

СОФИЙСКИ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФСКИ ФАКУЛТЕТ
КАТЕДРА „МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНИ ИЗКОПАЕМИ“

АТАНАС ГЕОРГИЕВ ЧАТАЛОВ

ФАЦИАЛЕН АНАЛИЗ НА СЕДИМЕНТНИ СКАЛИ

Учебно пособие



© Атанас Георгиев Чаталов

2018, София

ISBN 978-954-07-4364-6

ПРЕДГОВОР

Настоящото учебно пособие е предназначено главно за студенти от бакалавърската програма на специалност Геология в Софийския Университет „Св. Климент Охридски“, които изучават избираемия курс „Фациален анализ на седиментни скали“. Същевременно то би могло да бъде полезно и при обучението на студенти от други висши училища, където се преподават основите на геоложката наука, а така също за учени и специалисти, работещи в областта на седиментологията. Съдържанието на отделните раздели в текста надхвърля значително обема на лекциите към споменатия курс и, следователно, може да се разглежда като техен разширен вариант. За изготвяне на пособието са използвани предимно класически литературни източници (монографии, учебници, обзорни статии), обобщаващи научните постижения във фациалния анализ, както и някои по-нови разработки, повечето от които имат конкретна тематична насоченост. В представения материал не е включена методичната част (теренни и лабораторни изследвания), която е обект на изучаване в практическите занятия към бакалавърския курс.

Основната цел на пособието е да синтезира съвременните концепции във фациалния анализ, като допълнително очертае някои проблеми и свързаните с тях хипотези. Придобитите чрез него знания могат да бъдат прилагани за възстановка на физичните, химичните и биологичните условия на седиментация в различни древни обстановки. Решаването на тази задача се свежда най-общо до разпознаване на диагностичните белези на конкретни литофациеси и групиране на последните във фациални асоциации. Това, от своя страна, би спомогнало за цялостна интерпретация на протеклите процеси, изясняване на техните контролиращи фактори и проследяване на пространствено-времето развитие на самите обстановки. Успешното усвояване на изложения материал изисква добра подготовка по строежа и състава на седиментните скали, както и задължително познаване на основните характеристики и продукти на седиментообразователните процеси. Получената информация може да бъде полезна при изучаването на други геоложки дисциплини (палеогеография, палеоекология, морска геология, въглищна и нефтена геология) и представлява необходима база за обучението по басейнов анализ.

Уводната тема е посветена на някои фундаментални аспекти на фациалния анализ, като например: същност, цели и задачи, използвана терминология, класификации, видове фациални модели, принцип на актуализма, обща методология, практическо приложение и др. Структурата на останалата част от изложения материал е съобразена с класическата подялба на седиментните обстановки и фациеси на: континентални, преходни и морски. В

първата група са дискутирани алувиални, пустинни, ледникови и езерни, а във втората – делтови, приливно-отливни, плажни, бариерно-островни, естуарни и лагунни обстановки и фациса. Третата група е поделена на силицикластични шелфови, карбонатни шелфови, рифови и океански дълбоководни обстановки и фациса. В рамките на всяка самостоятелна тема са очертани физиографските и морфоложките характеристики на седиментационните обстановки заедно с тяхната подялба, зоналност, фази и етапи на развитие и разпространение (съвременен и в геоложкия летопис). В определени случаи допълнително е подчертана връзката с конкретни тектонски обстановки. Подробно са разгледани протичащите физични, химични и биологични процеси, свързани с ерозия, транспорт и отлагане на седиментен материал, както и някои раннодиагенетични промени. Специално внимание е обърнато на статичните и динамичните параметри на средата, контролиращите фактори (климатични, евстатични, тектонски, биологични), темповете на седиментация и наличието на цикличност. В отделни глави са дискутирани комплексните критерии за диагностика на съответните отложения, включващи геометрия на телата, цвят на скалите, стратификация, седиментни текстури, структури, минерален състав, фосилно съдържание, вертикални последователности и латерални взаимоотношения с фациса на други седиментационни обстановки. Материалът е илюстриран с подходящи конкретни примери за фациса и фациални асоциации от съвременни и древни обстановки. Приложенията към учебното пособие фигури са възпроизведени в оригиналния им вариант от използваните литературни източници и затова текстовата част върху тях е на английски език (най-важните термини са преведени в основния текст). Подобен подход беше възприет от автора още при разработването и въвеждането на гореспоменатия курс в бакалавърската програма, като впоследствие бе интегриран и в останалите учебни дисциплини от седиментоложкото направление. Дългогодишният преподавателски опит показва, че предоставянето на основната научна терминология както на български, така и на английски език, намира положителен отзвук сред студентите и повишава тяхното академично ниво на знания. Самият подход кореспондира на отдавна общоприетия езиков модел на комуникация и публикационна дейност сред световната научна общност.

Настоящият електронен вариант на учебното пособие няма претенции за изчерпателност по отношение на всички засегнати теми и проблеми. Освен това той би придобил завършен вид когато в него бъде включен илюстративен фотографски материал, с какъвто авторът разполага, но който не е използван тук единствено с цел ограничаване на обема. Такава окончателна комплектованост заедно с други необходими подобрения се планира при бъдещото издаване на пособието като учебник със същото заглавие.

1. ОСНОВИ НА ФАЦИАЛНИЯ АНАЛИЗ

Дефиниция на седиментационна обстановка

Терминът седиментационна обстановка (depositional environment) е бил дефиниран досега по различни начини в седиментоложката литература. Всички дефиниции обаче поставят ударението върху физичните, химичните и биологичните характеристики на средата на утайконатрупване. Дадена седиментационна обстановка представлява част от земната повърхност с конкретни геоморфоложки очертания, в която протичат специфични физични, химични и биологични процеси, генериращи на свой ред даден тип седиментни отложения. Така например, един плаж може да бъде разглеждан като геоморфоложка единица със специфични размери и форма, в която се извършват физични и биологични процеси, отлагащи тяло от плажен пясък с определена геометрия, седиментни текстури, минерален състав и органични останки.

Всяка физична среда се характеризира със статични и динамични елементи. Статичните включват басейнова геометрия, отложени утайки, водна дълбочина и температура. Динамичните физични елементи обхващат фактори като енергия и посока на вятъра, течаща вода или лед, количество валежи, а всички могат да контролират появата на течения и вълнение. Химичните характеристики на средата (соленост, киселинно-алкален характер, оксиредукционен потенциал, съдържание на разтворени CO_2 и O_2 във водата) контролират химични процеси като минерално утаяване и разтваряне. Накрая биологичните характеристики обхващат дейността на организмите (развитие на растения, заравяне, преработка на утайката и пробиване на твърд субстрат от страна на животни, биохимично извличане на SiO_2 или CaCO_3 за растежа на скелети и черупки) и присъствието на органични останки под формата на отложен материал.

Дефиниция на седиментен фацис

При изучаване на седиментационните обстановки е необходимо ясно разграничаване между понятията среда и фацис. Както беше отбелязано, *всяка седиментационна среда се характеризира с определен набор от физични, химични и биологични параметри, които генерират седиментно тяло със специфични строежни характеристики и състав. Именно такива тела се означават като фацис*. Терминът фацис е въведен в геоложката литература от Стено през 1669 г., но съвременното му значение е формулирано от

швейцарския геолог Гресли. По-късно терминът е използван с различно значение. Една от предложените дефиниции гласи, че „фациес представлява единица скала, която има определен набор от свойства вследствие на седиментация в дадена среда“. Според друго определение „фациес представлява комплекс от признаци на седиментната скала, които позволяват да се интерпретират условията на образуване на първичната утайка и да се изясни в резултат на какви процеси на седиментация и в каква обстановка е образувана тя“. Дефиницията, възприета широко в САЩ, постулира, че „фациес е всяка площно ограничена част от дадена стратиграфска единица, която показва характеристики, коренно различни от тези на другите части на единицата. Същевременно фациесът обхваща един или повече типове отложения, които са изцяло или частично еквивалентни по възраст и се намират в непосредствена близост“. Последното определение крие проблема, че един и същи фациес може да присъства на различни нива в дадена стратиграфска единица. Затова по-приемлив изглежда подходът фациес да се разглежда просто като стратиграфска единица, която се отличава с геометрични, литоложки, текстурни и биоложки характеристики, наблюдавани в теренни условия.

Често на термина фациес се придава изцяло генетично значение от рода на „континентален“, „речен“, „делтов“, „шелфов“, „турбидитен“ и т. н. Далеч по-обосновано обаче е той да се използва в чисто описателен смисъл, например: червеноцветен, евапоритен, флишки, биохермен варовиков, конгломератов, кдослоест пясъчников, черноаргилитен и прочее, и чак след това да се правят изводи относно седиментационната обстановка.

Литофациесите се отличават с физични свойства, като: цвят, литология, текстура и структура. От своя страна, биофациесите се дефинират на базата на изключително палеонтоложки характеристики. Микрофациесите отразяват литоложки и палеонтоложки признаци на карбонатна скала, наблюдавани само под микроскоп.

Макар че не всяка седиментационна среда генерира уникален седиментен продукт, фациалният анализ се основава на предположението, че в отделните обстановки се образуват отложения, които носят достатъчно белези за тяхното разпознаване. Конкретната връзка между дадена среда и даден фациес се означава съответно като *процес* и *ефект*. Терминът процес се използва доста свободно, включвайки статични и динамични елементи на средата. Заедно, тези елементи са отговорни за получаването на конкретен ефект под формата на специфичен фациес. Именно този ефект се изучава от седиментолозите при древните скали. Затова първата стъпка при фациалния анализ е

изследване на физичните, химичните и биологичните параметри на фациса. След това тези данни трябва да се обобщят в даден модел на древната седиментационна обстановка.

Динамичните елементи на седиментационната среда включват физични процеси (вълнения, течения, гравитационни явления, евстатични промени, тектоника, вулканизъм), химични процеси (разтваряне, утаяване, автогенно минералообразуване) и биологични процеси (биохимично утаяване, биологична преработка на утайката, фотосинтеза). Статични елементи на седиментационната среда са геоморфология, водна дълбочина, геохимия на водата, седиментен материал и климат.

На свой ред седиментният фацис се характеризира с геометрия на седиментното тяло (плоско, клинообразно, призматично и др.) плюс първични и вторични свойства. Първичните свойства биват физични (стратификация и контакти, текстури и структури, цвят, състав), химични (съдържание на главни елементи и елементи-следи) и биологични (фосилно съдържание – тип, количество и разпределение), докато вторичните са физикомеханични, акустични, порестост, проницаемост и радиоактивност.

Класификация на седиментационните обстановки

Повечето класификации се основават на класическата тройна подялба, включваща континентални, преходни и морски обстановки. Всяка от тези групи се подразделя съответно на конкретни среди и подсреди. Актуалистичните наблюдения позволяват разпознаването на голям брой такива обстановки, но при фациалния анализ на древни скали подобно детайлно разграничаване на практика е невъзможно, като в дадени случаи дори е достъпно само диагностицирането на морска или неморска седиментация. Така или иначе, досега в седиментоложката литература няма общоприета класификация на седиментационните обстановки.

Една класическа схема включва следните среди на утайконатрупване: континентални – пустинна, ледникова, алувиална, блатна, пещерна; преходни – делтова, естуарна, лагунна, литорална; морски – рифова, неритична (между нивото на отлива и 200 m дълбочина), батиална (200-2000 m) и абисална (под 2000 m). Тази класификация е подходяща повече за съвременните обстановки, най-вече поради обстоятелството, че при древните скали често е трудно да се определи прецизно палеобатиметрията. От друга страна, проблематична може да бъде дори самата диагностика на някои среди, като например естуарната.

Един по-опростен модел отнася към континенталните обстановки алувиална, пустинна, езерна и ледникова, към преходните – делтова, плажна, естуарно-лагунна и приливно-отливна, а към морските – неритична и океанска. Подобна подялба също страда от някои пропуски и несъвършенства. Така например, ледниковата среда включва отлагането на алувиални, еолични и езерни седименти, както и на утайки, свързани директно с дейността на ледници. От друга страна, делти могат да се образуват както в морски, така и в езерни басейни.

Обстановки на ерозия, равновесие и отлагане

Обстановките на ерозия са типично континентални и включват главно планинските части на земния релеф. В тях изветрянето най-често е интензивно, а ерозията – бърза. Седиментацията е откъслечна и включва отложения от порои и ледници – т. нар. ефемерни седименти. Почвени профили почти не се образуват. Ерозионни обстановки се намират още по скалистите морски брегове, както и в дълбоководните океански каньони.

Обстановките на отлагане са главно суабквални и в тях се формира близо 90% от земната седиментна покривка, като 60% представляват морски продукти. По-рядко такива обстановки се развиват върху континентите, например еолични и ледникови.

Обстановките на равновесие са както субаерални, така и субаквални, и се отличават с относителен паритет между процесите на ерозия и отлагане. Поради това те често се характеризират с напреднала химична промяна на фундамента (субстрата). Върху континентите това са обширните пенеплени в техните вътрешни части, където се формират изветрителни профили и протича интензивно почвообразуване – например, образуване на латерити и боксити. Субаквални обстановки на равновесие се наблюдават както в шелфовите, така и в абисалните области. Те са подложени на въздействието на течения, които отмиват суспензираните утайки, но не са така силни, че да предизвикат ерозия на субстрата. Най-илюстративният пример в разрезите с древни скали представляват твърдите дъна (hardgrounds).

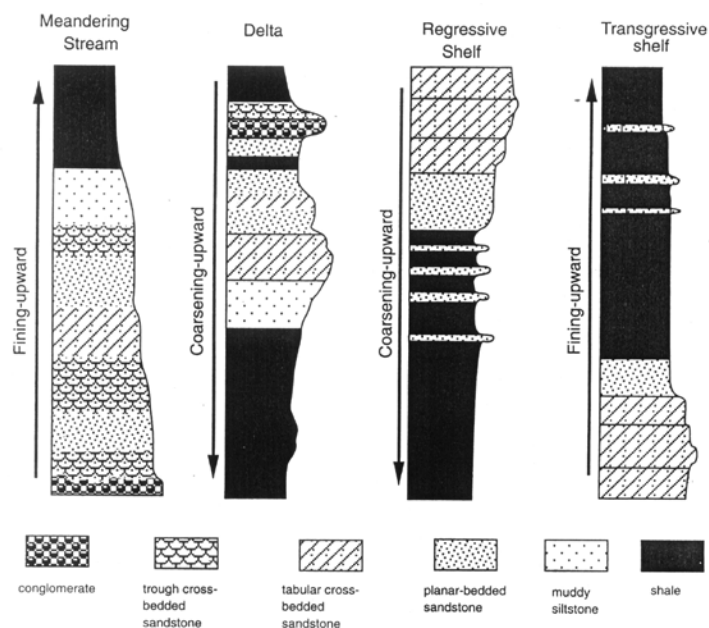
Фациални асоциации

Фациалният анализ се затруднява от обстоятелството, че много сходни фациеси могат да бъдат образувани в съвсем различни седиментационни обстановки. Поради тази причина често е невъзможно да се направи убедителна интерпретация само на базата на

един отделен фациес. Например, кдослоести пясъчници могат да бъдат формирани както чрез ветрова дейност, така и при воден транспорт. Ако тези седименти са отложени конкретно във водна среда, те биха могли да бъдат свързани с плаж, речна система, приливно-отливен канал или морски шелф. Фациалният анализ обаче се улеснява значително, ако вместо отделни фациеси се използват фациални асоциации и последователности. Конкретно фациалните асоциации представляват групи от фациеси, които се срещат заедно и са генетично свързани. Например, ако кдослоести пясъчници асоциират с въглища, торф или глини (съдържащи останки от листа и корени), може да бъде уверено интерпретирана алувиална обстановка, извод, който не може да бъде формулиран по самото съществуване на кдослоестите пясъчници. Този пример е илюстрация, че винаги трябва да се анализира латералната изменчивост и стратиграфската последователност на фациесите, за да се придобие максимално прецизна информация.

Особено внимание следва да се обръща на контактите между фациесите, както и на евентуалното наличие на цикличност. Например, два фациеса, разделени от градационен контакт, отразяват седиментационни обстановки, които някога са били разположени непосредствено една до друга. Обратно, фациеси, разделени от рязък или ерозионен контакт, може да са били или не образувани в съседни обстановки. Всъщност фациес, залягащ над ерозионен контакт, обикновено е индикатор за значителна промяна в условията на седиментация и началото на нов цикъл на утайконатрупване. От друга страна, фациесите в дадена асоциация могат да бъдат разпределени вертикално по хаотичен или някакъв закономерен начин. Най-честите примери за втория случай са т. нар. възходящо-уедряващи и възходящо-издребняващи последователности (coarsening-upward и fining-upward sequences) (фиг. 1.1).

При едните се наблюдава увеличаване на зърновия размер от обикновено рязка и ерозионна долна граница, а при другите седиментите стават все по-финозърнести до достигането на рязка или ерозионна горна граница. Като цяло възходящо-издребняващите последователности са показателни за намаляване на силата на транспортиращите течения по време на отлагане на материала, а уедряващите – обратно. Тези последователности не трябва да бъдат отъждествявани с градационна слоестост, която представлява само текстура в рамките на даден пласт. Най-често подобни последователности са изградени от много пластове, които поотделно могат изобщо да не показват градационно подреждане на седиментния материал.



Фиг. 1.1. Схематична илюстрация на някои възходящо-издребняващи и възходящо-удряващи последователности

При изучаването на фациалните асоциации принципно е възможно да се определи директно дали отделните фации са разпределени хаотично или не. В други случаи обаче се налага използването на чисто статистически методи. Такива са, например, Марковите вериги (Markov's chains), прилагането на които е особено полезно при работа с дебели разреза, изобилстващи на различни фации.

Основни методи на фациалния анализ

Интерпретацията и реконструкцията на древните седиментационни обстановки се базира на поредица от важни критерии. Същевременно нито един от тях не може самостоятелно да осигури изчерпателна фациална информация. Само когато няколко независими критерия предоставят идентична информация, дадена обстановка следва да счита за идентифицирана. Тъй като фациалната интерпретация често бива значително затруднена от настъпили диагенетични промени, е наложително също така внимателно да се отделят първичните от постседиментационните характеристики на скалите.

Най-важните физични критерии включват общата литология, фациалните асоциации и седиментните текстури. По начало химичните свойства на седиментните скали са по-маловажни за фациалната интерпретация в сравнение с физичните и биологичните свойства. За сметка на това обаче изследването на изотопния състав и елементите-следи има важно приложение при анализа на палеосолеността и палеотемпературата. Фосилното

съдържание е сред най-важните параметри, тъй като осигурява информация за водната дълбочина, динамика, температура и мътност (turbidity). При сондажните разрези каротажните изследвания предоставят данни за такива свойства, като: порестост и проницаемост, акустични свойства, съпротивление и радиоактивност, които могат да имат отношение към фациалния анализ, например установяване на възходящо-издребняващи или възходящо-уедряващи последователности. В същия контекст сеизмичният каротаж спомага за разпознаването, например, на наклонена стратификация (при делтови седименти), ерозионни срязвания, изклинвания и други.

Използваните при фациалния анализ критерии се основават на следните свойства на скалите:

1. Главно физични свойства.

- а. геометрия на фациалните единици – показателна само ако е ясно изразена;
- б. литология – твърде общ индикатор, например, глауконит доказва морски условия, въглищата – блатна среда и т. н.;

в. фациални асоциации – възходящо-издребняващи последователности са характерни за меандриращи речни системи; регресивните шелфови асоциации образуват възходящо-уедряващи последователности;

г. неориентирани текстури – показателни са за даден процес, например, рипъл-марки свидетелстват за действието на поток или вълнение, градационна слоестост – за отлагане от суспензия, пукнатини на изсъхване – за настъпило осушаване;

д. ориентирани текстури – дават посоката на палеотечения, например, бимодални ориентировки са индикатор за приливно-отливни течения, а едномодални – за течащи потоци;

е. седиментни структури – зърнометричното разпределение има ограничено приложение, но зърновата или късовата ориентация е показателна за посоката на палеотечения.

2. Главно химични свойства.

- а. разпределение на главните химични елементи – с много ограничено приложение;
- б. елементи-следи – палеосоленост, например елементът бор;
- в. изотопи – въглеродни и кислородни изотопи дефинират морска или неморска среда, а само кислородните – палеотемпературата.

3. Главно биологични свойства.

а. групи, родове и видове фосили – индикатори за палеосоленост, палеотемпература, палеобатиметрия, хидродинамика, мътност на водата и характер на субстрата;

б. трейс-фосили – информативни главно относно водна дълбочина и характер на субстрата.

Примери за едромашабни фащиални асоциации:

Вертикални – удълбочаващи се среди с

Висока кластична доставка

Абисална равнина
Дълбокоморски конуси
Плиткоморски кластични седименти
Делтови и езерни седименти
Преплетена алувиална равнина
Алувиален конус

Ниска кластична доставка

Дълбокоморски пелагични седименти
Дълбокоморски хемипелагични седименти
Плиткоморски (под вълновия базис)
Прибрежноморски (над вълновия базис)
Делта, лагуна, приливно-отливна равнина
Алувиална равнина

Вертикални – изплитняващи среди с

Силицикластични седименти

Алувиална равнина
Делтова равнина, езеро, блато
Прибрежна, приливно-лагунна
Барови пясъци от речно устие
Проделта, кластичен шелф
Дълбокоморски конус
Басейнова равнина

Карбонатни седименти

Алувиална равнина (червеноцвети)
Прибрежна сабха
Карбонатна лагуна, евапорити
Риф, рифов склон
По-дълбока карбонатна платформа
Карбонатен склон
Карбонатно континентално подножие
Дълбокоморски карбонати

Латерални

Алувиален конус – преплетена алувиална равнина – плайа езеро ± еолични пясъци.

Алувиална равнина – приливно-отливна равнина (лагуна) – плиткоморски утайки – дълбокоморски утайки.

Алувиална равнина (червеноцвети, еолични пясъци) – прибрежна сабха – лагулни карбонати/евапорити – риф – предриф – карбонатен склон – седименти от континенталното подножие (аргон).

Кластичен шелф – склон и склонови канали – дълбокоморски конус – басейнова равнина.

Срединноокеански хребет – дълбокоморски пелагични и хемипелагични седименти (под и над карбонатната компенсационна дълбочина) – дълбокоморски ров – акреционен клин със склонов басейн.

Проксимално-дистални трендове във връзка с източника на седиментен материал също водят до ясни латерални фациални асоциации, например:

Отложения на склонов канал – горен и долен дълбокоморски конус – басейнова равнина с проксимални и дистални турбидити.

Лавови потоци – пирокластични потоци и игнимбрити – пеплопади с намаляващ зърнов размер – речно транспортирана тefра – пепелни турбидити в езера или дълбоководни морета.

Грубозърнест речен пясък – финозърнест еоличен пясък – еоличен алеврит (лъос).

Дефиниция на модел

Фациалният модел представлява генералното обобщение на дадена седиментационна система. Фациалните модели могат да бъдат изразени като идеализирани последователности от фацисии или като блок-диаграми, графики и уравнения. Такива модели имат функцията да действат като норма за сравнение с даден геоложки обект или да очертаят рамката за бъдещи изследвания. Те могат да послужат още за предсказване на нови геоложки ситуации или като интегрална база за интерпретация на системите, които представляват. По този начин фациалните модели осигуряват един метод за опростяване, подреждане, категоризиране и интерпретиране на данните, които иначе биха изглеждали хаотични и объркани. Всеки фациален модел може да бъде описан като параметри, характеризиращи отделните фацисии: геометрия, седиментни текстури и структури, минерален и химичен състав, фосилно съдържание, зърнометрична характеристика, асоцииращи литоложки типове. Същевременно всеки фациален модел се корелира с определена седиментационна обстановка и отразява наблюдаваната фациална асоциация в една или повече стратиграфски единици.

Типове фациални модели

Някои модели се основават първично на общата геоморфология (делти, алувиални конуси), други – на механизма на транспорт (турбидити и еолични дюни), а трети – на

биогенни процеси (рифове). Фациалните модели могат да бъдат изразени под различна форма, а именно: дескриптивна, геометрична или математическа (статистическа). Първият тип обхваща текстови обобщения на отличителните белези за дадена седиментационна обстановка. От своя страна, геометричните модели могат да включват топографски и палеогеографски карти, вертикални разрези, както и триизмерни блок-диаграми, които графично илюстрират седиментационната рамка. Статистическите модели използват специфични методи, като: линейна регресия, клъстер анализ и факторен анализ. Често тяхното прилагане има за цел да се изследват едновременно няколко параметъра на средата, за да се предскаже връзката между един и друг елемент. Използването на статистически техники и компютърни симулации има голям потенциал за получаването на резултати, които в дадени случаи не са постижими чрез други методи.

Построяване и ограничения на моделите

Фациалните модели най-често са базирани на многобройни наблюдения върху съвременни седиментационни обстановки. Примери в това отношение са делти, сабхи, кластични приливно-отливни равнини, рифове и др. Принципно се допуска, че природните закони са постоянни във времето и пространството, но фактически понякога е невъзможно да се създадат фациални модели, построени изцяло върху актуалистични наблюдения. Така например, никой изследовател досега не е наблюдавал в океана директно възникването на турбидитен поток. За да се развие модела за турбидитна седиментация, трябва да се прилагат общи знания, допълнени от експериментални изследвания и изводи, направени въз основа на древни фацисии, които са приети за турбидити. Също така не може да се направи пълна аналогия между съвременните плиткоморски карбонатни обстановки и древните обширни епиконтинентални морета (епейрични платформи) поради простата липса на днешни аналози. Друга основна пречка е недостатъчното време за наблюдение в определени случаи, защото някои процеси протичат в продължение на хиляди години, като например пелагичното и речното отлагане или рифовият растеж. Вярно е, че т. нар. катастрофична седиментация се приема за почти мигновена, но няма сигурни доказателства дали в миналото силата и честотата на тези събития са били идентични с днешните речни наводнения, вълни цунами, урагани и гравитационни потоци. Специфични проблеми произтичат също от различната конфигурация на континенталните маси, силно променливото евстатично ниво и големите разлики в климатичните условия през отделните геоложки епохи. Особено трудно е

интерпретирането на организмовия свят, тъй като дори екологията на днес съществуващи организмови групи вероятно не е имала постоянен характер в геоложкото минало. Накрая, от особена важност е фактът, че огромна част от съвременните седименти бива ерозирана, а това прави несигурни изводите относно разрези с древни скали, където най-вероятно съществуват значителни хиатуси. Следва да се отбележи също така, че твърде схематичното придържане към даден модел може да доведе до известни проблеми при конкретната интерпретация. От друга страна, някои седиментационни обстановки са твърде сложни по своята природа и не могат да бъдат адекватно представени посредством един общ опростен модел.

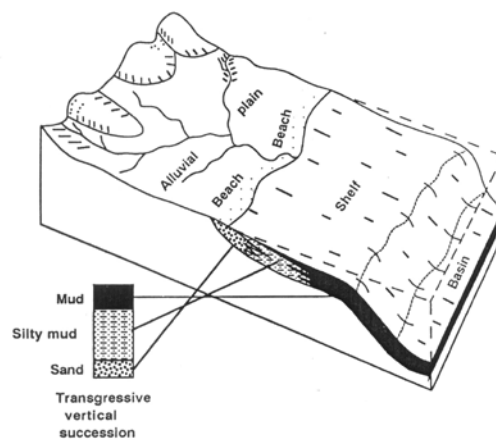
Закон на Валтер

От общата фащиална концепция се подразбира, че различните фацисии отразяват и различни седиментационни обстановки. Когато латерално съседни среди в даден район мигрират във времето като следствие от изместването на брегова линия или други геоложки условия, границите между фацисите също се променят, така че отложенията на една обстановка залягат вертикално върху отложенията на друга съседна обстановка. Именно в това се изразява законът на Валтер (Walther's Law), формулиран през 1894 г. Все пак следва да се направи уговорката, че вертикалните последователности не винаги възпроизвеждат хоризонталното разположение, т. е. само тези фацисии, които са били в непосредствено съседство, могат да се намират по-късно в суперпозиция. Също така законът е валиден по правило само за седиментни последователности, в които липсва голям хиатус.

Практическото използване на закона на Валтер може да бъде илюстрирано по следния начин. Например, седиментационните обстановки в рамките на вътрешен морски шелф, подложен на регресия, включват приливно-отливна равнина, лагуна/залив, плаж, вълнова зона и неритична зона под нормалния вълнови базис. Седиментите отложени във всяка една от тези среди имат собствени характеристики по отношение на зърнов размер, сортировка, текстури и геометрия на телата. Ако е известно, че тази последователност съществува в морска обстановка, подложена на регресия, геолозите, които изучават древни регресивни морски седименти, са в състояние да интерпретират седиментационната среда на различни части от разреза, както и да разкрият липсата на определени фацисии от дадена обстановка, ако те евентуално са били ликвидирани посредством ерозия. Обратно, от изучаването на вертикалната последователност в даден

разрез или сондаж може да се направи предположение какви фацисии следва да се очакват в латерално направление. Това практическо приложение е особено важно в нефтената геология, където е възможно да бъдат предсказани фациални промени в околните площи без прокарването на допълнителни сондажи.

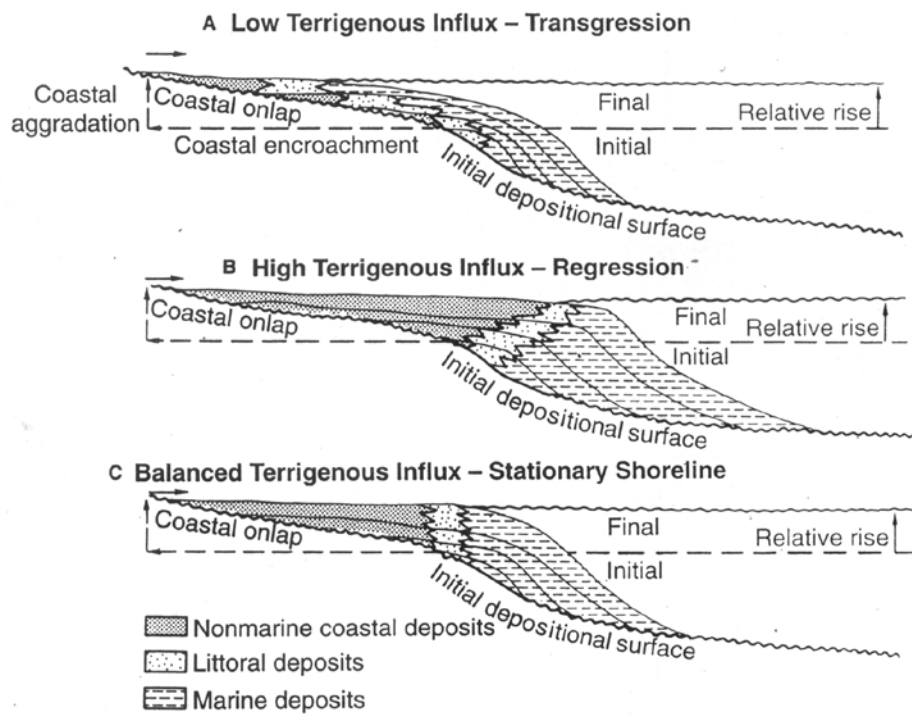
Принципът на закона на Валтер е илюстриран схематично на **фиг. 1.2**. Тази блок-диаграма показва латералната последователност на седиментационни обстановки в обхвата на кластично-доминиран шелф, който е подложен на трансгресия (ретроградация), т. е. придвижване на бреговата линия в посока към сушата. Така на литоложко-стратиграфската колонка басейновите утайки се разполагат върху прибрежни седименти вследствие от повишаване на евстатичното ниво.



Фиг. 1.2. Схематично представяне на закона на Валтер. Трансгресията води до латерална миграция на седиментационните обстановки, което се изразява във вертикална последователност на техните фацисии на литоложко-стратиграфската колонка

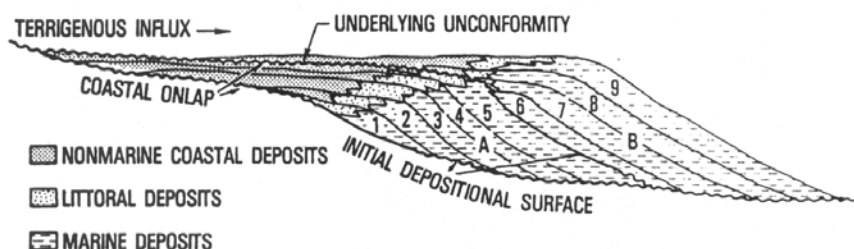
Следва обаче да се направи уточнението, че трансгресия настъпва по време на евстатично издигане, само когато притокът на теригенен материал от сушата е незначителен (**фиг. 1.3А**).

Съвсем естествено, обратна картина на литоложката колонка се наблюдава при протекла регресия (проградация). Тя може да настъпи при евстатично издигане, ако доставката на теригенен материал е интензивна (**фиг. 1.3В**), или при спадане на евстатичното ниво (**фиг. 1.4**). Поне при два типа седиментационни условия е възможно да не настъпи нито трансгресия, нито регресия за значителен геоложки период.

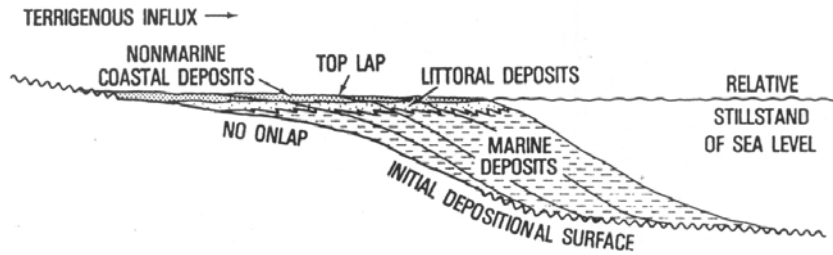


Фиг. 1.3. Относително покачване на морското ниво може да доведе до (А) трансгресия, (В) регресия, или (С) стабилна брегова ивица, което зависи от темповете на теригенен привнос

Например, ако при дълготраен и балансиран привнос на кластичен материал е налице бавно повишаване на евстатичното ниво, то бреговата линия остава непроменена и латерално разположените плитководни и дълбоководни фацисии не се надграждат в седиментния разрез (фиг. 1.3С). Във втория случай, при относителен застои на евстатичното ниво и висок теригенен привнос, се осъществява т. нар. прибрежно припокриване – coastal top lap (фиг. 1.5).



