются лишь следующие наиболее распространенные типы:

- известняки;
- доломиты;
- мел;
- магнезиты;
- мергели.

Основными минералами карбонатных пород являются:

- | | |
|------------|--------------------------------|
| • кальцит | CaCO_3 ; |
| • доломит | $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; |
| • магнезит | MgCO_3 . |

Известняки. Известняками называют породы более чем на 50% сложенные кальцитом. Среди примесей обычно отмечают: *доломит, глинистый материал, обломочный материал, окислы и гидроокислы железа, пирит и т.д.*

Современные карбонатные осадки в значительной мере состоят из арагонита и высокомагнезиального кальцита, которые довольно быстро трансформируются в кальцит. Известняки являются чрезвычайно разнообразными породами, в силу особенностей их сложения и многообразия способов образования. Изучение известняков следует начинать со знаний об их классификациях, так как очень часто одни и те же известняки геологами могут называться по-разному. Такая неоднозначность обусловлена обилием классификаций извест-

няков и принципов построения классификационных схем. На сегодняшний день выделяют 4 основных вида классификаций:

- вещественные;
- структурные;
- генетические;
- структурно-генетические.

Вещественные классификации построены по принципу неоднородности известняков по составу, когда в их строении могут принимать не участие не только кальцит, которого должно быть более 50% по определению, но и, например, доломит или глинистые минералы. В качестве примера можно привести классификацию, где в строении карбонатных пород принимают участие два минерала: кальцит и доломит (табл. 9.1.).

Таблица 9.1.

Классификация по минеральному составу

Название породы	Относительное содержание минеральных фаз, %	
	Кальцит	Доломит
Известняк	100-95	0-5
Известняк доломитистый	95-75	5-25
Известняк доломитовый	75-50	25-50
Доломит известковый	50-25	50-75
Доломит известковистый	25-5	75-95
Доломит	5-0	95-100

При этом довольно часто и в литературе и в описании образцов среди геологов употребляется термин «доломитизированный известняк». Согласно В.Г.Кузнецову (Кузнецов, 2007), так породу можно называть только в том случае, если исследователь абсолютно уверен во вторичной природе доломита, содержащегося в известняке. То есть, доломит был образован в результате доломитизации известняков. В других же случаях исследователь должен говорить известняк доломитистый или доломитовый, в зависимости от содержания доломита в породе.

Еще одним примером довольно распространенной среди геологов вещественной классификации может служить классификация С.Г.Вишнякова (Вишняков, 1933). В данном случае речь идет о карбонатных породах, в которых помимо кальцита и доломита может принимать участие глинистый материал (рис. 9.1.).

Структурные классификации построены по принципу преобладания в известняке тех или иных структурных компонентов известняков (целых остатков организмов, их обломков, несkeletalных форменных элементов, кристаллов, карбонатных обломков), а также их взаимоотношения в породе и типе цементирующего их материала. Примеров структурных классификаций довольно много. Наиболее популярными и признанными среди них являются классификации зарубежных исследователей Р.Фолка и Р.Данема (с дополнениями А.Эмбри и Дж.Кловена).



Рис. 9.1. Классификация карбонатных и глинисто-карбонатных отложений (Вишняков, 1933).

1 - глина; 2 - глина доломитисто-известковистая; 3 - глина известковисто-доломитистая; 4 - мергель глинистый; 5 - мергель глинистый, доломитисто-известковый; 6 - мергель глинистый, известковисто-доломитовый; 7 - мергель глинистый, доломитовый; 8 - мергель; 9 - мергель доломитисто-известковый; 10 - мергель известковисто-доломитовый; 11 - мергель доломитовый; 12 - известняк глинистый; 13 - известняк глинистый доломитистый; 14 - известняк глинистый доломитовый; 15 - доломит глинистый известковый; 16 - доломит глинистый известковистый; 17 - доломит глинистый; 18 - известняк; 19 - известняк доломитистый; 20 - известняк доломитовый; 21 - доломит известковый; 22 - доломит известковистый; 23 - доломит.

