

ПЕРВОЕ ВЫСШЕЕ ТЕХНИЧЕСКОЕ УЧЕБНОЕ ЗАВЕДЕНИЕ РОССИИ



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

УТВЕРЖДАЮ

Руководитель программы
аспирантуры
с.н.с. О.М. Прищепа

**МЕТОДИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ
ДЛЯ САМОСТОЯТЕЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ ДИСЦИПЛИНЫ**

**СЕДИМЕНТАЦИОННО-ФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ**

Подготовка научных и научно-педагогических кадров в аспирантуре

Область науки:	1. Естественные науки
Группа научных специальностей:	1.6. Науки о Земле и окружающей среде
Научная специальность:	1.6.11. Геология, поиски, разведка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений
Направленность (профиль):	Геология месторождений нефти и газа
Отрасли науки:	Естественные
Форма освоения программы аспирантуры:	Очная
Срок освоения программы аспирантуры:	3 года
Составитель:	к.г.-м.н., доцент. А.В. Мартынов

Содержание

Введение	3
Раздел 1. Введение в курс «Седиментационно-фациальные модели нефтегазоносных бассейнов»	6
Раздел 2. Формирование осадочных пород на стадиях диагенеза и катагенеза	10
Раздел 3. Литологические и фациальные особенности пород в терригенных и карбонатных толщах	32
Раздел 4. Методы седиментологических исследований пород в скважинном и межскважинном пространстве	46
Литература	57

ВВЕДЕНИЕ

Самостоятельная работа – обязательная и неотъемлемая часть учебной работы аспиранта по данной учебной дисциплине. Общие планируемые затраты времени на выполнение всех видов аудиторных и внеаудиторных заданий соответствуют бюджету времени работы аспирантов, предусмотренному учебными планами по дисциплине в текущем семестре.

В подготовке аспирантов направления 05.06.01 Науки о Земле, направленность (профиль) «Геология, поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений», значительную роль играет дисциплина «Седиментационно-фациальные модели нефтегазоносных бассейнов».

Цель учебной дисциплины «Седиментационно-фациальные модели нефтегазоносных бассейнов» – ознакомление с теоретическими и методологическими основами седиментологии, обстановками осадконакопления в пределах нефтегазоносных бассейнов, возможностями генетических интерпретаций осадочных последовательностей на основе принципа актуализма для выявления в разрезе интервалов пород-коллекторов и пород-флюидоупоров различного качества.

Задачами изучения дисциплины являются:

- приобретение знаний о современных процессах и обстановках осадконакопления;
- изучение общих закономерностей седиментогенеза, проводить формализацию геологической информации и переносить её на машинные носители;
- освоение методов макроскопического описания первичных признаков осадочных пород и приобретение навыков их генетической интерпретации, эффективно собирать и сохранять информацию с применением компьютерной техники;
- овладение способами построения колонок, литологических профилей и палеогеографических карт, обрабатывать информационные данные с использованием прикладных компьютерных программ

В результате изучения дисциплины аспиранты должны **знать**:

- процессы, происходящие при выветривании, переносе и отложении осадков в различных средах;
- первичные признаки осадочных горных пород и способы их интерпретации;
- методы литолого-фациального, палеогеографического, палеотектонического анализа.

В результате изучения дисциплины аспиранты должны **уметь**:

- основные положения фундаментальных естественных наук и научных теорий при проведении научно-исследовательских работ с целью изучения литолого-фациальных особенностей нефтегазоносных бассейнов;
- анализировать особенности стратиграфии, тектоники, магматизма, метаморфизма и определять по ним геологические процессы и обстановки, в которых они протекали;
- составлять литолого-фациальные, палеогеографические, палеотектонические схемы.

Объем курса «Седиментационно-фациальные модели нефтегазоносных бассейнов» определяется программой, утвержденной методической комиссией Санкт-Петербургского государственного горного университета.

На лекциях и лабораторных занятиях изучают основные положения дисциплины, необходимые дополнительные данные, закрепляют приемы техники выполнения различных работ по курсу.

Значительной частью учебной работы аспиранта является самостоятельное освоение материала курса по учебникам и учебным пособиям.

Необходимо придерживаться определенного порядка проработки материала и выполнения упражнений.

1. Изучение учебного материала рекомендуется вести следующим образом: внимательно прочитать материал раздела и выделить, основные вопросы; разобрать примеры, схемы, построения и чертежи, которые приведены в учебных пособиях. отметить вопросы, которые остались непонятыми (такие вопросы необходимо разобрать с преподавателем на консультации), написать в рабочей тетради ответы на вопросы для самопроверки по данному разделу и выполнить упражнения.

К изучению материала следующего раздела программы нужно переходить только после усвоения предыдущего раздела, письменных ответов на вопросы для самопроверки и выполнения практических упражнений по проработанному разделу.

РАЗДЕЛ 1. ВВЕДЕНИЕ В КУРС «СЕДИМЕНТАЦИОННО-ФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ»

Принцип актуализма в моделировании процессов геологического прошлого

Актуализм (англ. actual, франц. actuel — настоящий, современный) — одна из форм исторического метода в геологии. Актуализм исходит из принципа: «Настоящее есть ключ к пониманию прошедшего», то есть изучение процессов, происходящих в современных условиях, принимается за основу для суждения о процессах и условиях минувших геологических периодов. Принцип актуализма отражает вывод о том, что геологические отложения и среда, условия, в которых происходит их образование, представляют собой единство.

Определение фации

ФАЦИЯ – (от лат. facies – лицо, облик) в геологии понятие, возникшее в 19 в. для обозначения изменений состава осадочных г.п. и заключенных в них орг. остатков в пределах одного страт. горизонта на площади его распространения. Термин предложил швейцарский геолог А.Грессли (1839).

В современном толковании существуют два варианта понимания фации:

- Фация - порода, возникающая в определённой обстановке;
- Фация - обстановка осадконакопления (современная или древняя), овеществлённая в осадке или породе.

Современные определения фаций отражают следующее:

- 1). Породы или осадки с одинаковым комплексом первичных признаков (литологических, палеонтологических).
- 2). Физико-географические условия, т.е. обстановки осадконакопления.
- 3). Характерные признаки осадочных пород, по которым можно восстановить условия их образования.

Понятие «физико-географические условия (обстановка)» очень важно и постоянно употребляется в учении о фациях. Под ними подразумеваются все условия и характер среды осадкообразования, например

- 1) субаквальная или субаэральная среда;
- 2) приуроченность к тем или иным геоморфологическим элементам суши;
- 3) характер (озеро, лагуна, морской бассейн) и вероятная глубина бассейна;
- 4) положение в определенной части бассейна (прибрежной, батинальной, на открытом шельфе, в застойной зоне и т.д.);
- 5) удаленность от береговой линии;
- 6) динамика среды;
- 7) условия жизни и захоронения организмов и т.д.

Условия осадконакопления определяются рельефом, климатом, тектоникой и особенностями развития жизни на Земле в данный период.

Различают фации современные и фации ископаемые.

Среди ископаемых: литофации, биофации, минеральные фации, геохимические фации и др.

Определение «ископаемых геохимических фаций» дал Л.В. Пустовалов в 1933 г. Он понимал их как пласт или свиту пластов, на всем протяжении обладающих одинаковой геохимической характеристикой, возникшей в процессе образования пород. Термин «гео-

химические фации» получил широкое признание среди геологов-нефтяников, т.к. указывает на геохимические особенности среды осадконакопления и диагенеза, имеющих важное значение для накопления исходного для нефти ОВ.

В нефтяной геологии разработаны методы фациального анализа по материалам специальных сейсмических исследований с выделением так называемых «сейсмофаций».

Объем фаций может быть разным: микрофации, элементарные фации, макрофации, группы макрофаций, фациальные пояса (Дж.Уилсон) и комплексы фаций (Д.В. Наливкин).

Важнейшими критериями при фациальном анализе являются:

1. Вещественный состав пород (осадков), включая аутигенные минералы, конкреции и особенности цемента.
2. Гранулометрия породы (осадка). Цвет. Структура. Состав обломков, их окатанность характер поверхности. Особенности поверхностей напластования, размыва, следов перерыва в осадконакоплении. Ориентировка обломочных компонентов и некоторых орг. остатков. Присутствие подводно-оползневых деформаций, оплывания осадков и нептунических даек.
3. Текстурные особенности – типы и характер слоистости и слойчатости. Детальнейшее изучение цикличности и ритмичности.
4. Формы залегания пород, их мощности и выдержанность на площади.
5. Палеонтологические особенности. Состав, сохранность и распределение фауны и флоры. Экология.
6. Соленость и газовый режим водоемов.
7. Гидродинамическая активность среды осадкообразования.
8. Кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия.
9. Характер и направленность тектонического режима. Особенности цикличности и ритмичности или их отсутствие.
10. Сравнение с аналогичными современными осадками.

Научное и практическое значение седиментологических исследований

Научное значение очевидно: воссоздание геологической истории осадочной оболочки Земли – стратисферы – невозможно без реконструкции прошлых обстановок осадконакопления.

Практическое значение связано с изучением закономерностей распространения полезных ископаемых (в том числе нефти и газа) в осадочно-породных бассейнах.

Вопросы для самопроверки:

1. В чем заключается принцип актуализма?
2. Что такое фация?
3. Что такое «седимент»?
4. От чего зависит первичная окраска пород?
5. О чем свидетельствует структура осадочной породы?
6. Что называется текстурой породы?
7. Что такое «сейсмофация»?
8. Как выделяются сейсмофации?
9. В чем заключается закон Головкинского-Вальтера?
10. Каково значение седиментологических исследований?
11. Что такое «терригенные кластические зерна»? Как они образуются?

12. Какие свойства воды влияют на процессы выветривания?
13. Что такое «водородный потенциал (pH)»?
14. От чего зависит окислительно-восстановительный потенциал (Eh)?

РАЗДЕЛ 2. ФОРМИРОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА СТАДИЯХ ДИАГЕНЕЗА И КАТАГЕНЕЗА

Способы образования осадков

Седимент в переводе с английского означает «осадок».

Формирование осадочных пород (ОП) представляет сложный длительный процесс.

В образовании ОП выделяются следующие стадии:

1. Образование исходного материала.
2. Перенос осадочного материала.
3. Накопление осадков (седиментогенез).
4. Преобразование осадка в породу (диагенез).
5. Изменение осадочной породы до метаморфизма (катагенез) или начала выветривания (гипергенез).

Различают следующие основные способы образования осадков:

- 1 – механический (вторичный),
- 2 – химический (хемогенный),
- 3 – биогенный.

Происхождение терригенных кластических зерен

Терригенные кластические (обломочные) зерна являются фрагментами пород и минералов. Они образуются при физическом или химическом разрушении исходной породы. В результате образуются характерные продукты разрушения и растворы. Перенос под действием силы тяжести, с помощью ветра и воды приводит к дальнейшему разрушению и изменению частиц. Химические изменения частиц могут происходить и после их отложения, в области диагенеза. Поэтому по своей химической и физической природе обломочные отложения радикально отличаются от исходной породы.

Роль воды в выветривании пород

Отличительные свойства воды:

а) Высокая растворяющая способность воды по отношению к веществам с ионным типом связи.

б) Высокое поверхностное натяжение и большая способность проникать по капиллярам, высокая температура плавления и большой диапазон температур, при которых вода находится в жидкой фазе.

в) с понижением температуры вязкость воды возрастает. Это результат увеличения числа водородных связей и, следовательно, размера связанных ими ассоциаций молекул.

г) Плотность воды при понижении температуры увеличивается. Это обусловлено сжатием, вызываемым уменьшением теплового движения молекул. Однако в то же самое время идет обратный процесс: из-за образования все большего числа водородных связей происходит расширение. При температуре ниже 4°C тетраэдрические молекулярные группировки начинают перестраиваться в гексагональные структуры льда, и плотность вновь уменьшается. Расширение продолжается до температуры — 22°C, при которой лед достигает своей минимальной плотности и максимального давления расширения. Рост кристаллов в микротрещинах пород может вызывать высокие напряжения.