Фиг. 1.4. Бързо спадане на относителното морско ниво, което е съпроводено с преместване на бреговата линия към басейна (регресия). (А) и (В) представляват две различни седиментационни последователности, а цифрите указват относителната възраст на пластовете: 1 – най-стари; 9 – най-млади

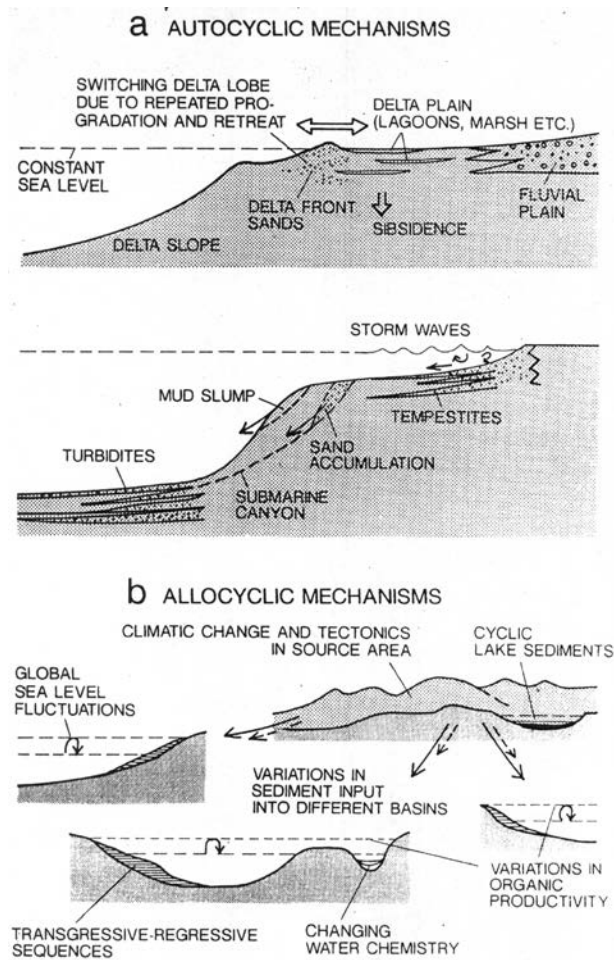


Фиг. 1.5. Прибрежното покриване (coastal toplap) е индикация за относителен застои на морското ниво. При стабилно морско ниво няма относително издигане на морското дъно; следователно, не се акумулират прибрежни и/или литорални седименти и вместо базално прибрежно прилягане (coastal onlap) се формира прибрежно припокриване (coastal toplap)

Циклична седиментация

Много стратиграфски последователности показват циклично повторение на пластове и пачки от един или друг порядък. Цикличните седименти включват дребномащабни повторения (ритми) и/или едромасщабни цикли. Илюстративни примери в това отношение са езерни глини (варви), слоести турбидити, ламинирани евапорити, редувания на варовици и аргилити, въглищни циклотеми, черни шейли (black shales) и някои силицити. Според механизма, предизвикващ цикличността, се обособяват два типа последователности – автоциклични и алоциклични (фиг. 1.6). Първите се контролират от процеси, които протичат в самия седиментационен басейн и техните отложения са стратиграфски неиздържани. Типични примери са събитийните щормови отложения и турбидитите. На свой ред, алоцикличните последователности се контролират от външни за басейна причини, като климатични промени, тектонски движения в подхранващата провинция и глобални евстатични колебания. Освен това алоцикличните последователности се простират на големи разстояния и даже могат да преминават от един басейн в друг. Някои от тях са свързани с периодични изменения в земните орбитални параметри. Така например, ротационни колебания в полюсите на земната ос (т. нар. прецесия – precession) се отличават с две доминиращи продължителности – съответно 19 000 и 23 000 години. На второ място, през период от 41 000 години настъпва промяна в наклона на земната ос до 3 градуса (т. нар. полегатост – obliquity). Накрая, земната орбита се изменя от почти кръгла до почти елипсовидна (т. нар. ексцентритет – eccentricity) в рамките на два цикъла – единият с продължителност от 95 000 до 13 000 години, а вторият през период от 413 000 години. Тези вариации в земната орбита предизвикват климатични

промени, наречени цикли на Миланкович, които на свой ред контролират до голяма степен условията на седиментация.



Фиг. 1.6. Схематично представяне на автоциклични и алоциклични механизми, които водят до образуване на ритмични и циклични седиментни последователности

Климатични и евстатични ефекти върху седиментацията

Очевидно е, че темповете на кластична доставка и промените в евстатичното морско ниво оказват значително влияние върху условията на седиментация в прибрежните зони и върху континенталния шелф. От своя страна, притокът на теригенен материал се контролира от тектонската активност и климата. Така например, тектонският режим води до издигания в подхранващата провинция и усилва по този начин темповете на ерозия, като освен това предизвиква и дезинтеграция на по-едрозърнест материал. Климатът регулира седиментната доставка посредством изветрянето, ерозията, механизмите на транспорт и условията на утайконатрупване. Промените в морското ниво, които имат

глобален и едновременен характер, се наричат евстатични. За разлика от тях, промени, засягащи само отделни площи, се означават като относителни. Те биват контролирани от локални тектонски издигания или свивания на басейновото дъно, както и от седиментна аградация. Евстатичните промени се дължат на много причини, обединени в две групи – промени във водния обем, и промени в обема на морските и океанските басейни. С първата група са свързани вариации в континенталното заледяване, като евстатичното ниво спада значително през ледниковите периоди и обратно. Изменения във водния обем са свързани също с флукутации в океанската температура, които предизвикват обаче само малки евстатични промени.

На свой ред вариации в обема на морските и океанските басейни произтичат от няколко фактора. Така например, увеличаването на седиментния пълнеж води логично до осезаемо покачване на евстатичното ниво. Същият ефект има и нарастването на срединно-океанските хребети, което е свързано с интензивна спредингова дейност (при тяхното намаляване възниква съответно обратният ефект). Пример: изчислено е, че промяна на спрединга от 2 cm/година на 6 cm/година може да доведе до евстатично покачване от порядъка на 100 m в продължение на 70 млн. г. Други три причини за изменение в обема на морските/океанските басейни са континентална колизия, промени в релефа на океанското дъно и т. нар. постледниково отскачане (rebound). Последното представлява постепенно издигане на сушата след освобождаване от натиска на стопени големи ледникови маси.

2. АЛУВИАЛНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

В различните континентални обстановки могат да се образуват седименти, сходни по своите характеристики. Така например, еолични отложения се натрупват в пустинни, но също така и в някои участъци на ледникови обстановки. На свой ред езерни отложения се формират в езера, възникнали в пустиня или ледникова среда. Алувиалните отложения са привързани главно към речни системи от хумидни райони, но също така и към реки, течащи през пустинни или ледникови области. Континенталните фацисии са представени предимно от силицикластични утайки, характеризиращи се с редки организмови останки и липса на морски фосили. Несилицикластичните отложения, като пресноводни варовици и евапорити, имат като цяло подчинен характер. Континенталните седименти са по-редки в геоложкия летопис от морските и прибрежните, но някои от тях имат важно икономическо значение, тъй като съдържат значителни запаси от нефт и газ, въглища и уран.

Алувиалните фацисии обхващат богат спектър от утайки, образувани посредством реки, отделни потоци и свързаните с тях гравитационни процеси. Такива отложения се наблюдават понастоящем при различни климатични условия и в различни континентални обстановки, вариращи от пустини до хумидни и ледникови области. Макар че могат да бъдат обособени редица подобстановки, повечето алувиални скали се отнасят към три главни обстановки на седиментацията, а именно: алувиални конуси, преплетени реки и меандриращи реки, които нерядко се припокриват и са взаимно свързани. Например някои преплетени речни системи започват от завършека на алувиални конуси в хумидни райони, а някои преплетени реки прекождат в долното си течение в меандриращи. Затова при фациалния анализ на алувиални седименти понякога е трудно да се диагностицират продуктите на тези взаимосвързани среди.

АЛУВИАЛНИ КОНУСИ

Алувиалните конуси са отложения, които имат най-общо външна форма на сегмент от конус. Съвременните аналози се образуват в области с висок релеф, най-вече в основата на планински вериги, където е налице изобилен привнос на седиментен материал. Те са особено характерни за слабо залесени аридни и полуаридни райони, където седиментен транспорт протича относително рядко, но с голяма сила. Актуалистичен пример в това отношение са алувиалните конуси от Долината на смъртта в Калифорния. При такива климатични условия конусите най-често прекождат в пустинна среда, като нерядко имат

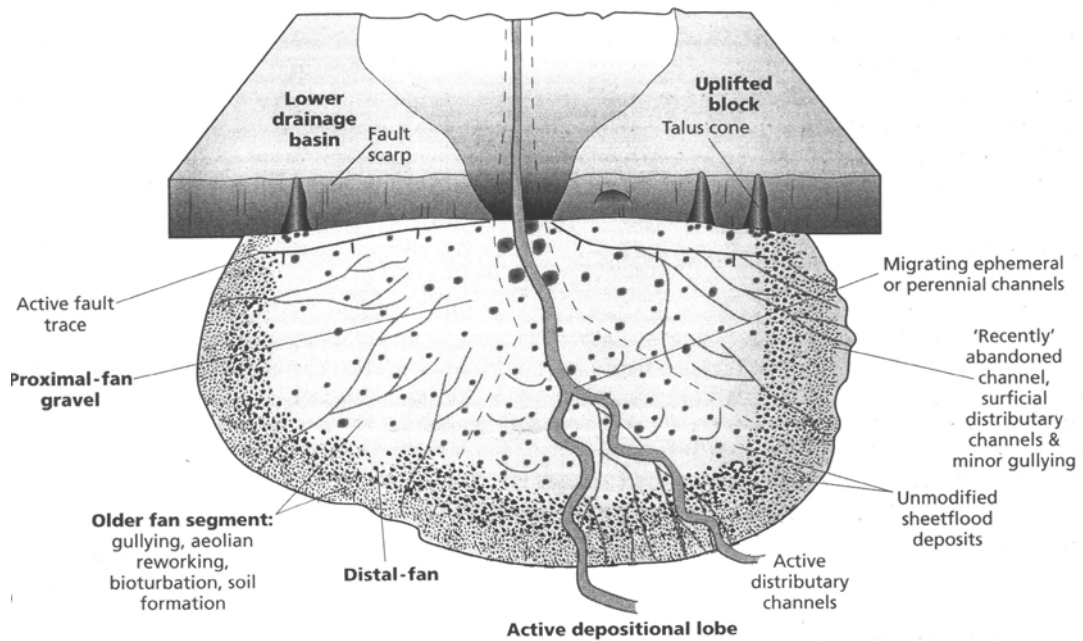
покривка от калкретни палеопочви (каличе) и съдържат еолични прослойки. В хумидните райони конусите прехождат надолу в алувиални и делтови равнини, а така също в плажове, приливно-отливни равнини, езера, морета и океани. В последните три случая конусите се означават като фан-делти. Известни са също така алувиални конуси, образувани в предната част на топящи се ледници.

Седиментни процеси и отложения

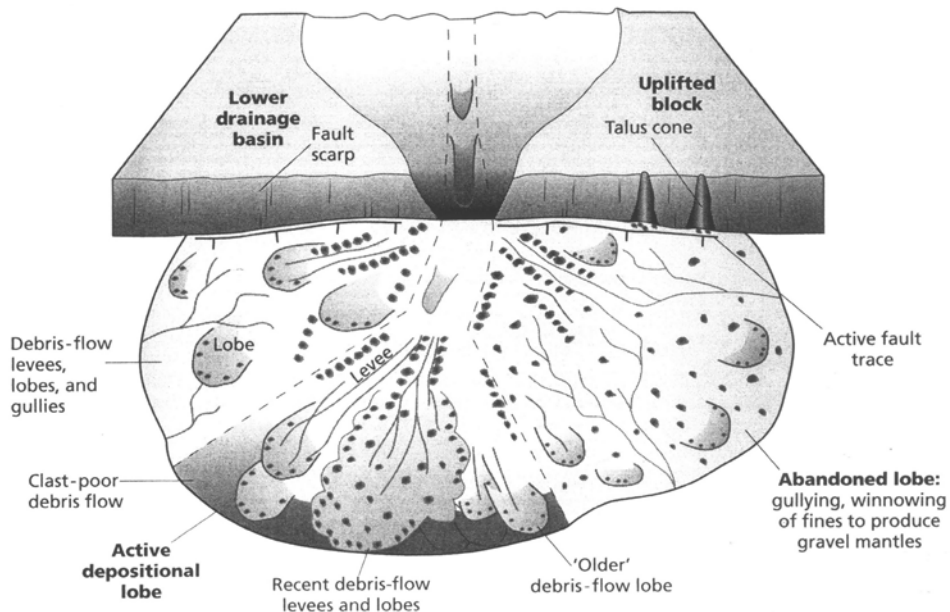
Най-важните процеси на транспорт и седиментация са свързани с различни видове потоци, както и гравитационни процеси. Така наречените течащи потоци (streamflows) са типични за хумидните алувиални конуси, където те доминират над останалите процеси (фиг. 2.1). В резултат се образуват три типа конусни отложения. Потоково-русовите (stream-channel) се акумулират в канали, които прорязват самите конуси. Това са удължени тесни тела, изградени от най-грубите и най-слабо сортирани утайки. Следващият тип са т. нар. поройни (sheetflood) отложения, които възникват чрез внезапно прииждане на вода и седиментен материал и се разстилат от края на даден канал върху част от или върху целия алувиален конус. В резултат се образуват пластинообразни седименти от псефитен, псамитен и алевритен материал, които могат да бъдат относително добре сортирани, и макар да имат най-често масивна текстура, нерядко показват къса слоестост и ламинация. Третият тип включва т. нар. пресяти (sieve) отложения, които представляват изпъкнали псефитни натрупи. Те възникват при конуси, където се доставя относително малко количество финозърнести фракции. При такива условия се генерират високопроницаеми псефитни отложения, които позволяват на водата да преминава през тях, и по този начин се задържа само грубият материал. Като цяло течащите потоци от хумидните райони могат да бъдат целогодишни, но главното утайконатрупване протича през отделни по-бурни периоди. Когато потоците достигнат участъци с по-плосък релеф, те се разстилат, ставайки по-плитки, губят способността си да транспортират седимент. По този начин носеният материал бързо се отлага, потоките канали се затлачват или се отклоняват встрани от конуса.

На свой ред дебритните и тинестите потоци (debris and mud flows) са по-характерни за алувиални конуси от аридни и полуаридни райони (фиг. 2.2), където падат редки, но интензивни валежи, а склоновете са стръмни и растителността е рядка. Такива потоци възникват също в участъци, където са налице изобилни, но неконсолидирани вулканокластични или ледникови седименти. Алувиалните конуси от аридните зони могат

да включват и течащи потоци, които в отделни случаи са дори доминиращи, но имат подчертано периодичен характер.



Фиг. 2.1. Геометрия и седиментни процеси в алувиален конус, който е доминиран от течащи потоци



Фиг. 2.2. Геометрия и седиментни процеси в алувиален конус, който е доминиран от дебритни потоци

В частност отложенията, генерирани от дебритни потоци, са слабо сортирани и без седиментни текстури с изключение на евентуална обратна градационна слоестост в техните базални части. Възможно е наличието и на блокове (boulders) като максимален

късов размер, т. е. $>256 \text{ mm}$. Самите утайки не са порести и проницаеми поради голямото количество тинест матрикс. Дебритните потоци „замръзват” и спират да се движат на относително малки разстояния, главно в долните части на алувиалните конуси. От своя страна, тинестите потоци са подобни на дебритните, но транспортират предимно псамитен и по-дребнозърнест материал.

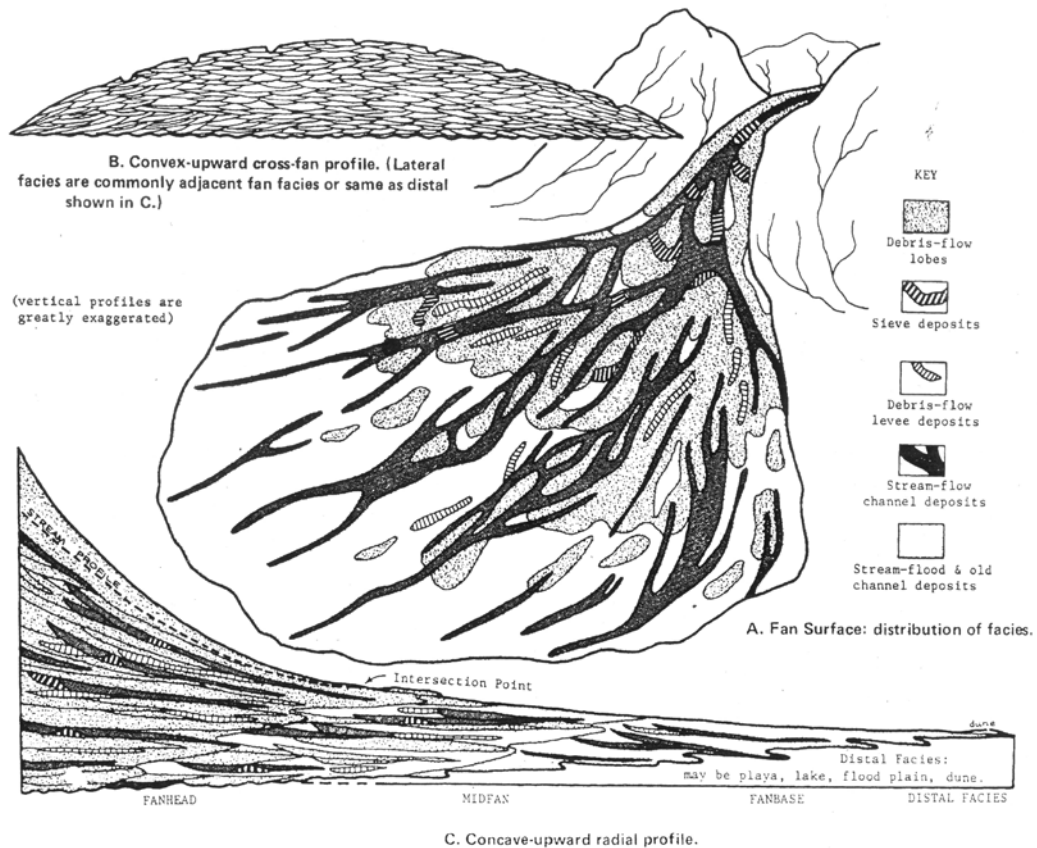
Гравитационните процеси са избирателно свързани с дебритните потоци и нерядко представляват източник на материал за тях. Те включват срутища, свлачища, хлъзгания и лавини. Транспортираният материал обхваща скални частици и късове с всякакви размери плюс почва и растителност. Поради сходния характер на гравитационните явления и дебритните потоци техните отложения трудно се различават при древните алувиални конуси.

Диагностични белези

Алувиалните конуси имат дъговидни очертания в план, с една добре развита система от синусоидни до мрежовидни канали по повърхността. В напречен профил те са изпъкнали, а в надлъжен са вдлъбнати с издигната горна част (фиг. 2.3). В рамките на надлъжния профил се отделят три части. Горният (проксимален) конус (upper fan; fanhead) има най-стръмен наклон, съдържа най-грубозърнестия материал и обикновено е прорязан само от един дълбок канал. Така наречената пресечна точка (intersection point) е тази, в която каналът излиза на повърхността на конуса и отлага носения материал. Средният конус (midfan) се отличава с по-малък наклон, съдържа утайки с по-малки зърнови размери и е белязан от разклоняващи се по-плитки канали. Дисталният конус (distal fan, fanbase) е най-плосък и е изграден от най-фини седименти, като липсват отчетливо изразени канали.

Както се вижда от така очертания надлъжен профил, седиментният материал на алувиалните конуси е силно диференциран по големина на късове и зърна в отделните му части. Освен едрия размер на отложенията в горния конус, те са слабо сортирани и безтекстурни. Всъщност това са богати на матрикс псефити главно с дебритен произход. Класт-поддържани утайки се образуват предимно в потоковите канали. Отложенията на средния конус биват генерирани както от течашци, така и от дебритни потоци. Доминират пластинообразни псефитно-псамитни, предимно поройни, утайки, понякога с планарна и троговидна кдса слоестост. По-едрите псефитни отложения имат потоково-канален или дебритен произход. Те показват имбрикация на късовете, които са наклонени нагоре по

склона. Дисталните псамитно-алевритови отложения имат предимно пороен характер, а псефитните слоеве в тях са принципно тънки. Сортировката е по-добра в сравнение с предходните части на конуса, като е възможна появата на нискоъгълна къса слоестост, а в най-отдалечните части – и на троговидна. Същевременно по-ясно са очертани и страфикационни единици под формата на пластове.



Фиг. 2.3. Типични характеристики на повърхността и профили на алувиален конус. (А) Повърхност на конуса с разпределение на фациесите; (В) Изпъкнал напречен профил; (С) Вдлъбнат надлъжен профил

В конусните утайки обикновено липсват фосили освен растителни останки и кости от гръбначни. Формата на кластите е подчертано ръбеста поради късия и кратък транспорт. Късовият състав е най-често разнообразен и зависи директно от подхранващата провинция. Отделните различни пластове обикновено не показват вертикална промяна в късовия/зърновия размер, но понякога се характеризират с нормално градационно подреждане на кластичния материал. Цветовете на седиментите са предимно жълт, оранжев и червен поради окислителната среда на образуване. Посоките на палеотечения са разположени радиално спрямо дисталната част на конуса. Въпреки тези специфични

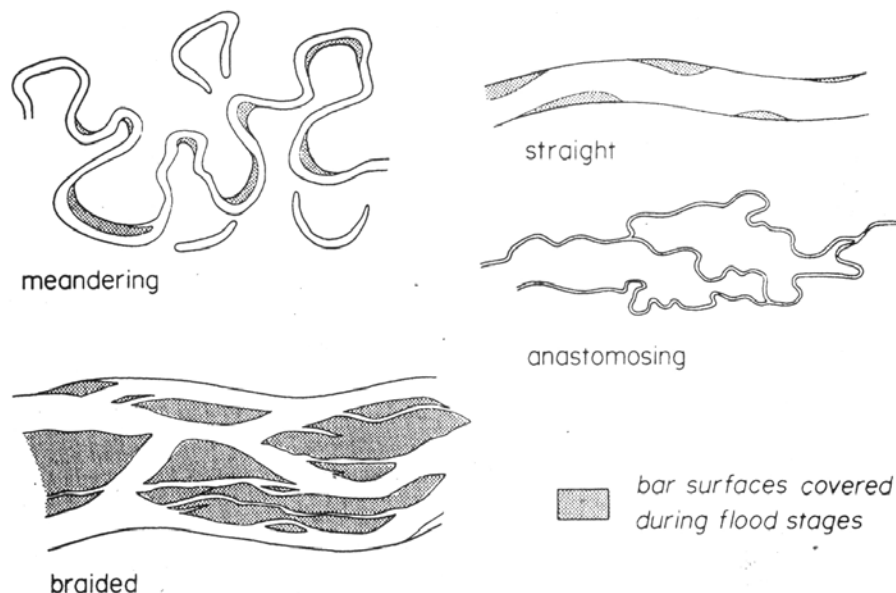
белези древните алувиалноконусни отложения имат много общи характеристики с останалите алувиални отложения, което често ги прави трудно отличими от тях.

Разпространение

Алувиалните конуси са особено типични за докамбрия и ранния палеозой, т. е. времето преди появата на сухоземни растения, предотвратяващи ерозията. За отбелязване е архайската супергрупа Витватерсранд в Южна Африка, където се съдържат богати запаси на злато и уран. Като цяло конусите от аридните и полуаридните зони са по-слабо разпространени в геоложкия летопис и имат по-малки размери. Типични примери в това отношение са тези с пермско-триаска възраст в Шотландия и Испания.

РЕКИ

Речните фацисеси са относително добре изучени. Според тяхната морфология се отделят четири типа реки: преплетени (braided), меандриращи (meandering), мрежовидни (anastomosing) и праволинейни (straight) (фиг. 2.4).



Фиг. 2.4. Главни типове реки (шрихованите участъци показват повърхността на барове, които биват заливани по време на наводнение)

Първите два типа са най-разпространени, а праволинейните са най-редки. Мрежовидните реки могат да се разглеждат и като разновидност на меандриращите с

относително постоянна система от силно синусоидни речни канали, които са разделени от големи острови, покрити с растителност. В природата съществуват чакълно-доминирани и песъчливо-доминирани реки.

Преплетени реки

Седиментационна среда и процеси

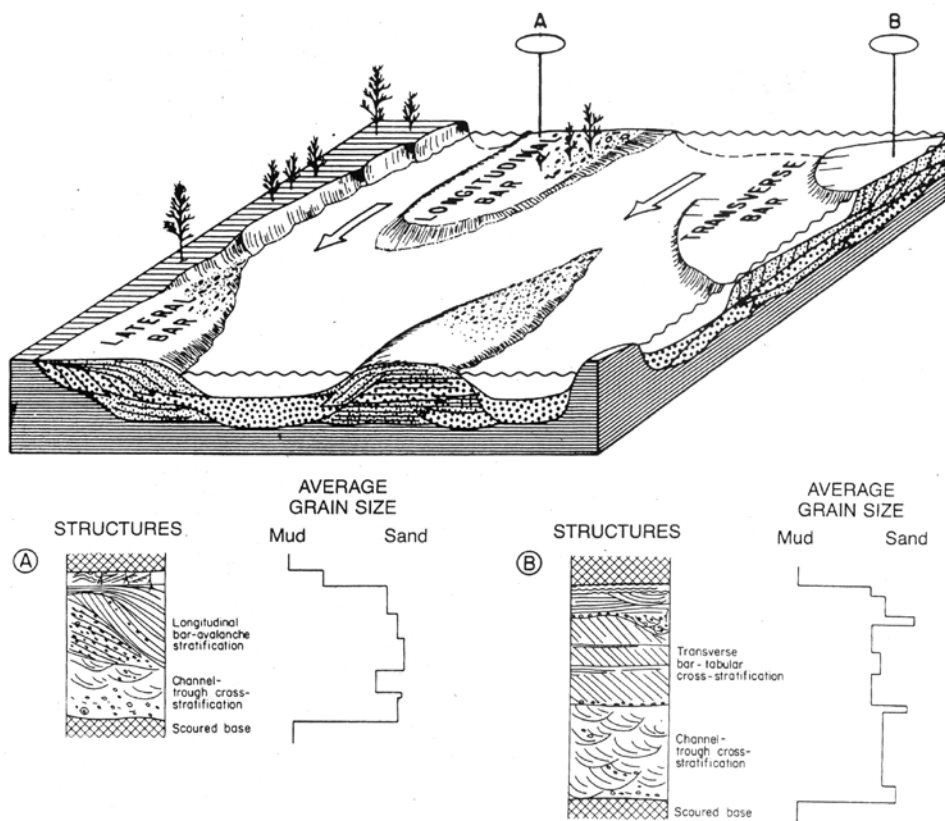
Преплетените реки се отличават от меандриращия тип по своята ниска синусоидност, която се определя като съотношение между русловата дължина и дължината на цялата речна система. С други думи, колкото е по-малко това съотношение толкова по-ниска е синусоидността. Този тип реки се характеризират с наличието на много канали, които са разделени от барове или малки острови. Чакълестите преплетени реки се оформят при висок релеф и обикновено имат малък площен обхват. По правило те прехождат надолу по течението в песъчливи преплетени реки. Последните са по-разпространени както в съвременните, така и в древните обстановки. Самите преплетени реки прехождат най-често в меандриращи.

Преплетените реки започват развитието си от дисталните части на алувиални конуси, но също така и от предните части на ледници. В тези зони е налице изобилен седиментен материал, силен, макар и непостоянен, воден отток, и обикновено слабо развита растителност. Тези условия водят до претоварване със седиментен материал и бързото му отлагане. Очевидно преплитането на русловите канали се дължи както на въпросните фактори, така и на грубия късов размер, резките колебания в седиментната доставка и неустойчивите брегове. Постоянното образуване на барове по самите русла е причина за тяхното относително бързо запушване и отклоняване в друга посока или до появата на два или повече нови канала. Процесите на седиментация при преплетените реки силно наподобяват тези при хумидните алувиални конуси (особено в дисталните им части), и следователно диагностичните белези на техните древни отложения са много близки.

Дънни форми и текстури

Най-характерните дънни форми при преплетените реки са баровете, които биват три типа: надлъжни, езиковидни и напречни, латерални, включващи т. нар. пойнт барове (фиг.

2.5). Надлъжните (longitudinal) барове са срединноруслови и възникват когато най-едрата част от носения материал се отложи при намаляване силата на течението. Първоначално те са малки по размер, но с времето растат на дължина и височина, като в празнините между късовете се улавят все по-дребни частици. Най-едрите фракции се концентрират около централната ос и в основата на надлъжния бар. Неговият вътрешен строеж се характеризира с масивен изглед или груба стратификация, както и слабо развита късата слоестост. Езиковидните (linguoid) и напречните (transverse) барове са ориентирани под ъгъл спрямо течението. Първите имат изпъкнала (често ромбовидна) форма и стръмен фронт надолу по течението. Напречните барове са подобни на тях, но се отличават с прави хребети. Латералните (lateral) барове имат големи размери и се развиват при наличието на относително ниска водна енергия по бреговете на даден руслов канал. За разлика от псефитно-псамитните надлъжни барове, останалите са типични за пясъчливи преплетени реки и при тях е по-добре развита късата слоестост (както планарна, така и троговидна). Наклонът на серийните граници варира, но винаги е насочен надолу по течението.



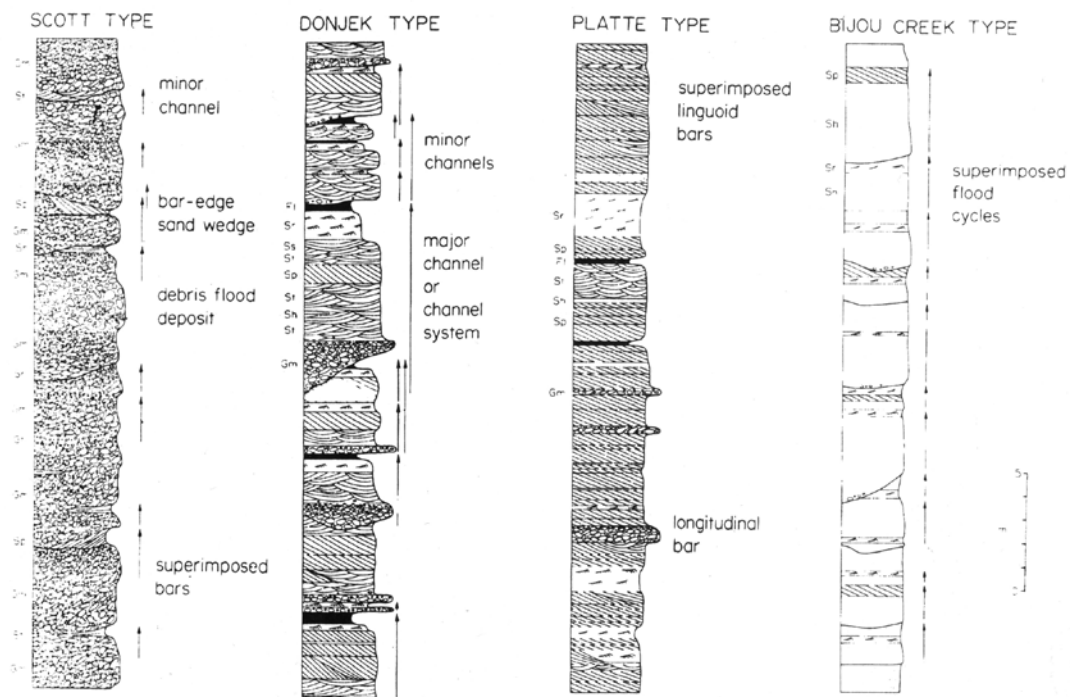
Фиг. 2.5. Пространствено разположение и строеж на трите типа барове при преплетените реки. Последователност (A) е доминирана от миграцията на псефитен надлъжен бар, а последователност (B) отразява последователното отлагане на къси серии в напречен бар върху пълнеж на руслов канал

В някои пясъчливи барове се оформят и рипъл-марки. Както чакълестите, така и пясъчливите преплетени реки мигрират латерално и образуват площни и клиновидни отложения, съставени от руслови и барови фациеси. Тази латерална миграция, комбинирана с аградация, води до формирането на площни псефитни и псамитни отложения, които са разделени най-често от тънки и бързо изклинващи тинести седименти. Посоките на палеотеченията при този тип реки са едномодални и имат ветриловиден характер, отразяващ тяхното преместване в рамките на алувиалната система.

Вертикална последователност на фациесите

Отложенията на преплетените реки са твърде променливи в зависимост от размера на пренасяния материал, дълбочината на русловите канали, а така също и от количеството и честотата на седиментна доставка. Някои отложения са продукт на латерална акреция, а други – на вертикална. В резултат са възможни вертикални последователности, които или не показват забележими различия във възходяща посока, или зърновият размер намалява възходящо (fining-up trend).

Miall (1977) обособява четири вертикални модела, които носят названията на съвременни преплетени реки (фиг. 2.6).



Фиг. 2.6. Обобщени стратиграфски модели за пясъчливи преплетени реки

Моделът Scott се състои главно от грубо стратифицирани чакъли и малки пясъчни клинове между тях. При него се очертават слабо изразени цикли и той отразява седиментация от чакълести проксимални потоци при високи темпове на речен отток. Моделът Donjek е представен от възходящо-издребняващи цикли с различен мащаб, които са продукт от натрупване съответно на псефитен и псамитен материал. Седиментацията може да протече на различни нива в каналите, или русловата аградация е последвана от тяхната латерална миграция. Моделът Platte се отнася до пясъчливи преплетени реки с постоянен отток, които са доминирани от езиковидни и напречни барове с кдса слоестост. При него няма изразени цикли, макар че локално в разреза се установява възходящо издребняване на отложенията. Моделът Vijou Creek се характеризира с наложени седименти натрупани вследствие намаляване на скоростта на течение. Всяко такова явление генерира отделен цикъл с възходящо издребняване. Подобни отложения се образуват в реки с променлив отток, дължащ се на периодични наводнения и относително слаба диференциация между канали и барове.

Разпространение

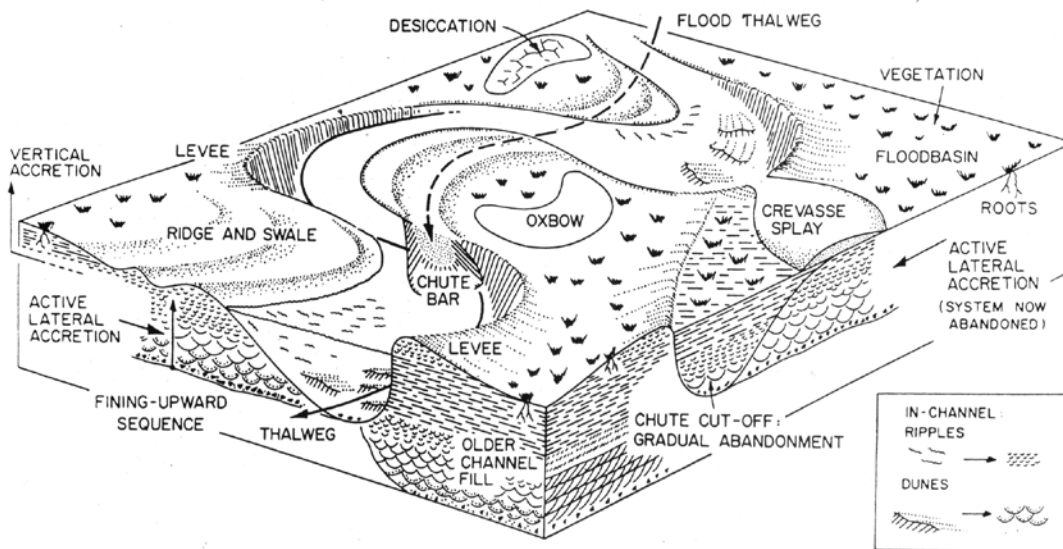
Фациесите на преплетени реки се идентифицират в древни скали главно на базата на зърновия размер и седиментните текстури. Подобно на алувиалноконусните седименти те са били развити по-мащабно преди девона, след което отстъпват първенството на меандриращите реки. Типичен пример са голяма част от долнотриаските червеноцветни седименти в Централна Европа, Испания и България.

Меандриращи реки

За разлика от преплетените реки, при меандриращите е налице само един главен канал, който се характеризира със здрави, трудно податливи на ерозия брегове. Други специфични особености представляват силно променливият по посока поток, по-малкият градиент в наклона и по-голямото количество транспортиран финозърнест материал. Макар част от меандриращите реки да се оформят самостоятелно, други се явяват като продължение на преплетени реки, което е следствие от намаляване на речния наклон, редуциране в големината на пренасяния материал и по-малки флуктуации в речния отток. По-големите меандриращи реки често прехождат в добре оформени делтови системи.