В 1961 году Р.Данхемом (Dunham, 1962) была разработана собственная структурная классификация известняков, которая впоследствии была дополнена А.Эмбри и Дж.Кловеном. На сегодняшний день среди большинства геологов, в особенности за границей, именно классификация Данема с дополнениями Эмбри и Кловена пользуется наибольшим распространением, и является общепризнанной (табл. 9.2.).

Существуют также варианты структурных классификаций и отечественных авторов, наиболее удачной среди которых является структурная классификация В.Г.Кузнецова (Кузнецов, 2007) представленная в таблице 9.3.

Таблица 9.2.

Структурная классификация Данхема с дополнениями Эмбри и Кловена (Embry A.F., Klovan J.E, 1979). Взято у В.Г.Кузнецова (Кузнецов, 2007).

Первичные осадочные структуры могут быть установлены								Первичные структуры не установлены
Первичные компоненты не были связаны между собой в процессе осаждения		Первичные компоненты были связаны между собой в процессе осаждения		Первичные компоненты не были связаны между собой в процессе осаждения		Подразделяются по физическим показателям структурных элементов, размеру и морфологии кристаллов и т.д.		
Фирменные элементы (зерна) имеют алевроитовую и песчаную размерность (<2 мм)		Баундстоун — автохтонный известняк, первичные компоненты которого связывались организмами в процессе осаждения; остатки организмов находятся в положении роста		Более 10 % фирменных элементов имеют размер >2 мм				
Содержится илистый материал пелитовой и мелко-алевритовой размерности		Илистого материала мало		Содержится илистый материал, образующий цемент порового и базального типов		Илистого материала мало, зерна соприкасаются друг с другом		
Зерна не соприкасаются друг с другом и заключены в илистом материале		Зерна соприкасаются и поддерживают друг друга						
Зерен <10%	Зерен >10%							
Мадстоун — микроили тонкозернистый известняк с незначительным содержанием фирменных элементов размером <2 мм	Вакстоун — микрит, тонкозернистый известняк с достаточными фирменными элементами (до 40-50%) размерами <2 мм.	Пакстоун — известняк, состоящий из фирменных элементов размером <2 мм, с тонкозернистым цементом и базального типов	Грейнстоун — известняк, состоящий из фирменных элементов размером <2 мм, с яснокристаллическим (спаритовым) цементом порового и базального типов	Бафлстоун — автохтонный известняк, в котором первичные компоненты осадка улавливались и осаждались между стеблевыми организмами; последние уменьшали скорость движения воды, что служило причиной осаждения	Байндстоун — автохтонный известняк, в котором пластинчатые и таблитчатые организмы покрывали, инкрустировали и связывали первичные компоненты осадка; остатки организмов могут составлять не более 15 % объема породы	Фреймстоун — автохтонный известняк, в котором массивные формы организмов образуют во время осадконакопления прочный трехмерный остов. Следовательно, остатки организмов образуют опорный каркас, промежутки которого могут заполняться карбонатным материалом иной структуры	Флаутстоун — известняк, состоящий из фирменных элементов, в том числе гравийной (рудитовой) размерности, с микротонкозернистым цементом порового и базального типов	Рудстоун — известняк, состоящий из фирменных элементов, в том числе гравийной (рудитовой) размерности, с яснокристаллическим (спаритовым) цементом порового типа

Таблица 9.3.

Структурная классификация карбонатов В.Г.Кузнецова (Кузнецов, 2007).