д) Молекулы воды диссоциируют на ионы H^+ и OH^- при любых температурах, однако обычно степень диссоциации очень мала. Ион H^+ ответствен за кислотность водных растворов. Величина **pH** – отрицательный логарифм концентрации свободных ионов H^+ ,

выраженной в граммах на литр. В водных растворах под действием других реакций и реагентов образуются ионы H^+ или OH^- . Например, ионы H^+ образуются в речной или почвенной воде при участии углекислого газа, а также под действием гуминовых кислот и кислот бактериального происхождения. Ионы OH^- или HCO_3^- могут соединяться с замещенными катионами и образовывать растворы или локальные осадки.

Окисление и восстановление

Химические элементы в зоне выветривания стремятся к достижению равновесия с окружающей их окислительной или восстановительной средой.

Окисление – потеря электронов. *Восстановление* – присоединение их. Наиболее важный природный окисляющий агент – *кислород*. Окислительно-восстановительный потенциал реакций обозначается **Eh**. Отрицательные величины **Eh** обозначают *восстановительные условия*, а положительные – *окислительные*.

Поведение породообразующих минералов в процессе выветривания приведено на рис. 1.

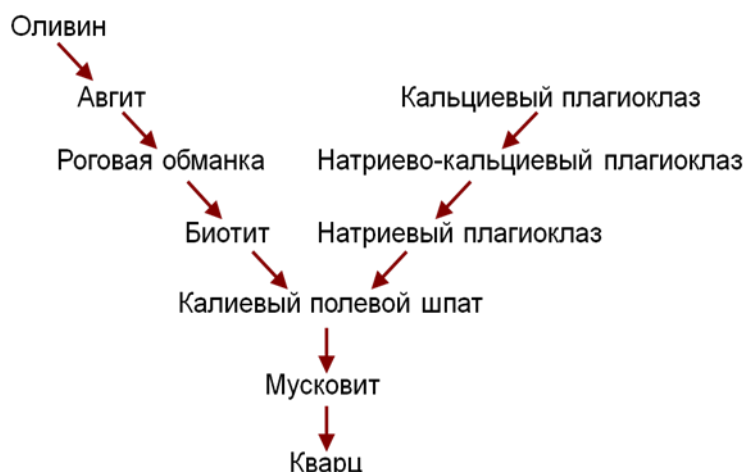


Рис. 1. Устойчивость к выветриванию силикатных минералов изверженных пород

Физическое выветривание

Две наиболее важные формы физического выветривания – *морозное* и *солевое*.

Морозное выветривание – результат расширения воды во время замерзания. Солевое выветривание – гидратация, разогрев и рост кристаллов, приводящие к разрушению породы. Наиболее активно разрушают породы сульфаты Na и Mg.

Главные карбонатные минералы

Карбонат кальция существует в двух минеральных формах – в виде кальцита и арагонита. Оба минерала могут образоваться абиогенным путем или посредством биологического секретирования в твердых частях организмов. Из пресных вод арагонит не осаждается. В условиях поверхности Земли арагонит является метастабильным. Кальциты с содержанием $MgCO_3$ более 5% известны как *высокомагнезиальные* кальциты.

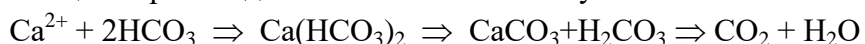
Доломит $CaMg(CO_3)_2$ в основном является диагенетическим минералом.

Современные мелководные тропические и субтропические отложения карбоната кальция сложены преимущественно арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом, тогда как мелководные карбонаты умеренных широт представлены главным образом кальцитом.

Механический способ формирования карбонатных осадков аналогичен таковому для терригенных. Карбонатные осадки образовавшиеся за счет механического разрушения более древних карбонатных пород (как и терригенные) образуют береговые косы, подводные валы, приливные дельты и бары, а так же могут выноситься турбидитными потоками не только в зоны глубокого шельфа, но и в батимальные зоны.

Образование карбонатного материала (CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, MgCO_3) в отличие от терригенного обеспечивается солями, растворенными в речной воде, поступающей с суши. И если, взвешенные формы вещества - основа терригенной седиментации - на 70% задерживаются в устьях рек и на 20% на шельфах и у основания континентального склона, то растворенные формы - основа карбонатакопления - достигают шельфа и склона без заметных изменений. Содержание Ca в морской воде регулируется привносом растворенных солей речным стоком, содержанием CO_2 в атмосфере и в океане, температурой воды и жизнедеятельностью организмов, выделяющих CaCO_3 в твердую фазу.

Главной особенностью карбонатного накопления является преобладание биогенного механизма извлечения CaCO_3 из морской воды по сравнению с хемогенным, где осаждение кальцита происходит чисто химическим путем:



Биогенный механизм извлечения выделения извести организмами подразделяется на 3 способа:

- органический,
- физиологический,
- биохимический.

Выделение извести организмами - разнообразный и большей частью сложный процесс, еще недостаточно изученный. Животные отлагают известь особыми клетками или органами, образуя наружный панцирь или внутренний скелет. Этот процесс относится к «органическому» выделению извести, так же как и у некоторых водорослей, и связан с жизнедеятельностью организмов, которые, усваивая известь из воды, выделяют известковые образования разной микроструктуры и разного химического состава, в зависимости от способов связи кальция с органическими молекулами у различных групп организмов.

Иной процесс карбонатообразования, известный только у растений, называется «физиологическим отложением извести». Он выражается в том, что на поверхности клеток выпадают неправильно расположенные кристаллы карбоната. Такое выпадение карбоната обусловлено фотосинтетической деятельностью растения в водной среде. Для этого процесса необходимо, чтобы растение усвоило бикарбонат кальция, H_2CO_3 , HCO_3 , CO_2 во время фотосинтеза. Все эти компоненты воспринимаются нижней частью листа. Известь выделяется верхней частью листа и образует твердый осадок. Такая «физиологическая полярность» осуществляется обычно в тех растениях, которые имеют билатеральное строение.

Таким образом, различие между «органическим» и «физиологическим» отложением извести заключается в следующем. При «органическом» процессе известь выделяется из клеточного сока внутри клетки или в ее стенках, при «физиологическом» известь выпадает снаружи клеточных стенок. При «органическом» процессе выделенный минеральный осадок состоит из мелких, закономерно расположенных кристалликов кальцита, которые

при хорошей сохранности дают определенные оптические эффекты (затухание волной и т.п.), при этом наблюдается тонкое чередование их с органическим веществом. Микроскопическое строение выпавшего кальцита специфично для отдельных групп водорослей. При «физиологическом» процессе выпадающий кальцит обычно чист от органического вещества, более крупнозернист и его кристаллы не дают закономерного затухания. Если при «органическом» процессе консервируется анатомическое строение водорослевых клеток, то при «физиологическим» отложении извести образуется известковый чехол вокруг слоевища, фоссилизируется его внешняя форма и реже внешняя форма клетки.

«Органическое» отложение извести свойственно всем животным и некоторым водорослям. Именно такой процесс, по-видимому, наблюдается у некоторых багрянок из семейства *Corallinaceae*, в результате чего слоевище водорослей становится твердым, известь консервирует внутреннюю прижизненную анатомическую структуру, которую можно изучать в ископаемом состоянии.

Существует и еще один, третий процесс отложения карбонатов, который можно назвать «биохимическим». Водные растения при этом процессе играют косвенную роль, меняя pH среды при усвоении ими углерода из воды и способствуя химическому выпадению карбонатного осадка. Этот осадок не отличим от кристаллов карбоната, образованных при чисто хемогенной садке, но, располагаясь между нитями водорослей, кристаллики карбоната могут заполнять пространства между нитями и образовывать, таким образом, локальную структуру, отличающуюся от обычного осадка. Биохимический процесс в сочетании с химическим и физиологическим процессами участвует в образовании карбонатных построек строматолитов (Маслов, 1973).

Биогенные карбонатные зерна

Преобладающая часть карбонатных частиц образуется из твердых частей скелетов беспозвоночных известковых организмов. Организмы образуют свои скелеты из арагонита, низкомагнезиального и высокомагнезиального кальцита.

Микритовые оболочки и интракласты

Тонкозернистый, иловой размерности, карбонат называется микритом. На поверхности скелетных обломков вследствие жизнедеятельности сверлящих сине-зеленых водорослей образуются микритовые оболочки. Микритовые оболочки могут замещать раковины целиком. Таким путем образуются аморфные комковатые частицы. К классу интракластов (внутриформационных обломков) обычно относятся карбонатные частицы, которые были переработаны в бассейне отложения.

Пеллеты и пелоиды

Моллюски, черви, ракообразные и другие организмы пропускают через себя обогащенные органическим веществом илы, чтобы извлечь питательные вещества. Использованный ил выбрасывается в виде фекальных *пеллет*. Для обозначения бесструктурной яйцеобразной микритовой частицы, пока ее генезис не будет точно установлен, лучше использовать термин *пелоид*.

Оолиты – овальные или сферические образования, образующиеся путем концентрического нарастания тончайших слоев карбоната кальция на какую-либо затравку (скелетный обломок или песчинку).

Онколиты - овальные карбонатные образования. Как и оолиты, они имеют ядро из обломочного материала и концентрическую слоистую оболочку. От оолитов отличаются

невыдержанностью слоев и несколько большими размерами. Их образование связывают с деятельностью цианобактерий (сине-зеленых водорослей).

Эвапориты

В процессе выпаривания из природных вод осаждаются соли, называемые *эвапоритами*. Простейшей моделью образования эвапоритов является мелководный, отделенный от моря валом бассейн, в котором происходит испарение с пополнением морской водой через узкий проход.

Биогенный кремнезем

Основная часть кремнистых зерен поступает на дно океана после гибели радиолярий и диатомей, использующих кремнезем для построения своих панцирей. Основные области распространения кремнистых илов на океанском дне соответствуют областям высокой биологической продуктивности, где происходит подъем богатых питательными веществами глубинных вод к теплой фотической зоне.

Циклы

Циклы – неоднократно повторяющиеся геологические процессы, а также повторяющиеся комплексы пород, образованные этими процессами.

Цикличность – существование цикла, свойство цикличного процесса, представляющего собой закономерный ряд каких-либо явлений. Этот ряд (цикл) в геологии не обязательно должен повторяться и приводить к исходному положению. Цикличность геол. процессов органически связана с развитием природы, с поступательным ходом событий, проявляющимся то более, то менее отчетливо. Цикличность – более общее и более широкое понятие, чем ритмичность, хотя многие геологи (напр., Д.В. Наливкин, 1956) указывают, что термин ритм более правильно отражает сущность рассматриваемого явления. Иногда цикличностью называют повторяемость циклов, однако для этого существуют др. более подходящие термины – периодичность, ритмичность.

Цикл осадочный платформенных областей – по Страхову (1948) и др., цикл, начинающийся со времени возникновения осадконакопления на вновь образованной платформе и практически заканчивающийся резким преобладанием континентальных условий на большей части платформы. Связан в своем развитии с соответствующим ему по времени тектоно-магматическим циклом платформенных обл., со всеми свойственными ему проявлениями магматизма (в тех случаях, когда он имел место) и тектогенеза.

Под **осадочным ритмом**, вслед за С.В.Тихомировым (1995) и В.С.Сорокиным (1992), понимается совокупность отложений, образовавшихся за время одной трансгрессии и последующей регрессии, т.е. одного полного колебания земной коры (сжатия-расширения), одновременно охватывающего огромные территории. Границы между ритмами отвечают поверхностям перерывов и коррелятивным с ними уровням.

Многопорядковая ритмичность, характерная как для осадочного чехла в целом, так и для каждого подразделения, отражает пульсационное развитие крупных и (на их фоне) малых трансгрессий и последующих регрессий, связанное с периодическими колебаниями уровня Мирового океана (Тихомиров, 1995). Одни и те же ритмы в неизменных сочетаниях прослеживаются в разных структурно-фациальных зонах провинции, платформы. На разных палеотектонических структурах они представлены различными, закономерно меняющимися наборами фациальных типов отложений. Изменяется полнота и непрерывность отложений, их толщины. Но ритмичное строение разновозрастных отложений, не-

смотря на фациальную изменчивость, остается неизменным.

В зависимости от уровня организации ритмичности и в соответствии с масштабом (длительностью) колебаний В.С.Сорокиным выделено четыре класса ритмичности.