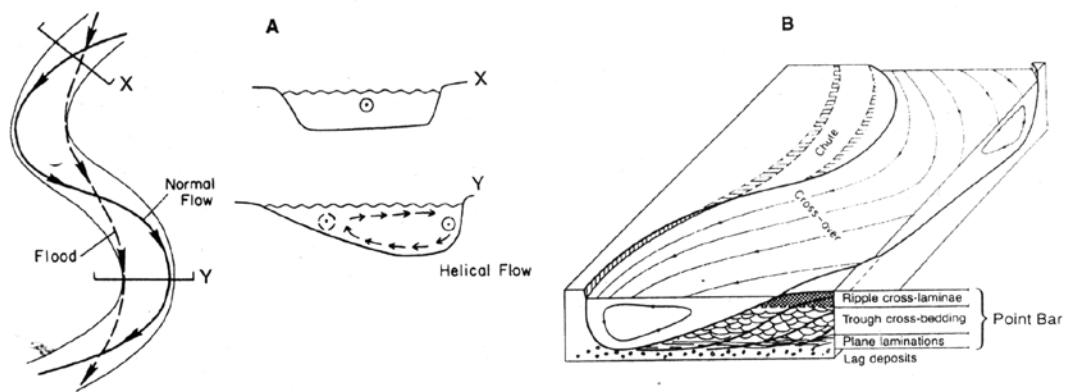
Седиментационна среда и процеси

Морфоложките елементи на меандриращите реки са показани на **фиг. 2.7**. Те включват главен канал, т. нар. пойнт барове (point bars) – които се образуват по речните завои, естествени валове (levees), заливни басейни (floodbasins), малки езерца (oxbow lakes) и изоставени меандри (abandoned cut-off meanders).



Фиг. 2.7. Морфоложки елементи на меандрираща речна система. Талвегът е линия, която свързва най-дълбоките участъци по главния канал и обикновено маркира траекторията на максимална скорост на течението

Водният поток, движещ се по главния канал, е отговорен за седиментната ерозия и седиментация в рамките на речната система като следствие от периодично повишаване на неговата енергия (често със сезонен характер). При нормално течение максималната енергия на потока преминава покрай външната част на всеки завои (**фиг. 2.8**), докато при засилено течение потокът следва по-праволинейна траектория. Латералното преместване на потока предизвиква напречно спираловидно движение (helical flow) на водата от външната вдлъбната част на меандъра към неговата вътрешна изпъкнала част. Поради факта, че отблъскващата сила е по-голяма при водната повърхност, където скоростта на течение е по-висока, отколкото по дъното, спираловидният поток носи повърхностната вода към външния бряг, а придънната – към вътрешния. Това спираловидно течение транспортира седимент напречно на канала и го натрупва в т. нар. пойнт барове. В тяхната най-дълбока част се отлага едрозърнест материал.



Фиг. 2.8. Модели на течение при меандрираща река. (А) Траектория на максималната скорост (изменяща се от един завой към следващ) съответно при нормален и засилен воден поток. Напречните профили X и Y показват разлики при течението в два участъка на главния канал. (В) Детайли на спираловиден поток и характер на отложенията, образувани в резултат на такъв поток

Останалият седимент, ерозиран от вдлъбнатата част на завоя, се транспортира напречно на канала, като зоната на максимална скорост се премества от единия външен завой до следващия и едрозърнест материал се отлага чрез латерална акреция върху следващия пойнт бар. Този продължителен процес е причина за латерална и надлъжна миграция на меандрите. При рязко засилено течение речното легло се изпълва с вода и протича заливане над бреговете. В резултат се отлага тиня, водеща до появата на естествени валове. На свой ред заливните басейни и езерцата се образуват главно чрез вертикална акреция. Понякога валовете се пропукват и това позволява на седиментния материал да проникне в заливните басейни, където той бързо се отлага. Такъв процес се нарича наклонен пробив (*crevasse splay*).

Отложения

Както беше отбелязано по-горе, седиментацията протича в пет специфични подобстановки на меандриращата речна система: главен канал, пойнт барове, естествени валове, заливни басейни, малки езерца и изоставени меандри. Във всяка една от тях се отлагат утайки с характерен зърнов размер и седиментационни текстури.

Русловите седименти по същество са лагови (остатъчни) отложения, изградени от едрозърнест материал, който може да бъде пренасян от речния потока само при максимална скорост по време на наводнения. Тук се включват псефитни късове, растителни останки и парчета полуконсолидирана тиня, които са откъснати от бреговете.

Слоестостта е слабо изразена, но често е налице имбрикация. Самите лагови отложения са принципно тънки и неиздържани.

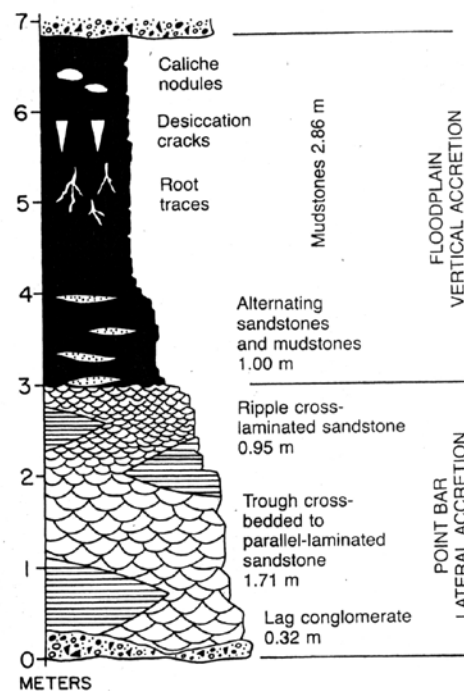
При по-ниски енергийни нива се транспортира псамит, който се натрупва по наклонените повърхности на пойнт баровете. Седиментацията в тях е продукт на спираловидна циркулация, насочена нормално към брега, която акумулира материал отдолу нагоре. Вследствие на намаляващата водна сила във възходяща посока, най-долу се натрупва едрозърнест материал, а в горната част на пойнт бара се разполага финозърнест материал. Така в основата се формират големи дюнни дънни форми, а по-нависоко се образуват рипъл-марки. В тектурно отношение вертикалният преход е от едромасщабна към дребномасщабна троговидна кòса слоестост. Наклоните на кòсите серии могат да варират, но най-общо са едномодално насочени надолу по течението. Понякога в различни части на пойнт бара могат да се образуват хоризонтални ламинации, които са продукт на т. нар. режим на плосък поток (plane-bed flow).

При силна водна енергия и изливане извън главния канал протича седиментация върху естествените валове, заливните басейни и езерцата. Това става вследствие на вертикална акреция, за разлика от латералната акреция, която формира пойнт баровете. Валове се образуват на вдлъбнатата страна на меандрите непосредствено до главния канал. Техните утайки включват фини пясъци с ламинация и рипъл-марки, над които следва ламинирана тиня. Тези отложения постепенно изтъняват и издребняват в посока към заливния басейн. Отложенията на последния, който може да бъде нискорелефна равнина, заблатен участък и дори плитко езеро, са финозърнести продукти на суспензия, тънки по дебелина и обикновено съдържащи повишено количество растителни останки. Те могат да бъдат биотурбирани от сухоземни животни и корени, а също така белязани от пукнатини на изсъхване. Отложенията на езерцата представляват смес от фин алеврит и пелит, също пренесени от главния канал по време на наводнение. Тези утайки са ламинирани, съдържат растителни останки, а нерядко и черупки от пресноводни остракоди и молюски. Отложенията вследствие на наклонен пробив във валове могат да се разпрострат върху заливните равнини. При тях бързо протичащата седиментация е чрез влачене и от суспензия, което води често до формиране на градационна слоестост.

Вертикална последователност на фациесите

Във всеки един момент от развитието на меандрираща алувиална система може да се извърши седиментация в главния канал, пойнт баровете и различните заливни участъци.

Тъй като постоянно се осъществява латерална миграция на тези подсреди, техните продукти се наслагват във вертикално направление. Като резултат от миграцията на меандрите едрозърнестите лагови отложения се надграждат от кòсслоести и ламинирани пясъчливи утайки на пойнт барове (възходящо издребняващи и с намаляващ мащаб на кòсите серии), които на свой ред прехождат в алевритно-пелитни заливни отложения. Именно до такава вертикална подредба се свежда и класическият модел на Allen (1970), като цялата последователност има възходящо-издребняващ характер, а в нейната основа се оформя ерозионна повърхност (фиг. 2.9). Все пак в природата са налице редица отклонения от този класически модел, като например образуване на псефитни пойнт барове без градация, псамитни пойнт барове с обратна градация, или поява на рипъл-марки вместо дюни в долната част на пойнт бара.



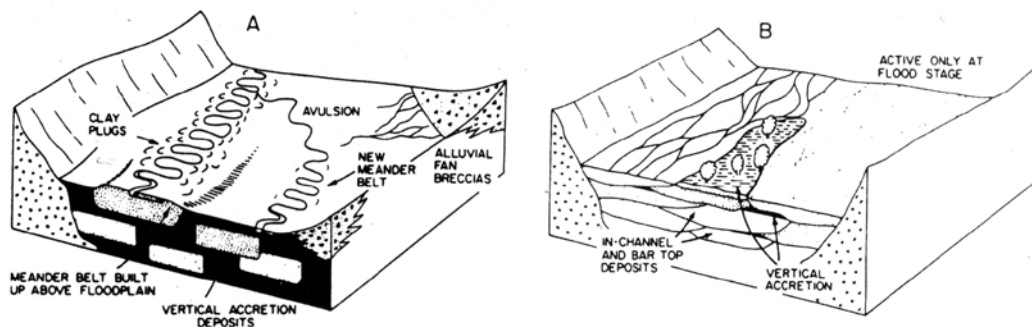
Фиг. 2.9. Класическа възходящо-издребняваща последователност в отложения на меандрираща река

Разпространение

Отложенията на меандриращите реки са най-типични за девонски и по-млади скали. Един прочут пример от Европа е т. нар. Стар червен пясъчник (Old Red Sandstone) в Уелс, на чиято база фактически е построен класическият модел на Allen (1970).

Геометрия на телата

Поради екстензивната латерална руслова миграция и русловата аградация преплетените реки образуват площни псамитно-псефитни отложения с относително голяма дебелина, алтерниращи с тънки слоеве или лещи от тинести седименти (фиг. 2.10). За разлика от тях, меандриращите отложения формират почти линейни пясъчни тела, естествено ориентирани успоредно на главния речен канал, които са заобиколени от заливни тинести отложения. При голямо по мащаб наводнение главният канал може да пробие в дадена точка някой естествен вал и да поеме в съвсем нова посока – това явление се нарича авулсия. При няколко последователни епизода на авулсия е възможно да се стигне до образуването на поредица от линейни пясъчни тела, имащи близка ориентация.



Фиг. 2.10. Различна геометрия на седиментните тела при меандриращи (А) и преплетени (В) реки

Общи критерии за диагностика на алувиални отложения

Няма изведени еднозначни критерии за диагностика на древни алувиални седименти. Най-общо това са скали с редки или липсващи фосилни останки, които съдържат следи от корени във финозърнестите отложения. Степента на зърнова или късова сортировка е слаба до умерена, а понякога скалите имат характерен червен цвят. Посоката на палеотечение е едномодална, но при меандриращите реки показва и по-големи вариации. Наблюдава се генерално издребняване на зърновия размер надолу по течението. В частност меандриращите системи се характеризират с вертикални градационни преходи от типа възходящо издребняване. Преплетените реки могат също да демонстрират такъв вертикален тренд или да не показват изобщо никаква закономерност. При алувиалните конуси най-често липсва градационно подреждане на късовете, но понякога може да се

оформи възходящо издребняване или уедряване. Като цяло трите главни типа алувиални отложения имат сходни характеристики и нерядко тяхното различаване е трудно. Допълнителен проблем произтича от частичното сходство с някои ледникови и делтови утайки.

3. ПУСТИННИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

Понастоящем пустините покриват голяма част от земната суша (~20-25%), особено в поясите между 10° и 30° географска ширина, където духат горещи въздушни маси в посока към екватора. Те обаче се намират и във вътрешността на континентите, където са откъснати от достъпа на влага от океаните. В пустинните области темповете на изпарение многократно надвишават тези на валежите. В тях съществуват редица седиментационни подобстановки, като: полета от пясъчни дюни, междудюнни площи, алувиални конуси, участъци с периодични (ephemeral) потоци, солени езера (плайа) и периферни райони с акумулация на льос. Най-големи площи са покрити от еолични пясъци, и когато те надхвърлят 125 km² се наричат пясъчни морета или ергове. По-малките участъци с еолични пясъци се означават като дюнни полета. Съвременните ергове и дюнни полета обхващат около 20% от пустините, докато останалата част се пада на скалисти зони и пустинни равнини.

Седиментационни процеси

Повечето пустини се отличават с екстремни денонощни и сезонни колебания на температурата и вятъра. Дъждовете в тях са много редки, а растителността е оскъдна. Поради второто обстоятелство валежите обикновено предизвикват наводнения, като водата се устремява към централните части на пустинния басейн, образувайки солени езера плайа с евапоритна и дори карбонатна седиментация. Тъй като валежите пораждат временни (ефемерни) потоци, те се нареждат сред най-важните фактори на седиментния транспорт. През останалото време доминира вятърът, който макар да е много по-слабо ефективен за ерозията в сравнение с водата, има особено важно значение при транспортирането на свободни псамитни зърна и по-дребни частици. В частност пясъчните бури са способни да пренасят изобилен материал, който се отлага по пелагичен път в съседните морета и океани. Подобно на водата, вятърът транспортира и сепарира седиментен материал по три начина – чрез влачене, салтация и суспензия. Вследствие на това се образуват три типа отложения: алевритни (лъосови), пренасяни далече от източника; пясъчни – добре сортирани; и лагови, включващи псефитни частици, които се акумулират като дефлационни натрупки. Сходни с водния транспорт са и образуваните дънни форми и текстури – рипъл-марки, дюни и кдсо наслоени серии.

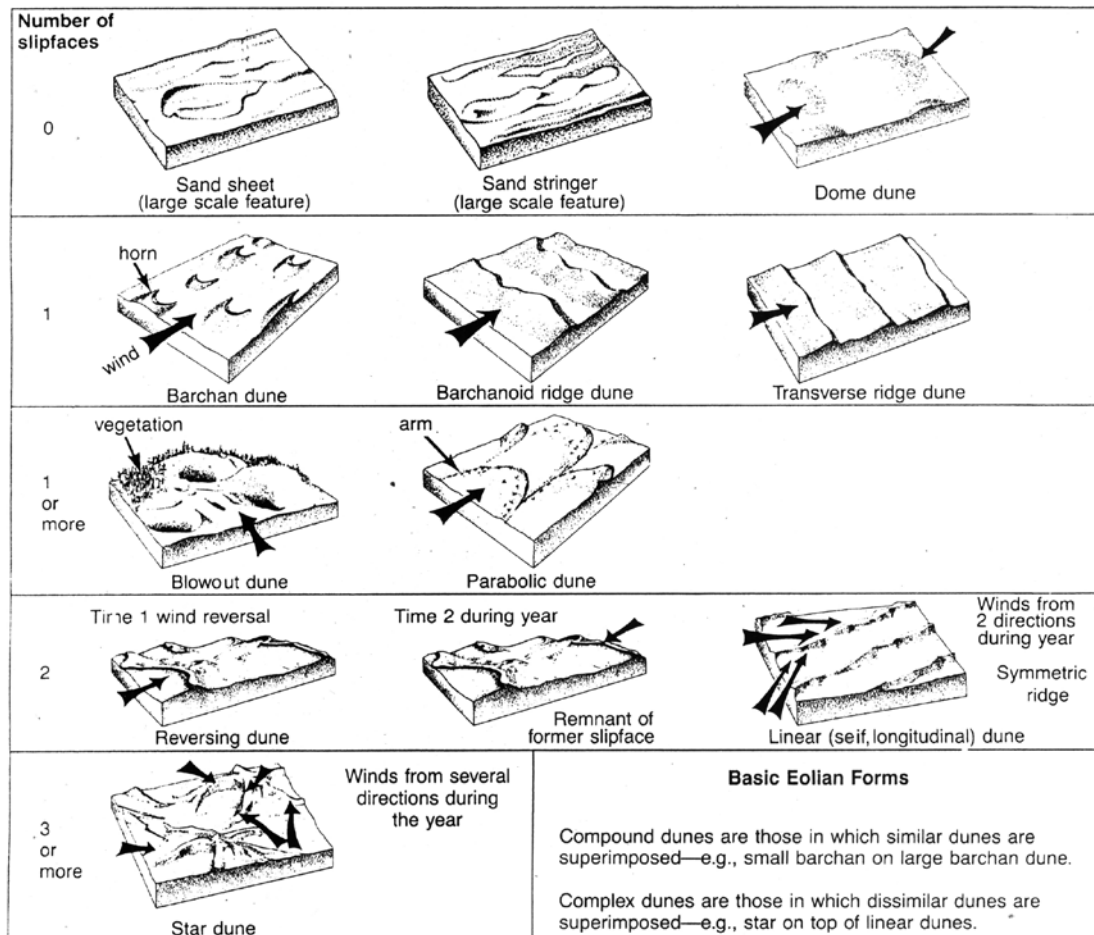
Отложения в съвременните пустини

Отложенията на съвременните пустини могат да бъдат групирани в три подобстановки – дюни, интердюни и пясъчни покрови (sand sheets). Дюните представляват главните участъци с ветрови транспорт и акумулиране на пясък в разнообразни дюнни форми. В междудюнните площи се отлага както ветрово транспортиран материал, така и такъв, пренасян и натрупван чрез временни потоци и в плайа езера. Пясъчните покрови се разполагат по периферията на дюнните полета и представляват преходен фациес между дюнните и интердюнните отложения, от една страна, и фациеси на различни седиментационни обстановки, от друга.

Дюни. В обхвата на съвременните дюнни морета и полета се наблюдават много видове дюни. Те варират от образувания без нито една оформена страна, до такива с три и повече страни (фиг. 3.1). Еоличните форми включват малки рипъл-марки, напречни или надлъжни дюни с височина до 100 m, както и сложни дюни, наречени драа, с височина, достигаща 450 m. Барханите, бархановидните хребетни и напречните херебетни (transverse ridge) дюни се формират под влиянието на еднопосочни ветрове. Те имат една само страна и представляват градационна поредица, която отразява постепенното увеличаване на пясъчната доставка. Така наречените (blowout) и параболични дюни имат една или повече страни и наподобяват предходната група, но контролът върху тяхното образуване е свързан с наличието на растителност. Куполовидните (dome) дюни са кръгли в план и нямат очертани страни, като възникват чрез модификация на бархановидни хребетни дюни посредством силни ветрове. Също без очертани страни са пясъчните покрови (sand sheet) и пясъчните ивици (sand stringer). Линейните (linear) дюни имат почти симетрични хребети, а обърнатите (reversing) дюни се отличават с асиметрични хребети, като и двата вида имат две страни. Линейните дюни се образуват в зони с хомогенна пясъчна акумулация при висока скорост на ветрове, духащи от две различни посоки под ъгъл една спрямо друга. На свой ред обърнатите дюни са резултат от близък баланс между действащи срещуположни ветрове. Най-сложни по строеж са звездовидните (star) дюни, които имат големи размери, висок централен участък, радиални склонове, като нерядко съдържат наложени дюни от друг тип. Те се характеризират с три или повече страни и се формират под влиянието на интензивни, разнопосочни ветрове в райони с висок потенциал на ветровия транспорт на седиментен материал.

Пясъчните дюни обикновено са изградени от добре сортиран и структурно зрял псамит, макар да са възможни широки вариации в зърнометричния състав и структурната

зрялост на материала. По правило доминиращ минерал е кварцът, но в някои прибрежни области могат да присъстват също псамитни зърна от тежки минерали, неустойчиви скални фрагменти, а понякога дори кластичен гипс, карбонатни ооиди или други морски алохеми.

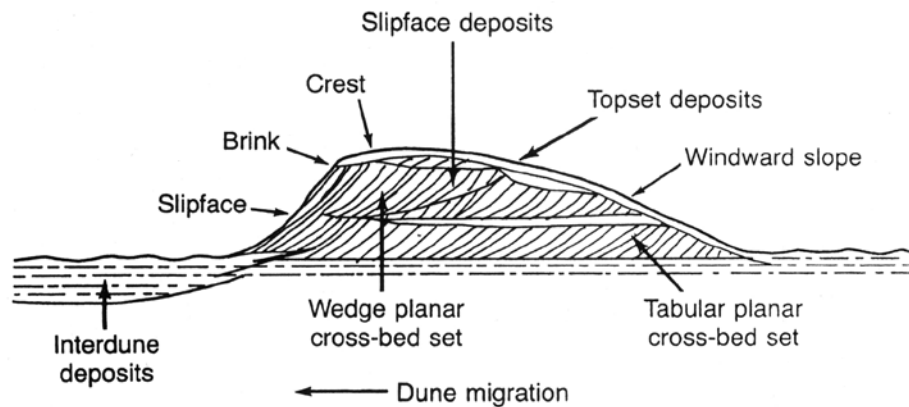


Фиг. 3.1. Главни еолични дюнни форми групирани на базата на броя оформени страни

В дюните неизменно присъства кдса слоестост (фиг. 3.2), която се отличава със следните типични характеристики: средно- до едромащабни кдси серии, изградени от ламини, затъващи по посока на ветровия транспорт под максимален ъгъл 30-35 градуса; табуларни кдси серии, изтъняващи във възходяща посока; серийни граници, които са главно хоризонтални или наклонени към подветрената страна под малки ъгли. В допълнение към тези едромащабни текстурни особености се наблюдават и някои по-дребномащабни, например хоризонтални ламини, катерещи се ребра и др.

Поради разнообразието на дюнни акумулационни форми, които са свързани пряко с различните ветрови условия, локалните вектори на палеотранспорт могат да варират от едно- до полимодални.

Интердюни. Интердюните се разполагат в участъци между дюните, като граничат с тях или с други еолични седименти, като например пясъчни покрови. По произход се поделят на ерозионни (дефлационни) и седиментационни.



Фиг. 3.2. Типична форма и вътрешен строеж на бархановидна хребетна дюна

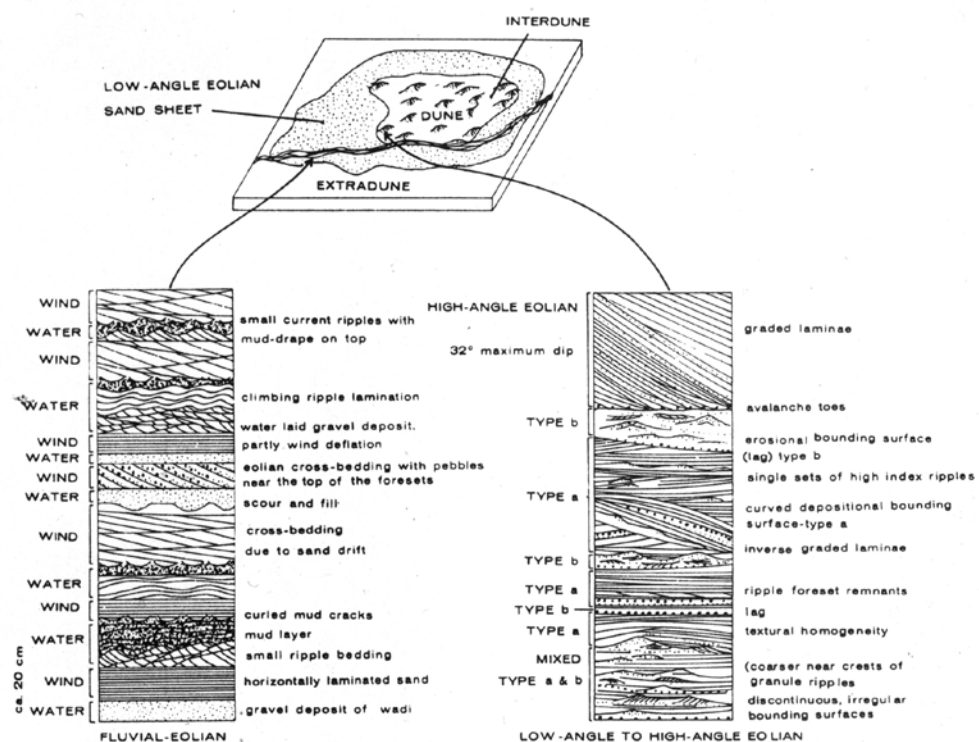
При ерозионните интердюни се акумулира много малко седиментен материал с изключение на лагови (остатъчни) утайки от гравий, които имат рипъл-марки и обратна градационна слоестост. Този тип интердюни се запазват в разрезите с древни скали като несъгласия, покрити от тънки и неиздържани лагови отложения. В седиментационните интердюни се образуват субаквални или субаерални отложения в зависимост от това дали утайконатрупването протича във влажни, сухи или евапоритни участъци. Всички интердюнни седименти се характеризират с нискоъгълна ($<10^\circ$) кдса слоестост. Това е така поради обстоятелството, че те се формират посредством процеси, различни от дюнната миграция, макар че много отложения са почти безтекстурни (т. е. с масивна слоестост) вследствие на вторични процеси, които разрушават стратификацията (главно биотурбация).

Най-често срещани са сухите и периодично влажните интердюни. Първите се образуват чрез ветрови процеси, водещи до оформянето на рипъл-марки, както и зърнови потоци по подветрената страна, или лавинообразни пясъчни свличания откъм съседни дюни. Техните отложения са относително грубозърнести, бимодални по зърнов размер и слабо сортирани, както и неясно ламинирани. Те често са интензивно биотурбирани от жизнената дейност на растения и животни.

На свой ред влажните интердюни представляват площи, където се отлагат тинести частици от временни или застояли водни маси. Тези седименти могат да включват останки от пресноводни организми, като: гастроподи, бивалвии, остракоди и диатомейни водорасли. Те често са биотурбирани и белязани от стъпки на гръбначни. Някои утайки могат да бъдат деформирани вследствие от претоварване с дюнни отложения.

Евапоритните интердюни възникват там, където пресъхването на плитки ефемерни езера или просто изпаряване върху влажни повърхности предизвиква утаяване на карбонати, гипс или анхидрит. Кристалният растеж деформира първичните седиментни характеристики. Характерни са също следи от дъждовни капки, пукнатини на изсъхване, евапоритни слоеве и псевдоморфози.

Пясъчни покрови. Това са плоски до слабо ондулиращи пясъчни тела, които заобикалят дюнните полета (фиг. 3.3).



Фиг. 3.3. Пространствено разпределение и стратиграфски взаимоотношения между пясъчни покрови и еолични пясъчни дюни. Пластовете от тип а и б са нискоъгълни, късо ламинирани единици. Пластовете от тип а са принципно по-финозърнести и по-добре сортирани от пластовете тип б, които често съдържат отделни слоеве с по-грубозърнести седименти

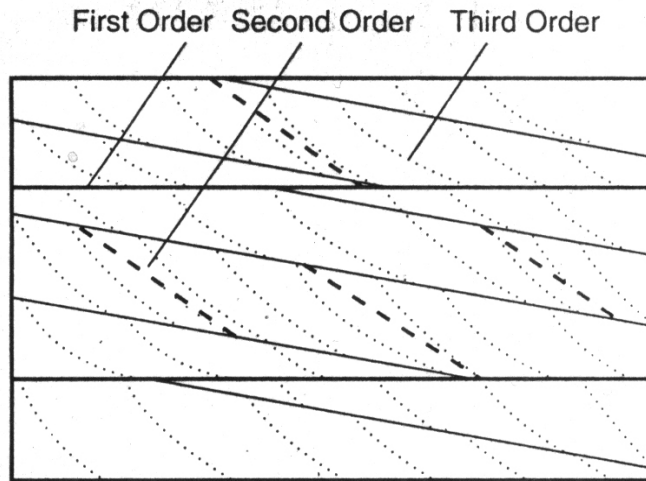
Те се отличават с къса слоестост, имаща различен ъгъл (0-20°), и могат да се проследяват в някои участъци с отложения на временни потоци. Често съдържат слабо

полегати, извити или неправилни ерозионни повърхнини (с дължина до няколко метра), изобилни следи от биотурбация, неясно ламинирани слоеве (продукт на зърнови потоци), малки ерозионни канали, неиздържани тънки пластове от алтерниращ едър и дребен псамит, както и редки прослойки от еолични седименти (с по-голям наклон на кòсите серии).

Древни пустинни отложения

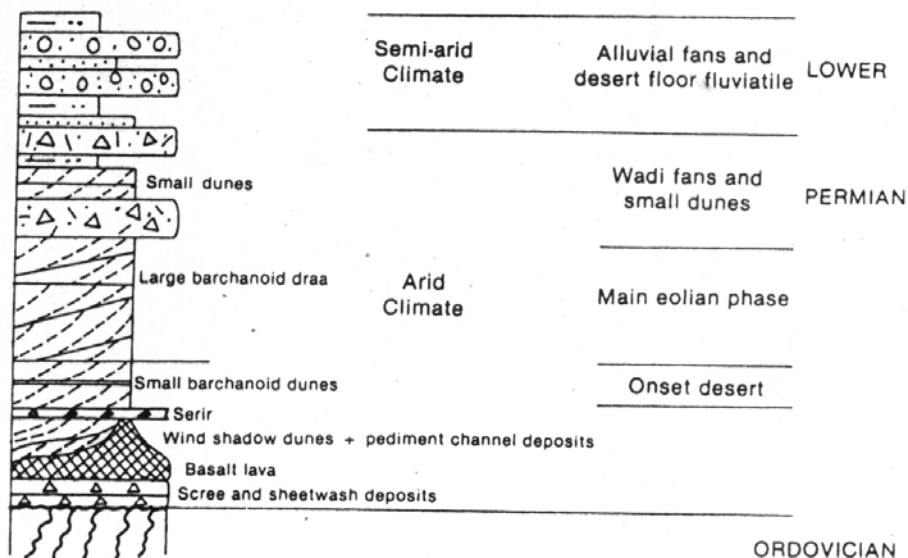
Стратификация. Най-впечатляващите характеристики на съвременните пустинни пясъци се свеждат до различните дънни форми, които варират от рипъл-марки до дюни и гигантски драа. Те обаче рядко се запазват в древните седиментни последователности. Вместо това се наблюдава само кòса слоестост, която отразява миграцията на дънни форми в рамките на самите пустини. Освен това се съхраняват обикновено само най-долните части на първичните дънни форми. Тяхната миграция води до генерирането на три категории гранични повърхнини (фиг. 3.4). Първоразрядните повърхнини са плоски пластови повърхности, които пресичат всички останали еолични текстури. Предполага се, че те се образуват чрез миграция на големи дънни форми – дюни и драа. Тяхното развитие може да бъде свързано с нивото на грунтовите води (водното огледало) в пясъците, като хребетите на дюните биват отвявани до това ниво, а кохезионния характер на мокрия пясък възпрепятства неговата дефлация. Второразрядните повърхнини се рязполагат под ъгъл спрямо първоразрядните и затъват по посока на ветровия транспорт. Очевидно те са продукт от миграцията на дюни надолу по подветрените склонове на драа или от латерална миграция на надлъжни дюни през подветрения склон. Треторазрядните повърхнини представляват прекъснатости между кòси серии от ламини.

Те се интерпретират с протичането на ерозия, последвана от подновено отлагане на материал вследствие на колебания във ветровата посока и скоростта. Природата на кòсата слоестост и граничните повърхнини зависи пряко от типа на дюнните форми, които са мигрирали през площта на древните пустини, както и от начина на миграция на тези дюни. Някои дюни развиват един тип кòса слоестост, а други – два или няколко типа, в зависимост от локалните условия. Няма директна връзка между външната морфология на дюните и типа на кòсата слоестост, за разлика от подводните дюни, които се образуват чрез действието на еднопосочен поток. Освен това отделни кòси серии, по-дебели от 10 m, са често срещани в еоличните отложения, но са рядкост в подводните дюни.



Фиг. 3.4. Взаимотношения и произход на граничните повърхнини при дюнни отложения

Вертикални последователности. Като цяло древните еолични отложения не показват определена вертикална последователност на седиментните текстури, както и закономерности в зърновия размер или латералните изменения. В по-общ план могат да оформят дебели вертикални профили, които са показателни най-вече за развитието и ликвидацията на дадена пустинна обстановка във времето. Един нагледен пример за такава последователност е илюстриран на [фиг. 3.5](#).



Фиг. 3.5. Пример за вертикална последователност на еолични пустинни отложения (долен перм, Шотландия)

Обобщени характеристики. Древните пустинни отложения представляват най-общо хомогенни седиментни единици, изградени преобладаващо от светли на цвят, дребнозърнести еолични пясъчници с добра сортировка, висока степен на заобленост и матова шрихована повърхност на кварцовите зърна. Доминира едромащабната къса слоестост, с голям ъгъл на късите серии и планарен тип на успоредни или неуспоредни серийни граници – съответно табуларна и клиновидна разновидност. Макар тези особености да са присъщи на повечето дюнни отложения, от разнообразието на фациесите е очевидно, че пустинните седименти могат да имат доста по-сложен характер. Те могат да включват отложения на интердюни и пясъчни покрови, които имат различни характеристики, както и нееолични седименти (например, от временни потоци). Като отчасти диагностични са следите от жизнена дейност и останките от предимно сухоземни безгръбначни и гръбначни животни, плюс корените на редки растения. Посоките на палеотранспорт варират от едно- до полимодални. Въпреки това съществуват редица пречки при идентификацията на еолични седименти спрямо такива образувани в изцяло субаквална среда. Конкретно от алувиалните фациеси те се отличават по липсата на циклотеми, троговидна къса слоестост, ерозионни текстури, рипъл-марки на течение, интракласти, псефитни късове и слюда.

Примери за древни отложения. Еолични отложения са известни още от докамбрийски скали, като особено впечатляващи са долнопермските и триските аналози от различни части на света.

4. ЛЕДНИКОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

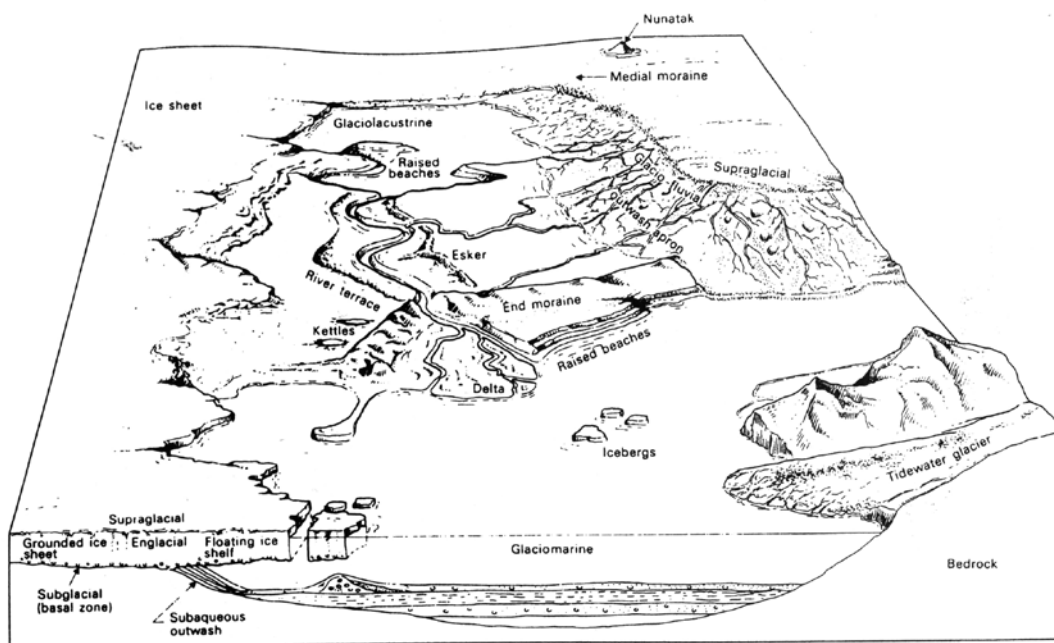
Ледниковата седиментационна обстановка в по-широк смисъл се явява като комплексна, включвайки еолична, алувиална и езерна среда, и дори може да обхваща части от плиткоморска обстановка. Глациалните отложения съставляват незначителна част от геоложкия летопис, макар че залежаванията са били особено интензивни през определени периоди, например ранен протерозой, късен ордовик, карбон–перм и плейстоцен. Ледниковите седименти са особено характерни за плейстоцена от различни части на света, като са известни поне четири главни импулса на континентално залежаване. По време на максималното залежаване ледници са покривали около 30% от земната суша, достигайки и до по-ниски географски ширини. Понастоящем те обхващат около 10% от земната повърхност – главно в Гренландия, Антарктика и по-малко в Исландия, Шпитцберген (Свалбард) и остров Бафин в Северна Америка. Ледниковата обстановка се ограничава до тези площи, в които съществува повече или по-малко постоянна покривка от сняг и лед. Във високите географски ширини това са континенталните ледници, а в по-ниските – планинските и долинните глетчери.