Структуры	Биоморфные (состоящие из целых остатков организмов в положении роста)			Зернистые (граноморфные)			Кристаллические (кристалломорфные, кристаллитовые)		Обломочные	
	Биогермные (зоо- и фитобиогермные)			Цельнораковинные	Скелетные	Нескелетные (форменные)	Равнозернистые (равнокристаллические, гомеомерные, гомеометрические, гомеометрически-зернистые)	Разнозернистые (разнокристаллические, гетероморфные, гетерометрические, гетерометрически-зернистые)	По размеру и частично по окатанности карбонатных обломков	
	Ветвистые	Пластинчатые	Обволакивающие (и цементирующие)							
Примеры пород — известняков (доломитов)	Коралловые, мшанковые, строматопорвые, эпифитоновые, серпуолпуолвые и др.	Палеоаплизинвые и др.	Строматолитовые и др.	Ракушники: фораминиферовые, устричные, птероподовые, гастроподовые, тектакулитовые, сферовые и т.д.	Органо-генно-обломочные (детритовые): состоят из определенных обломков органических остатков размером обычно более 0,1 мм	Шламовые: состоят из неопределимых обломков органических остатков размером обычно менее 0,1 мм	Пизолитовые, оолитовые, псевдооолитовые, онколитовые, комковатые, сгустковые, пелоидные, пеллетовые, сферлитовые, копролитовые, желваковые и т.д.	Пелитоморфные < 0,005 мм Микрозернистые (кристаллические) 0,005 — 0,05 мм Тонкозернистые (кристаллические) 0,05—0,1 мм Мелкозернистые (кристаллические) 0,1—0,25 мм Среднезернистые (кристаллические) 0,25 — 0,5 мм Крупнозернистые (кристаллические) 0,5—1,0 мм Грубозернистые (кристаллические) 1,0 — 2,0 мм Гигантозернистые (кристаллические) > 2,0 мм	Разнозернистые, в том числе порфировидные и др.	Известняковые (доломитовые) брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты
					Полибиогермные, полифитовые	Включая мел		Включая туфы и травертины, имеющие крустификационную структуру (точнее, текстуру, так как она характеризуется взаимным расположением кристаллов в пространстве)		

Структурные классификации, по мнению ряда исследователей, являются наиболее универсальными, в силу их объективности. То есть, один и тот же известняк большинство исследователей с высокой долей вероятности назовут одинаково, так как название того или иного известняка строится из количества и типа органических остатков, характера их взаимоотношения в породе, а также типа и структуры цемента, которым они сцементированы.

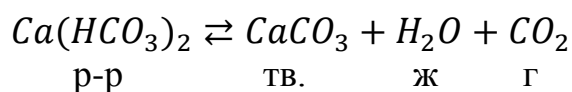
Генетические классификации являются довольно популярными в отечественной геологии. Обычно выделяют четыре типа карбонатных пород по происхождению: хемогенные, биохемогенные, биогенные и обломочные. Наиболее популярной среди них является классификация, предложенная В.Т.Фроловым (Фролов, 1992). Однако в данной классификации не выделена самостоятельная группа биохемогенных известняков, доля которых по мере появления все более тонких методов изучения вещества возрастает. Согласно Фролову следует выделять седиментогенные карбонаты (биогенные, хемогенные и механогенные), образованные в результате осаждения вещества непосредственно в зоне осадкообразования и метасоматические (элювиальные, пещерные, постседиментогенные). Довольно большой популярностью у отечественных геологов пользуется и генетическая классификация И.В.Хворовой (1958). Согласно этой классификации по происхождению следует выделять четыре основных типа известняков: обломочные, хемогенные, органогенные и криптогенные. Из перечисленных групп, пожалуй, следует уточнить лишь понятие криптогенные известняки. Это переработанные известняки без сохранения следов первичного материала (продукты перекристаллизации с потерей первоначального строения, микрозернистые — частью, комковатые, узорчатые).

Структурно-генетические классификации являются смешанными по принципу выделения типов известняков и учитывают как структурный принцип выделения карбонатов, так и несет в себе генетическую нагрузку, указывая на обстановки образования отложений. Такие классификации в последнее время становятся все более популярными, как правило, хорошо применимы на примерах отдельных областей или регионов. При этом нередко, такие классификации значительно подробнее и полнее отражают особенности строения и происхождения пород, нежели структурные и генетические и тем более вещественные. Однако универсальное использование таких классификаций для огромного многообразия карбонатов является малопригодным, и может лишь усложнить задачу отнесения геологом того или иного известняка к определенному типу.

ОСНОВНЫЕ ОБСТАНОВКИ И МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ

Как уже отмечалось, существует четыре основных способа образования известняков: биогенный, биохемогенный, хемогенный, механогенный.