К первому классу отнесены **глобальные** ритмы I-V порядка. Они отвечают соответственно

I - эонотемам (например, фанерозой)

II - эратемам (каледонский, герцинский, альпийский)

III - системам

IV - отделаам

V - ярусам

Первые три порядка именуется также **планетарными**. Они отчетливо связаны с движением Солнечной системы по Галактике.

На всех платформах и в сопредельных геосинклинальных областях прослеживаются ритмы VI (подъярусы) и VII (горизонты) порядков. Они классифицируются как **общеплатформенные**. Ритмы VIII-X порядка соответствуют подгоризонтам, слоям с географическим названием, их половинам или третьим частям, Они составляют класс **региональной** ритмичности, а более мелкие имеют лишь местное значение.

Порядок ритмов, энергетика колебательных тектонических процессов, особенно планетарных и общеплатформенных, обусловлены, по-видимому, реакцией разных оболочек Земли на периодические космические процессы. В то же время, подчеркивает В.С.Сорокин, общеплатформенная и региональная ритмичность имеют двойную тектоно-эвстатическую природу. "Осадочные ритмы VII порядка и мельче образовались при синхронных того же порядка тектоно-эвстатических изменениях уровня Мирового океана, мгновенных в геологическом смысле. Эта особенность имеет первостепенное значение для определения границ стратиграфических подразделений" (С.В.Тихомиров, 1988).

Как обстоятельно показано В.С.Сорокиным (1992), ритмы являются природными фациально-изменчивыми хроностратиграфическими элементами строения осадочной толщи. Лито- или фациостратиграфические тела (такие, как слой, пачка, подсвета, свита и наконец, серия) или одновременно тектоно- и литостратиграфические (такие, как осадочные субформации и формации) представляют собой составные части ритмов определенных уровней организации (классов) и соподчинены им. От соответствующих седиментационных ритмов они отличаются диахронными границами, связаны взаимопереходами по латерали и образуют парагенетические ряды. Горизонтальные фациальные и формационные ряды отображают палеогеографическую и палеотектоническую зональность седиментационных бассейнов. В отличие от них, вертикальные ряды характеризуют направленность, в том числе необратимую эволюцию, процессов осадконакопления, развития биоты, изменения тектонического режима палеотектонических структур. Они могут быть прерывистыми.

Тектоно-седиментационные этапы развития бассейна, т.е. время формирования каждого ритма подразделяется на фазы или стадии :

- 1) развития трансгрессии - начальную или подготовительную;
- 2) наиболее широкого ее распространения или наибольшей обширности - максимума трансгрессии;
- 3) регрессии.

Термины "трангрессия" и "регрессия" в этом случае условны. Они обозначают стадии расширения или сокращения общей площади осадконакопления; отражают направленную смену во времени (т.е. в разрезе) фациальных типов отложений и комплексов ископаемых организмов. В соответствии с этим понимаются трангрессивные (от наименее "мористых" к наиболее "мористым") или регрессивные (от наиболее к наименее "мористым") изменения типов отложений.

Выделение и картирование системы естественных иерархически соподчиненных общеплатформенных, региональных и местных подразделений позволяет выявить особенности развития локальных и крупных палеотектонических структур на фоне периодического развития платформы.

Глобальные изменения уровня мирового океана и относительные изменения уровня моря

Вопросу об изменениях уровня Мирового океана посвящали свои исследования многие отечественные и зарубежные геологи, в т.ч. Faibridge, 1961; Suess, 1906; Grabau, 1940; Umbgrove, 1942; Kucnen, 1954; Яншин, 1977; Найдин, 1976; Sleep, 1976; Ясаманов, 1977; Tissot, 1979; Worsley, Davies, 1979 и др. В настоящее время получены данные об эвстатических изменениях уровня моря в глобальном масштабе (Vail et al, 1977; Vail, Hardenbol, 1979).

Предложены разные шкалы для изображения изменений уровня океана.

Относительная шкала. За 1,0 принят максимальный из известных подъем уровня моря в меловое время - 65 млн. лет назад. Самый нижний уровень обозначается 0,0 - он определен для олигоцена - 30 млн. лет назад.

Шкала в метрах. Для калибровки этой шкалы использованы данные, полученные независимыми методами.

Исследования по тектонике плит показали, что уровень Мирового океана меняется в соответствии с изменениями скорости спрединга. При высоких скоростях расширения дна срединные хребты становятся выше и шире, т.е. происходит вытеснение воды, уровень океана поднимается. О скоростях расширения судят, начиная с поздней юры, по магнитным аномалиям. Кривые, полученные на основе этих данных, дают возможность калибровать положение уровня океана от мела до современности.

В результате удалось калибровать (с учетом и других данных) кривую относительных изменений до 65 млн. лет назад, и с учетом количественной связи между различными циклами - до 185 млн. лет назад, т.е. для всего времени, которому соответствуют океанские отложения. Шкала изменений уровня моря для всего фанерозоя, построенная по результатам работ в областях развития континентальной коры - на шельфах, материковых склонах, прибрежных участках континентов, менее надежна. Изменения уровня океана от кембрия до раннего триаса пока еще документированы недостаточно. Надежно датированы более поздние циклы.

В конце кампанского времени уровень океана достиг своего максимума +350 м. Минимальные значения уровня были в ранней юре - 150 м, среднем олигоцене - 200 м и позднем миоцене - 180 м. Таким образом, с юрского времени изменения уровня в океане составили от +350 м до -200, т.е. 550 м.

Снижение уровня океана на 200-250 м соответствует внешней кромке шельфа.

Время крупных регрессий - это перемещение главной части осадочного материала

с шельфа к основанию материкового склона.

На колебания уровня второго и третьего порядка существенное влияние оказывают оледенения. Вместе с тем, цикличность изменений океана с наступлением оледенений существенно не меняется.

Главная причина - изменения объема срединных хребтов, а также перестройка системы организации плит.

Труднее объяснить резкие падения уровня, сменяющие трансгрессии. По мнению Лисицина А.П. (1984) они, возможно, связаны с достижением некоторого критического уровня, после которого вода попадает в крупные водоемы, что приводит к быстрому снижению уровня.

Следует особо подчеркнуть, что **глобальные изменения уровня океана и трансгрессии и регрессии, изучаемые в региональных или локальных масштабах - понятия разные** (Лисицын А.П., 1988). Необходимо исходить из того, что положение береговой линии материков, отмечающее уровень океана сейчас и в геологическом прошлом, отвечает границе двух подвижных сред, смещающихся по вертикали независимо: континентальной коры и поверхности океана, а в океане - океанской коры и уровня океана.

Трансгрессия и регрессия отвечают равнодействующим этих двух движений, нередко различных по знаку, а также меняющихся в региональном и локальном плане.

Явление **трансгрессии** может проследиваться в разрезах в следующих случаях:

- 1) при стабильном положении континентальной коры и повышении уровня океана;
- 2) стабильном положении уровня океана и опускании континентальной коры;
- 3) одновременном подъеме коры и уровня (но подъем уровня быстрее, чем подъем коры континента);
- 4) при одновременном опускании коры и уровня (но опускание коры идет быстрее, чем опускание уровня).

Т.о. данные по трансгрессиям и регрессиям неоднозначны и не дают возможности судить о глобальных изменениях уровня Мирового океана.

В этой сложной проблеме удалось разобраться только в последние два десятилетия, когда широкое использование сейсмических методов дало новое направление в науках о Земле - сейсмическую стратиграфию.

Именно методы сейсмостратиграфии заставили разделить представления о глобальных изменениях уровня Мирового океана и представления о трансгрессиях и регрессиях, позволили определить не локальные и региональные, а именно глобальные изменения уровня океана во времени, определить их цикличность, амплитуду, повторяемость.

Во избежание разночтений необходимо уточнение ряда используемых терминов и понятий.

Изменение уровня океана в прошлом может быть проще всего оценено по отношению к поверхности суши, т.е. к поверхности континента, которая в свою очередь, сама испытывает вертикальные колебания во времени. Поэтому и региональные определения уровня океана называются **относительными**.

Относительный подъем уровня может быть:

- 1) при действительном подъеме уровня океана, когда поверхность континента:
 - стабильна
 - поднимается со скоростью меньше, чем скорость подъема уровня;

- опускается;

2) при неизменном положении уровня, когда (поверхность континента) первоначальная поверхность осадконакопления опускается;

3) при опускании уровня океана, когда опускание континента одновременно с опусканием уровня, но с большей скоростью.

Таким образом, при относительном подъеме уровня океана могут наблюдаться как трансгрессивное, так и регрессивное налегания.

Относительная стабильность уровня моря - это только кажущееся неизменным положение уровня относительно первичной поверхности осадконакопления (поверхности континента). Это явление будет иметь место либо в тех случаях, когда оба уровня (океана и континента) остаются неизменными, либо в тех случаях, когда идет подъем или опускание уровня океана и континента, но с одинаковой скоростью.

Относительное понижение уровня океана - кажущееся понижение уровня относительно континента. Для него также возможны три случая:

1) уровень моря действительно понижается, а поверхность континента:

а) остается стабильной,

б) погружается, но с меньшей скоростью;

2) уровень моря неизменен, а поверхность континента поднимается;

3) уровень океана поднимается, а поверхность континента также поднимается, но с большей скоростью.

Относительные изменения отражают локальные и региональные изменения.

Глобальные относительные изменения уровня - это те, которые прослеживаются одновременно более, чем в трех отдаленных друг от друга регионах Земли.

И относительные и глобальные изменения уровня являются **периодическими (циклическими)**.

Каждый из этапов (циклов) начинается с постепенного подъема уровня, затем замедления подъема, продолжается относительной стабилизацией и заканчивается обычно быстрым снижением уровня.

Диagenетические и эпигенетические изменения карбонатных осадков и пород

Диagenетические изменения карбонатных осадков, так же как дальнейшие эпигенетические преобразования уже литифицированных карбонатных пород, во многом предопределяется условиями образования осадков - их вещественным составом и структурными особенностями.

В ходе диagenетических и эпигенетических преобразований оформляются коллекторские свойства карбонатных пород, поэтому изучение этих процессов при исследованиях карбонатных коллекторов, приобретает чрезвычайно важное значение.

В соответствии с представлениями Н.М. Страхова диagenезом мы будем называть все процессы, происходящие в осадке сразу же после его образования (седиментации) до момента полной его литификации и превращения в породу. Глубины от поверхности осадка, на которых заканчиваются процессы его диagenеза, не установлены и определяются различно, от десятков до первых сотен метров. По-видимому, в различных конкретных геологических условиях эта глубина будет варьировать.

Различают стадии раннего и позднего диagenеза, хотя строгого критерия этого разграничения не существует. В раннем диagenезе осадок представляет собой

высокопористую, сильно обводненную, резко неуравновешенную, неустойчивую многокомпонентную физико-химическую систему легкоподвижных и реакционноспособных веществ. Специфический облик захороненных иловых вод, возникающий в основном за счет разложения органического вещества, деятельности организмов и растворения твердых фаз осадка, создает в последнем “геохимический мир, резко отличный от мира соседствующей с ним наддонной воды“. Кроме того, он все время как бы обновляется за счет диффузионных токов иловых вод в наддонные и обратных подтоков последних в иловые воды. В результате в осадке начинаются процессы различных минеральных новообразований. Таким путем может идти образование в известковых илах доломита (рассмотренная выше раннедиагенетическая доломитизация их), происходит выделение карбонатного (кальцитового или доломитового) цемента в межформенных пустотах-порах и образование ряда таких аутигенных минералов, как сульфаты, пирит, лептохлориты и др.

На стадии позднего диагенеза процессы изменения осадков значительно замедляются и в конце ее осадок достигает состояния внутренне уравновешенной системы, т.е. превращается в породу.

Процессы, которые могут происходить в карбонатных осадках в диагенезе и в карбонатных породах в эпигенезе, весьма сходны. К ним относятся уплотнение, цементация, доломитизация, перекристаллизация, сульфатизация, окремнение, кальцитизация, выщелачивание и др.