Зони и среди

Глациалната обстановка се дефинира като цялата площ, която се намира в директен контакт с леда. Тя се подразделя на следните зони:

1. Базална или субглациална зона, намираща се под влияние на контакта с фундамента.
2. Супраглациална зона, която представлява горната повърхност на глетчера.
3. Контактна зона по ръба на ледника.
4. Енглациална зона вътре в самия глетчер.

Обстановката, разположена около периферията на ледника, изпитва влиянието му без да се намира в директен контакт с него. Тя се означава като проглациална и може да включва флувио-глациална, езерно-глациална и глациално-морска подобстановки (фиг. 4.1). На свой ред средата, която се простира отвъд проглациалната, се нарича периглациална.



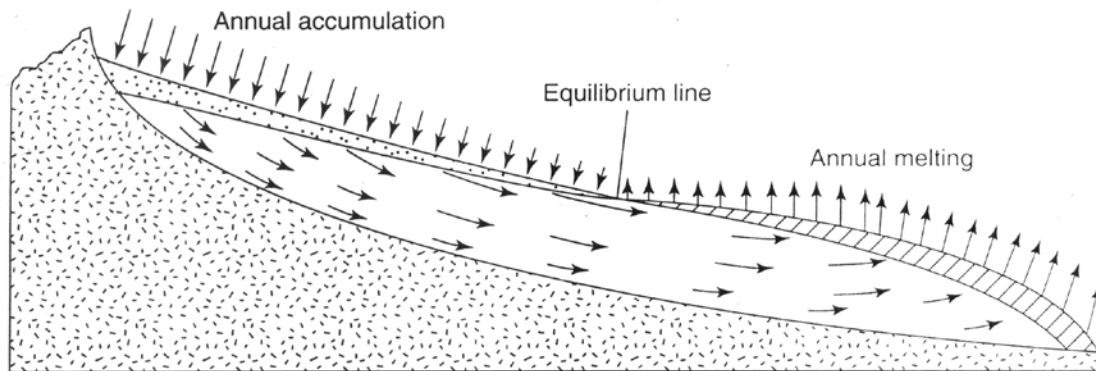
Фиг. 4.1. Глациални и периглациални седиментационни обстановки

Транспорт и седиментация

Базалната зона на ледника се характеризира с протичаща ерозия на фундамента, като откъснатият от него материал допълнително подпомага по-нататъшната ерозия. В супраглациалната и контактната зона се извършва топене, при което този заграбен материал се освобождава от леда. Флувиоглациалната среда се намира пред фронта на ледника и се отличава с променлив воден поток и присъствие на изобилен груб материал, изхвърлен от ледника и готов за речен транспорт. Самата обстановка е подходяща за развитието на преплетени речни русла. Понякога пред самия ледник се формират обширни равнини с наносен материал. В други случаи се образуват езера чрез натрупване на лед или транспортиране на ледников материал. Около езерата могат да възникнат делти с отлагане на едрозърнест материал, докато по-фините фракции се отмиват по принцип навътре в басейна. Ледници, достигащи морета и океани, представляват специфична среда, където част от ледника се стопява в прибрежните зони, а навътре в басейна се отправят айсберги. Същевременно финозърнест материал от прогласиални среди може да бъде отнесен от ветрове и отложен на много далечни разстояния, формирайки льосова покривка.

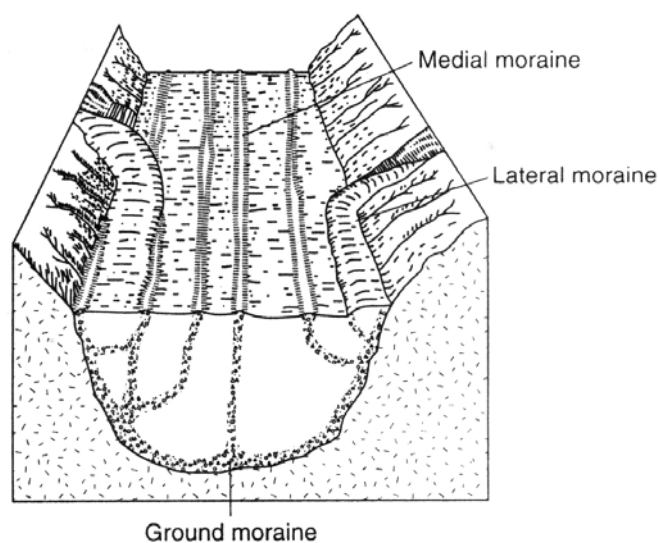
По-голямата част от заграбения материал се транспортира в основата на ледника, докато останалата част се разполага по краищата и вътре в неговото тяло. Наред с

различни по едрина псамитни зърна и псефитни късове се остъргва и т. нар. скално брашно, т. е. съвсем фин материал, което обуславя крайно ниската обща сортировка. При придвижване под т. нар. снежна (равновесна) линия, т. е. над която снегът не се топи през лятото, темповете на топене във фронта на ледника се изравняват със или надделяват над темповете на снегонатрупване (фиг. 4.2).



Фиг. 4.2. Схематично изображение на равновесието между нарастване и топене на ледника (стрелките показват посоките на придвижване вътре в ледниковата маса)

В първия случай глетчерът достига равновесно положение, т. е. не напредва. Тогава пред него се акумулира хълм от несортиран седимент, наречен терминални (end) морени. Странични (lateral) морени се образуват по бордовете на ледника, а срединни (medial) морени възникват там, където се съединяват странични морени на два ледника (фиг. 4.3). Когато темповете на топене надхвърлят тези на снегонатрупване, ледникът се отдръпва.



Фиг. 4.3. Схематична блок-диаграма, илюстрираща посоките на седиментен транспорт във вътрешността на ледника и различни типове ледникови морени

Ако това отдръпване е постепенно, се отлагат съответно странични и срединни морени, както и площни базални (ground) морени. Ако отдръпването е пулсационно, се формира последователност от терминални морени, наречени рецесионни (recessional).

Ледникови фациса

Тъй като ледниковата обстановка обхваща допълнително прогласиална и перигласиална среда, следва да се направи разграничение между ледниковите фациса, отложени в тях, и същинската гласиална среда, а така също между ледниковите фациса, образувани на сушата, и тези на морското дъно. Същевременно много от тези фациса са фактически субфациса в рамките на алувиална, езерна, еолична, плиткоморска и дори дълбокоморска обстановка.

Слабо сортираните ледникови седименти се наричат диамикти (съответно литифицираните са диамиктити). Те се отлагат в една или друга степен директно от ледниковата маса без допълнително промиване или преработване от страна на течаща вода. Според някои автори част от тези седименти следва да се означават като тилити (т. е. отложени на сушата), а останалите – като ледниковоморски нанос (drift), т. е. материал, освободен след топенето на плаващ айсбергов лед в морската вода.

Континентален фацис на грунтового лед (grounded ice facies). Диамиктити, отложени директно от леда върху сушата, са изградени от смес между псефитен материал и псамитно-тинест матрикс без видима стратификация. По този начин е налице едно бимодално зърново разпределение, при което доминират дребночакълните късове. Някои фрагменти са заоблени, което показва, че те са заграбени и пренасяни от леда. Други имат бразди (striations) и полировка вследствие на ледниковата абразия. Удължените фрагменти имат преференциална ориентировка, с дългата си ос по посока на придвижване на ледника, а също така могат да оформят слабо изразена имбрикация с наклон, насочен обратно на течението. Съставът на късовете обикновено е полимиктов и може да включва скални разновидности, чиято подхранваща провинция се намира на стотици километри разстояние. Псамитните зърна са предимно ръбести. Голяма част от алевроита е образуван вследствие на триене на транспортирания теригенен материал и протичащата ледникова абразия.

Освен директно отлагане от топящ се лед, натрупване на ледникова кластика може да настъпи и от води, течащи върху, под, вътре и встрани от ледниковото тяло. Тези отложения се наричат ледниково-контактни. Поради това, че са отчасти преработени от

водата, те имат стратификация, по-добра сортировка, липса на бимодално зърново разпределение и съдържат повече заоблени чакълни късове. Тези стратифицирани отложения се натрупват в канали или под формата на хълмчета и насипи. Част от тях се наричат ками (kames) и представляват малки по размер хълмовидни натрупки от псефит или псамит, формирани в джобове или цепнатини на леда. Други отложения са аналогичните камови тераси (kamme terraces), отложени по краищата на долинни глетчери. Третият тип се наричат ескери (eskers) и представляват тесни синусоидни хребети, ориентирани успоредно на посоката на придвижване на ледника. Те на свой ред се интерпретират като резултат от потоци вода, течащи през тунели вътре в ледника. Стратифицираните диамиктити обикновено показват следи от свличане или срутване, като например деформация на слоестостта и малки гравитационни разломи.

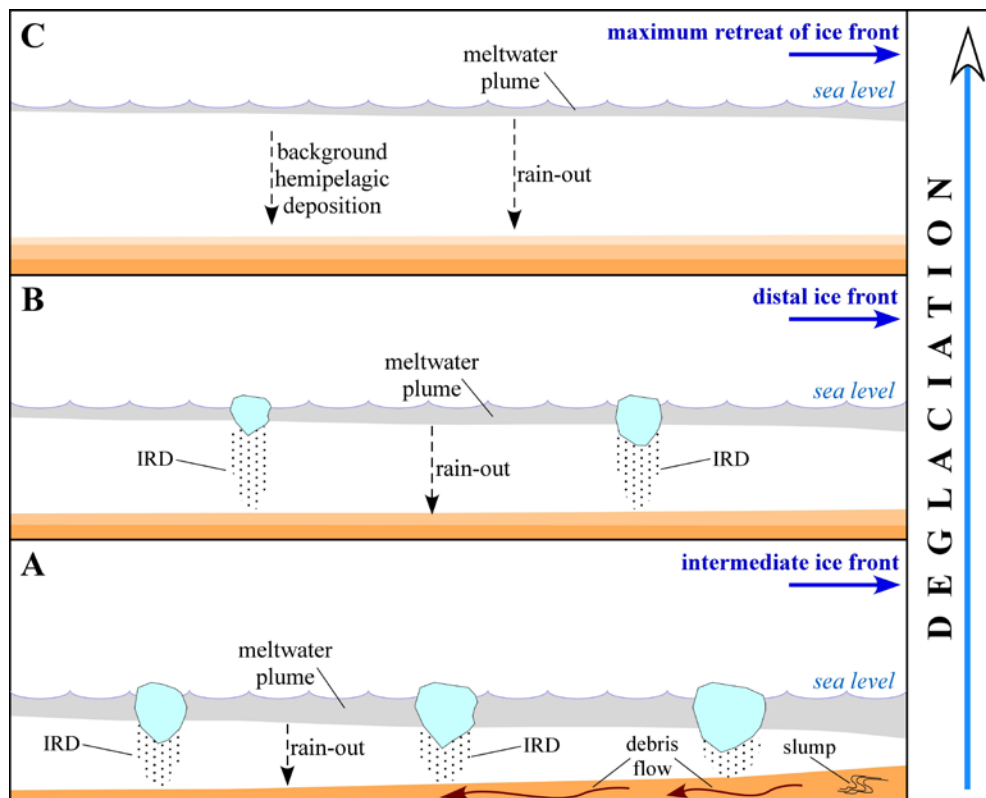
Континентални прогласиални и перигласиални фациса. Както беше отбелязано, топящите се от ледника води пренасят голямо количество кластика, която се отлага по-нататък под формата на ледниково-флувиални седименти в преплетени потоци или ледниково-езерни седименти в гласиални езера. Тези отложения имат характеристики, присъщи за съответната обстановка, но могат да съхранят и някои черти, показващи ледниковия им произход. Например, денонощните и сезонните колебания в оттока на топящите се води намират изражение в резки промени на зърновия размер на утайките. Също така седиментите, отложени в потоци или езера близо до ледниковия фронт, могат да носят следи от различни деформационни процеси. Една от най-важните диагностични характеристики на ледниково-езерните отложения е варвената ламинация.

Макар в някои перигласиални среди да се образуват пясъчни дюни като продукт на еоличен транспорт, типичните утайки, генерирани чрез ветрова дейност, са алевритови. Дефлацията на скално брашно осигурява огромно количество финозърнест материал, който се разпростира на големи площи, образувайки льосова покривка. Поради хомогенния си зърнов размер, льосът няма добре изразена стратификация. По състав той е представен главно от ръбести кварцови зърна и подчинено количество глинесто вещество.

Проксимален ледниковоморски фацис. В обстановки, където морската вода се намира в директен контакт с периферията на ледника, големи количества скален материал се доставят от потоци стопена вода, протичащи през самия ледник, а друга – от стопяващия се на място ледник. В първия случай това се предимно псефитни късове и псамит, а във втория – псамит плюс тиня. По-интензивната седиментация от страна на потоците води до формиране на своеобразни подводни конуси, което често се съпътства от гравитационни движения, имащи за резултат допълнителна преработка на материала.

Проксималните отложения варират от слабо сортирани и неясно стратифицирани диамиктити (сходни с тези образувани на сушата) до грубозърнести стратифицирани диамиктити с пясъчливо-тинест матрикс, които наподобяват седименти образувани от подводни течения.

Дистален ледниковоморски фацес. Навътре в моретата и океаните, където се носят плаващи маси лед, доминира типично морската седиментация. Топенето на самите айсберги доставя фин и по-едър седиментен материал чрез т. нар. „дъжд“ (rain-out), който може да включва също мътни суспензионни струи (meltwater buoyant plumes), постъпващи в басейна от топенето на отдалечена, разположена главно на сушата, ледникова маса (фиг. 4.4). Материалът, отложен върху континентален шелф, може да бъде преработен от морски вълни и течения (включително турбидитни), както и от евентуален контакт между ледника и морското дъно. В по-дълбоки води върху шелфа освободеният при топенето материал може да бъде или не транспортиран от турбидитни течения навътре в басейна. На свой ред ледниковият кластичен материал, който се утаява в най-дълбоководните участъци на морския басейн, е принципно слабо преработен, като в него може да бъде включен чисто морски по произход пелагичен седимент.



Фиг. 4.4. Последователни етапи на топене на континентален ледник, имащи за резултат отлагането на дистални фацеси в обхвата на нискоенергиен кластичен шелф. Схемата е построена на базата на изследвани диамиктити от горния ордовик в Западното Средногорие

Като цяло глациалноморските отложения се различават от континенталните диамиктити по наличието на по-добре изразена стратификация и присъствието на морски фосили, както и т. нар. dropstones. Последните представляват разпръснати едрочакълни до валунни късове, които потъват на морското дъно след отделянето им от айсберги. Колкото до наличните фосили, за тях е характерно запазване на цели черупки сред финия ледников материал, присъствие на закрепени молюски и ракообразни по повърхността на ледниково полирани късове, съхранение на деликатна орнаментация по черупките и наличие на фораминифери и диатомеи в матрикса.

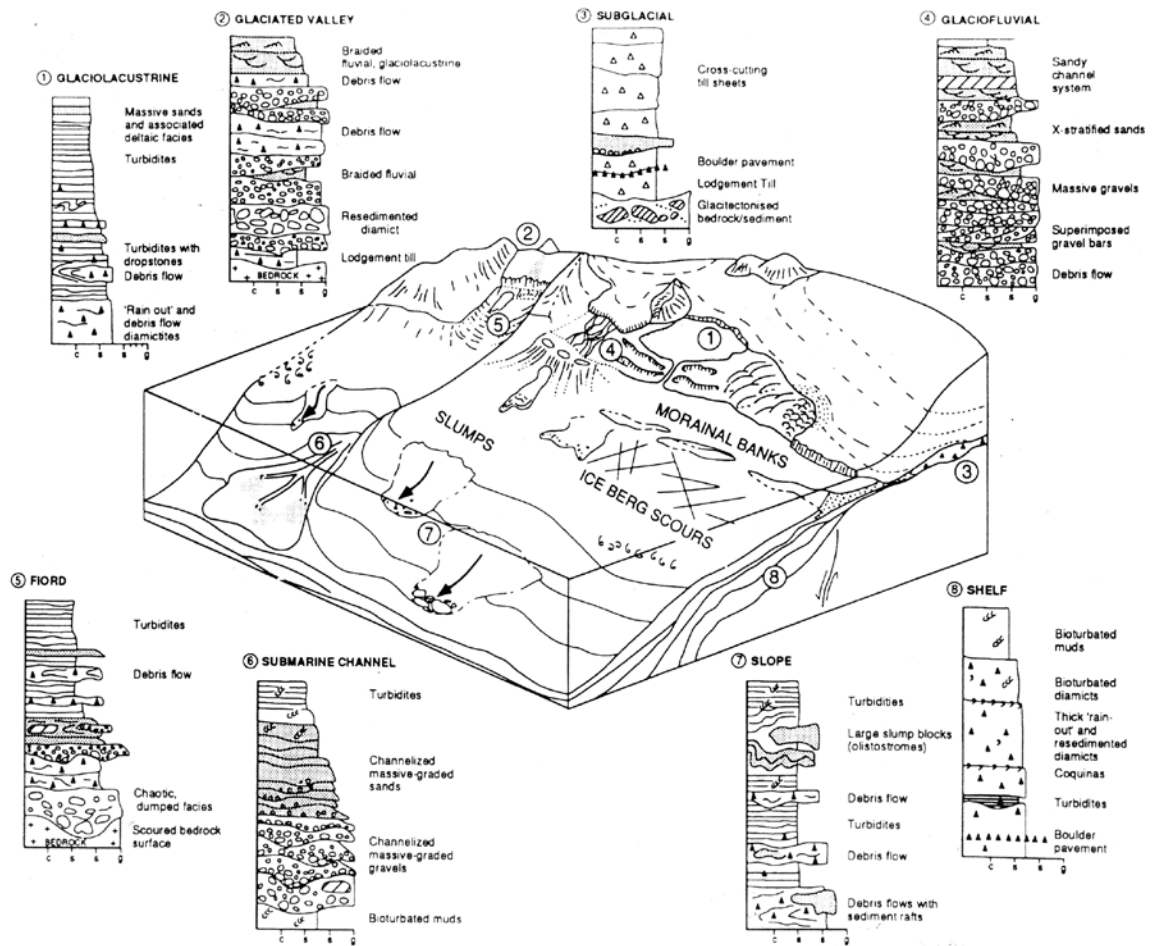
Вертикални фациални последователности

Периодичното придвижване и оттегляне на долинните ледници и ледниковите покрови формира сложни вертикални последователности, като съответно глетчерите прогресивно завладяват прогласиалните обстановки, или обратно, ледниковите утайки биват преработени в тези среди. На **фиг. 4.5** са илюстрирани типични вертикални профили, които могат да се развият в различни части на глациалната обстановка по време на една фаза на ледниково напредване или отдръпване.

Древни ледникови отложения

Гласиалните отложения варират от малки тела, акумулирани в ледникови долини, до големи площи с континентални диамиктити, простиращи са хиляди квадратни километра. Най-характерно за континенталните диамиктити е тяхната крайно слаба степен на сортировка и липсата на стратификация. За разлика от тях отложенията на ледниково-флувиалната, ледниково-езерната и ледниково-морската среда са по-добре сортирани и стратифицирани. Тъй като характеристиките на тези прогласиални среди отразяват конкретната обстановка, е много трудно да се отличат техните седименти от другите типове континентални утайки. Все пак са налице и някои диагностични критерии, като например наличието на варви или резките смени в зърновия размер като следствие от промени в оттока на стопената вода. В частност, глациално-морските отложения се разпознават по наличието на индикаторни фосили, а от други морски седименти те се различават по слабата си сортировка и стратификация. Освен това късовият състав обикновено демонстрира изключително разнообразие, което отразява неговата връзка с различни подхранващи провинции. Особено важен критерий е наличието на друпстоуни,

които нарушават ламинацията и слоестостта. Като цяло ледниковите отложения се запазват най-добре при акумулиране във водна среда и при бързо погребване на утайките.



Фиг. 4.5. Типични вертикални профили на фацеси, отложени през една фаза на ледниково напредване и отдръпване в различни части на ледниково-континентални и ледниково-морски обстановки. Съкращения: с – глина, s – алеврит, s – псамит, g – псефит

5. ЕЗЕРНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

Езерата покриват около 1% от площта на съвременните континенти. Тъй като последните се намират понастоящем в по-голяма степен на издигнатост в сравнение с останалата част от фанерозоя, съвременната езерна седиментация е по-разпространена като цяло спрямо геоложкото минало. Древните езерни утайки съставляват незначителен дял от геоложкия летопис, макар че се установяват още в докамбрийски скали. Тяхното значение е свързано, от една страна, с прякото влияние на климатичните условия при образуването им, което ги прави важни палеоклиматични индикатори. От друга страна, те съдържат редица полезни изкопаеми, като: черни шисти, евапорити, въглища, уран и желязо. Много езерни седименти са набогатени на органично вещество, което представлява източник за генерацията на въглеродороди.

Произход и размери на езерата

Езерните басейни могат да възникнат посредством различни механизми, като: тектонски движения, ледникови и свлачищни процеси, вулканска, ветрова и алувиална дейност. Първите са допринесли предимно за образуването на древни езера (по-рядко днес, например Байкал и Танганайка), а голяма част от съвременните аналози са продукт на ледникови процеси.

Размерите на съвременните езера варират от няколко десетки m^2 до десетки хиляди km^2 (Каспийско море). Дълбочината им се изменя от няколко метра до 1700 m (Байкал). Някои от най-големите езера са плитки и обратно. Най-обширните древни езера са надхвърляли 100 хил. km^2 . Регистрираната максимална дебелина на езерни отложения достига 9000 m в плиоценския Ridge Basin в Калифорния.

Седиментни процеси

Съвременните езера са разположени в различни физикогеографски обстановки – ледникови зони, планински райони, пустини и прибрежни равнини. Те съществуват при контрастни климатични условия – от горещи до студени, и от аридни до хумидни. Повечето езера са изпълнени с пресни води, докато тези от аридните зони са соленоводни (например Голямото солено езеро в щата Юта). Налице са близки връзки с други седиментни системи – алувиални, ледникови, еолични и делтови. Седиментационните

процеси се контролират от климата и редица други физични, химични и биологични фактори, като геохимия на водата, брегови очертания и силицикластична доставка.

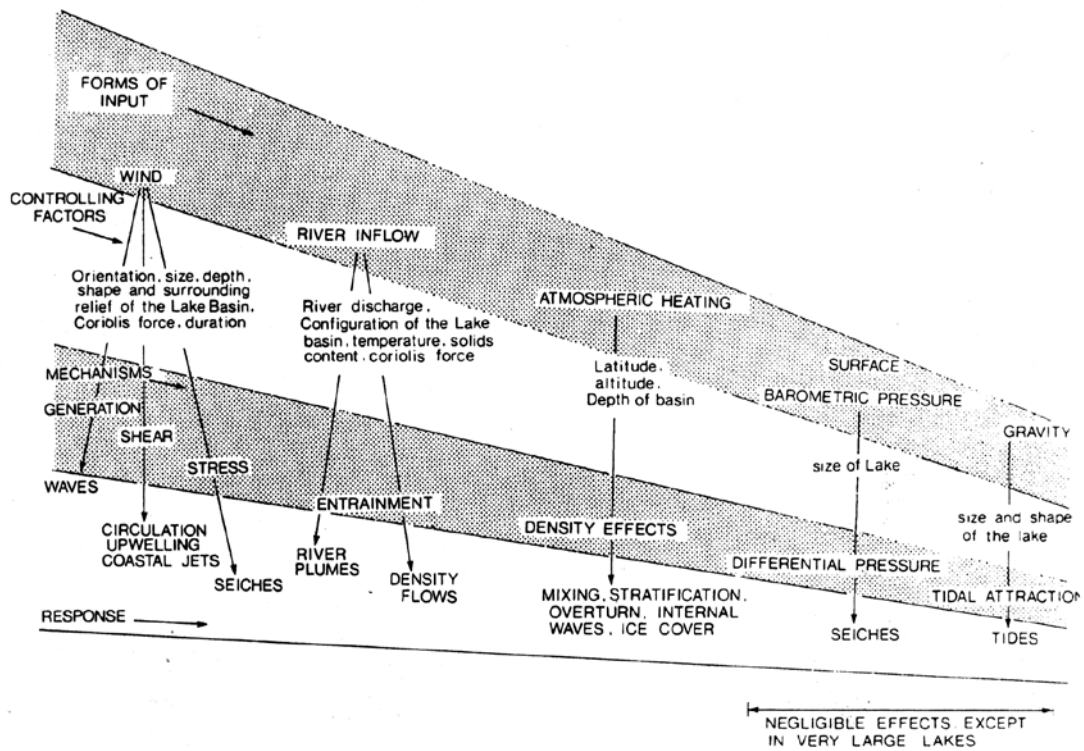
Отворени (open) езера са такива, които имат голям отток и относително стабилна брегова линия. При тях притокът на речни води и валежите се балансират от оттока и изпарението. Преобладава силицикластично утайконатрупване, но при слаб привнос на теригенен материал може да доминира хомогенна седиментация.

Затворените (closed) езера имат малък отток и непостоянна брегова ивица, като притокът на води отстъпва на изпарението и инфилтрацията. Това води съответно до концентрация на йони и преобладаване на хомогенно утаяване, макар локално да се отлагат и силицикластични материали.

Климатът влияе върху езерната седиментация по няколко начина. От една страна, водното ниво отразява баланса между изпарение и валежи. Конкретно хомогенното утаяване се намира в пряка връзка с климатичните условия. Така в аридните райони се натрупват гипс, халит и други соли, докато в хумидните области доминира карбонатната седиментация. Привносът на седиментен материал се контролира от растителната покривка върху околната суша и поради това е най-интензивен в аридните райони, където тя е слабо развита. При хладен и студен климат сезонните спадове в температурата предизвикват замръзване, което блокира седиментния привнос и вълновата дейност, а това позволява отлагането на суспензионен финозърнест материал.

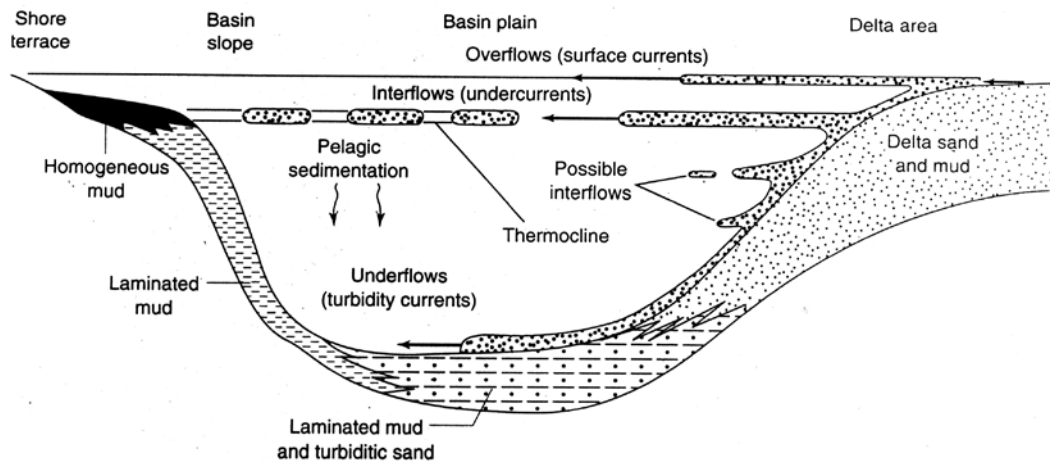
Чисто физичните фактори, влияещи върху седиментацията, включват: вятъра (wind), речния приток (river inflow), атмосферното нагряване (atmospheric heating), приповърхностното барометрично налягане (surface barometric pressure) и гравитацията (gravity) (фиг. 5.1). Последните два фактора имат минимално значение, с изключение на много големи езера. Най-силно изразен е ефектът от ветровата дейност, която създава течения и вълнения, а понякога и т. нар. сейши (периодични колебателни движения на водата). Речният приток генерира повърхностни и подповърхностни струи от финозърнест седимент (overflows and interflows), които могат да навлязат навътре в басейна (фиг. 5.2), както и плътностни (турбидитни) течения, носещи седиментен материал по неговото дъно (underflows). Трети тип течения в някои езера са такива, движещи се по протежение на бреговата ивица. Степента на атмосферното нагряване, което е пряка функция от климата, предизвиква разслояване по плътност на езерната вода. Конкретно при повърхностно охлаждане се зараждат плътностни течения, водещи до смесване и преобръщане на езерната водна маса. Също така температурните вариации контролират процесите на

замръзване и топене, които също влияят върху разпределението на седиментен материал в басейна.



Фиг. 5.1. Физични фактори, контролиращи езерната седиментация и техният ефект

Най-общо акумулирането на силицикластични седименти чрез транспорт от течения и вълнения в дълбоките тиховодни части на басейна се извършва чрез отлагане от суспензия. В плитките прибрежни части по правило се натрупва по-едрозърнест материал, доставен най-вече от реки, но също така и чрез ветрова дейност. В това отношение езерните басейни до голяма степен наподобяват моретата.



Фиг. 5.2. Механизми на транспорт и типове силицикластични утайки в езера с годишна термална стратификация

Един специфичен тип утайки в студените езера са т. нар. варви (varves). Това са редуващи се светли и тъмни ламини, образувани в резултат от сезонно замръзване и топене, което се изразява в промяна на седиментната доставка от околните реки. Така през лятото се образуват по-дебелите, светли и по-едрозърнести ламини. Обратно, през зимата, когато езерата са замръзнали, се отлагат по-тънките и по-финозърнести ламини с тъмен цвят, дължащ се на присъствието на органично вещество. Освен в ледникови езера, варви се формират и в неледникови, където отчасти са резултат от сезонни колебания в карбонатната седиментация. По-интензивното карбонатно утаяване през лятото маскира органичното вещество и ламините са по-дебели и по-светли. При по-слаба карбонатна седиментация през зимата се отлагат тъмни, тънки слойчета с повече органика.

Физичните процеси в езерата се отличават от тези в морските басейни по три главни характеристики:

- * поради малкия размер на повечето езерни басейни е възпрепятствана появата на дълготрайно вълнение, което намалява общото енергийно ниво. Именно затова отлагането на едрозърнести фракции е ограничено само до плитките прибрежни части;

- * езерата са почти затворени системи по отношение на седиментния транспорт. Съотношението между площта на отточната суша и самото езеро е високо, поради което темповете на седиментация са много по-интензивни в сравнение с моретата;

- * езерата са почти лишени от приливи и отливи, във връзка с което литорални зони или липсват, или са силно редуцирани в сравнение с морските басейни.

Макар химичният състав на езерната вода да варира, той е доминиран от калциеви, магнезиеви, натриеви, калиеви, карбонатни, сулфатни и хлоридни йони. Типични за хумидните райони са карбонатните седименти, въпреки че локално се образуват още фосфати, сулфиди, силицити, железни и манганови оксиди. В аридните езера химичните утайки включват карбонати, сулфати и халиди. Общи минерали с морските седименти са гипс, халит, анхидрит и силвин, а специфични езерни минерали са трона (натриев карбонат), боракс, епсомит и блоедит. рН на езерата обикновено е между 6 и 9, но спада до <2 в някои вулкански езера и достига 12 в някои пустинни езера. Хемогенните процеси са най-важни в затворените езера, но могат да имат водещ характер и в някои отворени езера при наличие на слаба силицикластична доставка.

Организмите също играят важна роля в езерната седиментация чрез следните процеси: извличане на химични елементи от водата за изграждане на скелети и черупки и последващо тяхно отлагане; усвояване на CO₂ чрез фотосинтеза; биотурбация; натрупване на растителни останки. Сред групите организми могат да се изтъкнат широко

разпространените диатомейни водорасли (известни от началото на мезозоя), и в по-малка степен бивалвии, гастроподи, остракоди и някои варовити водорасли. В частност цианобактериите образуват специфичните езерни строматолити. При редукиращи условия и високи темпове на седиментация в някои езера се натрупват и запазват останки от висши растения, които се превръщат по-късно в торф и въглища. Поради малкия размер и по-ниска алкалност в много езера (в сравнение с открития океан) асимилирането на CO_2 от растенията чрез фотосинтеза е много по-важен фактор за контролиране на водното рН. Така неговото нарастване поради консумацията на CO_2 най-вероятно има водещо влияние върху езерната карбонатна седиментация. На свой ред, биотурбацията в езерните утайки е свързана най-вече с дейността на пелелиподи, ракообразни и червеи.

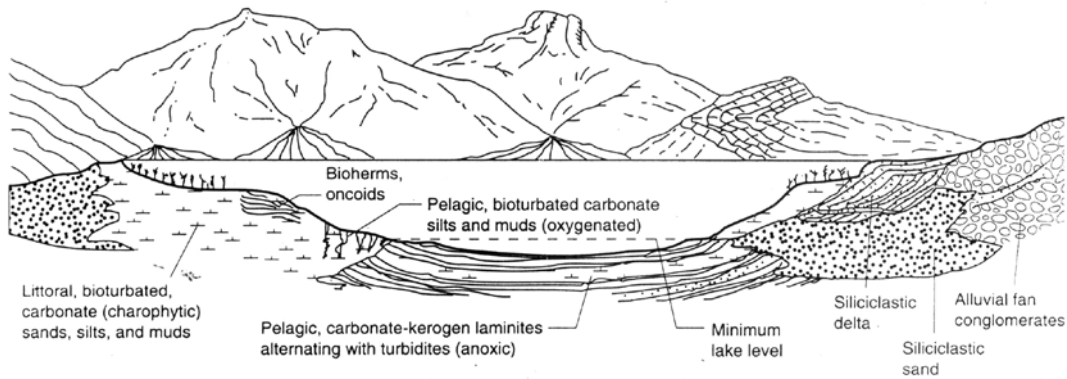
Характеристика на езерните отложения

Отложенията на повечето отворени езера са доминирани от силицикластика, доставена главно от реки, и по-рядко от ветрове, ледници и вулкани. Повечето от тези седименти се натрупват около бреговата ивица и преференциално около речните устия. Псефитни фракции са характерни за основата на алувиални конуси и фан-делти. Аналогично е прибрежното разположение на пясъчни акумулации в делти, плажове, коси и барове. Псамит може да бъде транспортиран и по-навътре в басейна чрез турбидитни потоци, но обикновено по-дълбоководните утайки са подчертано тинести.

В отворените езера, където кластичният привнос е ограничен, преобладават химични и биохимични процеси. Главните техни продукти са химични карбонатни утайки (в резултат на консумация на CO_2 чрез фотосинтеза, повишаване на водната температура или смесване на водни маси) и биокластични отложения (включващи и скелети на диатомеи). Повечето организми, а именно бивалвии, гастроподи, остракоди, диатомеи, харови и други водорасли, живеят на дълбочина до 10 m. Чести образувания са строматолитите и онкоидите. Присъства голямо количество органично вещество. Най-често карбонатните седименти прехождат в алувиални и делтови силицикластични утайки в прибрежните зони. Най-важните характеристики на отложенията в отворени езера са представени на **фиг. 5.3.**

Затворените езера се отличават с периферното наличие на алувиални конуси, чиито грубокластични отложения преминават навътре в басейна към пясъчни равнини. При високо водно ниво краищата на тези равнини могат да бъдат преработени от вълнения, при което пясъците се преотлагат близо до брега, с формиране на рипъл-марки. Все пак

повечето седименти се образуват чрез биохимично и химично утаяване от солени води, получени вследствие на изпаряване. Различават се два вида затворени езера. Целогодишните (perennial) получават приток поне от един постоянен източник и не пресъхват напълно. Повечето са соленоводни, но други съдържат бракична вода.