Прежде чем раскрывать сущность образования кальцита первыми их трех перечисленных способов необходимо записать главную реакцию образования карбоната кальция (кальцита). Такой реакцией является реакция карбонатного равновесия:



Суть реакции сводится к тому, что: увеличение доли растворенной углекислоты в среде минералообразования (парциального давления CO_2) способствует переходу твердого кальцита в растворенное состояние. И напротив снижение парциального давления углекислоты в среде способствует образованию кальцита в твердом состоянии. Данная реакция является довольно упрощенной и не учитывает содержание в среде других возможных компонентов (Na , Cl , Mg , SO_4), которые могут существенно изменять параметры устойчивости кальцита (рис. 9.2.).

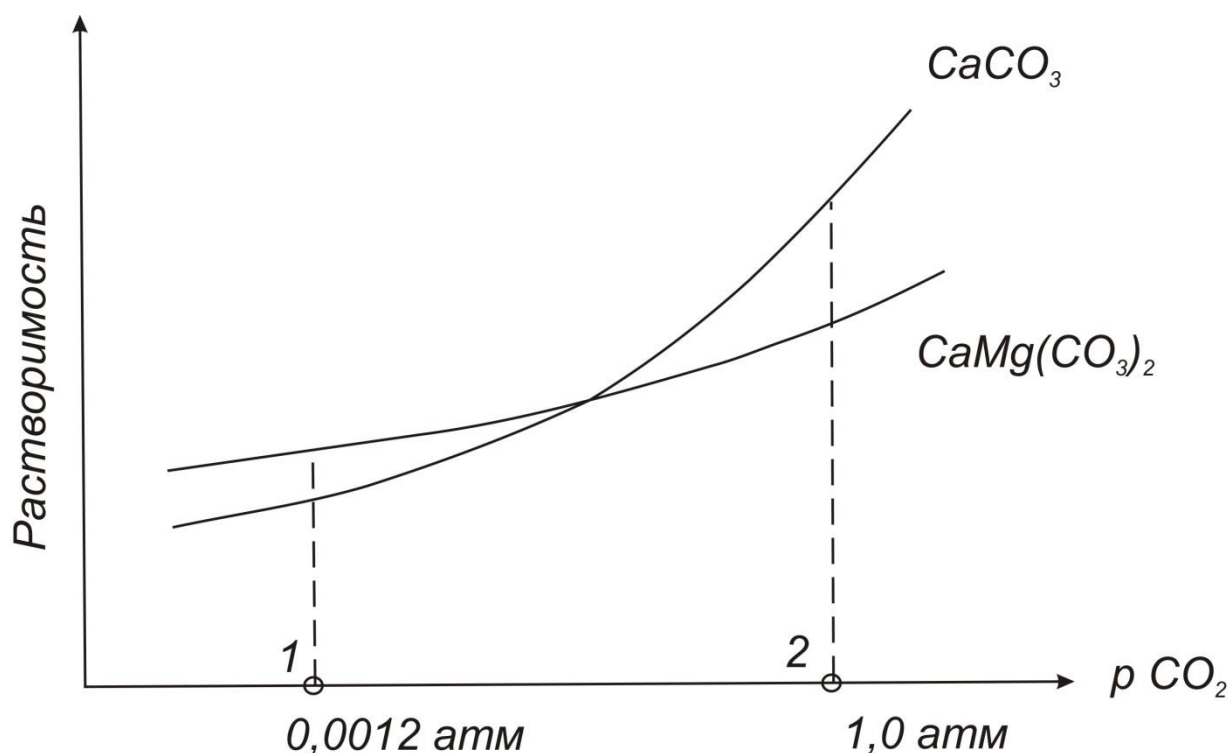


Рис. 9.2. Диаграмма устойчивости кальцита и доломита в зависимости от парциального давления углекислоты в среде.

Достаточно важным обстоятельством, является то, что в той или иной мере, все карбонатонакопление на планете, будь то биогенный, хемогенный или биохемогенный путь извлечения кальцита из среды, подчиняется данному уравнению.