Уплотнение и цементация

Общеизвестно, что уплотнение осадков в диагенезе связано с отжиманием из них захороненных вод. Естественно, уплотнение осадков приводит к уменьшению их влажности, возрастанию их плотности и, главное, к сокращению их пористости. Для осадков в целом характерны значения плотностей менее 2 г/см^3 и пористости более 30%. Значения, соответственно равные $2\text{-}2,2 \text{ г/см}^3$ и не менее 30%, отвечают уже состоянию породы, а не осадка.

Однородные пелитоморфные хемогенные и биохемогенные карбонатные илы, как правило, сильно обводненные, по физико-механическим свойствам действительно должны быть близки к глинистым осадкам. Быстрое сокращение их первоначальной высокой обводненности (и пористости) с глубиной вполне закономерно.

Быстрая литификация таких карбонатных илов косвенно подтверждается наличием среди карбонатных пород их тонкозернистых пелитоморфных разновидностей. О быстрой литификации химически осажденного пелитоморфного карбоната свидетельствуют также отсутствие следов сжатия оолитов, комков и других форменных образований, наблюдаемых в тонкозернистых известняках, и т. п.

Иначе обстоит дело с карбонатными осадками, значительную часть которых (40-50% и более) составляют форменные карбонатные образования, независимо от того, будут то скелетные органогенные остатки, либо обломки карбонатных пород, либо комки, оолиты, пизолиты и т.п. Все эти форменные образования попадают в осадок в виде твердых или заметно уплотненных частиц. Соприкасаясь друг с другом, последние формируют сравнительно устойчивый скелет осадка, который уже в значительной степени способен противостоять воздействию нагрузок.

Таким образом, в разных типах карбонатных пород уплотнение будет проявляться

по-разному, соответственно по-разному отражаясь в изменении (снижении) первоначально высокой пористости осадков. Наиболее резко сказывается уплотнение на пелитоморфных карбонатных илах, значительно меньше - на карбонатных осадках, состоящих в основном (40-50 % и более) из форменных карбонатных образований; слабо подвергаются уплотнению карбонатные "осадки" - продукты различных прижизненных органогенных построек.

Перекристаллизация

Перекристаллизация – процесс роста кристаллических зерен, т.е. увеличение их размеров, которое, согласно общепринятым определениям, происходит без изменения их минерального состава.

В диагенезе перекристаллизация происходит за счет частичного растворения и переотложения растворенного карбоната. В эпигенезе она обусловлена в большей степени растворяющим влиянием давления (при катагенезе). Общим правилом растворения является лучшая растворимость более мелких зерен, за счет которой и растут зерна, относительно более крупные.

Результатом диагенетической перекристаллизации служит частичное или полное преобразование пелитоморфной (коллоидной, тонкозернистой) карбонатной массы в мелкозернистую. Условно размер возникающих зерен ограничивается пределом 0,05 мм. Как правило, диагенетическая, особенно раннедиагенетическая, носит более или менее равномерный характер.

При эпигенетической перекристаллизации укрупнение карбонатных зерен происходит уже в плотной породе. Образованные зерна имеют размеры (условно) более 0,05 мм, а часто более 0,1 мм. При этом они могут колебаться в широких пределах, обуславливая развитие неоднородных и неравномернозернистых структур.

Оценки роли перекристаллизации в изменении пористости пород противоречивы. Как считают Г.А. Каледа и Е.А. Калистова, в большинстве случаев перекристаллизация снижает пористость, но иногда приводит к ее возрастанию. По мнению же К.Б. Прошлякова и др., она увеличивает емкость известняков и доломитов.

Пористость как диагенетической, так и эпигенетической перекристаллизации для различных известняков и доломитов обычно невелика: до 2-4%, но иногда возрастает до 6-10%.

Доломитизация

Доломитизация, которой подвергались известняки, может быть диагенетической и эпигенетической.

Распространено довольно тривиальное мнение, что доломитизация повышает пористость известняков, со ссылкой на то, что образование доломита за счет кальцита должно сопровождаться уменьшением объема на 12%. Однако уже давно исследователи обращали внимание на тот факт, что геологических доказательств этому теоретическому расчету нет, что практически пористость известняков и доломитов одинакова.

Детальные микроскопические наблюдения последних лет позволили Л.П. Гмид и другим исследователям выявить, что влияние доломитизации на пористость известняков сложное и обусловлено сочетанием ряда причин: количественным содержанием доломита; характером распределения доломитовых зерен в известковой массе; размерами, формой и, главное, характером упаковки доломитовых зерен. Так, рассеянные, «плавающие» зерна

доломита и их сравнительно небольшие количества на пористость известняков никакого влияния не оказывают. Мало меняет их пористость и диагенетическая доломитизация, при которой размеры зерен доломита не превышают 0,05 мм. Заметно может отражаться на пористости известняков эпигенетическая доломитизация в тех случаях, когда она сравнительно интенсивная, а хорошо ограненные ромбоэдры доломита соприкасаются либо ребрами, либо вершинами с гранями. При такой упаковке между ними остаются свободными значительные, соизмеримые с зёрнами, межзерновые пространства; в результате пористость известняков заметно возрастает.

Выщелачивание

Выщелачивание - это процессы растворения веществ, сопровождаемое выносом растворенных компонентов. В породах оно находит отражение в образовании различных по форме и размерам пустот выщелачивания. Выщелачиванию могут подвергаться как карбонатные осадки (диагенетическое), так и карбонатные породы (эпигенетическое).

Диагенетическое выщелачивание карбонатного осадков в целом является довольно ограниченным. Условия их заметной обводненности, малой подвижности иловых вод и замедленности диффузионных перемещений веществ создают обстановку для преобладания в осадках процессов растворения, сопровождаемого местным, локальным переотложением растворенных компонентов.

Эпигенетическое выщелачивание в противоположность диагенетическому может приводить к весьма существенным изменениям пористости карбонатных пород и практически оказывает весьма сильное влияние на формирование их коллекторских свойств. Эпигенетическое выщелачивание обусловлено циркуляцией по карбонатным породам относительно быстро движущихся, агрессивных по отношению к ним вод, будь то воды ювенильные или наиболее распространенные вадозные. Естественно, что циркуляция последних возможна лишь при нахождении карбонатной породы в поверхностной или приповерхностной зоне, независимо от того, оказались ли породы здесь уже пройдя стадию катагенеза, либо сразу же после диагенеза.

При эпигенетическом выщелачивании растворению могут подвергаться и зернистая карбонатная масса, и различные форменные образования. Последние могут быть выщелочены как частично, так и полностью. Селективный характер выщелачивания контролируется особенностями строения породы. Конкретных сравнительных данных в этом отношении нет. Можно полагать, что весьма большую роль в этом играет характер пористости (размеры и форма пор и поровых каналов) и трещиноватости карбонатных пород, которые контролируют пути движения вод. В породах смешанного известково-доломитового состава различное сопротивление растворению могут оказывать кальцит и доломит, поскольку растворимость последнего (при равных прочих условиях) значительно (в 24 раза) меньше. По всей вероятности, по-разному будут реагировать на воздействие вод также и форменные образования различной степени плотности и т. д. И наконец, селективное растворение карбонатных пород, очевидно, будет зависеть и от характера (состава) циркулирующих вод и его изменений.

Распределение вторичных пустот выщелачивания в карбонатных породах, как правило, весьма неравномерное, рассеянное, пятнистое, полосчатое, линейное и т.д. Иногда они различаются внутри минеральных трещин и стилолитов, часто развиваются по ходу открытых микротрещин.

Суммарный объем пор и каверн выщелачивания, если они не подверглись позднему «запечатыванию» минеральными новообразованиями, может быть значительным. Обусловленная им вторичная пористость карбонатных пород нередко превышает межзерновую пористость и служит основным видом емкости карбонатного коллектора.

Сульфатизация

Сульфаты (гипс, ангидрит) часто ассоциируют с карбонатными породами, в которых они могут быть генетически как первичными, так и вторичными.

Первичные седиментационно-диагенетические сульфаты (ангидрит) наблюдаются в доломитах эвапоритовых толщ, в разрезе которых наряду с солями образуют отдельные, иногда мощные пласты. В самих доломитах седиментационно-диагенетические выделения ангидрита наблюдаются в виде рассеянных мелких зерен и их агрегатных скоплений, образующих различные по размерам линзы, линзовидные пропластки и прослои.

Как известно, осаждение сульфатов из водной среды бассейнов возможно только химическим путем при высокой концентрации солей (минимум в 5 раз превышающую нормально морскую) в обстановках жаркого, засушливого климата. Оно зависит от многих причин: как от концентрации, так и от состава растворенных солей, от изменений температуры и др. В целом эти условия благоприятны и для химической садки доломита, которая предшествует сульфатной. В раннем диагенезе в обводненных осадках начинается активное перераспределение веществ, при котором значительно более неустойчивые, растворимые и подвижные сульфаты проникают в доломитовые илы, выделяясь в них там, где это возможно. Нередко это приводит к образованию пород смешанного ангидрит-доломитового состава.

Окремнение

Окремнение - образование в карбонатных породах кремнезема (халцедона или кварца) - возможно в диагенезе либо в эпигенезе. Одновременное с карбонатом химическое осаждение SiO_2 из водной среды маловероятно вследствие резко отличного отношения их к рН и температурным условиям. Как известно, при повышении температуры и рН растворимость SiO_2 растет, а CaCO_3 падает. Соответственно количество SiO_2 в водах все более удаляется от точки насыщения, а количество углекислой соли, наоборот, приближается к насыщению и даже пересыщению, обуславливая выпадение ее в осадок.

В раннем диагенезе локальные концентрации SiO_2 могут возникать в обводненных карбонатных илах, в их отдельных участках, точках, с относительно низким рН (около 7) за счет перемещения его из участков с повышенными значениями рН (больше или равно 8), благоприятными для растворения здесь кремнезема. Локализация кремнезема в отдельных участках осадка образует различные мелкие стяжения, конкреции, линзы, линзовидные пропластки.

В эпигенезе окремнение карбонатных пород происходит за счет выделения SiO_2 из кислых подземных вод, которые, циркулируя по карбонатным породам, одновременно осуществляют их частичное растворение. В этих случаях кремнезем метасоматически замещает отдельные участки карбонатной массы; нередко в пределах таких окремненных участков различаются реликтовые включения зернистого карбонатного материала либо карбонатных форменных образований. Кремнезем также может избирательно заполнять

отдельные межзерновые и межформенные поры, выделяться в пустотах выщелачивания и в открытых микротрещинах.

Во всех случаях окремнение карбонатных пород ухудшает их коллекторские свойства.

Кальцитизация

Термин кальцитизация в отношении карбонатных пород используется для обозначения процессов вторичного эпигенетического кальцитообразования.

Выделения такого кальцита из различных подземных вод, циркулирующих по карбонатным породам, заполняют как пустоты выщелачивания, так и открытые микротрещины. Этот вторичный кальцит, резко отличаясь от карбоната вмещающей массы своей чистотой, может иметь самую различную зернистость - от мелко- до крупнозернистой.

Нередко, особенно в доломитах, отмечается метасоматическое замещение доломитовой массы зернами кальцита. Последние, всегда более крупные (чем доломитовые), при этом нередко пойкилитово прорастают доломитовую массу, замещая как зернистый карбонатный материал, так и форменные образования. Замещение доломита кальцитом (процесс раздоломичивания или дедоломитизации доломитов) в конечном итоге может привести к образованию вторичных известняков (дедоломитов). Их отличают, как правило, крупно-среднезернистое строение, а иногда и реликты первоначально доломитовой породы.

На формирование коллекторских свойств карбонатных пород кальцитизация оказывает отрицательное влияние.

Вопросы для самопроверки:

1. Какие стадии выделяются при образовании осадочных пород?
2. Где происходит образование исходного осадочного материала?
3. Что такое «терригенные кластические зерна»? Как они образуются?
4. Что такое «седиментогенез»? В какой среде он протекает наиболее интенсивно?
5. Какие свойства воды влияют на процессы выветривания?
6. Роль воды в выветривании пород.
7. Что такое «водородный потенциал (pH)»?
8. От чего зависит окислительно-восстановительный потенциал (Eh)?
9. Что такое «гипергенез»?
10. От чего зависит физическое выветривание?
11. Как образуются карбонатные осадки?
12. Главные минералы карбонатных пород.
13. Главные составные части карбонатных осадков.
14. Как образуется биогенный кремнезем?
15. Как образуются эвапориты?
16. Какие стадии выделяются в формировании осадочных пород?
17. Каковы главные составные части осадочных пород?
18. Чем может быть обусловлена слоистость?
19. Как подразделяются структуры осадочных пород по взаимоотношению зерен?
20. Каковы основные механизмы извлечения выделения извести организмами?
21. Что называется биогенными карбонатными зернами?