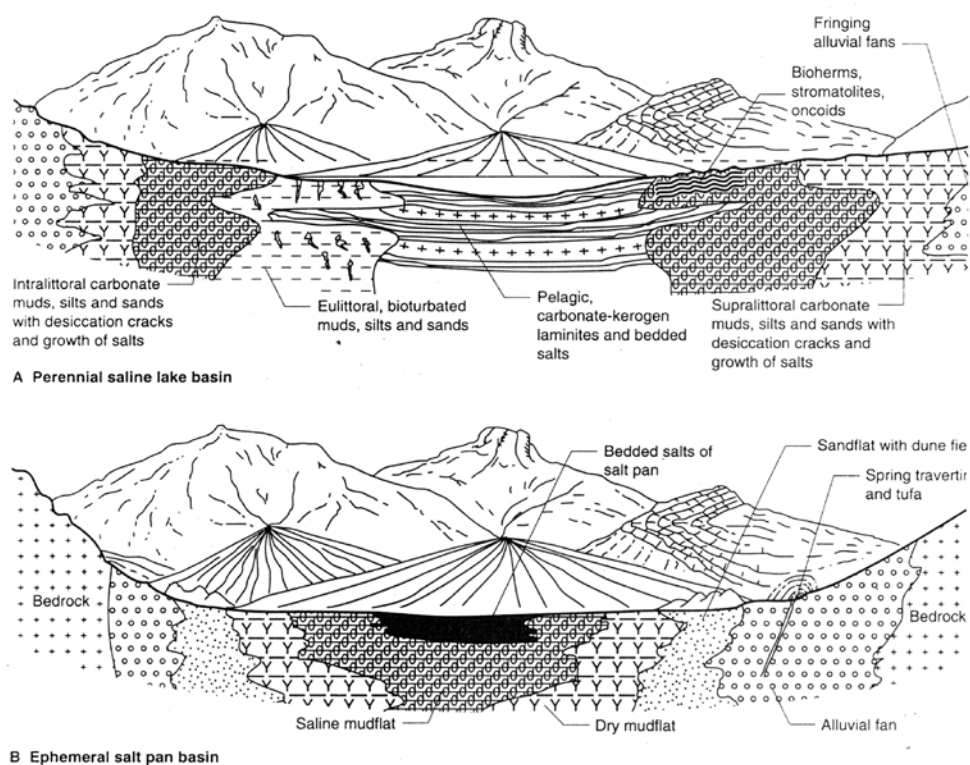


Фиг. 5.3. Главни характеристики и типове утайки на отворено езеро със слаб силицикlastичен привнос

Техните отложения включват карбонатни тини и пясъци, често с евапоритни минерали (в централните части на басейна са възможни и слоести евапорити) и понякога строматолити (фиг. 5.4А). Временните езера (ephemeral) имат само периодично водно захранване (пресъхващи реки и извори) и остават сухи през част от годината. Отложенията им са представени главно от евапорити, докато карбонатите имат подчинен характер (фиг. 5.4В). Тези хемогенни седименти често прехождат в силицикlastични към прибрежните зони.

Езерните утайки се характеризират с разнообразни текстури, като: паралелна ламинация и варви, къса слоестост, рипъл-марки, линейност на отделяне, градационна слоестост, следи от влачене и натоварване, деформационни текстури, строматолитова текстура, ходове от движещи се организми (включително стъпки от гръбначни), дъждовни капки, следи от кристален растеж и пукнатини на изсъхване. Сред тях диагностично значение имат само варвите. Отделните пластове са по-тънки и по-издържани в сравнение с алувиалните утайки, макар че като цяло езерните седименти могат да бъдат доста дебели. Останалите характеристики наподобяват тези на морските отложения.

Поради високите темпове на седиментация, и поради факта, че представляват затворени системи по отношение на седиментния транспорт, езерата накрая се препълват с утайки и се трансформират в речни равнини. Фактически грубозърнестите седименти напредват към депоцентъра и впоследствие биват заляти от алувиални канали.



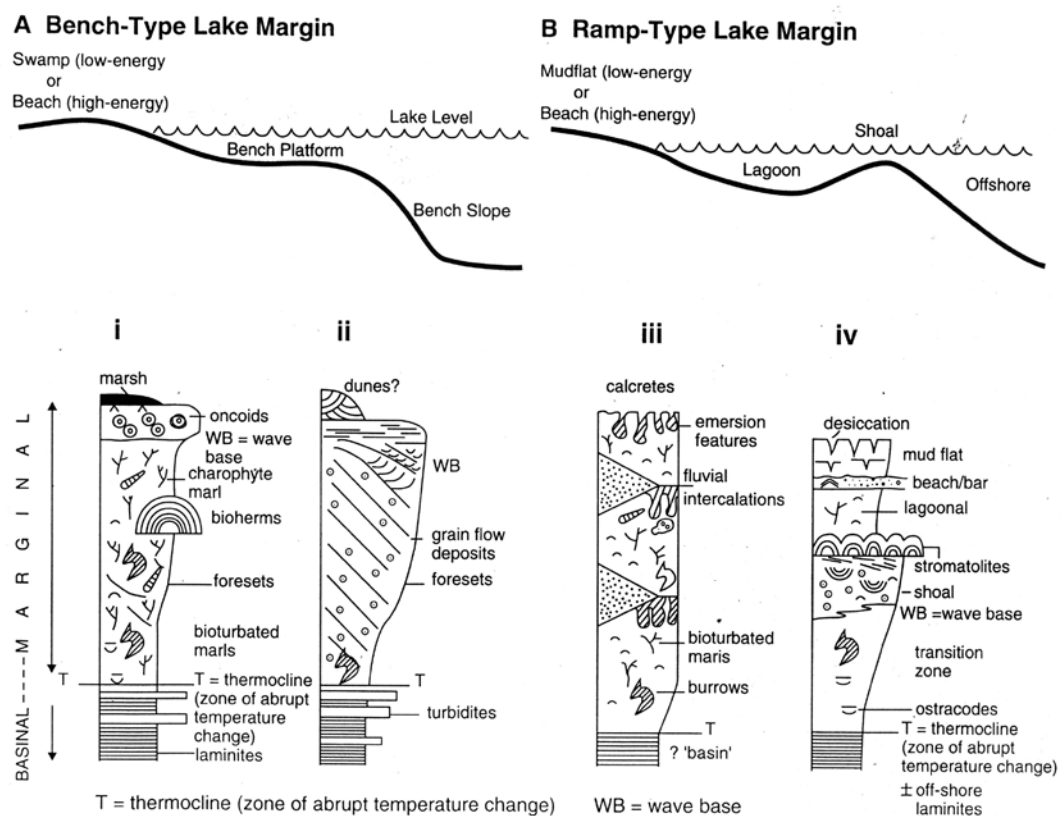
Фиг. 5.4. Подобстановки на седиментация и типове утайки на затворени солени езера с целогодишен (А) и временен (В) характер

В резултат се получава регресивен тренд на възходящо уедряване и изплитняване в езерната последователност. На [фиг. 5.5](#) са показани идеализирани модели съответно при ниска и висока енергия за езерни карбонатни отложения от два типа басейни диференцирани по дънен профил – стъпаловидни (bench-type) и рамповидни (ramp-type). При първите е налице плоска прибрежна част, която рязко прехождва в стръмен склон. При вторите такава равнина липсва, но може да се оформи лагуна, отделена чрез плитчини от по-дълбоката вода. Повечето езерни последователности обаче показват далеч по-сложен вертикален строеж. При тях често са оформени трансгресивно-регресивни цикли, които са продукт на няколко стадия от езерното развитие, както и окончателната ликвидация на басейна. Тази цикличност е пряко контролирана от климатични и тектонски фактори.

Общи критерии за диагностика на древни езерни отложения

Идентификацията на езерните отложения е сравнително трудна поради някои подчертани прилики с плиткоморските. Главните критерии се свеждат до наличието на пресноводни фосили, изобилни следи и останки от гръбначни, и варвена ламинация.

Езерните утайки са принципно по-добре сортирани от речните и показват тенденция към по-финозърнест състав в централните части на басейна. Като цяло те са доминиращо финозърнести (включително силицикластичната им част). Конкретно при евапоритните утайки е възможна диагностика по някои специфични минерали. Често се проследява фащиална асоциация с други континентални отложения (най-често алувиални и периглациални). Същевременно вертикалните последователности на древните езерни утайки могат да съдържат отложения, които показват преход от отворен към затворен тип езера.



Фиг. 5.5. Възходящо-изплитняващи, проградационни (регресивни) фащиални модели на езерни карбонатни отложения в езера с (i) нискоенергиен, стъпаловиден дънен профил; (ii) високоенергиен, стъпаловиден дънен профил; (iii) нискоенергиен, рамповиден дънен профил; (iv) високоенергиен, рамповиден дънен профил

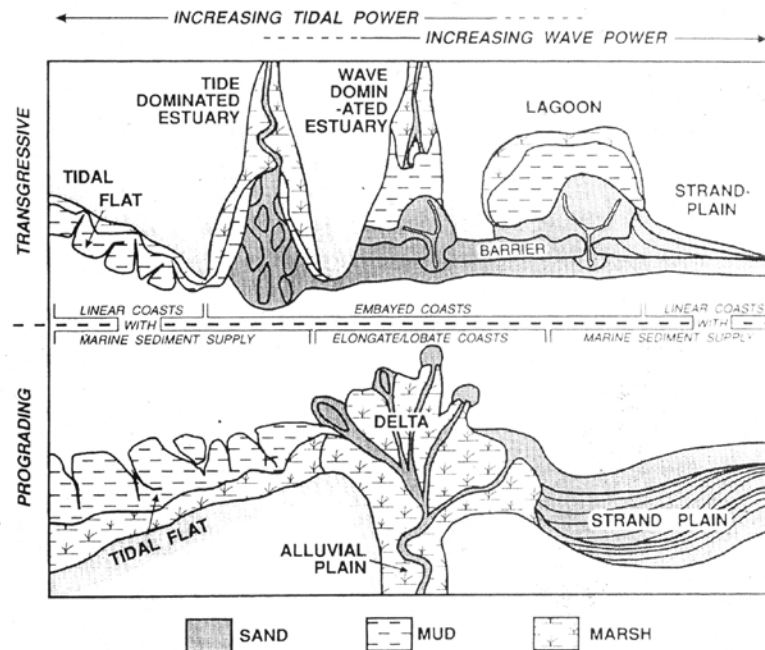
6. ДЕЛТОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

Преходните (marginal-marine) седиментационни обстановки се намират на границата между континенталните и морските среди. Те обхващат една относително тясна зона, в която преобладават алувиални, вълнови и приливно-отливни процеси. Солеността може да варира в различни техни части – от сладководна през бракична и нормалноморска до хиперсолена, в зависимост от речния отток и климатичните условия. Някои от преходните обстановки се характеризират с периодично до постоянно субаерално излагане, докато други са покрити неизменно с плитка вода. Много от тези среди се отличават със силни вълнения и течения, а в повечето лагуни и естуари доминират тиховодни условия. Периодичното осушаване, установяването на високоенергийни условия, както и резките промени в солеността и температурата, предизвикват стрес в обитаващите организми, които имат висок толеранс към такива промени. Най-често те се заравят в пясъчливото дъно или се закрепват чрез пробиваческа дейност върху скалист субстрат. Наборът от утайки в прибрежните обстановки е разнообразен – псефитни, псамитни, алевропелитни, карбонатни и евапоритни. Във връзка с големия обем силицикластичен седимент, доставян от съседни реки, фациесите се съхраняват относително добре в геоложкия летопис. Преходните обстановки включват делти, плажове, прибрежни равнини, бариерни барове, естуари, лагуни и приливно-отливни равнини. Сред тях естуарите и лагуните са типични за трансгресивните, а делтите – за регресивните брегове (фиг. 6.1).

Думата „делта” е използвана първоначално от Херодот за триъгълната по своите очертания алувиална равнина в устието на Нил. Макар повечето съвременни делти да се отличават с по-неправилна форма, този термин се употребява и днес. По дефиниция с него се означават слабо изпъкнали брегови участъци, където реките се вливат в морета, океани, езера и лагуни, доставяйки седиментен материал по-бързо, отколкото той може да бъде разпределен в съответните басейни. Всъщност повечето силицикластични утайки, транспортирани в прибрежните зони през геоложката история, са били отложени в делти.

Установени са древни делтови седименти с всякакви възрасти. Част от тях представляват важни резервоари за нефт и газ или съдържат въглища и уранови минерализации. Макар тези скали да се срещат нерядко в геоложкия летопис, повечето знания за тях са придобити чрез изучаване на съвременните аналози. Делтите са относително често разпространени край съвременните океани и морета като резултат от пост-плейстоценското повишаване на евстатичното ниво и големия обем седиментен

товар, който се пренася от много съвременни реки. Понастоящем делти се наблюдават на всички континенти, без Антарктида.



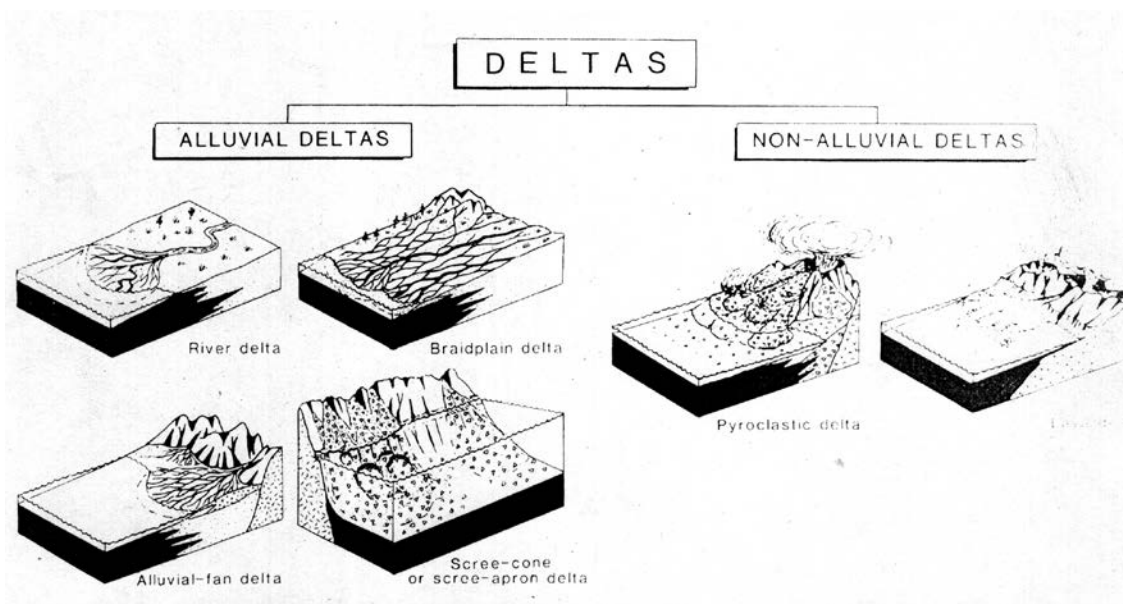
Фиг. 6.1. Главни прибрежно-морски (преходни) седиментационни обстановки. Показано е относителното влияние на приливно-отливните течения (нарастващо наляво) и вълновата дейност (нарастващо надясно) във всяка обстановка. Делтите са характерни за регресивните брегове, докато естуарите и лагуните са типични за трансгресивните брегове

Те възникват най-вече там, където са налице добре развити отточни системи с голям обем на транспортирания материал. Най-типични са пасивните в тектонско отношение брегове на Източна Азия, Северна и Южна Америка. По-малко от 10% от делтите са свързани с тектонски активни брегове, при които подхранващата провинция се намира относително близо до брега.

Класификация и седиментационни процеси

Съществуват два главни типа делтови системи – алувиални и неалувиални (фиг. 6.2). Първият тип се разделя допълнително на: (1) речни делти (river) – формирани от отложенията на единични реки; (2) делти на преплетени речни равнини (braidplain) – формирани чрез система от преплетени русла; (3) алувиалноконусни делти (alluvial-fan) – формирани, там където алувиални конуси навлизат директно във воден басейн; (4) сипейни делти (scree-apron) – формирани чрез срутвещ се и свличащ се материал в

статичен воден басейн. На свой ред неалувиалните делти се зараждат от движещи се пирокластични и лавови потоци.



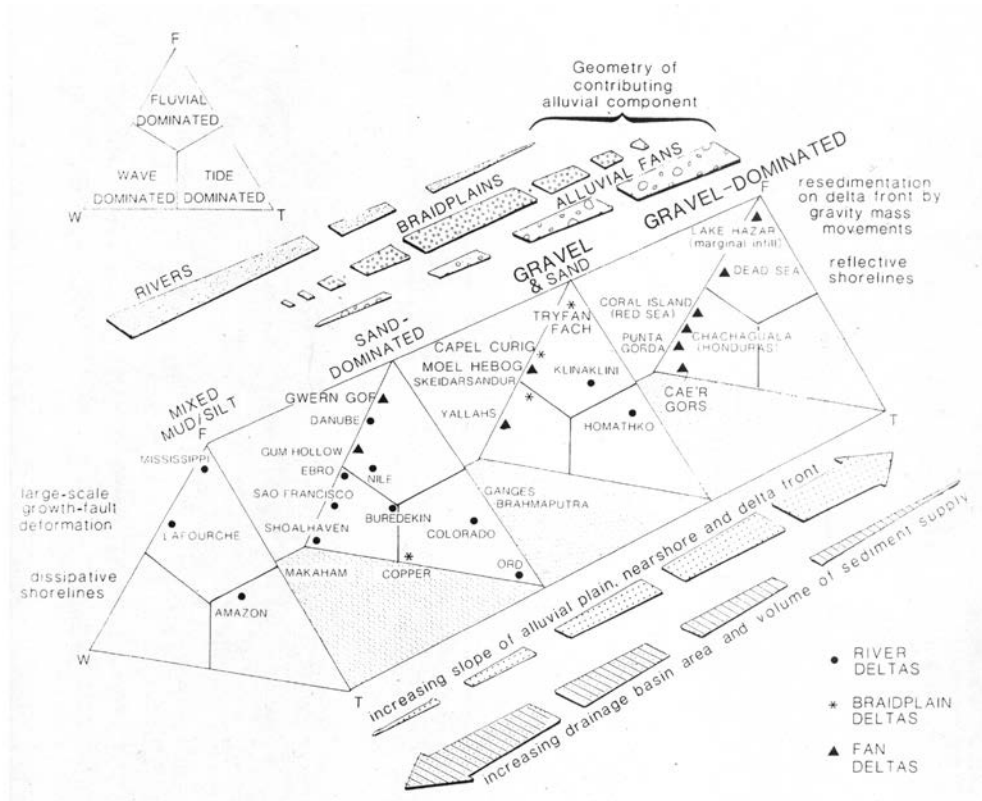
Фиг. 6.2. Подялба на делтовите системи на алувиални и неалувиални

Речни делти и делти на преплетените речни равнини

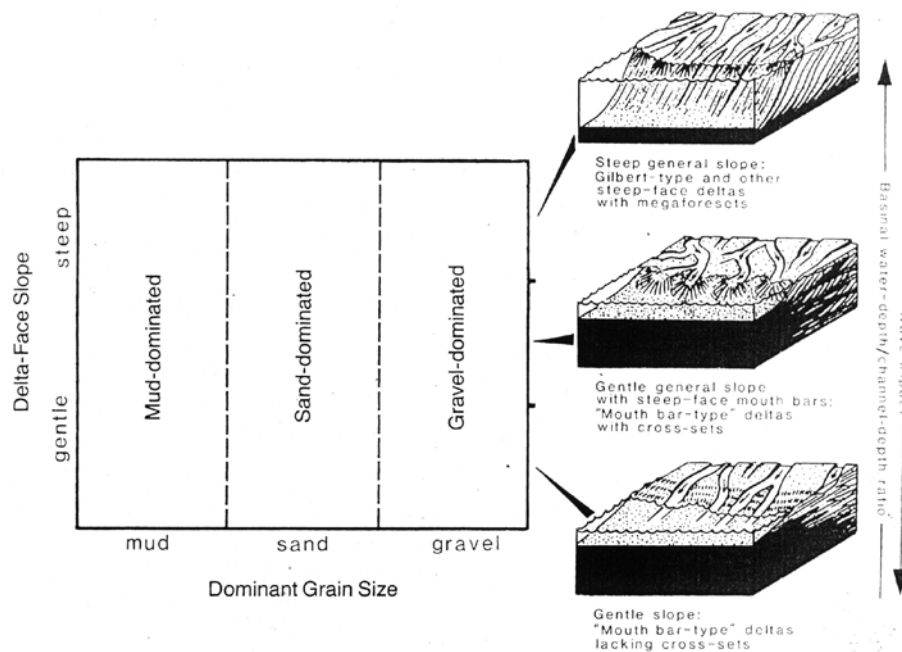
Характеристиките на алувиалните делти се контролират от комплексни и взаимосвързани речни и морско-езерни процеси, както и от конкретните условия на седиментационната среда. Тези фактори включват климат, воден отток и седиментен привнос, процеси в речното устие, вълнова дейност, приливи/отливи, прибрежни течения и вятър. Допълнителни параметри са шелфовият наклон, темповете на потъване, тектонската активност, както и геометрията на самия седиментационен басейн. Най-важни сред изброените фактори са речният отток и седиментната доставка плюс вълновата и приливно-отливната дейност, които контролират геометрията, посоката и вътрешните характеристики на проградящите делтови тела.

Алувиалните делти се класифицират според няколко принципа, но най-популярна подялба е тази, построена на базата на режима в делтовия фронт. Според нея се различават: алувиално-доминирани (fluvial-dominated), приливноотливно-доминирани (tide-dominated) и вълново-доминирани (wave-dominated) делти. Всеки от тези типове се подразделя допълнително въз основа на доминиращия зърнов размер при силицикластиката: тинесто-, песъчливо-, псефитнопесъчливо- и псефитно-доминиран

(фиг. 6.3). Един алтернативен комбиниран подход е класификация според наклона на делтовия фронт (стръмен или полегат) плюс доминиращия зърнов размер (фиг. 6.4).

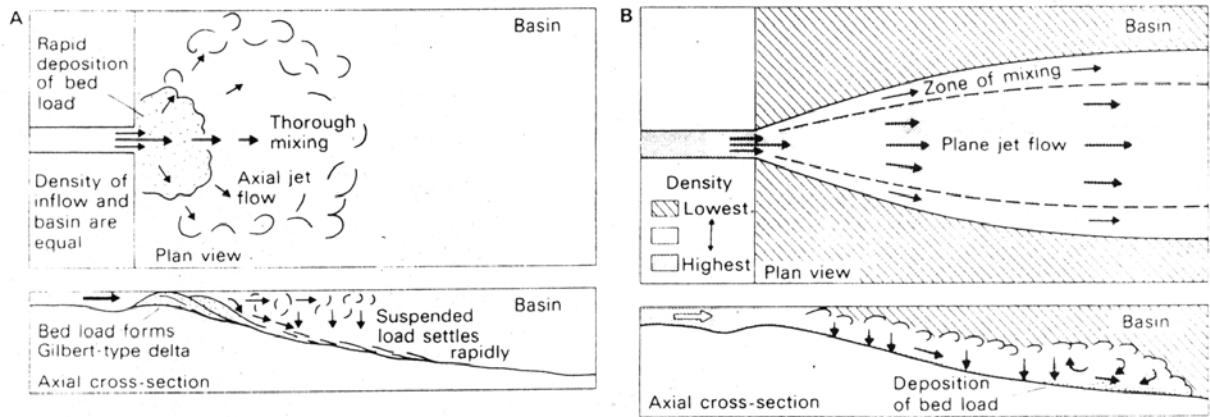


Фиг. 6.3. Класификация на делтите на базата на доминиращия процес на седиментна доставка върху делтовия фронт (алувиален F, вълнови W, приливно-отливен T) и преобладаващия зърнов размер на седиментния материал



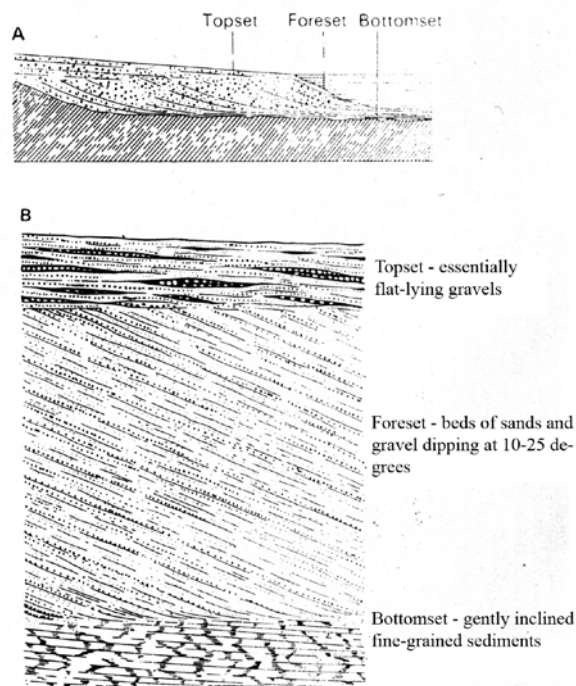
Фиг. 6.4. Класификация на делтите на базата на наклона на делтовия склон и преобладаващия зърнов размер на седиментния материал

Алувиално-доминирани делти. Когато речната вода навлиза в даден басейн, чиято вода има хомогенна плътност, възниква т. нар. аксиален скоростен поток (axial jet flow), наречен още хомопиков (homopycnal flow). В резултат се получава бързо смесване на водите и настъпва рязко отлагане на по-голямата част от седиментния товар (фиг. 6.5А).



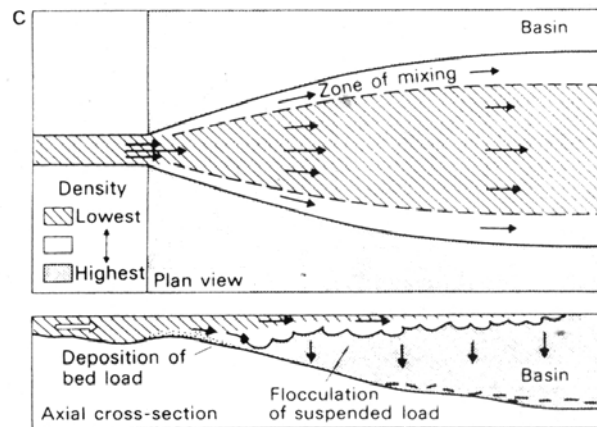
Фиг. 6.5. Различно взаимодействие на речната вода с басейновата вода, дължащо се на разлики в тяхната плътност: (А) хомопиков поток; (В) хиперпиков поток

Това на свой ред води до образуването на делти от типа Джилбърт (Gilbert-type delta), в които паралелно с напредване на седиментацията, в басейна се оформя специфично подреждане на слоевете (горнище – topset, преден край – foreset и долнище – bottomset) (фиг. 6.6).



Фиг. 6.6. Делта тип Джилбърт. (А) надлъжен профил; (В) Вертикална последователност на фациесите в резултат на делтова проградация

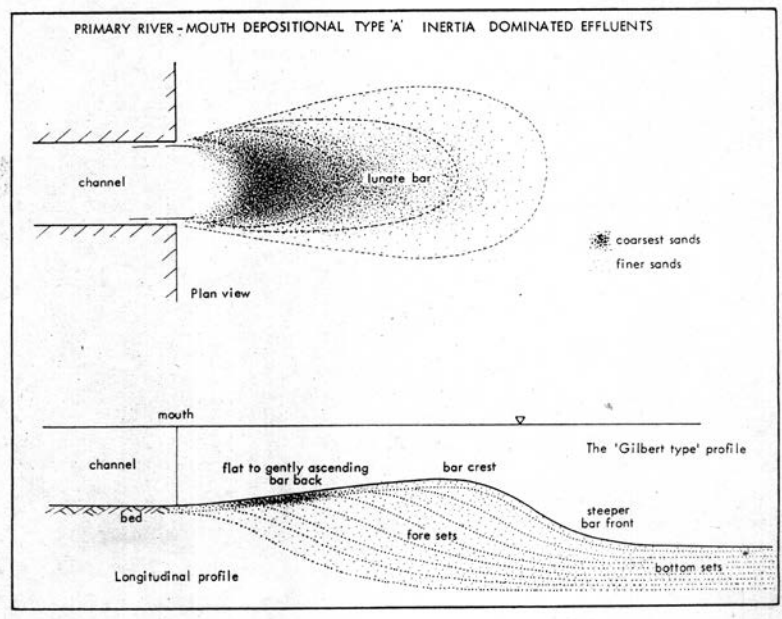
Във втория случай речната вода има по-висока плътност от басейновата и се спуска под нея, генерирайки плоскостен скоростен поток (plane jet flow), наречен още хиперпикнов (hyperpycnal flow) (фиг. 6.5B). Този поток се движи по дъното като плътностно течение, което може да бъде ерозионно в началните си етапи, но постепенно отлага носения материал по полегатия склон на делтовия фронт, образувайки турбидити. В третия случай речната вода е по-малко плътна от басейновата и затова се ориентира към повърхността, образувайки плоскостен скоростен поток, наречен обаче хипопикнов (hypopycnal flow) (фиг. 6.7). През началния етап се отлага влаченият материал, а на известно разстояние от устието се пренася финозърнест седимент в суспензия, който впоследствие коагулира и се утаява. Хипопикновият поток предопределя голяма активна площ на делтовия фронт, с наклон до 1 градус, за разлика от 10-20° при повечето делти от типа Гилбърт. Този тип поток играе главна роля в морските и океанските басейни.



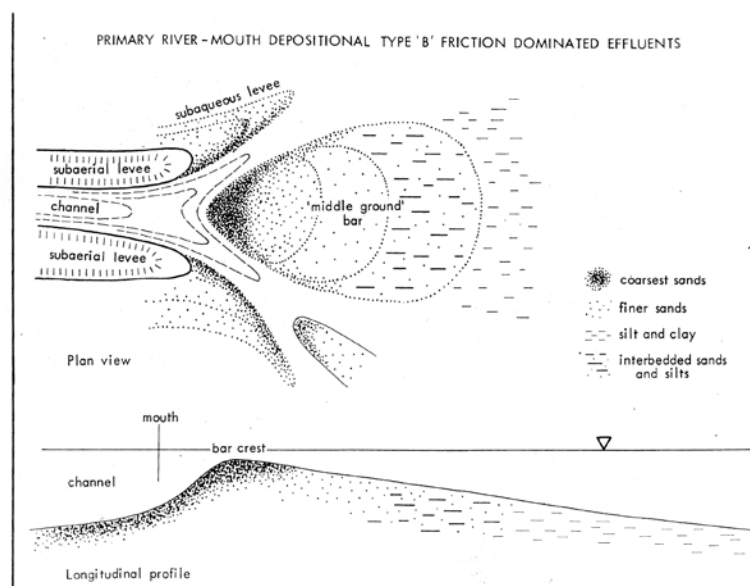
Фиг. 6.7. Различно взаимодействие на речната вода с басейновата вода, дължащо се на разлики в тяхната плътност: хипопикнов поток

Характерът на седиментите, които се отлагат в устията на реките при нисък потенциал на вълново и приливно-отливно влияние, зависи от относителното доминиране на инерцията на речния поток, неговата плаваемост или турбулентното триене по дъното навътре в басейна. Вливането на речна маса доминирано от висока инерция, т. е. с високо число на Рейнолдс и висока скорост, генерира турбулентни хомопикнови потоци с незначително влияние от страна на дъното. Те имат ниски ъгли на латерално разпростиране и постепенно забавяне на скоростта. В резултат се образуват тесни барове със сърповидна форма в план (lunate bars) (фиг. 6.8). Този тип потоци обаче са редки. Почесто водите в басейна са плитки и доминира факторът на турбулентно триене по дъното, което предизвиква бързо забавяне на потока и латерално разширяване на вливащата се речна маса. Възникват подводни валове (levees), триъгълни барове (middle-ground bars) и

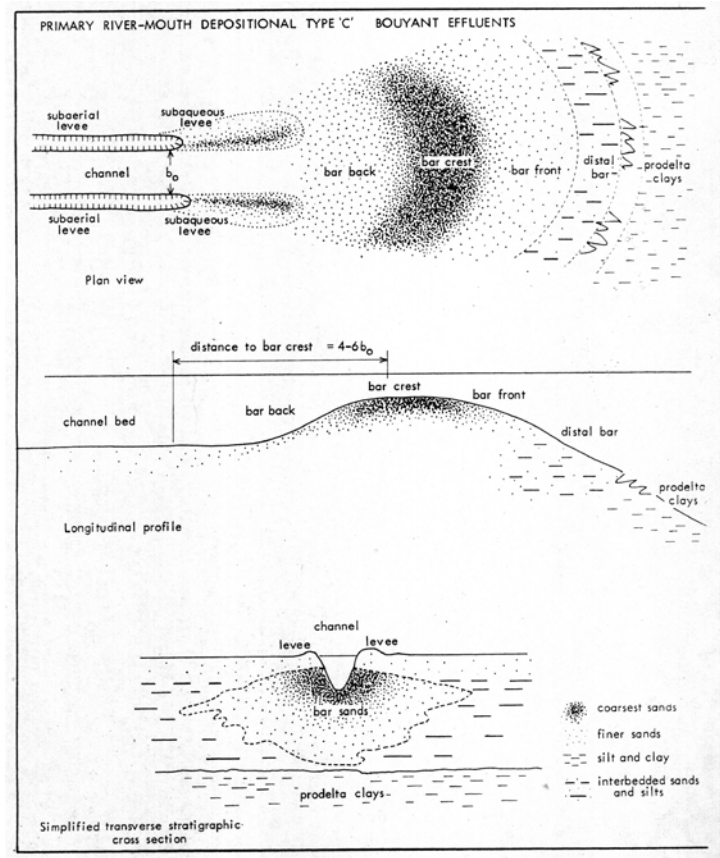
разклоняване на подводните русла (фиг. 6.9). Ако устието на реката е дълбоко, преобладават финозърнести отложения. Смесването на води е минимално и се получава изявена плътностна стратификация, като по-солените води потъват поради по-голямото си относително тегло. Тогава речната маса се разпростира като плаваема струя над солената вода, т. е. получава се хипопикнов поток. Вследствие на доминиращия в този случай фактор плаваемост, се формират удължени подводни валове с паралелни очертания и тесни песъчливи барове, които прехождат навътре в басейна във финозърнести дисталнобарови отложения и после в проделтови глини (фиг. 6.10).