Биогенный способ извлечения кальцита, арагонита или высокомагнезильного кальцита, заключается в извлечении организмами карбоната кальция из окружающей среды для строительства своего минерального скелета (раковины, кораллы, панцири, членики и др.).

Биохемогенный способ заключается в выпадении карбоната кальция в твердую фазу в результате жизнедеятельности фотосинтезирующих водорослей, которые в период цветения способны понижать давление углекислоты в среде, провоцируя, тем самым выпадения кальцита. Типичным примером могут являться строматолитовые известняки, образующиеся в результате жизнедеятельности простейших сине-зеленых водорослей.

Хемогенный способ заключается в естественной кристаллизации карбоната кальция за счет перенасыщения раствора и смещения уравнения карбонатного равновесия в правую сторону. Характерным примером хемогенных известняков можно считать известковые туфы, натечные пещерные известняки и др.

Механогенный способ образования известняков заключается в разрушении ранее существовавших карбонатных пород и переотложении их в виде обломков, которые впоследствии литифицируются, давая начало обломочным или литокластовым известнякам.

Доломиты – это породы более чем на 50% сложенные минералом доломитом. Среди примесей обычно отмечают: *кальцит, глинистый материал, обломочный материал, окислы и гидроокислы железа и т.д.*

Доломиты обычно классифицируются по тому же принципу что и известняки: вещественному, структурному и генетическому.

Говоря о вещественных классификациях, следует отметить, что для доломитов наиболее характерными примесями являются кальцит и глинистый материал. Соответственно схемы, представленные в таблице 9.1. и рисунке 9.1. вполне справедливы и для классификации доломитов по вещественному принципу. То же касается и структурных классификаций. Так как доломиты (седиментационные) являются крайне схожими по происхождению образованиями с известняками, то есть состоят из тех же структурных компонентов, что и известняки, то применение структурных классификаций разработанных для известняков, вполне справедливо и для доломитов.

Однако наиболее популярным, по крайней мере, у отечественных геологов, принципом классификации доломитов пользуется генетический принцип. По генезису выделяют два основных типа доломитов:

- доломиты биогенные и биохемогенные;
- доломиты метасоматические.

Биогенные и биохемогенные доломиты обычно формируются в условиях жизнедеятельности водорослей, в частности некоторых строматолитов. Особенно это характерно для докембрия, когда в атмосфере преобладала углекислота, и в Мировом океане практически не было свободного кислорода. Простейшие водоросли осаждали доломит. Наиболее часто встречающимися среди таких доломитов являются строматолитовые доломиты.

Метасоматические доломиты образуются в результате метасоматического замещения известняков на дне морей и океанов, а также в условиях диа-, катагенеза и вторичных изменений пород в бассейне породообразования.

Характерным примером могут служить вторичные доломиты резервуаров нефти в карбонатных коллекторах, например, Волго-Уральского региона. Нередко в разрезах осадочных толщ отмечаются мощные толщи доломитовых пород, являющихся продуктами диагенетической доломитизации известкового осадка. Для диагенетических доломитов обычно характерны мелко, тонкозернистые структуры. Для доломитов катагенетических и вторичных обычно более характерными являются средне, крупно, и даже гигантозернистые структуры. При этом такие доломиты обычно имеют четкие ромбоэдрические очертания зерен с несколькими зонами роста. В иностранной литературе они обычно именуется седловидными доломитами («saddle dolomites»).

Мел – микрозернистая или пелитоморфная по структуре горная порода, более чем на 50% состоящая из минерала кальцит. Характеризуется белой окраской, легко оставляет белую черту, бурно реагирует с соляной кислотой. Традиционно в группе карбонатных пород выделяется в качестве самостоятельной, хотя, как видно из определения, породу по существу можно назвать известняком. Порода состоит из тончайших фрагментов планктонных микроорганизмов – коколитофорид. Образуется в условиях с низкой гидродинамикой среды, обычно в заглубленных участках морского шельфа, то есть в условиях, где тонкий по размерности кальцитовый планктоногенный осадок способен накапливаться и не выноситься течениями.