22. Что такое цикл и цикличность?
23. Что понимал под осадочным ритмом С.В. Тихомиров?
24. Назовите глобальные ритмы I-V порядка.
25. Что называется "трангрессией" и "регрессией"?
26. Что такое относительный подъем (снижение) уровня моря?
27. Назовите процессы, которые происходят в карбонатных породах в эпигенезе.
28. Для каких отложений характерна вторичная пористость?
29. Перечислить процессы вторичного эпигенетического минералообразования.
30. До какой глубины от поверхности размыва наиболее интенсивно происходит растворение карбонатного материала?
31. Перечислить сравнительно легкорастворимые в воде горные породы, способные к карстованию.
32. Что происходит с карбонатной породой при эпигенетической перекристаллизации?
33. Что общего и в чем различие между процессами на стадиях диагенеза и катагенеза?
34. Пояснить механизм эрозионных перерывов, угловых (структурных) несогласий и скрытых перерывов.
35. Какие процессы эпигенетического минералообразования могут наблюдаться вблизи ВНК?

РАЗДЕЛ 3. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД В ТЕРРИГЕННЫХ И КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

Материал песчаной, алевроитовой и глинистой размерности захватывается ветрами, подвергается сортировке и откладывается в виде различных эоловых форм, которые в совокупности образуют песчаные моря или *эрги*. Расположение эргов не зависит от абсолютных отметок, но ограничивается любым сильно выраженным перегибом рельефа.

Современные пустынные фации

Миграция дюн и драа в песчаных пустынях обуславливает образование косослоистых серий. Драа могут надвигаться друг на друга; при этом образуются мощные косослоистые серии. Там, где уровень грунтовых вод пересекает междюнные понижения, испарение приводит к выпадению *корок и желваков солей*. В некоторых местах после сильных ливней в междюнных пространствах образуются *временные озера*. В краевых частях эргов часто сохраняется переслаивание эоловых отложений и водных отложений *вадей*.

Древние пустынные фации

Для диагностики эоловых отложений первостепенное значение имеют *крупные косослоистые серии с углом наклона, отвечающим углу естественного откоса песка*. Но основываться только на этом признаке опасно – подобные серии встречаются в аллювиальных песчаных образованиях.

Конусы выноса

Конусы выноса представляют собой сравнительно небольшие скопления осадков, образовавшиеся при осаждении из временных потоков. *Сухие конусы выноса* образуются в семиаридном климате. Главное значение в транспортировке обломочного материала имеют грязекаменные потоки. *Увлажненные конусы выноса* образуются в результате действия постоянного потока. Главный агент транспортировки и отложения осадков – водный поток. Для образования таких конусов наиболее благоприятны седиментационные *бассейны, ограниченные разломами*, где периодически происходят опускания.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ

Главные составные части аллювиальной обстановки – *русла* и *поймы*. Между ними располагается переходная зона прирусловых валов и проток, по которым идут паводковые воды. Аллювиальные отложения приурочены к элементам речной долины: русло – постоянно заполнено водой; пойма – затопляется в половодье; надпойменные террасы – реликты древней поймы, сохранившиеся после врезания долины (рис. 2).

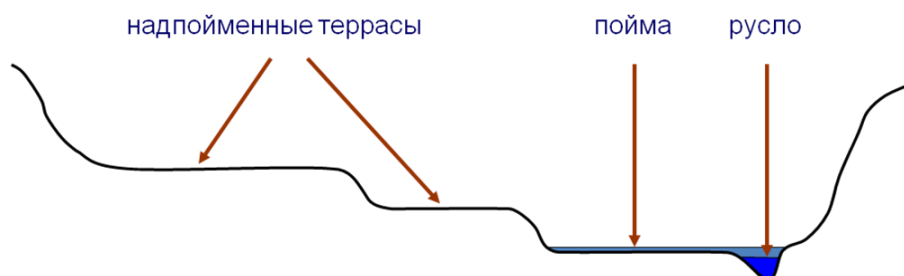


Рис. 2. Элементы речной долины

Русла на разных своих отрезках могут быть меандрирующими или разветвленными со всеми переходами между ними.

В руслах переносится более грубый песчаный или галечный материал. На поймы в периоды паводков поступает тонкий материал алевритовой и глинистой размерностей.

У *меандрирующего* русла происходит эрозия на наружной и к аккумуляции на внутренней части меандры. На внутренней стороне меандр происходит *боковое отложение осадков* вследствие действия системы *циркуляционных течений*. После перемещения меандр остаются следы в виде стариц, заболоченных понижений и валов.

Динамика ветвящихся русел сложнее, чем меандрирующих. Во время паводка в русле образуются донные формы, мигрирующие вниз по течению. Спад уровня приводит к распаду донных форм и появлению разветвленного русла. На стадии спада происходит частичный размыв донных форм, взаимное их наложение, боковое прислонение и слияние.

Древние аллювиальные отложения

Признаки принадлежности отложений к аллювию:

- отсутствие морской фауны;
- наличие красноцветов и русловых форм;
- однонаправленность палеотечений, особенно в относительно крупнозернистых пластах;
- признаки осушения (палеопочвы, трещины усыхания), в особенности в мелкозернистых отложениях.

Однако ни одна из этих особенностей сама по себе не служит диагностическим признаком, так как все они могут встречаться в других обстановках.

Для упрощения выделяют два типа аллювиальных толщ:

- *галечный аллювий* характеризуется преобладанием конгломератов и песчаников с небольшим количеством мелкозернистых осадков;
- *песчаный аллювий* характеризуется преобладанием песчаников и более мелкозернистых осадков с относительно малым количеством конгломератов.

ДЕЛЬТЫ

Дельты состоят из двух основных частей: **фронта дельты**, который включает в себя береговую линию и погружающийся в сторону моря профиль, и низменной **дельтовой равнины** позади фронта. По преобладающему режиму фронта дельты они разделяются на: 1) речные (флювиальные); 2) волновые; 3) приливно-отливные.

Дельтовые равнины — это обширные низменные области, включающие активные и заброшенные русла, разделенные мелководными обстановками и осушенными или полуосушенными участками. Большинство дельтовых равнин подвержено действию **флювиальных** и **приливных** процессов. Пляжево-баровые побережья защищают дельтовую равнину от больших волн открытого моря. В мелководных заливах дельтовой равнины могут действовать небольшие волны.

Преимущественно флювиальные дельтовые равнины или отгорожены пляжевыми грядами по краю моря, переходя вниз по течению в преимущественно приливную дельтовую равнину, или открыты по краю моря и переходят непосредственно во фронт дельты. **Флювиальные дельтовые рукава** характеризуются однонаправленным течением воды с периодическими отклонениями и в этом смысле сходны с руслами в собственно речных системах. Для флювиальных дельтовых рукавов характерна высокая извилистость. В пределах дельтовой равнины сосуществуют рукава разной величины, которые увеличиваются или уменьшаются в зависимости от степени миграции и отмирания. Фации и разрезы дельтовых рукавов сходны с таковыми в речных руслах.

Преимущественно приливные дельтовые равнины. В областях умеренных и высоких приливов приливные течения проникают в дельтовые рукава, переливаются через их берега и затопляют внутридельтовое пространство. Приливные воды временно задерживаются в этих участках, а затем уходят во время отлива.

Фронт дельты

Фронт дельты — это область, где речные воды, несущие осадок, вливаются в бассейн и рассеиваются.

У устья происходят радикальные изменения гидродинамической обстановки: речной поток растекается и замедляется, что вызывает осаждение твердого стока.

Строение древних дельт

Отложениям древних дельт присущи следующие черты:

а) это **мощные**, преимущественно **терригенные** разрезы, которые по мере продвижения дельты изменяются от бассейновых фаций внизу до континентальных флювиальных фаций вверху;

б) осадочное тело дельты имеет **ограниченный размер** по площади, благодаря чему около устья крупной реки формируется **депоцентр**;

в) разрезы внутри депоцентра часто имеют **циклическое строение**, что обусловлено повторением стадий продвижения и отмирания или всей дельты, или ее лопастей;

г) в крупных, длительно живущих дельтах в различных случаях возникает **серия отдельных депоцентров**, обусловленных долговременными колебаниями в поступлении осадков, погружении и изменениях уровня моря.

МОРСКИЕ ПОБЕРЕЖЬЯ С ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИЕЙ

К побережьям с терригенным осадконакоплением относятся:

- пляжи,
- барьерные острова,

- лагуны,
- приливные протоки,
- береговые валы пляжа — шеньеры,
- приливно-отливные отмели и
- эстуарии.

Факторы, определяющие тип побережья

Тип побережья зависит от множества факторов, *важнейшие из них* следующие:

1) **Физический режим** — деятельность спокойных и штормовых волн, береговых, разрывных и приливно-отливных течений. Особенно важный фактор – **относительная эффективность волновых и приливно-отливных процессов**.

2) **Привнос осадков** — рекой, береговыми течениями или из зоны, удаленной от берега. Размерность – от ила и тонкого алеврита до песка и гравия.

3) **Климат** а) частично контролирует волновой режим и б) является главным контролирующим фактором **биологических** и **химических** процессов.

4) **Тектоническое положение** определяет тип бассейна и его размеры, форму и батиметрию, которые контролируют высоту волн и приливно-отливные процессы. Особенно важна **ширина шельфа**. На побережье узких шельфов преобладают волновые процессы, а на широких шельфах – приливно-отливные процессы. Тектоника влияет на долговременный режим побережья (регрессивный, трансгрессивный или стационарный).

5) **Уровень моря является первичным контролирующим фактором** долговременного режима побережья.

МЕЛКОВОДНЫЕ МОРЯ С КАРБОНАТНЫМ ОСАДКОАКОПЛЕНИЕМ

Карбонатное осадконакопление на континентальном шельфе в настоящее время непосредственно связано с двумя основными факторами: *отсутствием терригенного осадконакопления; высокой биологической продуктивностью*. Все современные карбонатные осадки распространены в районах, которые не получают больших количеств терригенного обломочного материала. **Большая часть карбонатного материала на современных шельфах имеет преимущественно органическое происхождение** — либо непосредственное как скелетный материал, либо косвенное как побочный продукт органической деятельности. Основная масса осадка образуется на месте на «**литоральной фабрике карбоната**».

Карбонатная седиментация на шельфе контролируется температурой, соленостью, балансом CO₂, глубиной воды, местным режимом течений, проникновением света, эффективной продолжительностью дня, характером субстрата, мутностью воды.

Однако в глобальном масштабе первейшими контролирующими факторами являются *температура и соленость*.

Карбонатные осадки можно разделить на две крупные ассоциации в зависимости от температуры воды: ассоциацию *форамол* (фораминиферовая), типичную для умеренных вод, и *хлорозойную* ассоциацию, типичную для теплых вод. В ассоциации *форамол* преобладающим компонентом является детрит раковин бентосных фораминифер, моллюсков, водорослей; остатки иглокожих, остракод и спикул губок относятся к аксессуариям. В состав *хлорозойной* ассоциации входят многие из компонентов предыдущей ассоциации с добавкой остатков *герматипных кораллов* и *известковых зеленых водорослей*; отсутствуют морские желуди, мало мшанок.

Сходным образом распределяются и современные *нескелетные компоненты*; среди них выделяются *три ассоциации*: 1) нескелетные зерна отсутствуют, 2) присутствуют только пеллеты, 3) присутствуют ооиды и/или их агрегаты либо с пеллетами, либо без пеллет.

Обстановки и фации «тепловодных» карбонатных систем.

Можно выделить *пять крупных зон*:

- супралиторальная зона,
- литоральная зона,
- морской шельф,
- пояс карбонатных песков и
- рифовый пояс.