Фиг. 6.8. Идеализиран седиментационен модел на речно устие и делтов фронт с доминиращ фактор инерцията на речния поток

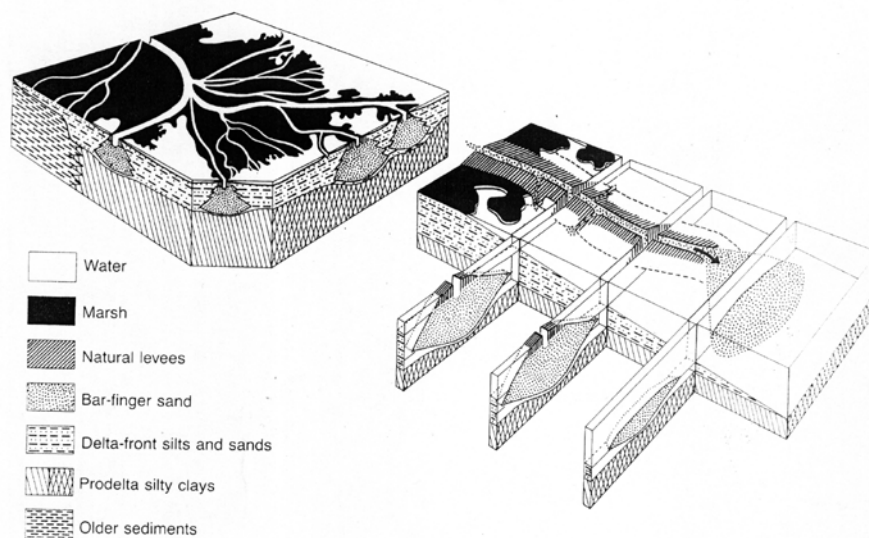


Фиг. 6.9. Идеализиран седиментационен модел на речно устие и делтов фронт с доминиращ фактор турбулентното триене на речния поток



Фиг. 6.10. Идеализиран седиментационен модел на речно устие и делтов фронт с доминиращ фактор плаваемостта на речния поток

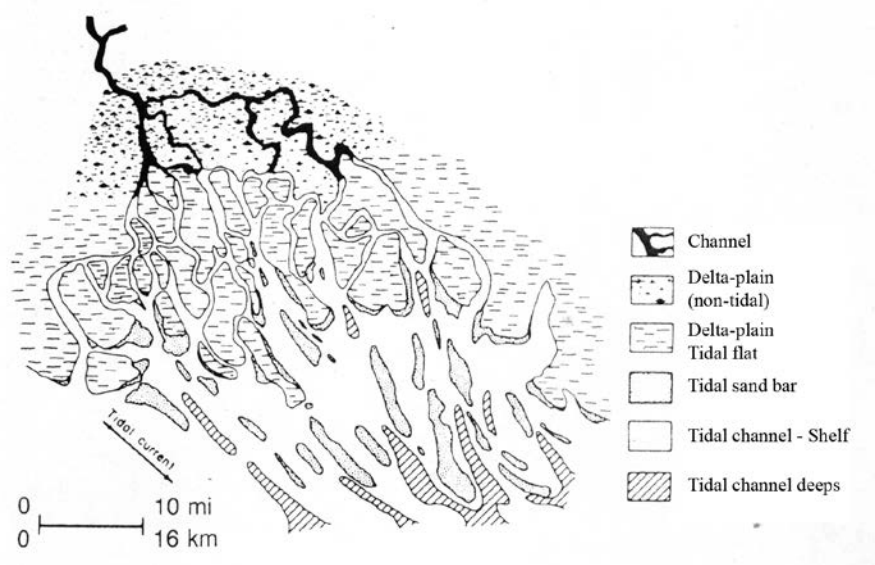
Делтата на Мисисипи е един класически пример за алувиално-доминирана делта (фиг. 6.11). Типична нейна характеристика е разклонената система от разпределителни русла (от типа разперени пръсти), където се отлагат главно псамитни седименти. Други фации са утайките на мочурища (marshes) и валове, тини на делтовия фронт и проделтови глини. Аналогични примери са делтите на Дунав и По.



Фиг. 6.11. Делтова система на река Мисисипи – пример за алувиално-доминирана делта

Приливоотливно-доминирани делти. Процесите, описани дотук, могат да бъдат съществено видоизменени при наличието на високи приливи/отливи или силна вълнова активност. Ако двупосочните приливно-отливни течения са по-силни от речното вливане, те могат да преразпределят носения седиментен товар, оформяйки изпълнени с пясък фуиниевидни канали. Образува се серия от линейно ориентирани приливно-отливни хребети, които се простират от самото речно устие върху платформата на делтовия фронт.

Най-известният съвременен пример е делтата на Ганг и Брахмапутра. Нейната площ е около три пъти по-голяма от тази на Мисисипи, а средният ѝ речен отток – около два пъти. Амплитудата на приливите и отливите достига 4 m. Транспортът на псамитен материал е свързан най-вече с мусонния период. Делтата се характеризира с приливно-отливна обстановка, валове и заливен басейн, в които се отлагат предимно финозърнести седименти. Силното влияние на приливите и отливите се изразява в мрежа от пясъчни барове и канали, ориентирани приблизително успоредно на направлението на тези течения (фиг. 6.12). Образуван се различни утайки: пясъци от приливно-отливни барове, хребети и преплетени русла; тини от валове, приливно-отливна равнина и заливна равнина. Други съвременни примери са делтите на реките Колорадо (Калифорнийски залив), Ордо (Тиморско море), Флай (заливът Папуа, Нова Гвинея) и Ялу (Корейски залив).

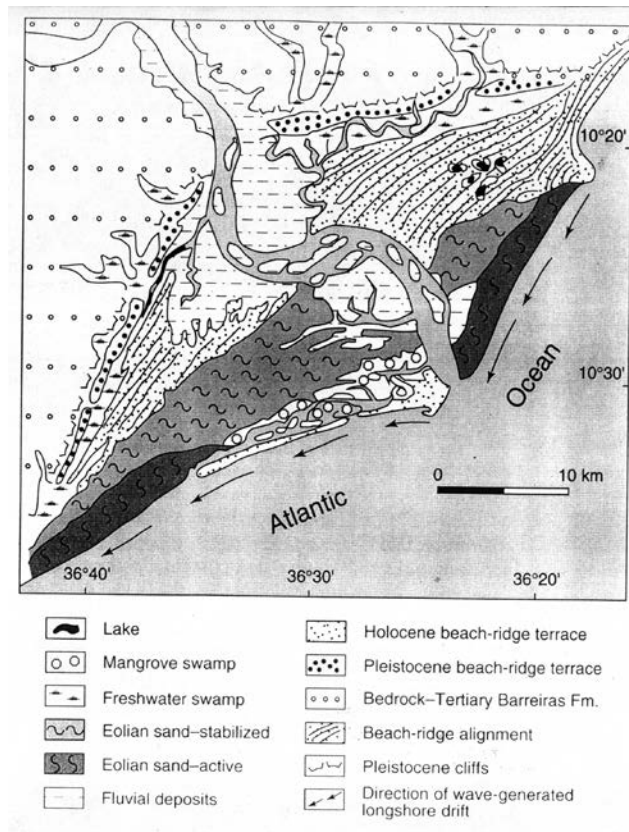


Фиг. 6.12. Делтова система на реките Ганг и Брахмапутра – пример за приливоотливно-доминирана делта

Вълново-доминирани делти. Силното вълнение предизвиква бързо забавяне на речната водна маса, оформяйки стеснени речни устия. Привнесеният материал се

преработва от вълните и се преразпределя по делтовия фронт чрез успоредни на брега морски течения, образувайки плажове, бариерни барове и дълги подводни пясъчни ивици. Създава се гладък делтов фронт, който се състои от добре развити, съединяващи се плажни хребети. Геометрията на делтовия фронт може да варира от дъговидна до островърха.

Класически пример е делтата на река Сао Франциско в Бразилия (фиг. 6.13). Тя е по-малка по площ и има по-нисък речен отток от тази на Мисисипи. Силата на вълните обаче е около 100 пъти по-голяма, поради което отлагането на пясъчен материал протича във високоенергийни условия. Тини се акумулират локално в мочурища и заливни равнини. По-голямата част от повърхността на делтата е покрита с плажно-хребетни пясъци. По външния ѝ ръб се разполага пояс от еолични дюнни отложения. Интересен факт е, че седиментацията в делтата на Сао Франциско се дължи не само на речния привнос. Поради евстатично спадане от около 5 m през последните 5000 години, материал постъпва и от самия шелф, отлагайки се около самото речно устие.



Фиг. 6.13. Делтова система на река Сао Франциско – пример за вълново-доминирана делта

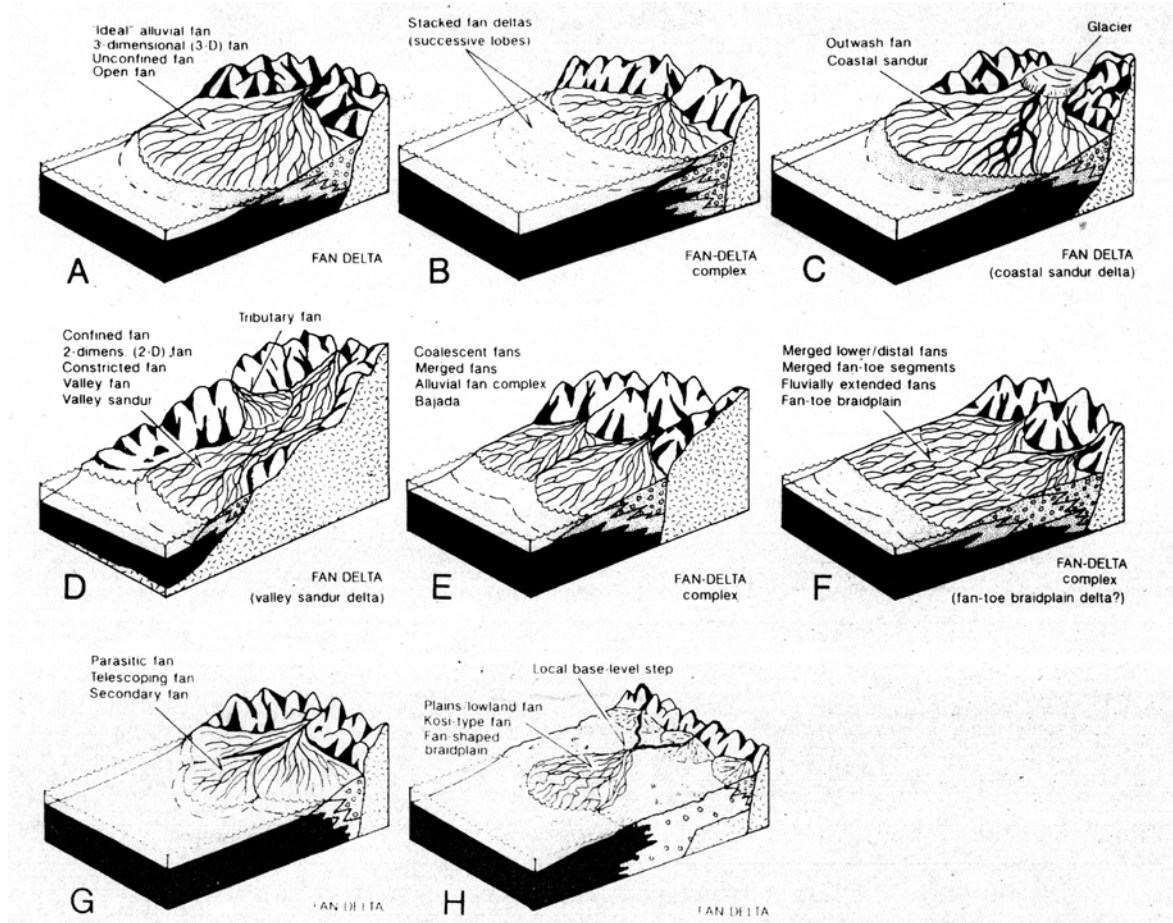
Други съвременни примери за вълново-доминирани делти включват реките Бразос (Мексикански залив), Рона (Средиземно море) и Тибър (Тиренско море).

За отбелязване е, че редица делти имат междинни характеристики, като например делтата на Нил, която е алувиално-доминирана, но със силно вълново влияние.

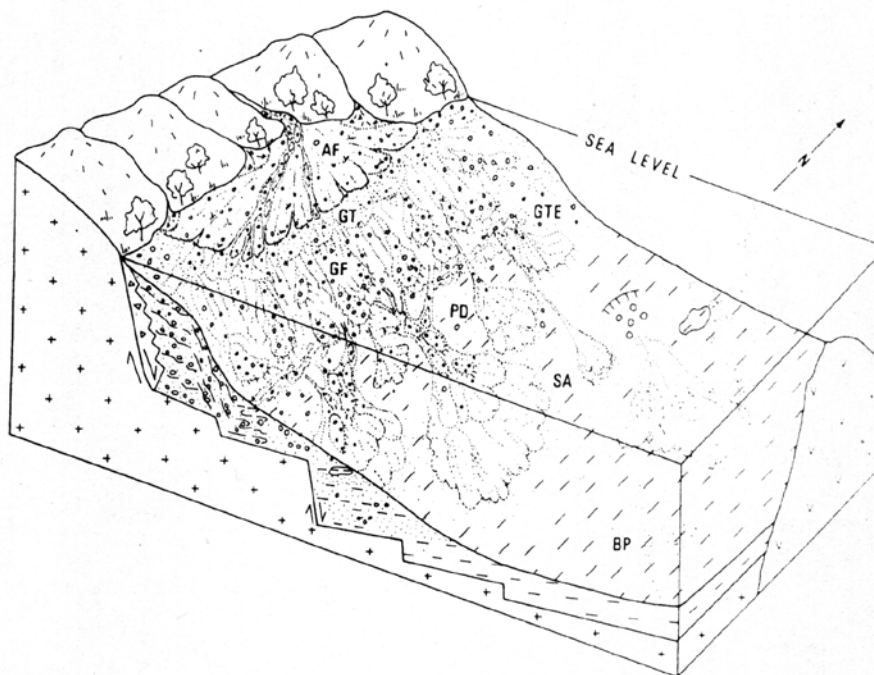
Алувиалноконусни делти (фан-делти)

Дефиницията за фан-делтите гласи, че това е прибрежна призма от седиментен материал, доставен чрез система на алувиален конус, и отложен главно или изцяло в подводна среда на границата между активния конус и даден воден басейн. Този тип делти са описани първоначално от съвременни обстановки, но по-късно са доказани и много примери от древни скали. Различават се алувиално- и вълново-доминирани фан-делти, но някои автори предполагат съществуването и на приливноотливно-доминирани.

Фан-делтите се образуват в ариден и хумиден климат и могат да имат различно подхранване с теригенен материал (фиг. 6.14). На фиг. 6.15 е представен опростен модел на фан-делта, показващ в детайли нейната подводна част, където седиментите се отлагат надолу по склона посредством свличане и турбидитни потоци.



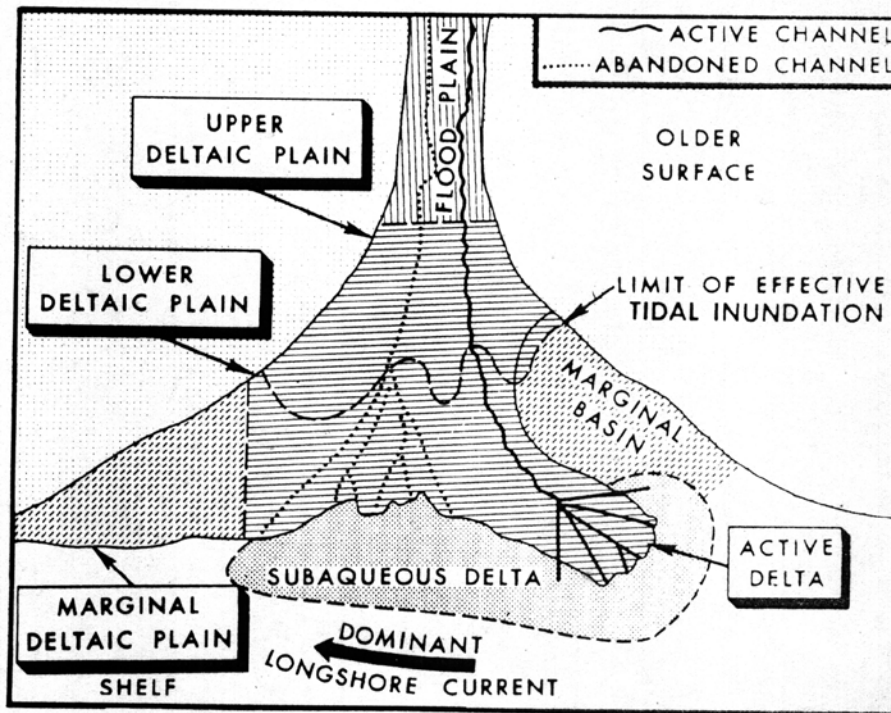
Фиг. 6.14. Разновидности на алувиалноконусна делта с различен характер на теригенното подхранване



Фиг. 6.15. Опростен модел на фан-делта, преобладаваща в дълбокоморска обстановка

Физиографски и седиментни характеристики на делтовите системи

Във връзка с променливия характер на седиментната доставка, скоростта на речно вливане, енергията на вълнения и течения, както и други фактори, особеностите на седиментационната обстановка при различните делти варират. Въпреки това във всички делти могат да бъдат разграничени субаерален и субаквален компонент, всеки от които подлежи на по-нататъшна подялба (фиг. 6.16). Субаералният компонент има по-голям площен обхват и се разделя на горна делтова равнина (upper delta plain), която се простира над линията на прилива, и на долна делтова равнина (lower delta plain), която се разполага между нивата на прилива и отлива. Горната делтова равнина обикновено представлява най-старата част от делтата, която е доминирана от алувиални процеси. Долната делтова равнина се осушава при отлив, но се покрива с вода при прилив, така че в нея протичат както алувиални, така и морски процеси. Подводната делтова равнина (subaqueous delta plain) е следващият елемент в посока към басейна, намиращ се под нивото на отлива и характеризира се с наличието на морска фауна. Най-горната ѝ част достига дълбочина около 10 m се нарича делтов фронт (delta front). Останалата част от подводната делтова равнина се означава като проделта (prodelta).



Фиг. 6.16. Главни субаерални и субаквални компоненти на делтовата система

Седименти на горната делтова равнина. Тази част от субаералния компонент е доминирана от миграция на разпределителни речни русла, а утайконатрупването се извършва в преплетени и меандриращи канали, пойнт барове и заливни участъци, като: блата (swamps), мочурища (marshes) и сладководни езера. Каналните седименти са преобладаващо пясъци и псефити, а в заливните участъци се отлагат тинести утайки.

Седименти на долната делтова равнина. Широчината на тази зона е най-голяма при делтите с висока приливно-отливна амплитуда. Тя включва активната разпределителна система от канали плюс изоставени русла, встрани от които може да се разполага т. нар. периферен басейн (marginal basin). Самите разпределителни канали са многобройни, но участъците между тях обхващат по-голямата част от площта на долната делтова равнина. Тук попадат мигриращи приливно-отливни канали, валове, междуруслови лимани (bays), наклонени пробиви, мочурища и блата. Главните типове седименти са руслови пясъчни тела и междуканални тинести утайки. При ариден климат могат да се образуват също и евапорити.

Седименти на подводната делтова равнина. Този компонент на делтите се простира на разстояние от няколко до десетки километри и достига дълбочина 300 m. Така нейните отложения съставляват основата, върху която субаералната част на делтата прогрядира

към басейна. Седиментите най-често са пясъчливи и съдържат малко псефитен материал при самото речно устие. Наричат се общо разпределителни устийно-барови отложения. Навътре в басейна те прехождат в по-финозърнести псамити и едрозърнести алеврити, които съставляват т. нар. дистални барове. В частност делтовият фронт може да бъде доминиран от високоенергийни морски процеси, като вълнение, приливи-отливи и надлъжни прибрежни течения (longshore currents). Тези процеси преработват и промиват утайките, образувайки добре сортирани, широкоплощни пясъци с различна по характер къса слоестост. Най-фините тини се отлагат навътре върху проделтовия склон. В тази последна зона могат да възникнат и гравитационни процеси, като свлачища и тинести потоци. В много делти се формират т. нар. тинести диапири – тела от меки утайки, внедрени възходящо в пясъчни тела.

Градивни и деструктивни фази на делтовата еволюция

През активните етапи на делтово развитие повечето седиментационни процеси са конструктивни, т. е. протича отлагане на материал. От друга страна, приливно-отливните течения и вълненията представляват по същество деструктивни явления, причинявайки ерозия и преразпределение на утайките. Те придобиват особено значение, когато делтите или части от тях навлязат в неактивна фаза. Изоставянето на русловите канали вследствие на трансгресия или тектонско потъване може да прекрати активното съграждане на делтата. Деструктивните процеси преразпределят ерозирания материал, като най-често генерират тънки издържани слоеве от пясък или тиня, които съдържат морска фауна и са интензивно биотурбирани. Такива слоеве представляват важни стратиграфски репери в иначе хетерогенните делтови последователности.

Строежът на делтите има цикличен характер. По време на активните проградирани фази проделтовите тини се надграждат от алеврити и пясъци на делтовия фронт и съответно от същите седименти свързани със субаералния компонент, образувайки по този начин една възходящо-уедряваща последователност. По време на деструктивна фаза настъпват споменатите процеси на ерозия и преразпределение. Тази фаза може да бъде последвана от нова конструктивна фаза на проградация поради регресия или изменение в посоката на каналите. Един пълен делтов цикъл е в състояние да акумулира седиментна последователност с дебелина от 50 m до 150 m.

Диагностика на древни делтови отложения

Подобстановките на делтовите системи варират от нормално морски (плажове, бариери, лагуни) до неморски (алувиална, мочурища, еолична), образувайки извънредно разнообразни седименти. Така делтовите последователности се характеризират с асоциации от литофациеси, които могат да възникнат и самостоятелно в други седиментационни обстановки. Затова тяхната диагностика се свежда до разглеждане на няколко параметъра с цел елиминирането на алтернативни възможности. Това са: геометрия на телата, латерални фациални взаимоотношения, вертикални фациални последователности, седиментни текстури и фосилно съдържание.

Геометрия. В идеалния случай делтите имат триъгълна форма, но в други се наблюдават големи отклонения от това правило, особено при приливоотливно- и вълново-доминираните делти. В профил делтите са клинообразни и лещовидни, простирайки се на широчина до стотици километри. Съвременните делти варират от малки тела от по няколко хиляди km^2 до такива надхвърлящи $125\,000\ \text{km}^2$.

Латерални фациални взаимоотношения. Отложения от пясък и тиня с преходен или плиткоморски характер, които латерално прехождат към сушата в изцяло континентални алувиални седименти, или към басейна в по-финозърнести дълбокоморски отложения, са индикаторни за делтов произход. В по-малък мащаб латералните фациални взаимоотношения са по-сложни. Утайките на делтовата равнина могат да варират от едрозърнести пясъчливи седименти на разпределителните канали до финозърнести отложения на мочурища, лимани и езера. На свой ред латералните асоциации на седименти от делтовия фронт могат да бъдат силно изменчиви в зависимост от това дали отлагането е било доминирано от алувиални, вълнови или приливо-отливни процеси. Най-често тези едрозърнести утайки прехождат към басейна в проделтови тини, а те на свой ред – в тини на открития шелф. Последните два типа отложения си приличат много, но проделтовите имат по-голяма дебелина поради по-високите темпове на седиментация.

Вертикални фациални последователности. Проградацията на делтата по време на активния период образува възходящо-уедряваща последователност, с дебелина 50-150 m. Тя се изразява в миграцията на пясъците от делтовия фронт над проделтовите тини. Този идеализиран модел обаче може да демонстрира значителни вариации по отношение на литология, текстури, структури и т. н., които могат да показват различия при отделните типове делти. На свой ред проградацията на субаералната делтова равнина над подводната делтова равнина генерира по-дребномащабни цикли, с дебелина в интервала 2-15 m.

Локално са възможни и възходящо-издребняващи последователности, формирани от запълването на изоставени речни канали.

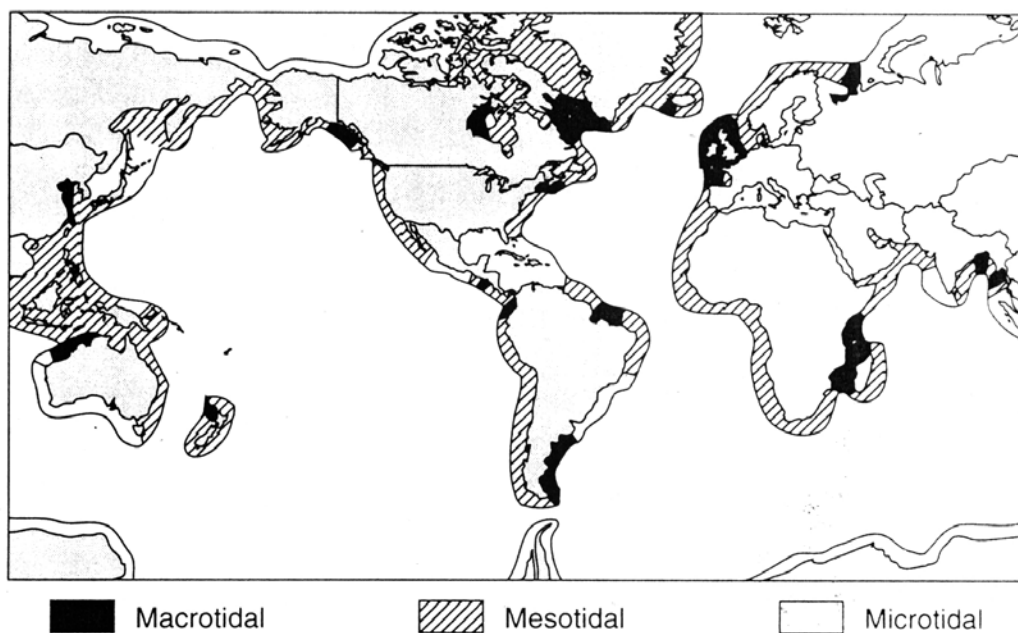
Седиментни текстури и фосилно съдържание. В делтовите седименти се наблюдават къса слоестост, рипъл-марки, следи от биотурбация и корени, свлачищна текстура и тинести диапири. С изключение на последните, всички останали текстури се срещат във фазиеси, образувани и в други обстановки. За диагностика на част от дадени делтови отложения (например, алувиални) спомагат по-скоро асоциации от текстури. Посоките на палеотранспорт могат да бъдат силно променливи – от едномодални в горната алувиална част, до бимодални в приливно-отливната част. Фосилните останки също не са еднозначни. Като сигурен индикатор (но с пояснението, че подобна закономерност е налице също при естуарните отложения) може да се приеме евентуален преход от пресноводни през бракични до морски животински видове, в комбинация конкретно с характерната геометрия на делтовите отложения.

Древни делтови системи

В геоложкия летопис са идентифицирани алувиални делтови и фан-делтови отложения, практически с всякакви възрасти. Все пак те са особено разпространени в пластове с карбонска и палеогенско-неогенска възраст. Конкретните примери са свързани главно с алувиално- и вълново-доминирани, а по-рядко с приливноотливно-доминирани речни делти.

7. ПРИЛИВНО-ОТЛИВНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

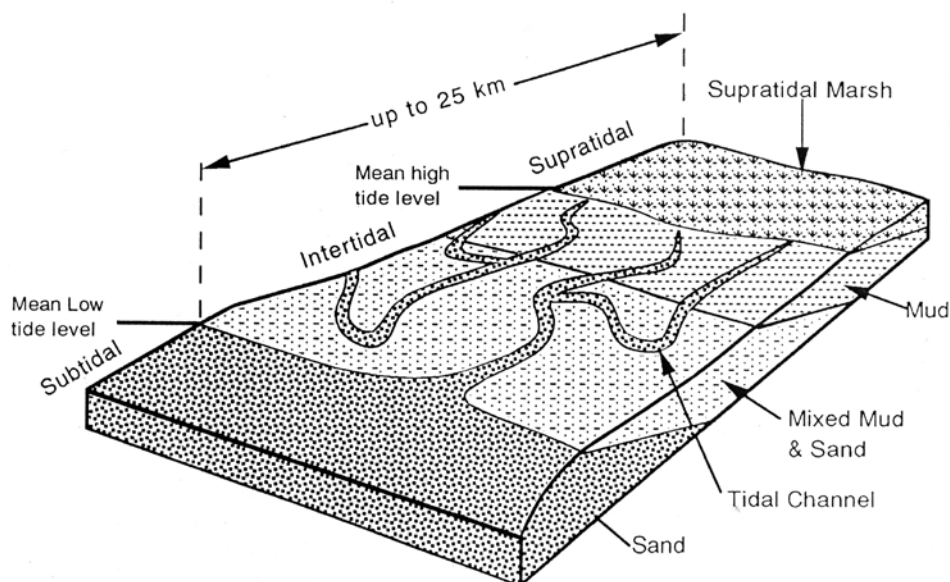
Приливно-отливни равнини се образуват още от докамбрийско време върху брегови ивици, характеризиращи се главно с мезо- и макроприливи и отливи (фиг. 7.1). Фактически това са отворени брегове с нисък релеф и относително ниска вълнова активност или високоенергийни брегове, разположени зад някаква бариера, която редуцира вълновата дейност, например бариерни острови, рифове и други. Във втория случай приливно-отливните равнини се намират в обхвата на естуари, заливи, делти или вътрешната зона на бариерно-островни комплекси.



Фиг. 7.1. Глобална класификация на бреговата ивица според амплитудата на приливите и отливите: микроприливно-отливна – 0-2 m; мезоприливно-отливна – 2-4 m; макроприливно-отливна >4 m

Самите равнини представляват мочурливи и тинести до пясъчливи площи, покривани периодично от приливите. Те са пресечени от мрежа с приливно-отливни канали, които се осушават при отлив (фиг. 7.2). По време на прилив водата навлиза по тези канали и залива цялата равнина, а при отлив постепенно се оттегля и накрая се оттича по същите канали. В умерените климатични зони солени мочурища покриват горната част на приливно-отливната равнина, а при прилив се отлагат тини. Същевременно смесени тиня и пясък се акумулират в средната част на равнината, а в нейната долна част се натрупва предимно пясък в каналите. В полуаридни до аридни райони приливно-отливните равнини се осушават, като се образуват пукнатини на изсъхване, а вътре в

отложените карбонатни утайки растат кристали от гипс, анхидрит и халит. Съвременните приливно-отливни равнини са предимно силициклагични и само в няколко случая се отлагат карбонати и евапорити (Бахамски острови, Персийски залив, Флоридски залив и Западна Австралия).



Фиг. 7.2. Схематична блок-диаграма, показваща връзката между трите зони (подотливна, междуприливна и надприливна) в обстановка на приливно-отливна равнина

Съвременните аналози се изучават интензивно от средата на миналия век. Тук попадат бреговете на Северно море (Германия, Великобритания и Холандия), провинция Нова Скотия (атлантическия бряг на Канада), Калифорнийският залив и корейският бряг на Жълто море. Нефтени и газови находища са открити в силициклагични и карбонатни отложения на древни приливно-отливни равнини, а уранови – само в силициклагични.

Седиментационна среда

Макар че приливно-отливните течения могат да достигат дълбочини до 2500 m, обстановката на приливно-отливна равнина е ограничена само до плитките прибрежни зони на океаните и моретата. Амплитудата между линиите на прилива и отлива в съвременните равнини варира най-често от 1 m до 4 m (микро- и мезоприливи), макар че на места достига 10-15 m (макроприливи), като например залива Фънди в провинция Нова Скотия. Широчината на приливно-отливните равнини е от порядъка на няколко километра до 25 km. Общата топография е принципно ниска и заравнена, с изключение на врязаните

приливно-отливни канали. Наклоните на самите равнини са съвсем малки и предимно неравномерни.

Приливно-отливната обстановка се дели на три главни зони: подотливна (subtidal), междуприливоотливна (intertidal) и надприливна (supratidal). Първата се намира постоянно под вода и е подвластна на силни приливно-отливни течения. Тяхното влияние е най-изявено в каналите, където протичат транспорт чрез влачене и седиментация, макар да е налице и въздействие от страна на вълновата дейност. Междинната интертайдълна зона се разполага между нивата на високия прилив и ниския отлив. Тя е изложена субаерално един или два пъти на ден според локалните условия. Върху нея не се развива изобилна растителност. Седиментацията се свежда до отлагане на материал чрез влачене и от суспензия. Надприливната зона се наводнява само при екстремни приливи (най-често свързани с периодични щормове) и също е прорязана от плитките канали. Седиментацията върху нея се осъществява главно от суспензия. В някои случаи тази зона представлява засолено мочурище, а конкретно в аридните райони тя се отличава с отлагане на карбонати плюс евапорити и се означава като сабха (sabkha).

Седиментационни процеси

Физични процеси. Утайконатрупването е свързано с влиянието на приливи-отливи и вълнение. То бива контролирано по каналите от първия процес, но в междуканалните части на равнината важна роля играят и ветрово-индуцирани вълни. Скоростта на приливите и отливите е различна. Същевременно по приливно-отливните канали тази скорост достига 1,5 m/sec, докато между тях е от порядъка само на 30-50 cm/sec. Такива скорости на морската вода са способни да транспортират псамитен материал и да образуват рипъл-марки, дюни и къса слоестост.

Седиментацията в подотливната зона протича главно чрез натрупване на пясъчлив материал в приливно-отливни канали и в пойнт барове. Самите канали могат да бъдат доста широки и да достигат дълбочина 15 m. Те мигрират латерално подобно на руслото на меандриращи реки. Източникът на материал е свързан повече с прилежащия басейн и затова самите канали, с техните разклоняващи се в посока към сушата разпределителни русла, осигуряват пътища за доставка на седимент към приливно-отливната равнина.

В каналите на междуприливоотливната зона също доминира пясъчлива седиментация, а в пространството между тях преобладава тинесто утаяване от суспензия. През високоенергийните фази на приливно-отливния цикъл протича транспорт чрез

влачене и отлагане на пясък от приливните и отливните течения, като се образуват рипъл-марки и дюни. На свой ред тези дънни форми могат да бъдат модифицирани от ветрово-индуцирани вълни и дори морски течения. По време на покой при субаерални или субаквални условия се извършва суспензионно отлагане на пелит и алевроит. Налагането на тези тинести утайки върху пясъчливите спомага за образуването на ивичеста (флазерна) и лещовидна ламинация, която е важна диагностична текстура за конкретната обстановка. Вълновата активност е най-силна в долната част на интертайдълната зона и води до преработка на утайките, ресуспензиране на тинята и сортиране на пясъчните зърна. Обратно, вълновата енергия е най-слабо проявена в горната част на зоната, където преобладават тинести утайки. Периодични щормове също влияят съществено върху седиментацията в средните и горните участъци. Тогава е възможно да се транспортира голям обем материал от страна на подотливната зона или към нея, а щормовите вълни имат капацитет да ерозират и отнасят вече отложен материал, като същевременно разрушават седиментационните текстури.

Надприливната зона се контролира слабо от приливите, отливите и вълните. За това косвено спомага и наличната растителност, като например характерните мангрови горички. Така тази зона е най-нискоенергийна в рамките на цялата обстановка. Отложенията в нея са представени главно от тини, а темповете на седиментация са много ниски. Диагностична текстура са пукнатините на изсъхване, а паралелната ламинация може да бъде деформирана от растежа на корени. Конкретно във влажните райони са налице условия за образуване на торф. Подобно на предходната зона произходът на тинята е свързан предимно с подотливната зона, откъдето тя се пренася чрез големи вълни по време на щормове.

Химични и биологични процеси. Тези процеси логично имат по-голямо значение при карбонатните приливно-отливни равнини, тъй като са свързани пряко с образуването на варовити утайки. В подотливната зона се натрупва главно варовита тиня както чрез химични, така и чрез биогенни процеси. Част от тези тини плюс скелетен детритус се транспортират върху другите две зони на равнината посредством приливни течения и вълнение. При ариден климат, в рамките на междуприливноотливната и надприливната зона се утаяват евапоритни минерали (гипс, анхидрит, халит), а калциевият карбонат бива заместен от доломит.

Поради суровите условия за живот приливно-отливните равнини са населени с предимно еднообразни организми, като: гастроподи, бивалвии, ракообразни, червеи, фораминифери, диатомеи и цианобактерии. Много от тях отделят фекални пелети и

образуват ихнофосили от типа *Skolithos*. Биотурбацията е най-силно проявена в тинестите равнини, а най-слабо – в песъчливите равнини. В частност, цианобактериите играят важна роля в улавянето и свързването на фин седиментен материал, генерирайки по този начин микробиални ламинити (mats) и строматолити.