Мергели – это существенно микрозернистые или пелитоморфные по структуре, обычно мягкие породы, по сути являющиеся переходными между глинистыми и карбонатными. Содержание глинистого материала 25-75%, карбонатного 75-25%. Карбонатный материал может быть как кальцитовым, так и доломитовым по минеральному составу. Таким образом, выделяют известковый мергель или просто мергель и доломитовый мергель (домерит). Типичными обстановками образования мергелей являются застойные условия с низкими параметрами гидродинамики среды, когда тонкий пелитовый по размерности материал (размер зерен менее 0,01 мм) способен осаждаться на дне морских и озерных бассейнов. Наиболее характерными обстановками накопления карбонатно-глинистых образований, дающих впоследствии мергели, являются мелководные участки осолоняющихся бассейнов, отшнурованные или имеющие слабую связь с морским бассейном лагуны. Нередко мергели характерны для континентальных опресняющихся морей и озер.

Магнезиты – Породы более чем на 50% состоящие из минерала магнезит. Обычно серые, светло-серые по окраске породы, часто пигментированные черным углистым материалом. Редко образуются первично осадочным путем, за исключением синседиментационных конкреций, также довольно редко встречающихся среди осадочных образований. Обычно же являются продуктами метасоматического замещения доломитов в результате постседиментационных изменений пород.

Изучение карбонатов позволяет с довольно высокой детальностью восстанавливать условия осадконакопления, что зачастую недоступно для других осадочных образований (Кузнецов, 2007). Однако карбонатные породы

подвержены довольно существенным вторичным преобразованиям, что с одной стороны затирает информацию о их первичной структуре и текстуре и с другой позволяет рассматривать карбонатные образования в качестве объектов для изучения особенностей постседиментационного изменения пород.

По разным оценкам в карбонатных образованиях сосредоточено от 35 до 48% мировых запасов нефти (Кузнецов, 2007). Кроме того, с карбонатными породами связаны крупные месторождения строительного сырья, полиметаллических руд. Карбонатные породы используются и в аграрно-сельскохозяйственных нуждах. Область применения карбонатных пород довольно высокая и затрагивает практически все отрасли производства.

10. СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ

К соляным или эвапоритовым породам относят легкорастворимые породы, состоящие из геохимически высокоподвижных элементов. Сюда традиционно относят сульфатные и хлоридные породы, другие соли (бораты, нитраты, двойные соли и др.) практически не рассматриваются, в силу их малой распространенности. Таким образом, в рамках соляных пород, рассмотрим лишь сульфатные и хлоридные породы.

По условиям образования соли делят на морские и континентальные. Последние подразделяются на озерные, почвенные и обломочные.

К породам сульфатам относят породы содержание минералов сульфатов, в которых превышает 50%. К наиболее распространенным сульфатным породам относятся:

- гипсы;
- ангидриты.

Эти породы состоят из следующих минералов:

- гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$;
- ангидрит CaSO_4 ;
- мирабилит $\text{Na}_2[\text{SO}_4] \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

Гипсы – породы более чем на 50% состоящие из минерала гипс. Обычно образуют зернистые тела в виде линз или пластов различной мощности и протяженности. Часто образуют стяжения в виде желваков, вкраплений, прожилков и т.д. Окраска обычно серая, белая, розовая, желтая и др. Легко царапаются ногтем, в силу малой твердости по шкале Мооса (2). Выделяют несколько разновидностей гипса. Наиболее распространенными являются тонкозернистые агрегаты гипса, иногда называемые алебастром и волокнистая разновидность гипса – селенит. Существует также прозрачная, редко встречающаяся разновидность именуемая «марьино стекло». Происхождение гипсов исключительно хемогенное. Образуются в результате выпадения из истинных растворов геохимически высокоподвижных ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} в условиях ослоняющихся лагун и участках бассейнов периодически теряю-

щих связь с морем. Относятся к породам эвапоритам, являются маркерами аридного типа литогенеза. В постседиментационных условиях образуются вследствие миграции сульфатсодержащих растворов, при этом формируя прожилковые и гнездовидные выделения.