Основные биологические и морфологические зоны рифового комплекса (рис.

3):

- передовая часть рифа,
- фронт рифа с рифовым гребнем,
- рифовая платформа,
- тыловая часть рифа.



Рис. 3. Схематический разрез, иллюстрирующий различные морфологические элементы на обращенной к морю стороне краевого рифа

Атоллы распространены не только внутри крупных барьерных комплексов, но и в открытом океане. Большинство атоллов состоит из *кольцевой полосы рифов, окружающих лагуну* с плоским дном, на котором могут располагаться изолированные коралловые холмы. Действием волн рифовые пески выносятся в лагуну. В этой зоне часто обильно представлены бентосные фораминиферы. Карбонатная надстройка океанических атоллов обычно развивается на погруженном основании из вулканических пород.

Стандартные фауциальные пояса Уилсона

Распределение фаций эпиконтинентальных карбонатов Уилсон представил в виде девяти стандартных поясов. Все девять поясов не обязательно присутствуют. В настоящее время отсутствуют аналоги крупных эпиконтинентальных морей, которые покрывали обширные пространства в палеозое и мезозое.

1) Бассейновые фации представлены переслаиванием глинистых и известковых илов. Известковый ил может поступать с прилегающих платформ и из пелагиали. Низкое

содержание кислорода ограничивает развитие бентосных зарывающихся организмов, сохраняются слоистость и высокие концентрации $C_{орг}$.

2) *Фацции открытого моря* – мадстоны и мергели – формируются в водах с высоким содержанием кислорода ниже базиса нормальных волн, но при периодическом влиянии штормов.

3) *У подошвы платформы, на краю склона*, пелагические и гемипелагические отложения переслаиваются с рифовой осypью.

4) *Отложения переднего склона рифа* — мадстоны, пакстоны и брекчии — в основном состоят из обломков, происходящих с прилегающих краев платформы.

5) *Постройки или рифы* могут быть представлены иловыми холмами, биокластическими бугристыми рифами и твердыми каркасными рифами.

6) *Пески края платформы* образуются в подвижных водах с преобладанием волнового или приливно-отливного режима.

7) *Фацции открытой платформы* формируются в мелких водах лагун и заливов и состоят из битурбированных микритов, переслаивающихся со слоями штормовых карбонатных песков.

8) *Фацции замкнутой платформы* включают осадки, отложенные в прудах, лагунах и на приливно-отливных низинах.

9) *Эвапориты* развиваются в супралиторальных обстановках в аридном климате.

ПОБЕРЕЖЬЯ АРИДНЫХ ЗОН И ЭВАПОРИТЫ

Эвапоритовые отложения могут формироваться во многих регионах Земли, там, где *испарение превышает количество осадков*. Это может происходить *на континентах, на морских побережьях в надлиторальной зоне* или *в замкнутых водоемах*. Эвапориты могут накапливаться *у аридных побережий, связанных с карбонатами, и у побережий с терригенным осадконакоплением*. Известны также большие по мощности и протяженности фанерозойские эвапоритовые отложения, «*соляные гиганты*», для которых *нет современных эквивалентов*. Некоторые из них можно приурочить к *глубоким замкнутым водоемам*, другие имеют признаки, связанные с *побережьями и мелководьем*.

Современные эвапориты распространены в основном *в субтропической зоне* приблизительно *между 15 и 25 градусами широты*. Распространены они также *на приподнятых экваториальных плато и в пустынях*. Кроме того, *области дождевой тени* высоких горных хребтов и *континентальные районы*, такие, как Центральная Азия, — характерные места распространения значительных объемов эвапоритов.

Большая часть эвапоритовых осадков геологического прошлого имеет, вероятно, подводное (субаквальное) происхождение. Для объяснения соляных гигантов привлекается концепция *замкнутого бассейна*. Простое испарение бассейна, заполненного морской водой, не может осадить так много солей. Поэтому бассейн либо постоянно пополнялся морской водой для продолжения ее испарения, либо периодически наполнялся после полного высыхания. Эти две крайние точки зрения наиболее популярны в настоящее время.

Модель заполненного рапой бассейна применима к большинству соляных гигантов. Имеются доказательства того, что бассейн оставался глубоководным в течение всего процесса накопления эвапоритов. Осаждение происходит благодаря испарению поверхностных вод, и минералы осаждаются в конце концов на дне бассейна. С увеличением солености минеральный состав солей меняется, и образуется слоистый разрез. Главная осо-

бенность эвапоритов, образовавшихся в глубоких водах – *тонкая слоистость* миллиметрового или сантиметрового масштаба. Она обусловлена чередованием эвапоритовых минералов, таких, как галит и ангидрит, или эвапоритов и обогащенных органикой карбонатов. Однако слоистые эвапориты могут также осаждаться и в рассольных котловинах и в глубоких лагунах.

Модель высыхающего бассейна предполагает несколько событий заполнения и высыхания бассейна. В результате образуются концентрические зоны осаждения карбонатов, сульфатов и галита. В этой модели эвапоритовые фации сменяются латерально и имеют кольцевое расположение. Сходное расположение солей наблюдается в соляных озерах — наименее растворимые минералы в краевых частях бассейна и наиболее растворимые в центре.

Для объяснения разрезов пермского цехштейна была предложена *эвстатическая модель*, в основе которой лежат глобальные колебания уровня моря. Основным фактором, определяющим режим бассейна (заполненный рапой или высыхающий), является не климат, а *положение уровня моря*. Во время *высокого стояния уровня моря* происходит неограниченный обмен между нормальной морской водой и водами бассейна через перемычку и соленость в бассейне остается почти нормальной. По краям бассейна откладываются карбонаты, на прилегающих платформах формируются рифы. Вдоль береговой линии могут развиваться себхи. На дне бассейна образуются пелагические и гемипелагические осадки. *При промежуточном положении уровня моря* водный обмен сокращается, в результате чего увеличивается соленость и в бассейне развиваются ламинарные сульфаты и эвапоритовые карбонаты. *При низком стоянии уровня моря* возникает перемычка и бассейн изолируется от открытого океана. Происходит быстрое высыхание бассейна, и развивается полный набор мелких бассейнов, озер, солончаков, себх.

Эвстатическая модель весьма привлекательна *для объяснения синхронности* многих соляных гигантов. Она позволяет дать единое объяснение развитию отдельных бассейнов. Делавэр, Цехштейн, Беллерофон (Италия) формировались в одно и то же время в поздней перми. Салайна в бассейне Мичиган, Хойлюхан в Лена-Енисейском бассейне — в позднем силуре.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ МОРСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Можно выделить *три основных фактора*, контролирующих морское глубоководное осадконакопление:

- поступление осадочного материала,
- тектоника,
- колебания уровня моря.

Три основных процесса вызывают эрозию, транспортировку и осаждение материала в глубоком море:

- *гравитационное перемещение материала,*
- *нормальные придонные течения,*
- *поверхностные течения с пелагическим отложением.*

Эти процессы могут действовать *одновременно или последовательно*.

Камнепады в море относительно редки из-за очень пологих склонов. Они происходят *только на крутых склонах*, имеющих разломное происхождение или сложенных карбонатным материалом, или в верховьях глубоко врезанных морских каньонов и возникают

за счет подмывания и эрозии, а также при землетрясениях. Перемещаемые обломки (олистолиды) могут быть очень большими (>10 м) и скатываться вниз по склону на расстояние от нескольких десятков до сотен метров.

Осадочный крип (ползучесть) возникает в процессе медленной деформации, обусловленной постоянной нагрузкой. Этот процесс редко удается наблюдать вследствие его крупномасштабности и малой величины вызываемой деформации. Вероятно, он является широко распространенным явлением даже на очень пологих склонах.

Сползание блоков. Сползание (*slide* – соскальзывание) – характеризуется небольшими внутренними нарушениями. Оползни (*slump*) сопровождаются значительными внутренними нарушениями. Эти процессы широко распространены на всех склонах с углами наклона, большими 0,5°. Объем вовлеченных в них осадков колеблется от менее 1 км³ до более 100 км³, а мощность может составлять несколько сотен метров. Они обычно вызываются землетрясениями.

Обломочные потоки представляют собой высоко концентрированную, очень вязкую осадочную дисперсию, которая ведет себя как пластический поток. Обломочные потоки, по-видимому, возникают за счет сейсмических толчков, оползания или крипа осадков. Поток останавливается, когда сопротивление сдвигу обломочных масс превышает силу тяжести.

Зерновые потоки характеризуются столкновением между частицами, что приводит к возникновению рассеивающего давления, поддерживающего частицы. Для их образования необходимы склоны с углом наклона, превышающим 18°, эти потоки проявляются локально. Мощность зерновых потоков не может превышать нескольких сантиметров и они не могут накапливать мощные песчаные горизонты.

Разжиженные и флюидизированные потоки являются взаимосвязанными явлениями. Причиной их возникновения является обрушение нестабильной структуры. Флюидизации подвержены алевроит и песок. Гравий является слишком пористым, а в илах флюидизации противодействуют силы сцепления. Флюидизированный песок ведет себя подобно жидкости с высокой вязкостью и может быстро течь вниз по склону с углом наклона выше 2-3°. Избыток давления порового флюида быстро рассеивается за время от нескольких минут до нескольких часов. Осадконакопление из разжиженного потока происходит очень быстро, и поток «застывает» от подошвы до кровли. Эти потоки обычно представляют собой конечную стадию турбидных течений высокой плотности.

Турбидные потоки высокой и низкой плотности. По концентрации взвеси можно выделить течения *высокой* (50-250 г/л), так и *низкой* (0,025-2,5 г/л) плотности.

Турбидные течения высокой плотности возникают:

- 1) из оползней или обломочных потоков;
- 2) из песчаных обвалов, зернистых потоков, или разрывных течений;
- 3) при штормах, взмучивающих неконсолидированные донные осадки и
- 4) непосредственно из взвешенного осадочного материала, поставляемого в море реками в половодье или при таянии ледников.

Во всех турбидных потоках осадочные частицы поддерживаются во взвешенном состоянии главным образом направленной вверх компонентой турбулентности в жидкости. Доказано, что турбидный поток может сохраняться в виде *автосуспензии*. Для сохра-

нения автосуспензии необходимо, чтобы потеря энергии при трении компенсировалась приростом энергии силы тяжести.

Нормальные придонные течения. Эта группа явлений включает в себя все процессы, возникновение которых не обусловлено суспензированием осадков, и поэтому они могут течь не только вниз по склону, но также вдоль него и вверх. Сюда относятся:

- внутренние волны и приливы;
- течения в каньонах
- придонные (контурные) течения.

Пелагические осадки в океанах

Пелагические осадки сложены главным образом *микроскопическими скелетными остатками планктонных животных и растительных организмов*, в разной степени *разбавленных абиогенными компонентами*. Такие осадки могут быть богаты карбонатами, кремнеземом или глинистым веществом; их фации сменяют друг друга латерально по площади океана и по вертикали через определенные батиметрические уровни.

Факторы контроля

Фациальная изменчивость контролируется в первую очередь двумя факторами: *глубиной карбонатной компенсации (ГКК)* и *продуктивностью поверхностных вод*. ГКК – глубина, на которой *скорость поступления* биогенного карбонатного материала *и скорости его растворения равны*. Уровень увеличения скорости растворения, или *лизоклин*, находится обычно на меньшей глубине, чем ГКК. Глубже нескольких сотен метров морская вода недосыщена по отношению ко всем формам карбоната кальция, но *наибольшее растворение происходит, как правило, на глубинах несколько километров*. Отсутствие реакции растворения на верхних уровнях водной толщи океана связано, вероятно, с наличием тонких пленок органического вещества на поверхности карбонатных частиц, которые препятствуют реакции растворения в морской воде.