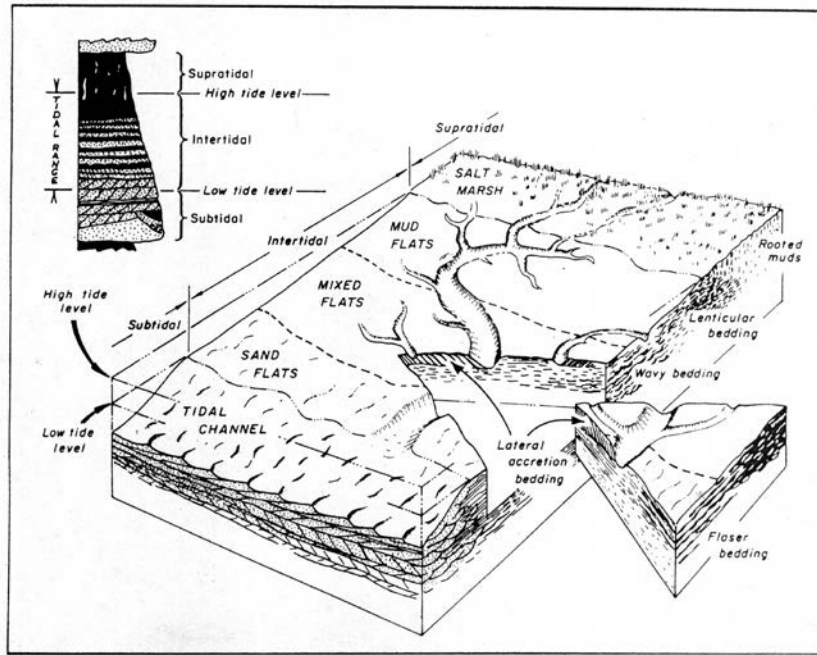
Характеристика на приливно-отливните седименти

Обща морфология. Широчината на приливно-отливните равнини е от няколко до десетки километри. Самата равнина е удължена успоредно на брега и при наличието на открит бряг се простира на десетки до стотици километри. Равнините, развити около заливи и бариерно-островни системи, имат по-малки размери, като очертанията им в план зависят от конкретния случай. В профил отложенията на приливно-отливната равнина оформят клинообразно тяло, насочено с тънкия си край към сушата.

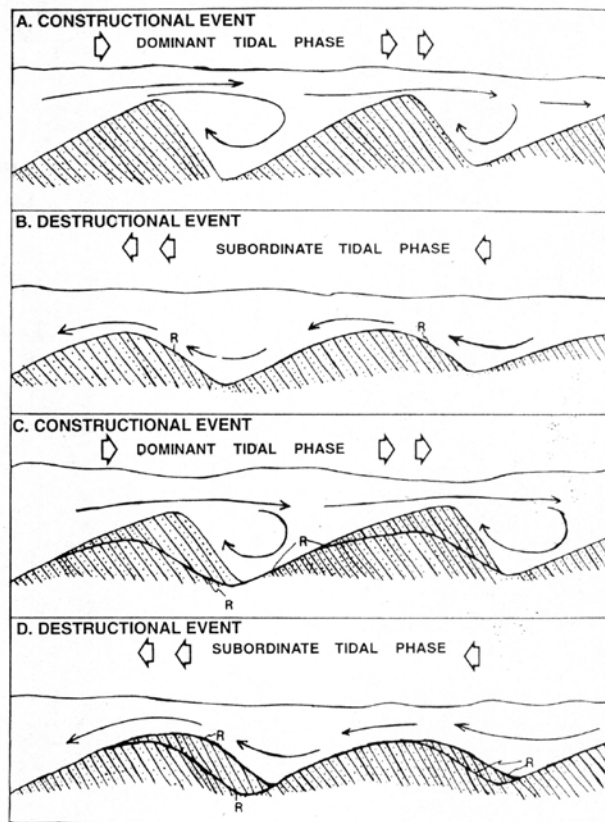
Литофациеси. Седиментите на силицикластичните равнини са изградени от тиня и пясък, като тините преобладават в надприливната зона и в горната част на междуприливоотливната зона. Отложенията в надприливните мочурища включват изобилни растителни останки, които могат евентуално да се превърнат в торф. Смесени тини и пясък характеризират средните части на интертайдълната зона, а псамит доминира в нейната долна част, както и в каналите от подотливната зона. Тини се отлагат също и между каналите от подотливната зона, които се намират под нормалния вълнови базис. Съотношението между пясък и тиня в съвременните приливно-отливни равнини варира значително, като някои са доминирани от пелит и алевроит, а други – от псамит.

На **фиг. 7.3** са илюстрирани, съответно в план и профил, типичните фацисии на силицикластична равнина. При карбонатните аналози разпределението на фацисите е аналогично. Те са доминирани от варовита тиня (арагонит и високомагнезиален калцит) в нискоенергийните участъци и от карбонатни пясъци (изградени от скелетен детритус, интракласти, пелоиди и ооиди) в приливно-отливните канали. В аридните райони изобилстват евапоритни минерали като гипс, анхидрит и по-рядко халит (също целестин и флуорит), неизменно асоциирайки с доломит и понякога с магнезит.

Седиментни текстури. Преобладаващият тип текстури варира в различните части на приливно-отливната равнина. Така например каналните пясъци се отличават с кдса слоестост, най-често включваща бимодално ориентирани кдси серии (тип рибена кост), които са образувани съответно при прилив и отлив. По време на отлив протича ерозия, която формира т. нар. реактивационни повърхнини (**фиг. 7.4**).



Фиг. 7.3. Схематична блок-диаграма на типична силицикластична приливно-отливна равнина. Горе вляво е показан пример на възходящо-издребняваща последователност, образувана при проградация



Фиг. 7.4. Реактивационни повърхнини, образувани при редуване на доминираща приливно-отливна фаза (конструктивно събитие) и подчинена приливно-отливна фаза (деструктивно събитие)

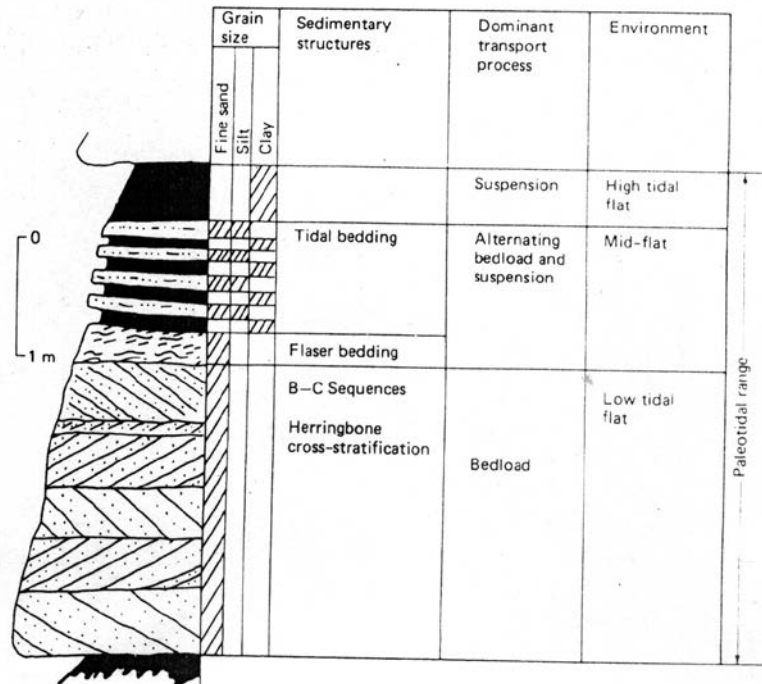
През по-тиховоден период върху запазените или частично ерозирани кòси серии може да се натрупа тънък слой тиня от суспензия и да се образуват т. нар. тинести драперии. На свой ред псамитните и тинестите утайки, отложени върху смесени равнини, се характеризират с дребномащабни възходящи ребра, флазерна, вълниста и лещовидна ламинация, и по-рядко с хоризонтална ламинация. Приливо-отливни течения, които са твърде слаби за да образуват рипъл-марки, могат да отложат тънки пясъчни слоеве, които алтернират с тинести ламини – такива образувания се означават като приливо-отливни ритмити. По принцип отложенията върху тинести приливо-отливни равнини се характеризират с дебели тинести пластове, разделени от пясъчни ламини. При ариден климат се наблюдават пукнатини на изсъхване и евапоритни кристали. Типични за анхидритните отложения са мрежеста и ентолитова текстура. Тинестите седименти от надприливните мочурища са ламинирани, но често биотурбирани и нарушени от коренов растеж. Характерни са също следи от дъждовни капки и газови мехури. Фенестри, микробиални ламинити и строматолити са типични за горната част на междуприливната и надприливната зона. Подобно разпределение показват и следите от биотурбация. Освен ходове от заравящи се организми, често срещани са и стъпките от гръбначни.

Вертикални последователности. При проградация се формира възходящо-издребняваща последователност, която започва с кòсослоести пясъци от подотливната и долната част на интертайдълната зона, преминава в смесени пясък и тиня от средната част на същата зона, и завършва с тиня (евентуално плюс торф) от горната интертайдълна и надприливната зона. Пример за такава регресивна последователност на силицикластична равнина е показан на **фиг. 7.5**. Същевременно латералната миграция на приливо-отливни канали по време на проградация може да генерира и по-дребномащабни сукцесии. При трансгресия се образува възходящо-уедряваща последователност със същите фацисии, но разположени в обратен ред (за отбелязване е, че трансгресията може да ликвидира интертайдълните отложения). Аналогични вертикални последователности се формират и върху карбонатните приливо-отливни равнини.

Древни приливо-отливни седименти

Този тип отложения се диагностицират сравнително лесно в древни скали, макар отчасти да се припокриват с характеристиките на естуарните седименти. Най-важните критерии включват: (1) бимодална ориентация на кòсата слоестост в резултат от срещуположните приливи и отливи; (2) наличие на фацисии, които отразяват многократна

дребномащабна повтораемост в условията на седиментен транспорт (ритмити) и съвместно присъствие на едромасщабни (канали) и дребномащабни (тинеста равнина) строежни единици, разположени в суперпозиция; (3) наличие на реактивационни повърхнини и флазерна ламинация; (4) голяма честота на ерозионните контакти и резки фащиални изменения. Други критерии се свеждат до типичните вертикални последователности, високата степен на биотурбация и индикациите за осушаване, изразени в съответните седиментни текстури.



Фиг. 7.5. Пример за регресивна (проградационна) последователност на отложения в приливно-отливна равнина

8. ПЛАЗНИ И БАРИЕРНО-ОСТРОВНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

Разположените на сушата плажове представляват дълги и тесни ивици от натрупан пясък, простиращи се успоредно на бреговата линия. Те могат да бъдат локално прорязани от скални клифове, естуари, делти, заливчета и лагуни. Барьерно-островните комплекси са аналогични образувания, които обаче са разделени от сушата чрез плитка лагуна, естуар или мочурище, и често биват прорязани от приливно-отливни канали или протоци. И плажните, и барьерно-островните системи се образуват в рамките на речни делтови системи или други морски и езерни среди. Те се считат за най-динамичните от всички седиментационни обстановки поради факта, че са обект на сезонни и по-дълготрайни промени. За разлика от делтите, които се контролират от комбинирани алувиални и морски процеси, плажните и барьерно-островните системи са продукт предимно на морски процеси, допълнени в малка степен от еолична дейност.

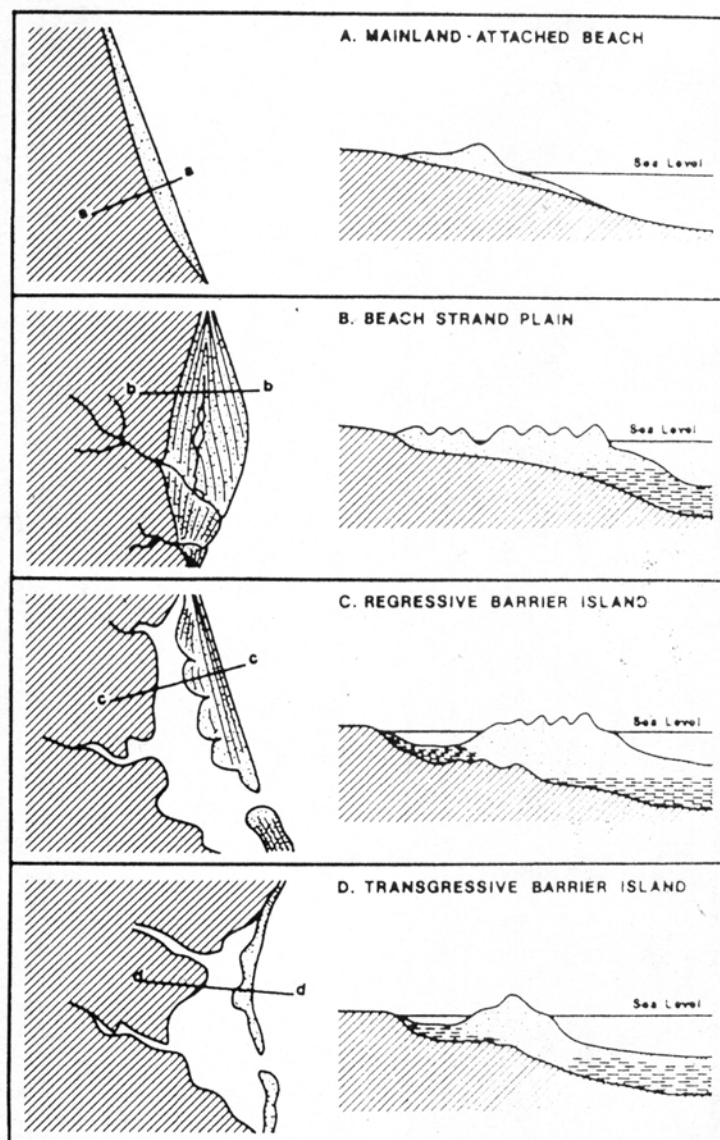
Съвременните и холоценските плажове и барьерно-островни комплекси са изучени добре във връзка с тяхното използване като място за отдих, лесния им достъп и добива на разсипно злато, платина и други минерали. Освен това те са и естествена защитна бариера срещу морската ерозия. Преобладаващо това са силицикластични отложения, но други са карбонатни по състав и са изградени от различни алохеми. Древните аналози представляват надежден индикатор за местоположението и характера на бреговата ивица, но преди всичко са потенциални резервоари за нефт и газ.

Седиментационна среда

Плажните и барьерно-островните комплекси се развиват преференциално върху вълново-доминирани брегове, където приливно-отливната амплитуда е малка. Това се отнася най-вече до т. нар. микроприливни брегове, т. е. с амплитуда между приливите и отливите до 2 m. По-рядко това са мезоприливни брегове с амплитуда 2-4 m, където за разлика от първия случай комплексите не са издържани, а са по-къси и прорязани от приливно-отливни проливи. Баристри не се образуват върху макроприливни брегове (>4m).

Подобстановки. Отложенията на тази седиментационна обстановка се намират под формата на: единичен плаж, прикрепен към брега (mainland-attached beach); по-широка система, наречена плажна брегова равнина (beach strand plain), която е изградена от няколко плажни хребета и падини без развитието на лагуни и заблатявания; барьерен

остров (barrier island), отделен изцяло или частично от сушата чрез лагуна или мочурище (Фиг. 8.1).

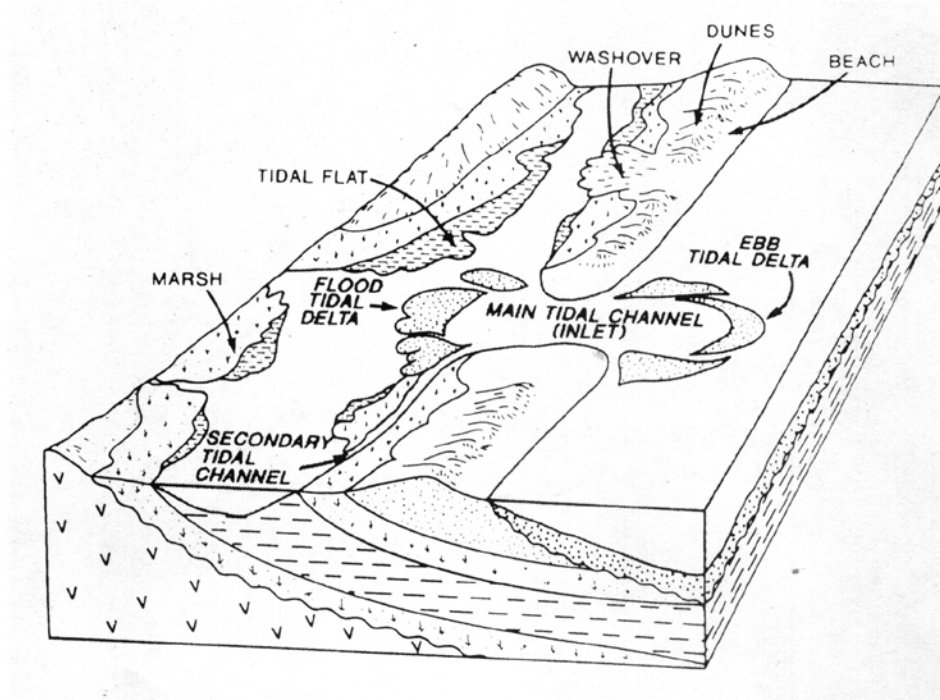


Фиг. 8.1. Морфоложка връзка между плажове, брегови плажни равнини и бариерно-островни комплекси

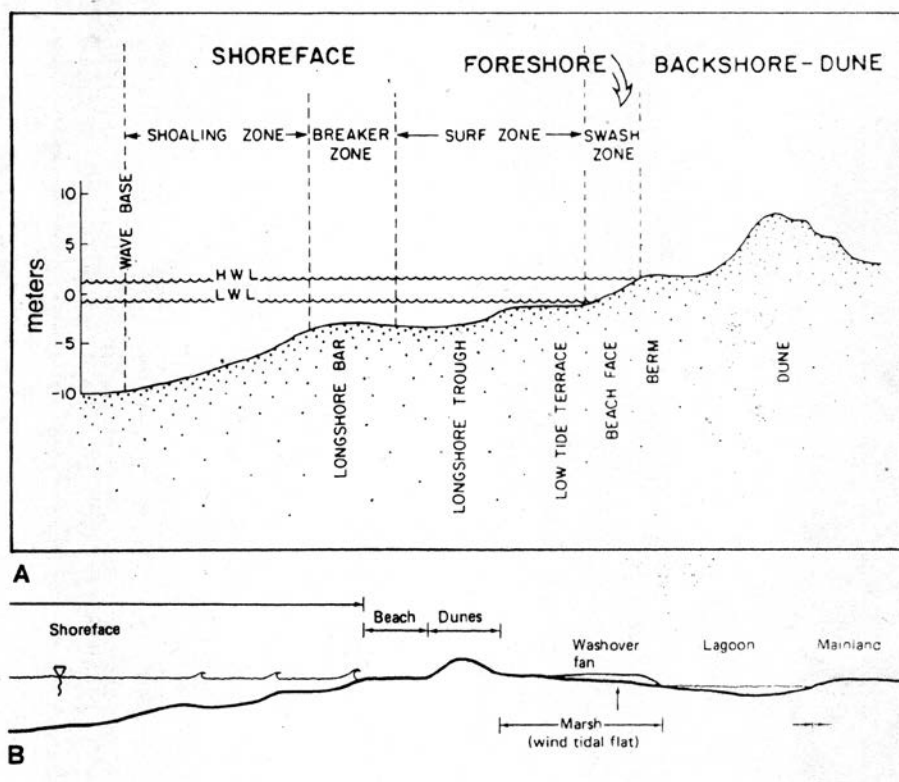
В последния случай обстановката включва три подобстановки: самата верига от бариерни острови; лагуна, естуар или мочурище зад нея; приливно-отливни канали (tidal channels), прорязващи бариерата и свързващи лагуната с откритото море (фиг. 8.2).

Морфология на плажната брегова зона. Морфоложките характеристики на плажовете са сходни независимо дали са прикрепени към брега или се намират под формата на бариерни острови (фиг. 8.3). Самият плаж се разделя на: заден плаж (backshore), който се простира в посока сушата над нивото на прилива и обикновено обхваща дюнни отложения; преден плаж (foreshore), който обхваща главно

междуприливноотливната зона; плажен фронт (shoreface), който се простира от нивото на отлива до граничната зона между плажните и шелфовите седименти, а именно – до нормалния вълновия базис, разположен на дълбочина 10-15 m.



Фиг. 8.2. Обобщен модел, показващ различните подобстановки при трансгресивна бариерно-островна система



Фиг. 8.3. Генерализиран профил на: плаж и зоната близо до брега (А); бариерно-островен комплекс (В)

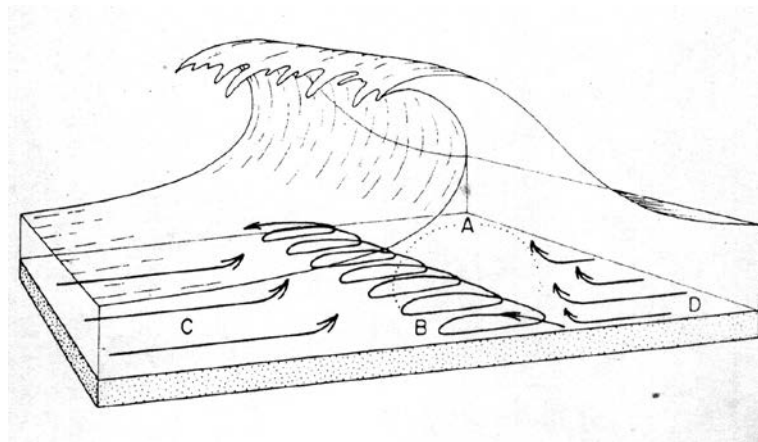
Седиментационни процеси

Плажовете и бариерните острови се съграждат първично посредством процеси, свързани с вълновата активност, които включват прибой, щормови вълни и прибрежни течения. Вятърът също играе важна роля в седиментния транспорт върху тях.

Вълнови процеси. При приближаване на дълбоководните орбитални вълни към плитководието, където дълбочината се равнява на около половината от вълновата дължина, орбиталното движение на водата се възпрепятства поради нейното взаимодействие с дъното. Орбитите на вълните стават все по-елипсовидни и накрая почти хоризонтални, с движение напред и назад, което размества утайките в същото направление и формира рипъл-марки. При по-нататъшно напредване към брега вълните достигат първо до т. нар. зона на изплитняване (shoaling zone), като тяхното постъпателно движение се забавя, дължината им намалява, а височината им нараства. Постепенно вълните се озовават в зоната на разбиване (breaker zone), където орбиталната скорост надхвърля вълновата скорост. Това предизвиква турбуленция, която довежда дънния материал в суспензия, както и трансформация на вълновото движение в рамките на следващата сърф зона (surf zone). В нея се създават високоскоростни транслирани вълни, които преместват утайките към брега чрез влачене и същевременно издигат част от материала в краткотраен „суспензионен облак“. При срещата с брега се оформя последната прибойна зона (swash zone), в която седимент също се прехвърля бързо към брега и веднага след това се оттича обратно (първо бавно, после с ускорение). Широчината на сърф зоната и прибойната зона се контролира от наклона на плажния фронт и предния плаж. Ако плажният фронт е много стръмен, сърф зона може изобщо да не се развие, и тогава вълните се разбиват почти при брега. Обратно, при малък наклон на плажния фронт се създава много широка сърф зона.

Седиментният транспорт в посока към брега е особено важен в рамките на изплитняващата зона. Във високоенергийната зона на разбиване едрите зърна се движат успоредно на брега посредством салтация и серия от елипсовидни движения, докато фините частици се намират в суспензия (фиг. 8.4). Споменатите транслирани вълни, които по същество представляват течения, транспортират седимент през сърф зоната и прибойната зона към брега. Ако тези вълни приближават брега кдсо, материалът се транспортира успоредно на него по зигзагообразна траектория поради простата причина, че постъпателният прибой идва под ъгъл, докато обратният прибой е перпендикулярен на брега. Така вълни с бавна или умерена енергия играят конструктивна роля в изграждането

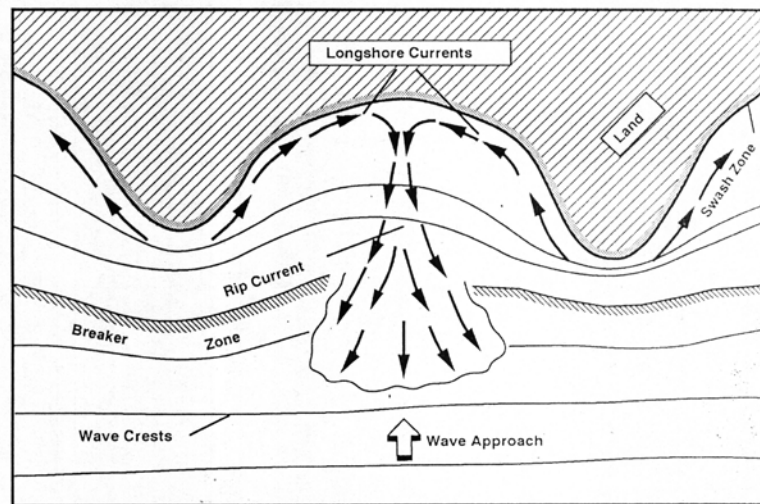
на плажа, тъй като предимно доставят седиментен материал от страна на басейна. Повтарящото се отлагане и заграбване на утайките от нови вълни има за резултат отмиване на най-фините частици и оформяне на добре сортирани пясъци. На свой ред появата на щормове предизвиква големи вълни, които имат силно ерозиращо действие върху плажовете и отнасят материал от тях в посока към басейна. Това редуване на двата процеса се наблюдава много добре при съвременните плажове като сезонна закономерност. С други думи, тяхното нарастване протича през спокойното лято, а ерозията – през бурния зимен период.



Фиг. 8.4. Седиментен транспорт, свързан с разбиваща се вълна. По-едрозърнестият материал се придвижва като дънен товар (bedload) успоредно на брега, описвайки последователни елипсовидни траектории (В), а по-финозърнестите утайки се транспортират в суспензия (А). Близките до брега седиментни частици (С) и тези навътре в басейна (D) се придвижват към разбиващата се вълна по различен начин (показано със стрелки)

Вълново-индуцирани течения. Освен двупосочното преместване на водни маси, в прибойната зона възникват и два типа течения. Надлъжните течения (longshore currents) се образуват, когато вълните приближават брега под ъгъл и част от транслираните вълни се отклоняват успоредно на него. Самите течения следват падини (longshore troughs), намиращи се в долната част на сърф зоната и имащи паралелно простиране спрямо брега. Скоростта на надлъжните течения зависи от вълновата височина и ъгъла, под който вълните приближават брега. Когато водната маса се натрупва в пространството между надлъжните барове (longshore bars) в зоната на разбиване и самия бряг, при продължаващото постъпателно движение на вълните водата не може да се върне обратно. Затова тя започва придвижване успоредно на бреговата ивица под формата на течение, докато намери топографски негативна форма на дъното, където се слива с потока, движещ се обратно към басейна, и се устремява като тясно приповърхностно течение (фиг. 8.5).

Такива течения се наричат разкъсващи (rip currents). Надлъжните течения играят голяма роля при транспорта и седиментацията върху плажовете, тъй като достигат скорост, достатъчна за пренасянето на пясък. Заедно с вълновите процеси в прибойната зона, те са важен транспортиращ механизъм паралелно на брега.



Фиг. 8.5. Схематично представяне на надлъжни течения (движещи се локално в противоположни посоки), които прерастат в сръзващи течения

От своя страна, разкъсващите течения са по-маловажни по отношение на седиментния транспорт. Въпреки това те също могат да пренасят големи количества материал през зоната на разбиване към зоната на изплитняване.

Вятър. В допълнение към косвената роля, която вятърът играе при пораждаването на нормално вълнение, щормови вълни и надлъжни течения, той взема и директно участие в седиментния транспорт по самите плажове. Техните субаерални части, намиращи се над нивото на високия прилив, са повече или по-малко изложени на ветрово влияние. В резултат могат да се пренасят големи количества пясък както по посока на самия бряг, така и по неговото протежение (пример – морският бриз). При осушаване по време на отлив пясък може да бъде отвят и към морския басейн.

Характеристика на плажните и бариерно-островните отложения в съвременните обстановки

Обща геометрия и литофациеси. Плажната обстановка като цяло генерира тясно тяло от седиментен материал, което е удължено успоредно на брега. То е изградено преобладаващо от пясък, който се образува в рамките на задния и предния плаж плюс

плажния фронт, и има широчина от порядъка на десетки до стотици метри, както и стотици километри дължина. Същевременно неговата дебелина е в рамките на 10-20 m. Това тяло може да бъде прекъснато на многобройни места от делтови, естуарни и други отложения. При бариерните острови техните пясъци прехождат в задбариерни седименти, включващи т. нар. прехвърлени пясъци (washover sands), пясъци и тини на приливно-отливна делта (flood and ebb tidal delta), лагунни тини, пясъци и тини на приливно-отливна равнина (tidal flat) или мочурище (вж. фиг. 8.2).

Отложения на предния и задния плаж. Седиментите на предния плаж са изградени предимно от дребно- до среднозърнест пясък, но могат да съдържат отделни чакълни късове или гравий под формата на лещи и издържани слоеве. Главната текстура е хоризонтална ламинация, с незначителен наклон (2-3°) към басейна. Често присъстват ламини, набогатени на тежки минерали. Наблюдават се и тънки лещовидни кдси серии от залягащи под малък ъгъл към брега ламини, образувани вероятно чрез антидюнна миграция по време на оттичащата се фаза на прибоа. Някои пясъци имат наклонени към брега високоъгълни кдси серии, които са формирани чрез миграция на прибойни хребети. Предният плаж е отделен от задния посредством т. нар. отстъп (berm), който се образува от пясък, натрупан посредством щормови вълни. Фактически задният плаж се наводнява само при щормове, които доставят периодично седиментен материал заедно с еоличната дейност. Щормовите акумулации обикновено са представени от ламини, залягащи под малък наклон към сушата. Тези отложения могат да бъдат покрити от дребно- до средномащабни еолични кдси слоеве с троговиден характер, които са нарушени от корени и ходове на заравящи се организми.

Отложения на плажния фронт. Седиментацията в сърф зоната е доминирана от силни двупосочни транслационни вълни и надлъжни течения. Според локалната седиментна доставка и енергийните условия зърновият размер варира от дребен псамит до псефит. Най-честата текстура е различно ориентирана троговидна кдса слоестост, която се формира от миграцията на рипъл-марки и дюни. Образуват се и нискоъгълни кдси серии от типа рибена кост плюс субхоризонтални плоски слоеве. ѝ вид са двупосочните кдси серии, ориентирани паралелно на брега, които са продукт на надлъжни течения. Типични, но не изобилни са трейс-фосилите от типа *Skolithos*.

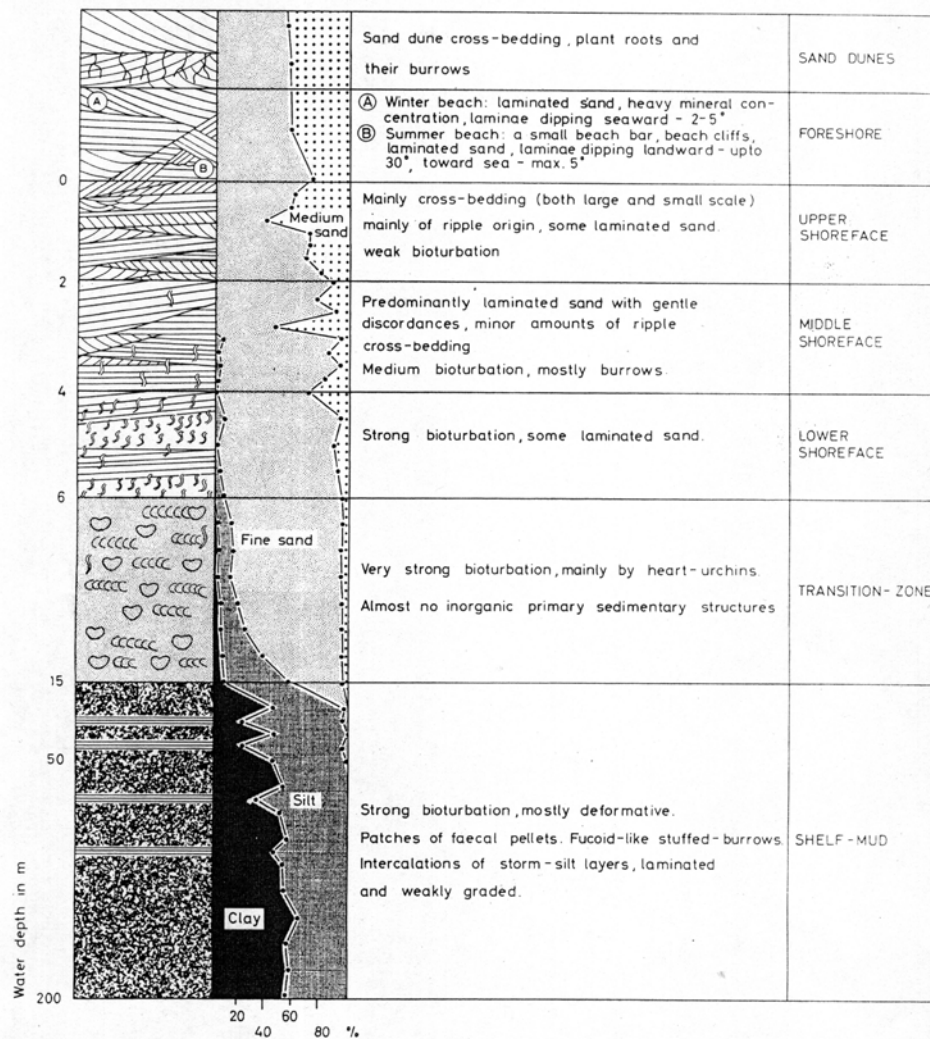
Отложенията в зоната на разбиване също възникват при високоенергийни условия, породени от разбиващите се вълни плюс надлъжните и разкъсващите течения. Тук се образуват характерните надлъжни барове. Утайките са дребно- до среднозърнести пясъци, с подчинено количество тиня и детритус, рядко съдържащи псефитни късове. Текстуриите

зависят от наличието или липсата на надлъжни барове и включват: рипъл кдса ламинация, наклонена към брега; нискоъгълни плоски слоеве, наклонени към басейна; субхоризонтална паралелна ламинация; троговидни кдси слоеве със серии, наклонени и в двете посоки. Трейс-фосилите са често срещани и са представени от вертикални ходове на типовете *Skolithos* и *Ophiomorpha*.

Седиментите в зоната на изплитняване се утаяват при относително понискоенергийни условия и включват предимно фин до дребен псамит, често с тънки прослойки от тиня. Доминиращите текстури са дребномащабна кдса слоестост, образувана от мигриращи към сушата рипъл-марки, и хоризонтална ламинация, формирана чрез седиментен транспорт при високопотоков режим. Хълмистата кдса ламинация също е типична текстура и понякога обхваща значителна част от древните отложения. В редица случаи при нея е налице базален (лагов) седимент, изграден от черупки и тинести класти, а най-отгоре се разполага тънък слой с вълнови рипъл-марки. Подобна последователност предполага отлагане от единично щормово събитие. Същите отложения могат да съдържат и изобилен растителен материал, слюдени люспи и други частици. Ламините често са нарушени от биотурбация, като преобладават ихнофосили от типа *Thalassinoides*.