Ангидриты – породы более чем на 50% состоящие из минерала ангидрит. Встречаются в виде пластов и линз, нередко довольно большой мощности. В образцах обычно серые, голубовато-серые по окраске. Отличительным признаком большинства ангидритов является голубоватый отлив пород, они, не царапаются ногтем и несколько тяжелее гипса. Твердость по шкале Мооса составляет 3,5. Ангидриты по происхождению являются продуктами дегидратации гипса. Однако имеются исследования показывающие, что в древние геологические эпохи ангидриты могли формироваться и седиментационным путем, однако наблюдения за современным образованием минералов в эвапоритовых бассейнах показывают, что при осаждении сульфата кальция образуется гипс, за исключением единичных озер жарких пустынных областей. Это объясняется зависимостью растворимости минералов от температуры. При температуре свыше 42° образуется ангидрит, при более низкой температуре – гипс. К тому же показатели солености и особенности насыщения бассейна различными солями также могут сдвигать температуры образования ангидрита.

Гипсы и ангидриты нередко встречаются совместно. Из-за высокой растворимости минералов и способности их превращаться друг в друга весьма затруднительно установить их первичность или вторичность.

Хлоридные породы достаточно разнообразны. Среди наиболее часто встречающихся следует выделить следующие:

- каменные соли;
- калийные соли;
- калийно-магнезиальные соли.

Основными минералами соляных пород являются:

- галит NaCl ;
- сильвин KCl ;
- бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$;
- карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Каменные соли – породы более чем на 50% состоящие из минерала галит. Нередко содержание галита составляет свыше 99%. Каменные соли обычно характеризуются серой и белой окраской, реже голубовато-серой, иногда грязно серой. Характерными признаками является соленый вкус, совершенная спайность, кубический габитус зерен, твердость по шкале Мооса – 2. Каменные соли в разрезах осадочных толщ могут формировать толщи мощностью более нескольких километров. Образуются вследствие испарения воды и кристаллизации высокоподвижных ионов Na^+ и Cl^- в осолоняющихся лагунах, заливах, периодически теряющих связь с морем, а также озерах пу-

стынь и полупустынь. Являются яркими представителями аридного типа литогенеза. Нередко выступают в качестве хороших по качеству покрышек над залежами нефти и газа.

Калийные соли состоят из минерала сильвин и галит, при этом содержание сильвина составляет в среднем 15-20%, иногда до 50%. В виде примесей нередко ангидрит и глинистый материал, в качестве постоянной примеси присутствуют доломит и магнезит. Характерной чертой калийной соли является горько-соленый вкус, и наличие кирпично-красных пятнистых или полосчатых выделений. Калийные соли, наряду с калийно-магнезиальными и калийно-сульфатными солями обычно завершают циклы накопления соленосных отложений, так как для их образования требуется уменьшение объема воды, от первоначального, минимум в 50-60 раз.

Калийно-магнезиальные соли обычно встречаются в ассоциациях с калийными солями. Обычно именно калийно-магнезиальные соли, в частности бишофит, выпадают в последнюю очередь в условиях осушения лагуны или бассейна конечного стока. Эти соли образуют малые концентрации и, как правило, рассеяны среди соленосных отложений представленных каменными и калийными солями.

В качестве второстепенных минералов в эвапоритовых бассейнах заключительных стадий развития присутствуют минералы натриевых солей угольной кислоты – сода (NaHCO_3). Сода выпадает из раствора при естественном понижении температуры рапы. Обычно образует пласты по краям озерных котловин, реже, в условиях периодического высыхания водоемов пластовые и линзовидные залежи небольшой мощности.

В целом же следует отметить, что значение соляных пород довольно большое. Это и ценные полезные ископаемые, и объекты позволяющие реконструировать условия древних геологических эпох.

11. КАУСТОБИОЛИТЫ

Под каустобиолитами понимают твердые горючие полезные ископаемые. Сюда относятся богатые органическим веществом горные породы, которые представляют собой продукты преобразования растительных и животных остатков под действием геологических факторов.

Среди пород каустобиолитов по типу органического вещества выделяют три группы:

- гумусовые каустобиолиты;
- липтобиолиты;
- сапропелиты.