Вопросы для самопроверки:

1. Каково соответствие древних и современных фаций?
2. Что такое драа? Где они образуются?
3. Какие породы характерны для конусов выноса?
4. Как образуются аллювиальные осадки?
5. Назовите основные части дельты.
6. Главные черты древних дельт.
7. Что относится к побережьям с терригенным осадконакоплением?
8. Каковы критерии для распознавания приливно-отливных процессов в разрезах древних побережий?
9. Какие факторы определяют тип побережья?
10. Каковы основные формы поверхности дна, образуемые приливно-отливными течениями?
11. Назовите обстановки и фации «тепловодных» карбонатных систем.
12. Каковы основные биологические и морфологические зоны рифового комплекса?
13. Как отличить биогерм от атолла?
14. Каковы основные фациальные пояса эпиконтинентальных карбонатов Уилсона?
15. Какие два основных типа мелководных морей выделяют?
16. Каковы основные процессы, контролирующие осадконакопление и фации на шельфе?

17. Каковы наиболее важные критерии определения древних мелководных морских терригенных отложений?
18. Какими факторами контролируется карбонатная седиментация на шельфе?
19. Где распространены современные эвапориты?
20. Что называется рапой?
21. Какова последовательность кристаллизации солей при выпаривании морской воды?
22. Каковы основные стадии образования глубоководных эвапоритовых отложений?
23. Что является основным контролирующим фактором в осаждении эвапоритовых минералов в аридном климате?
24. Что называется себхой?
25. Какова главная особенность эвапоритов, образовавшихся в глубоких водах?
26. Каковы особенности глубоководного осадконакопления?
27. Где наиболее распространены радиоляриевые и диатомовые илы?
28. Каков механизм образования подводных конусов выноса?
29. Каковы главные типы турбидных потоков?
30. В чем различие между зерновыми и флюидизированными потоками?
31. От чего зависит насыщенность разреза русловыми песчаными осадками?
32. Как возникают турбидные течения высокой плотности?
33. Чем сложены пелагические осадки?
34. Что такое ГКК?

РАЗДЕЛ 4. МЕТОДЫ СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОРОД В СКВАЖИННОМ И МЕЖСКВАЖИННОМ ПРОСТРАНСТВЕ

Седиментологические методы можно разделить на аналитические (частные), поставляющие фактический материал, и синтетические (общие), базирующиеся на совокупности аналитических методов, но характеризующиеся определенным методическим приемом.

К числу синтетических методов относятся фациальный анализ, палеогеоморфологический анализ и группа методических приемов по определению источников сноса. Следует отметить, что методологической основой палеогеографии остается принцип актуализма, с обязательным учетом преобразований вещества во время диагенеза и катагенеза. Хотя исследователь должен иметь в виду, что процессы осадконакопления, как и физико-географические условия с ходом геологического времени испытывали необратимую эволюцию.

Фациальный анализ

Является важнейшим методом седиментологических реконструкций. Собственно и появление фациального анализа было обусловлено именно потребностями восстановления древних физико-географических условий.

Остановимся на наиболее важных моментах фациального анализа, позволяющих наиболее полно охарактеризовать древние ландшафты:

1) определение среды (макро-) осадконакопления: континентальная или морская и установление береговой линии - главные признаки: органические остатки, присутствие реперных слоев (почвы, угли), в меньшей степени присутствие определенных минералов; например присутствие не переотложенного глауконита, особенно в ассоциации с фосфоритами или фосфоритов с глауконитом обычно рассматривается как достаточно определенный показатель морского происхождения осадков; широкое распространение каолинистых глин и присутствие вивианита указывают на пресноводный характер водоемов;

2) определение механизма осадконакопления: потоки (ламинарные и турбидитные), волновая или эоловая деятельность, осаждение в застойных водоемах из взвеси - главные признаки: седиментационные текстуры, сортировка, окатанность обломочных зерен;

3) определение направлений палеотечений - замеры наклонов косых слойков, знаков ряби, подошвенных знаков;

4) определение глубин древних водоемов - органические остатки, текстурно-структурные признаки;

5) восстановление древней береговой линии - выделение комплекса переходных фаций и их пространственного взаимоотношения с континентальными фациями;

6) определение газового, кислотно-щелочного, окислительно-восстановительного режимов, солености - органические остатки, содержание бора, минералы-индикаторы: распространение доломита, особенно в ассоциации с магнезитом или сепиолитом является показателем бассейнов с несколько повышенной соленостью, а гипса, ангидрита и, тем более галита, показателем очень высокой солености.

7) Определение климата - основные показатели: температура и баланс влажности: выделены ледовый (t, баланс влажности), гумидный (t, баланс влажности) и аридный (t,

баланс влажности); основными породами -индикаторами климата являются: ледового - морена, гумидного - угленосные толщи, осадочные руды железа и марганца, аутигенные каолиновые глины, развитые коры химического выветривания: аридного - галогенные отложения (гипсы, ангидриты, флюорит, целестин, каменная и калийные соли), карбонатные красноцветы, аутигенные монтмориллонитовые, палыгорскитовые и сепиолитовые глины; кроме этих показателей используются особенности органического мира, особенно растений; и палетемпературные реконструкции по данным изотопного состава.

Таким образом, определение климата прошлого проводится тремя группами методов: химическим (изотопным), изучением органических остатков и изучением состава и строения осадочных толщ. Очень чутким показателем климата служат организмы. Климат обуславливает зональность распределения организмов и сказывается на особенностях их внешнего вида, в частности размерах. Кроме того, климат отражается на разнообразии видового состава фауны и флоры, определяет сезонные изменения строения многих строения многих организмов. Наиболее простым способом палеоклиматического анализа древнего органического мира является выделение биогеографических зон и провинций. Особенно четко они намечаются по флоре суши, менее заметны в море.

Говоря об использовании результатов фациального анализа, следует еще раз подчеркнуть обязательную стратиграфическую корреляцию разрезов. Проводить площадной фациальный анализ возможно только для одновозрастных элементов разреза.

Палеогеоморфологический анализ

В палеогеографии принято выделять два вида рельефа: погребенный и реконструируемый. Погребенный рельеф - это захороненный под более молодыми отложениями, сохранившийся благодаря этому до современной эпохи. Реконструируемый - рельеф уже уничтоженный к настоящему времени. Надежным признаком погребенного рельефа является притыкание (налегание) поверхности относительно молодых отложений к поверхности более древних пород. Особенности современной морфологии и гипсометрического положения той или иной погребенной поверхности отражают не первичные, а измененные последующими после захоронения тектоническими процессами морфологию и гипсометрию. Таким образом, современные неровности исследуемой погребенной поверхности не дают истинного представления о первичном рельефе, который следует называть в данном контексте палеорельефом. «Палеорельеф - это совокупность неровностей земной поверхности различного генезиса, возникших и развивавшихся в прошлые геологические эпохи в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов и факторов геоморфогенеза». Для реконструкции палеорельефа - палеогеоморфологический метод. Палеогеоморфология изучает строение, происхождение и развитие рельефа земной поверхности минувших геологических эпох. Палеогеоморфологический метод - это комплексный метод, основанный на многочисленных геологических данных, «характеризующих литологический и петрографический состав рельефообразующих пород, их структурные особенности, движения земной коры, воздействующие на рельеф и вызывающие его изменения, действия внешних геологических агентов (экзогенные факторы геоморфогенеза)» (Методика палеогеоморфологических...,1985). Он теснейшим образом связан с фациальным методом.

Однако необходимо отметить специфический методический прием восстановления палеорельефа, который собственно и лежит в основе палеогеоморфологического метода. Его достаточно полное описание содержится в коллективной монографии «Методика палеогеоморфологических исследований нефтегазоносных областей СССР», выполненной под руководством М.В.Проничевой. В основе этого приема - выделение картируемой поверхности, выбор репера сверху или снизу и построение мощностей картируемого интервала.

В качестве **картируемой поверхности** наиболее предпочтительны поверхности несогласия, представляющие древние топографические поверхности или поверхности палеорельефа. По времени поверхности несогласия отвечают перерывам в осадконакоплении. Всякая более или менее обширная поверхность несогласия состоит из поверхности размыва, которая переходит в разновозрастные аккумулятивные поверхности, сложенные коррелятивными рельефу отложениями. Поэтому поверхности несогласия являются в геоморфологическом отношении полигенетическими. Следующим важным моментом реконструкции палеорельефа является **выбор репера**. Для этого в разрезе ниже и выше изучаемой поверхности выбираются реперные горизонты, являющиеся условным нулевым уровнем, от которого и проводится анализ мощности до указанной поверхности. Основными критериями выбора репера являются его региональное распространение и хорошая прослеживаемость в разрезах скважин (четкое выделение на электрокаротажных диаграммах, вполне определенное и устойчивое положение в стратиграфическом разрезе, постоянство литологических и фаунистических признаков и др.). Формирование такого репера должно происходить в относительно спокойной тектонической обстановке, способствующей выравниванию рельефа и приближению его к более или менее горизонтальному положению. Осадки, которыми сложен репер, должны составлять с перекрывающими рельеф отложениями единый цикл осадконакопления и отвечать стабильной фазе геоморфологического цикла. Репер должен залегать относительно близко к восстанавливаемой поверхности (в среднем на расстоянии 20-50м), чтобы влияние тектонических движений, проявившихся за время накопления изучаемого интервала, было минимальным. Выбор реперных горизонтов должен обосновываться предварительным палеоструктурным анализом для того, чтобы установить отсутствие углового несогласия между репером и картируемой поверхностью. Путь реставрации палеорельефа «сверху» предпочтительнее реставрации «снизу». Тесная зависимость мощности отложений от характера подстилающего рельефа дает возможность использовать анализ мощности отложений между репером и поверхностью реконструкции для восстановления данного рельефа. Палеогеоморфологический анализ мощности включает определение мощности и контроль за характером ее изменения, построение карты изопахит и геоморфологическую интерпретацию мощности отложений. Геоморфологическая интерпретация мощности отложений обязательно включает результаты фациального анализа.

Методы определения местоположения области сноса

Под область сноса следует понимать достаточно длительно существующую зону размыва, поставляющую обломочный и растворенный материал в область осадконакопления. Области сноса обычно представляют участки земной коры, испытывающие устойчивое поднятие. В настоящее время они представляют лишь часть суши. Тектонически приподнятые участки земной коры характеризуются преобладанием

денудации над аккумуляцией отложений. Необходимым условием для заключения о существовании в каком-то районе в прошлом области сноса является отсутствие в нем отложений соответствующего возраста. Это необходимое, но недостаточное условие для подобного заключения, так как осадки могли быть уничтожены в более позднее время.

Одним из основных приемов выяснения вопроса об источнике сноса представляет анализ общего плана расположения фациальных зон соответствующего возраста. Если границы зон отчетливо под большими углами секут контуры района отсутствия отложений данного возраста, и особенно если одинаковые зоны выделяются с разных сторон, то можно полагать, что области сноса в интересующее нас время здесь не существовали. Если же границы фациальных зон в какой-то мере повторяют очертания района отсутствия отложений и по мере приближения к области сноса отмечается их определенная смена, можно предполагать, что область сноса в данном районе и данный отрезок времени существовала.

Наиболее однозначным свидетельством места нахождения древней области сноса является трансгрессивное налегание все более молодых горизонтов на толщи, слагающие область сноса, особенно при наличии кор выветривания на породах области сноса.

Изменения по площади гранулометрического состава пород важно для определения области сноса. В общем случае в осадочных толщах при приближении к области сноса и общая насыщенность обломочным материалом, и преобладающий размер зерен в них возрастают. Однако нередко эту закономерность могут нарушать локальные факторы. Примеры.

Для выяснения местоположения области сноса большое значение имеет выяснение петрографического и минерального состава отложений, в частности состава галек и обломочных компонентов песчаников и, особенно, изучения минералов тяжелой фракции. Симановичем разработана методика определения источника кварца: метаморфические породы, гранитоиды или осадочные. Ф. Петтиджон указывает следующие ассоциации минералов, образующиеся при разрушении различных материнских пород: обломочные породы - кварц, лейкоксен, турмалин, циркон и др; метаморфические породы: гранат, кианит, магнетит, ставролит и др.; кислые интрузивные породы - апатит, биотит, кварц, микроклин, циркон и др.

Изучение направлений течений по направленности косых слойков, гребней знаков ряби, положению гальки.

Анализ изменения мощностей: считается, что по мере удаления от источника сноса мощности накапливающихся осадков возрастают, однако это далеко не так, особенно в случае предгорных бассейнов, например формование континентальных моласс.

Экспериментальные методы

Седиментационные лотки

Экспериментальные работы в лабораториях обычно ставятся в седиментационных лотках. Известны два основных вида лотков: прямоточные, чаще всего с возвратным режимом движения жидкости, и круговые, или циркулярные. Среди прямоточных лотков по назначению проводимых в них исследований можно выделить лотки гидравлические, гидродинамические, русловые и методические, или собственно седиментационные. Именно последние представляют для нас наибольший интерес. Кроме лотков эксперименты ставятся в седиментационных трубах и аэродинамических трубах.

Моделирование текстурных форм на поверхности осадка

К текстурным формам на поверхности накапливающегося осадка относятся рифельные структуры (знаки ряби) и разнообразные виды внутренней слоистости. Модели, трактующие физику процессов их образования, лучше всего проверяются в условиях эксперимента. рифели, как симметричные, так и асимметричные, — это результат взаимодействия энергии воды с подвижными частицами донных осадков.

Натурные эксперименты

К натурным экспериментам относятся наблюдения за поведением осадка в прибрежной зоне с помощью *трассеров*, а также целенаправленное опробование донных и взвешенных осадков на заранее выбранных створах. *Трассерами* называются искусственно меченные частицы, которые помещают в определенную зону водного бассейна с целью исследования направлений и интенсивности разноса осадочного материала волнением и течениями. В настоящее время применяют два вида трассеров: флюоресцентные и радиоактивные, причем последние занимают явно подчиненное положение.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ СТРАТИГРАФИИ СЕКВЕНЦИЙ

В нефтяной геологии все более важное значение для интерпретации обломочных и карбонатных осадочных систем приобретает концепция **стратиграфии секвенций**, разработанная американскими специалистами и в последние годы активно внедряемая российскими исследователями. Эта концепция во многом близка с методикой историко-геологического анализа, поскольку обе основаны на выделении и прослеживании естественных историко-геологических подразделений - осадочных ритмов и секвенций. Термины “осадочный ритм” и “секвенция” тождественны, обозначают хроностратиграфические подразделения.

Во избежание разночтений необходимо краткое изложение основных положений стратиграфии секвенций.

Sequence stratigraphy или **стратиграфия секвенций** - это изучение генетически связанных фаций внутри каркаса важнейших хроностратиграфических поверхностей.

Фундаментальной - основной единицей для секвенсстратиграфического анализа является секвенция. **Секвенция**, согласно Mitchum (1977) - это относительно согласная “последовательность генетически связанных слоев, ограниченная несогласиями или коррелируемыми с ними согласными поверхностями”. Границы секвенции (SB) образуются в ответ на относительные падения уровня моря.

Составными (строящими) блоками (частями, элементами) секвенций являются парасеквенции и пакеты (пачки) парасеквенций.

Парасеквенция определяется как последовательность относительно согласных и генетически связанных пластов и пакетов (пачек) пластов, ограниченная поверхностями морских разливов и их коррелятивными поверхностями.

Парасеквенции могут быть идентифицированы в обстановках прибрежной равнины, дельты, пляжа, приливов, эстуария и шельфа.

Границей парасеквенции является поверхность морского разлива и ее коррелятивные поверхности. Эта плоскостная (плоская) поверхность локального или всебассейнового простирания, отражающая очень незначительный топографический рельеф на больших площадях. Поверхность морского разлива резко разделяет более глубоководные породы, такие как шельфовые илы, над ней от более мелководных пород, таких как песчаники

нижней зоны пляжа, под ней.

Поверхность морского разлива - marine flooding surface - это поверхность, разделяющая более молодые слои от более древних, по которой имеются доказательства резкого увеличения глубины. Это углубление обычно сопровождается незначительной подводной эрозией или неотложением осадка (но не субаэральной эрозией, вследствие поточковой эрозии или смещения фаций в сторону бассейна), с незначительным указанием на перерыв.

Границы парасеквенций образуются в ответ на увеличение глубины воды. В определенных условиях осадконакопления границы парасеквенций могут совпадать с границами секвенций. Парасеквенции состоят из пакетов пластов, пластов, пакетов слоев, слоев.

Каждая секвенция по данным каротажа и керна или обнажений может быть разделена на пластовые (слоистые) единицы, называемые **“systems tracts”- системные тракты**. Системные тракты выделяются на основе объективных критериев, включая типы ограничивающих поверхностей, распределение групп парасеквенций и позицию внутри секвенций. Системные тракты могут быть также охарактеризованы геометрией и ассоциациями фаций.

Системные тракты определяются как связь синседиментационных (одновременных) осадочных систем, а осадочные системы определяются как трехмерные комплексы литофаций.

Четыре системных тракта выделяются в следующей последовательности:

LOWSTAND S. T. - нижний системный тракт (низкого стояния)

SHELF-MARGIN S. T. - системный тракт окраины (края) шельфа

TRANSGRESSIVE S. T. - трансгрессивный системный тракт

HIGHSTAND S. T. - верхний системный тракт (высокого стояния)

“Низкое и высокое стояние” являются описательными терминами, которые связаны с позицией внутри секвенций; в связи с системными трактами эти термины не определяют период времени или позицию на эвстатическом или относительном цикле изменений уровня моря.

Нижний системный тракт состоит из фана (конуса выноса) на бассейновом дне, склонового фана и нижнего клина. На шельфе наиболее явным компонентом нижнего клина является вложенная долина. Большая часть углеводородов, добываемых из обломочных пород, происходит из нижнего системного тракта.

Трансгрессивный системный тракт состоит из “отступающих” парасеквенций, которые также могут содержать коллекторы для углеводородов. Трансгрессивный системный тракт может быть очень тонким, а его кровлей может быть конденсированный разрез.

Верхний системный тракт состоит из аградационных до проградационных пакетов парасеквенций. Обычно, верхний системный тракт значительно срезается границей вышележащей секвенции.

Системные тракты обеспечивают высокий уровень прогноза фаций внутри хроностратиграфического каркаса границ секвенций. Этот прогноз особенно важен для анализа коллекторских, нефтегазоматеринских и изолирующих фаций внутри бассейна или поля.

В последовательности (летописи) пород распознаются два типа секвенций. Они оп-

ределяются на основании: 1) расположения слоев внутри системных трактов между границами секвенций и 2) типов ограничивающих несогласий.

Большинство **секвенций 1-го типа** состоит из хорошо развитого нижнего системного тракта, тонкого трансгрессивного системного тракта и преимущественно глинистого и срезанного верхнего системного тракта. Снизу секвенции 1-го типа ограничены несогласиями 1-го типа и коррелятивными с ними согласными поверхностями.

Секвенции 2-го типа состоит из системных трактов шельфового края, трансгрессивного и верхнего: снизу ограничены несогласиями 2-го типа и коррелятивными с ними согласными поверхностями. Секвенции этого типа для обломочных пластов не характерны.

Понимается, что секвенция 1-го типа образуется, когда скорость эвстатического падения превышает скорость проседания (погружения) на "прибрежном (береговом) перегибе осадконакопления" (depositional-shoreline break), будучи причиной относительного падения уровня моря на этом месте (Jervey, 1988, Posamentier et al., 1988).

"Перегиб прибрежного осадконакопления" - это место на шельфе, по направлению к суше от которого поверхность осадконакопления находится на или близко к основному уровню (обычно уровню моря) и по направлению к морю от которого поверхность осадконакопления находится ниже уровня моря (Van Vagoner et al., 1988). Это местоположение совпадает приблизительно с концом устьевых баров, направленным в сторону моря, - в дельте или с верхней предфронтальной зоной пляжа - в пляжевой обстановке.

Распределение системных трактов внутри секвенции определяется, частично, соотношением между перегибом прибрежного осадконакопления и шельфовым обрывом. "**Шельфовый обрыв**" определяется как физико-географическая провинция (область, район) в бассейне, обозначенная (установленная) по изменению глубины от шельфа (углубление шельфа со стороны суши менее, чем 1:1000) к склону (углубление в сторону моря более, чем 1:40) (Heezen et al., 1959). Во время сегодняшнего высокого стояния уровня моря, шельфовый перегиб изменяется по глубине воды от 120 до 600 футов (от 37 до 183 м). Во многих бассейнах "перегиб прибрежного осадконакопления" во время относительного падения уровня моря отстоит на 100 миль (160 км) или более по направлению к суше от шельфового перегиба. В других бассейнах, если верхний системный тракт (высокого стояния) проградирует к шельфовому перегибу, перегиб прибрежного осадконакопления во время относительного падения уровня моря может совпадать с шельфовым перегибом.

Как правило, секвенция 2-го типа образуется, когда скорость эвстатического падения немного меньше или равна скорости проседания (прогибания) бассейна на существующем перегибе прибрежного осадконакопления во время эвстатического падения. Это означает, что границе секвенции 2-го типа не соответствует падение уровня на перегибе прибрежного осадконакопления.

По результатам секвенс-стратиграфического анализа составляют геолого-литологические профили, карты литофаций и изопахит. Анализ полученных геологических моделей позволяет воссоздать физико-географические условия седиментации тех или иных фаций и отложений в определенный геолого-временной период. Детальность и достоверность таких моделей зависит от масштаба карты, размера территории исследований и ее геолого-геофизической изученности.

Результаты секвенс-стратиграфических исследований имеют огромное практическое

ское значение и используются при прогнозе полезных ископаемых, в первую очередь месторождений нефти и газа.

Вопросы для самопроверки:

1. В чем различие между аналитическими и синтетическими методами?
2. Назовите признаки погребенного рельефа.
3. Каким методом можно восстановить реконструируемый рельеф?
4. Какая поверхность предпочтительна в качестве картируемой?
5. Что такое «седиментационные лотки»?
6. Что называется секвенцией?
7. Какие два основных типа секвенций выделяют?
8. Какими границами контролируется «секвенция»?
9. Для секвенции какого типа характерен хорошо развитый нижний системный тракт?
10. Какими породами сложен конденсированный тип разреза?
11. Для каких отложений характерна хорошо развитый нижний системный тракт??
12. Для секвенции какого типа характерны конусы выноса?
13. Для секвенции какого типа характерны рифосодержащие образования?
14. Какими методами можно трассировать границы секвенций в осадочной толще?
15. Чем образованы барьеры окаймленных шельфов?
16. Для какой обстановки характерны фенестровые текстуры?
17. Для какой обстановки характерны хардграунды?
18. Какие фациальные пояса выделены Уилсоном для эпиконтинентальных бассейнов с карбонатным осадконакоплением?

ЛИТЕРАТУРА

Основная литература

1. Прошляков Б.К. Литология: Учебник. - М.: Недра, 1991. - 444 с. Печатный экземпляр
2. Япаскурт О.В. Литология: Учебник. - 2-е изд., перераб. и доп. - М.: НИЦ ИНФРА-М, 2016. - 359 с. Электронный ресурс <http://znanium.com/bookread2.php?book=511233>
3. Стерленко З.В., Уманжинова К.В. Литология: Учебное пособие. – Ставрополь: Изд-во СКФУ. 2016. – 219 с. Электронный ресурс http://biblioclub.ru/index.php?page=book_view_red&book_id=459271
4. Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ нефтегазоносных бассейнов: учеб. пособие / С.Б.Шишлов; С.-Петерб. гос. горн. ин-т им. Г.В.Плеханова (техн. ун-т). - СПб.: СПГГИ, 2010. - 129 с. Печатный экземпляр

Дополнительная литература

1. Иванов М.А. Литология. Петрография осадочных пород: учеб. пособие / М.А.Иванов, В.И.Алексеев ; С.-Петерб. гос. горн. ин-т им. Г.В.Плеханова (техн. ун-т). - СПб. : СПГГИ, 2009. - 88 с. Печатный экземпляр
2. Романовский С.И. Физическая седиментология / С.И. Романовский. - Л.: Недра, 1988. - 240 с. Печатный экземпляр
3. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления / Р.Ч. Селли. - М.: Недра, 1989. - 294 с. Печатный экземпляр
4. Фролов В.Т. Литология: учеб. пособие. Кн. 3. - М.: Изд-во МГУ, 1995. - 352 с. Печатный экземпляр
5. Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. Печатный экземпляр