К **гумусовым каустобиолитам** относятся продукты преобразования высшей растительности (корни, кора, листья, ветви, стволы). Сюда относятся следующие горные породы:

- торф;
- бурые угли;
- каменные угли;
- антрациты.

Торф – образуется в пресноводных болотах, бескислородных при минимуме жизнедеятельности микроорганизмов. Главным продуктом для образования торфа являются торфяные мхи.

Бурый уголь – продукт переходной стадии между торфом и каменным углем. Плотные образования, быстро окисляющиеся и разрушающиеся на воздухе. Встречаются в виде землистых масс и плотных пропластков. Содержание чистого углерода – 60-75%.

Каменный уголь – продукт более высокой степени углефикации. Более плотный чем бурый уголь, по окраске черный, блеск матовый. Твердость 0,5-2,5. Содержание чистого углерода – 75-92%.

Антрациты – продукт еще более высокой степени углефикации. Образуется при высоких температурах и больших давлениях. Стадия метабензена преобразования осадочных пород. Характерен серо-черный цвет, металло-видный блеск, электропроводность. Содержание чистого углерода – 92-97%.

Липтобиолиты – редкая разновидность углей, не имеющая промышленного значения. Они образованы наиболее стойкими компонентами высших растений, не подверженных разложению: оболочки спор, кутикулы (тонкая пленка на эпидерме листьев, молодых стеблей), кора, скопления смолы. В зависимости от преобладающей компоненты растительной ткани липтобиолиты подразделяются на кутикуловые, споровые и другие разновидности. Липтобиолиты встречаются в виде линз и прослоев среди бурых, каменных углей. Они отличаются повышенным содержанием водорода и летучих веществ.

Сапропелиты представляют собой каустобиолиты, органический материал которых содержит очень мало остатков наземных растений. Образуются они за счет углефикации скоплений низших одноклеточных водорослей и состоят из остатков клеточной ткани, спор, кутикулы, а также из основной сапропелевой (битумной) и гумусовой массы. Залегают в виде прослоев среди гумусовых углей, очень редко в виде самостоятельных пластов. Сюда же относят *горючие сланцы* – породы представленные аргиллитами, мергелями или карбонатно-кремнистыми породами со значительным, до 50-60%, содержанием битуминозных веществ.

Литература

1. Котельников Д.Д. Глинистые минералы осадочных пород / Д.Д.Котельников, А.И.Конюхов. – М.: Недра, 1986. – 247 с.
2. Кузнецов В. Г. Литология. Основы общей (теоретической) литологии. – М.: Научный мир, 2011. – 360 с.
3. Кузнецов В.Г. Литология. Осадочные горные породы и их изучение: Учеб. Пособие для вузов / В.Г.Кузнецов. – М.: ООО Недра-Бизнесцентр», 2007. – 511 с.
4. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных / А.В.Маслов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 290 с.
5. Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли / А.Б.Ронов. – М.: Наука, 1993. – 144 с.
6. Фролов В.Т. Литология / В.Т.Фролов. Кн. 2. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 300 с.
7. Япаскурт О.В. Литология. – М.: Академия, 2008. – 336 с.
8. Dunham R.J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture / R.J.Dunham // Classification of carbonate rocks: Simp. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. – Ed. W.E.Ham, 1962. – V.1 – P. 108-121.
9. Embry A.F. A late Devonian reef Traction north-eastern Banks Island, Northwest Territories / A.F.Embry, J.E.Klován // Bull. Can. Petrol. Geol., 1971. – V.19. – P. 730-781.
10. Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones / R.L.Folk // Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol. – 1959. – 43. – P. 1-38.
11. Schulz H.D., Zabel M. Marine geochemistry. – Springer-Verlag, 1999, 2006.

Интернет-ресурсы

1. <http://www.lithology.ru>
2. <http://www.jurassic.ru/amateur.htm#4>
3. <http://bookfi.org/>
4. <http://elibrary.ru>
5. <http://www.sciencedirect.com/>
6. <http://www.scopus.com>