Щормовите събития могат съществено да модифицират утайките от плажния фронт, генерирайки щормово-индуцирани вълни. Последните са особено ефективни в зоните на разбиване и изплитняване, където предизвикват интензивна ерозия и преработка. Вълните изравят дъното и повдигат суспензия от частици, която по-късно се отлага в посока към басейна с утихване на щормовото събитие. По правило щормовите седименти са подебели и имат по-лещовиден характер от нормалните отложения на плажния фронт, като се отличават с наличието на хълмиста кдса ламинация.

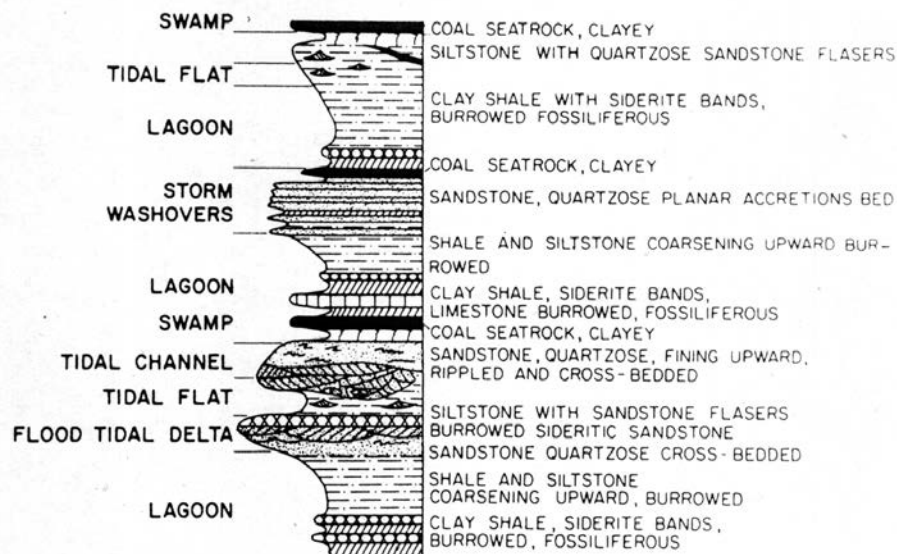
Обобщени характеристики на съвременните плажни отложения. Плажните седименти представляват предимно дребно- до среднозърнести, добре сортирани пясъци с хоризонтална ламинация и нискоъгълни кдси серии, наклонени към, срещу и по протежение на брега. Следи от биотурбация са присъщи за долната и средната част на плажния фронт, както и за седименти от преходния интервал между плажната и шелфовата обстановка. Типично вертикално подреждане на фациесите от един идеализиран профил на понискоенергиен, проградиращ (т. е. регресивен) плаж е показан на **фиг. 8.6**, с пояснението, че при по-рядко срещания трансгресивен профил подредбата на фациесите би била обратна.



Фиг. 8.6. Идеализирана последователност на плажни седименти от нискоенергиен, проградяващ холоценов плаж

Задбарни отложения. Така наречените прехвърлени пясъци се образуват там, където щормово-индуцираните вълни прорязват и прехвърлят бариерите, формирайки изпъкнали пясъчни натрупки към задбарниот лагуна. Тези утайки включват дребно- до среднозърнест псамит с хоризонтална ламинация и дребномащабни, наклонени към сушата кдси серии. На местата, където приливно-отливни канали пресичат бариерите, протича седиментация в различни подобстановки като приливно-отливни делти и равнини плюс самите приливно-отливни канали. В последните се натрупват главно пясъци с ерозионна основа, белязана от лагови едрозърнести пясъци и псефитни късове. Седиментните текстури включват двупосочни, едро- до дребномащабни, планарни и троговидни кдси серии, които често демонстрират възходящо-издреняващ тренд. Отложенията на приливно-отливните делти могат да се образуват и от двете страни на

барьерата. Те също са предимно пясъчливи, с дебелина до десетки метри, имайки най-общо параболична геометрия. Характеризират се с извънредно разнообразна последователност от планарни и троговидни кдси серии, залягащи и в двете посоки. Седиментите на приливно-отливната равнина възникват по краищата на главната суша, но също и в задната част на барьерите. Те прехождат от дребно- до среднозърнести пясъци с рипъл кдса ламинация в долните части на равнините, през дребнозърнести и тинести седименти с флазерна и лещовидна ламинация в средните им части, до хоризонтално ламинирани тини в техните горни части. Тиховодните отложения на лагуни и мочурища показват латерален преход във високоенергийни задбарьерни седименти. Изградени са главно от хоризонтално ламинирани, прослаяващи се и зацепващи се дребнозърнести пясъци, тини и торф, често съдържащи растителни останки и фосили от бракични безгръбначни. Един генерализиран разрез на задбарьерни фациса е илюстриран на **фиг. 8.7**, като цикличният характер на отложенията предполага редуващи се епизоди на трансгресия и регресия. Такъв вертикален профил наподобява делтова последователност, но основната разлика се свежда до липсата на тинести пясъци от делтовия фронт и прodelтови глини плус тинести турбидити.



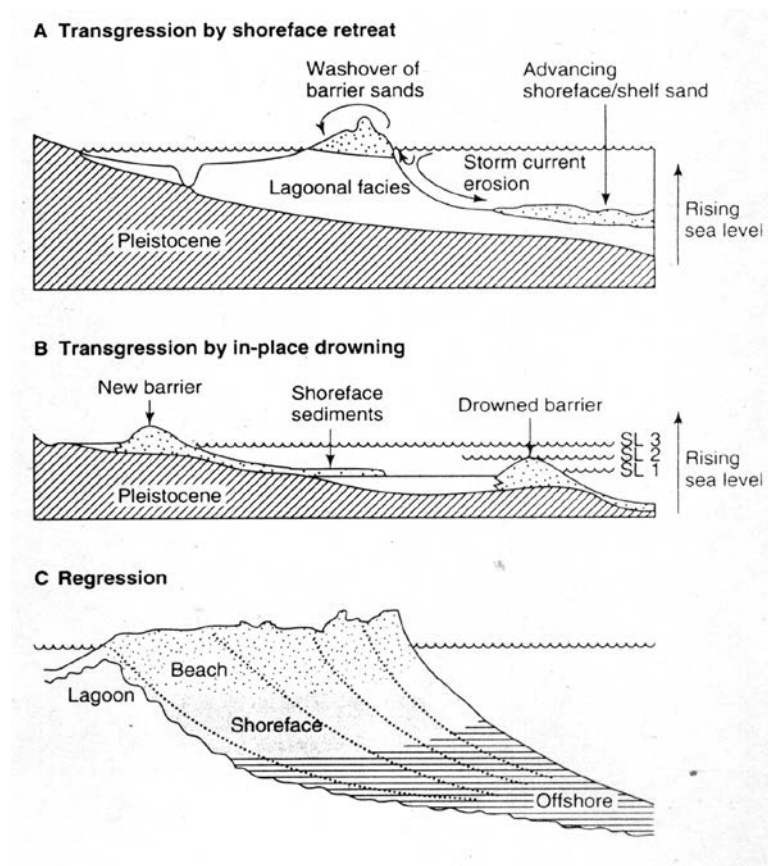
Фиг. 8.7. Обобщена последователност на фациса, отложени в задбарьерна подобстановка (карбон, Кентъки и Западна Вирджиния)

Древни трансгресивни и регресивни плажни и барьерно-островни отложения

Диагностиката на древни отложения от плажове и барьерно-островни комплекси изисква добро познаване на идеализираните трансгресивни и регресивни фащиални модели,

както и възможните отклонения от тях. Конкретните специфики на двете последователности зависят от темповете на евстатична промяна, басейновото потъване и седиментната доставка. Трансгресия настъпва при издигане на морското ниво при положение, че синхронният привнос на теригенен материал не е твърде интензивен, за да възпрепятства преместване на бреговата ивица към сушата. Това води до формиране на бариерно-островни комплекси, в които задбариерните отложения биват покрити от пясъчни седименти на самия комплекс. Трансгресията възниква чрез два алтернативни механизма:

1. Отстъп (retreat) на брега при бавно повишаващо се евстатично ниво (фиг. 8.8А).
2. Скокообразно придвижване на бреговата ивица при бързо повишаване на евстатичното ниво (т. нар. in-place drowning) (фиг. 8.8В).



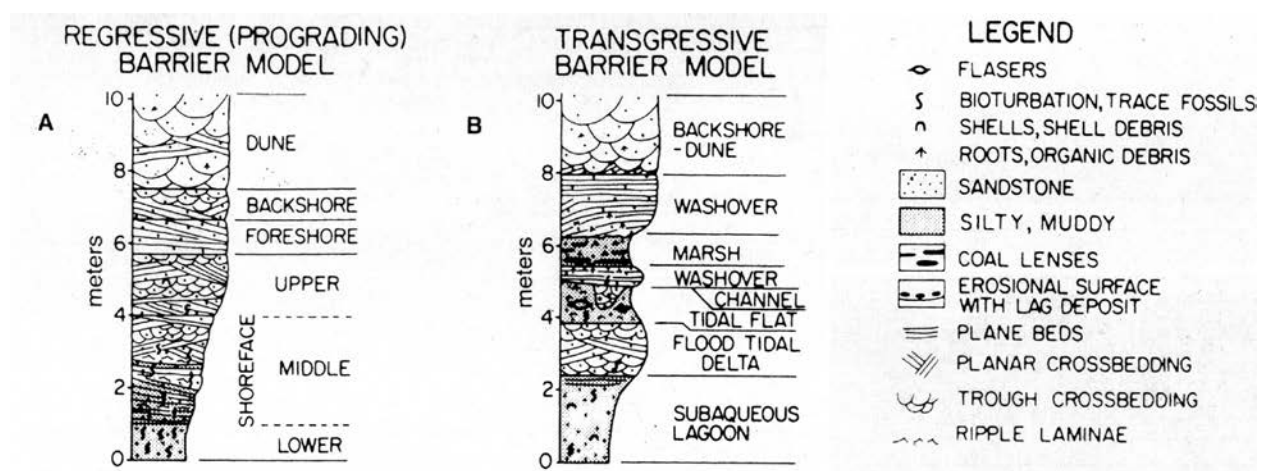
Фиг. 8.8. Бариерно-островни фацисии, образувани при трансгресия и регресия: (А) трансгресия с напредване на плажния фронт при постепенно покачване на морското ниво; (В) трансгресия със скокообразно придвижване на бреговата ивица при бързо покачване на морското ниво; (С) регресия при интензивна седиментна доставка

В първия случай отложенията на същинския плаж и в горната част на плажния фронт биват ерозирани и транспортирани към долната част на плажния фронт и шелфа

(offshore) под формата на щормови слоеве, или към лагуната като прехвърлени отложения. Във втория вариант съществуващата бариера се покрива бързо от вода и върху вътрешната страна на старата лагуна се образува нова пясъчна бариера. Такива трансгресивни плажни отложения са установени и в геоложкия летопис.

Регресия настъпва главно при спадане на евстатичното ниво, но също така и при статично и дори повишаващо се ниво, ако доставката на силицикластика е извънредно голяма. Бариерно-островните комплекси могат да проградират в условия на висока седиментна доставка и променящо се евстатично ниво, формирайки по този начин регресивна вертикална последователност. В този случай бариерите се трансформират в брегови равнини, с доминиращ пясъчен фацис, в който плажните отложения се разполагат над тези на плажния фронт и шелфа (фиг. 8.8С).

Различията между фацисите, образувани при трансгресия и регресия, изпъкват ясно на идеализираните вертикални последователности. Така например подредбата на фацисите при проградиращ плаж се изразява най-общо във възходящо-уедряващ тренд, който започва с финозърнести отложения на долния плажен фронт и завършва с едрозърнести седименти на предния и задния плаж (фиг. 8.9А). Най-важният момент тук е, че задбариерните отложения рядко се запазват при регресия и затова липсват от вертикалния профил. Моделът на трансгресивен бариерно-островен комплекс се характеризира с проследяващи се задбариерни отложения и не демонстрира никаква вертикална закономерност по отношение на зърновия размер (фиг. 8.9В). Този модел е непълен, в смисъл, че не показва наличие на седименти от предния плаж и плажния фронт, които биха покривали дюнните утайки на задния плаж при продължителна трансгресия.



Фиг. 8.9. Фациални модели за регресивна (А) и трансгресивна (В) вертикална последователности на бариерно-островен комплекс

Известните от литературата примери на древни силицикластични плажни и бариерно-островни комплекси са свързани предимно с територията на Северна Америка, при това със скали, имащи различни възрасти. Наред с тях са познати и карбонатни плажни отложения, като най-прочути са няколко примера от долния карбон и долната креда съответно от щатите Тексас, Кентъки и Монтана.

9. ЕСТУАРНИ И ЛАГУННИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

Относително малки полузатворени заливи се дефинират като естуари и лагуни. Първите се разглеждат най-общо като долното течение на реки, които са отворени към даден морски басейн. За разлика от тях лагуните представляват плитко водно пространство, като тесен пролив, залив, канал или солено езеро, разположено близо до или свързано с морски басейн, и частично или напълно отделено от него посредством ниска удължена ивица земя, като риф, бариерен остров, пясъчна плитчина или подводна част на плаж. Лагуните се простират обикновено паралелно на брега, докато естуарите са ориентирани перпендикулярно на него. Лагуните и естуарите често се намират в близост до речни делти, бариерни острови и приливно-отливни равнини.

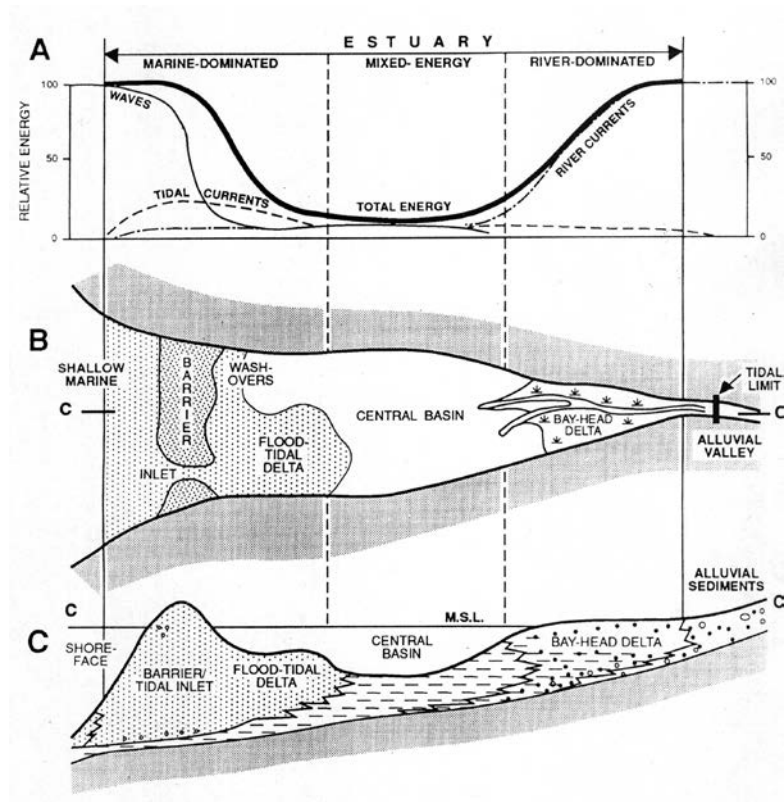
Седиментите на тези обстановки имат доста ограничено разпространение в геоложкия летопис в сравнение с делтовите поради своята относително малка площ. Те обаче предоставят важна информация за характера на бреговите условия и среди. От друга страна, асоциацията на отложени псамитни и тинести утайки е предпоставка за възникването на стратиграфски капани за въглеводороди. В частност, естуарите се нареждат сред биологически най-продуктивните седиментационни обстановки и следователно представляват потенциално нефтогенерираща среда. Хидроложките характеристики на естуарите и лагуните, както и условията на седиментен транспорт, са твърде променливи в зависимост от климатичните условия, приливно-отливния режим и вълновата енергия.

Типове естуари – седиментационни процеси и отложения

Според преобладаващите хидроложки характеристики и вида на утайките съвременните естуари се поделят на вълново-доминирани, приливноотливно-доминирани и смесени. Известни са няколко примера, отнесени към всеки един тип.

При първия тип в устието на естуара е налице висока вълнова енергия. Седиментният материал се транспортира покрай брега и към него, като в самото устие се формира подводна или субаерална пясъчна бариера с един-два пролива (inlets) в нея (фиг. 9.1). Тази бариера възпрепятства навлизането на морски вълни и затова в естуара действа само вътрешно генерирано вълнение. Навътре на късо разстояние се транспортира относително малко седиментен материал под формата на прехвърлени (washovers) и приливноделтови (flood tidal delta) пясъци. Същевременно пренасяни от реката тинести

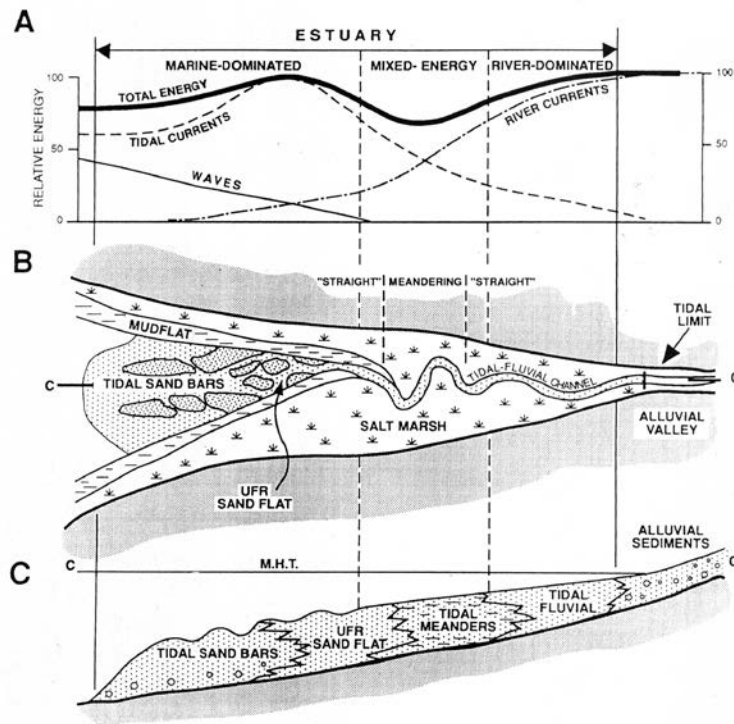
утайки се натрупват в централната част на естуара, където енергията е най-ниска. В горния му край (bay-head delta) се акумулират по-едри частици в рамките на канали, а около тях се образуват тинести отложения в мочурища. При евентуално запушване от страна на бариерата се образува т. нар. сляп естуар (лиман).



Фиг. 9.1. Схематично разпределение на енергийните нива плюс доминиращите процеси (A), морфоложките компоненти в план (B) и седиментните фацисии в надлъжен профил (C) на идеализирана вълново-доминирана естуарна обстановка

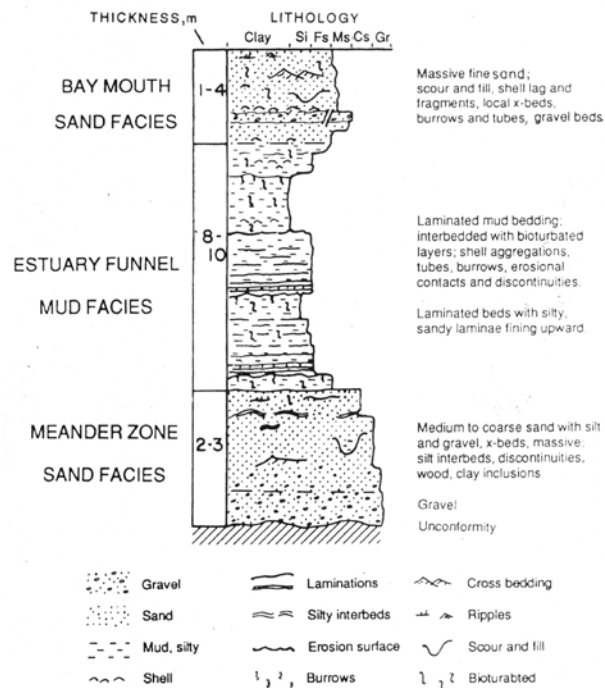
Приливноотливно-доминираните естуари се формират там, където вълновата енергия отстъпва по сила на приливно-отливните течения в устието. В него се образуват дълги приливно-отливни пясъчни барове (tidal sand bars) от материал, привнесен откъм басейна (фиг. 9.2). Те възпират приливните течения, но скоростта на последните се увеличава в пространството между самите барове, наречено пясъчна равнина (sandflat). Псамит се транспортира също така в посока към сушата и по т. нар. приливно-алувиален канал (tidal-fluvial channel), в който обаче може да се натрупа и тиня през по-спокойни периоди. Тинести утайки се отлагат още в централната част на естуара, наречена тинеста равнина (mudflat), както и в солени мочурища (salt marsh) встрани от въпросния канал. Подобно на предходния тип и тук е характерна значителна биотурбация на утайките. Естуарната фауна е типично бракична, като е доминирана от бивалвии и гастроподи.

Смесеният тип естуари възникват, когато с намаляване на вълновата енергия бариерата се насича от все повече проливи и започва формирането на пясъчни барове.



Фиг. 9.2. Схематично разпределение на енергийните нива плюс доминиращите процеси (A), морфоложките компоненти в план (B) и седиментните фацеси в надлъжен профил (C) на идеализирана приливоотливно-доминирана естуарна обстановка

COMPOSITE FACIES MODEL



Фиг. 9.3. Схематичен фациален модел на трансгресивна вертикална последователност, образувана във вълново-доминиран естуар

По този начин псамитен материал прониква по-навътре в естуара и бившата тинеста централна част се трансформира в приливно-отливни канали, които са оградени от солени мочурища.

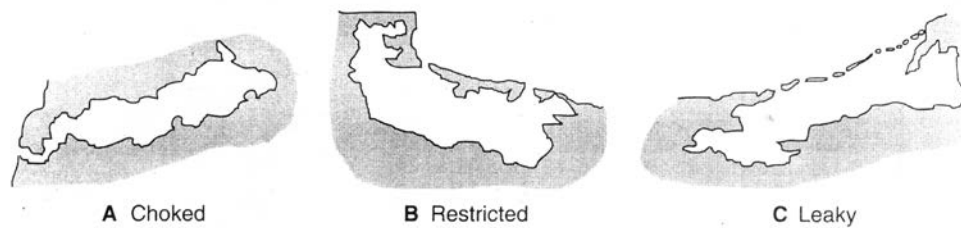
Вертикалните фациални последователности зависят от типа на естуара и от конкретния сектор в неговия обхват. Фацисите, доминирани от кòсосоести биотурбирани пясъци, отразяват седиментация в устието и приливно-алувиалните канали, докато ламинирани и биотурбирани тини са диагностични за нерусловите средни и горни части. При настъпила трансгресия устийните отложения се разполагат над вътрешноестуарните (фиг. 9.3), а при регресия естуарните седименти най-често преобладават възходящо в алувиални.

Типове лагуни – седиментационни процеси и отложения

Редица фактори влияят върху водния поток, смесването на води с различен състав и седиментния транспорт в лагуните, като например приливи и отливи, ветрово-индуцирани вълни, приток на сладка вода, епизодични щормове, плътностни градиенти, евстатични промени и климатичен режим. За разлика от естуарите притокът на сладка вода е твърде слаб, като много лагуни не получават изобщо такъв приток. Освен това водната циркулация спрямо откритото море е ограничена посредством наличието на някаква бариера. Така движението на водата в лагуните е свързано с приливно-отливните течения (които навлизат и се оттеглят през тесните проливи между бариерните участъци) и с ветрово-генерираните вълни.

На базата на геоморфологията и водния обмен с морския басейн се различават три типа лагуни: запушени (choked), ограничени (restricted) и пробити (leaky) (фиг. 9.4). Първият тип се среща по брегове с висока хидродинамика и силни морски течения, ориентирани успоредно на брега. Характеризира се с един главен и/или повече второстепенни тесни и дълги входни канали, дълго пребиваване на водата в лагуната и преобладаващо нейно движение под влияние на вятъра. За типичен пример може да се посочи лагуната Куронг в Южна Австралия. На свой ред, ограничените лагуни имат два или повече главни входни канала или проливи и добре изразена приливно-отливна циркулация, като също са повлияни значително от ветровата дейност. Пример за този тип е лагуната Понтшартрейн в щата Луизиана. Пробитите лагуни се разполагат по правило край брегове, където приливно-отливните течения са по-важен фактор за седиментния транспорт отколкото ветрово-генерираните вълни. Те могат да се простират в

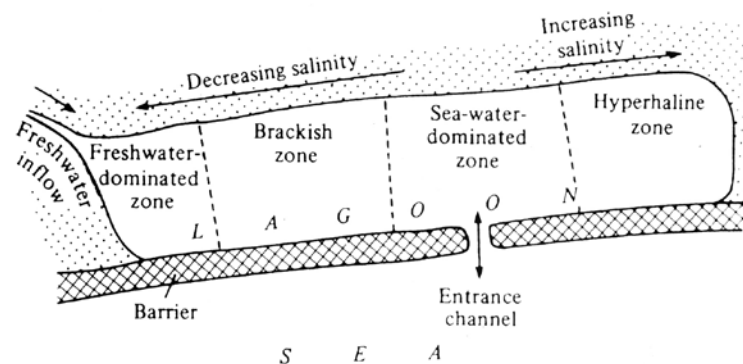
продължение на десетки километра, като широчината им най-често е от порядъка на няколко километра. Налице са широки проливи, интензивен воден обмен с басейна, силни приливно-отливни течения и повишена соленост. Илюстративен пример е лагуната Белиз в едноименната държава от Централна Америка.



Фиг. 9.4. Основни типове прибрежни лагуни според степента на воден обмен със съседния морски или океански басейн

С изключение на участъците в тесните проливи, лагуните се отличават с ниски нива на хидродинамика. В краищата на тези проливи често се оформят приливно-отливни делти както от страната на самата лагуна, така и от тази на басейна. Самите проливи продължават навътре в лагуната под формата на високоенергийни приливно-отливни канали, в които се отлагат главно песъчливи седименти. За разлика от тях във вътрешността на лагуната се натрупват предимно алевритни и пелитни утайки, а по време на епизодични щормове се отмива и по-едрозърнест материал от бариерната суша.

Водата в лагуните варира от хиперсолена до прясна в зависимост от хидроложките и климатичните условия. Към първия случай се отнасят лагуните от полуаридни и аридни области, докато за хумидните зони е типична бракичната соленост. Нерядко по едно и също време солеността в различни части на лагуната може да показва широки вариации. Така например, при лагуни със значителен приток на прясна вода често се получава латерално зонироване по отношение на солеността (фиг. 9.5).



Фиг. 9.5. Лагуна, включваща четири зони с различна соленост

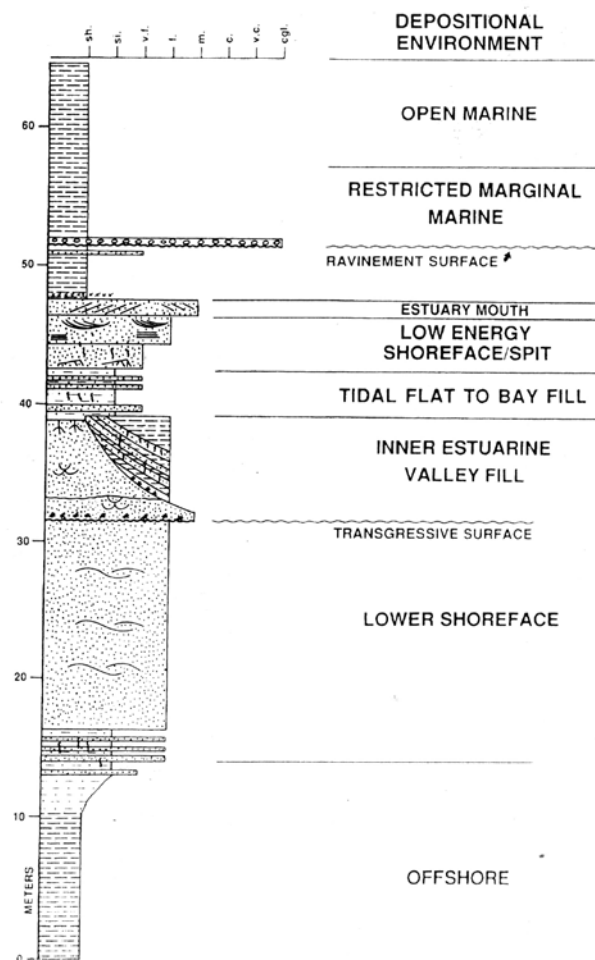
При лагуните с малък или липсващ пресноводен приток почти целият седиментен материал има морски произход. Това е в резултат от водния обмен през проливите по време на приливи-отливи, вълнение и щормове, както и от ветрова дейност, отвяваща материал от бариерната суша. Поради преобладаването на тиховодни условия лагунните седименти са предимно финозърнести. Псамитни частици са концентрират основно в приливно-отливните делти и канали, както и по лагунния бряг. Пясъците се характеризират с рипъл-марки и дребномащабна кдса слоестост, чиито серии залягат в противоположни посоки. Тинестите отложения по дъното са обикновено силно биотурбирани и могат да съдържат тънки прослойки от псамит, който е доставен чрез щормови вълни или вятър. Този пясък е хоризонтално ламиниран, но може да има и рипъл кдса ламинация (възходящи ребра). Наличната фауна зависи от нивото на соленост, но като цяло е еднообразна. Така лагуните с нормална соленост имат идентична фауна с откритото море, докато в лагуни със засилен пресноводен приток фауната е специфично бракична. Хиперсолените лагуни обикновено биват обитавани само от няколко адаптирани вида животни.

В случаите, когато няма привнос на изобилен силицикластичен материал и климатичните условия са подходящи, седиментацията в лагуните е химична и биохимична. При силно изразени аридни условия се отлагат евапорити, най-вече гипс, но също така халит и доломит (например в лагуните по крайбрежието на Персийския залив). При нормална соленост преобладават карбонатни утайки, особено в лагуни, разположени зад бариерен риф (пример – Големият бариерен риф край Източна Австралия). Това са главно карбонатни тини и подчинено представен скелетен детритус, макар на места да се образуват и ооиди. Други характерни образувания са микробиалните ламинити (mats) и строматолитите.

Древни естуари и лагуни

Както лагуните, така и естуарите са недълготрайни геоложки образувания. Тъй като те се запълват със седиментен материал за относително кратки периоди от време, потенциалът им на съхранение е голям. Въпреки това в геоложкия летопис са установени и доказани само няколко случая на естуарни фацисии. Вероятната причина за това е, че те трудно се отличават от асоцииращите с тях делтови, алувиални, лагунни и плиткоморски отложения. Естуарните седименти имат ограничена фауна, която включва бракични

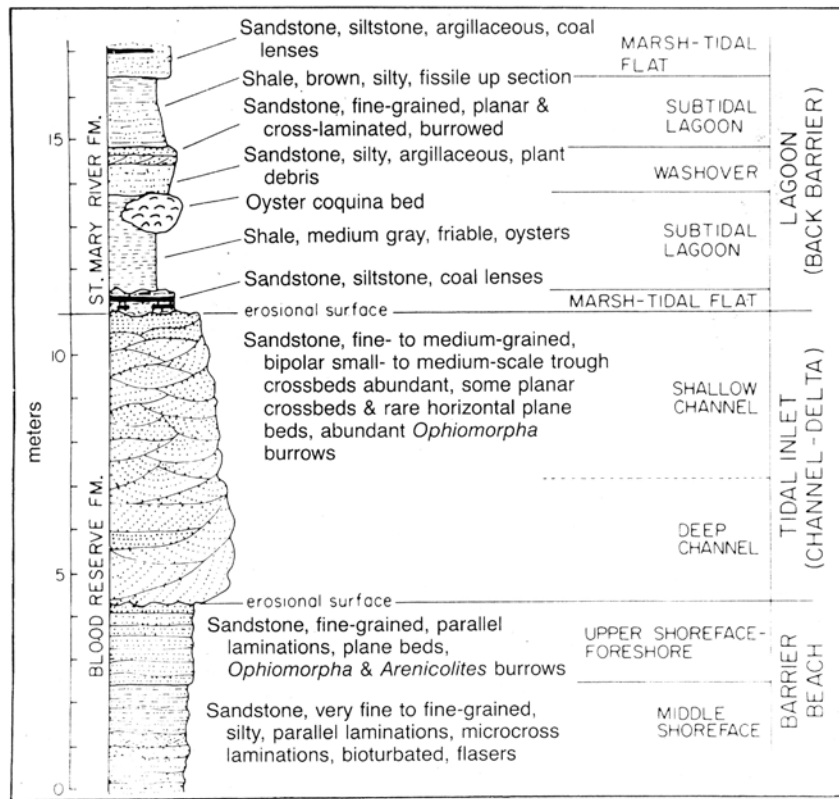
видове, но това не е достатъчен критерий за тяхната диагностика. В зависимост от разположението им в естуарната обстановка отложенията могат да бъдат представени изцяло от късослоести пясъци, ламинирани и/или биотурбирани тини или комбинация от пясък и тиня. Градация от речни руслови пясъци в основата на вертикалния профил през смесени алувиално-морски тини в неговите средни нива до морски пясъци в горната му част предполага един трансгресивен естуарен тренд. В такава трансгресивна последователност естуарните седименти могат да бъдат прослоени с типични приливно-отливни, плажни и шелфови утайки, както е показано на **фиг. 9.6.**



Фиг. 9.6. Литоложко-фациална колонка на кредната формация Пийс Ривър (провинция Алберта, Канада), показваща естуарни отложения, които се проследяват със седименти от други преходни и морски обстановки в една трансгресивна последователност

Критериите за разграничаване на лагунните от естуарните седименти включват доказателства за ограничена циркулация, като: наличие на евапорити или аноксичен фацис (black shales), липса на силно приливно-отливно влияние, ниски темпове на

силицикlastична доставка, наличие на финозърнести седименти, еднообразна фауна и повсеместна биотурбация. Пример за такава последователност е представен на **фиг. 9.7**.

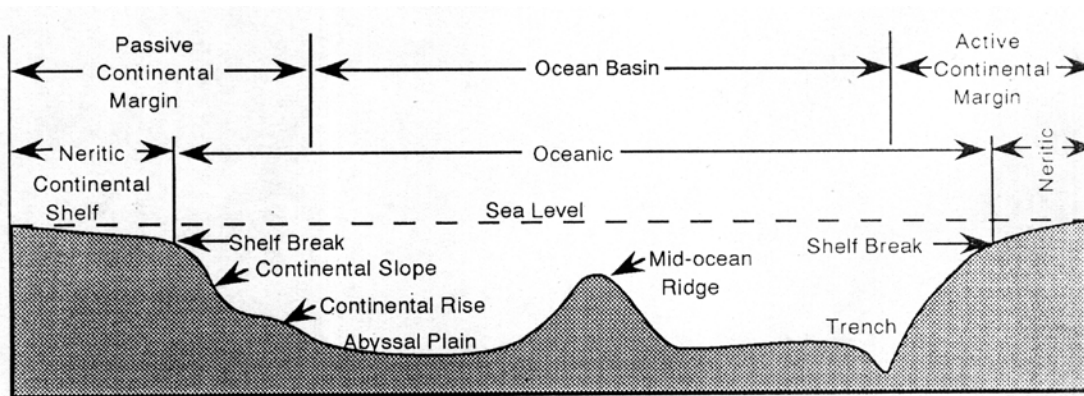


Фиг. 9.7. Литолошко-фациална колонка на крeдни формации в провинция Алберта (Канада), на която задбарьерни лагунни отложения от пясък и тиня покриват пясъчливи седименти на приливно-отливни канали

10. СИЛИЦИКЛАСТИЧНИ ШЕЛФОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

Морските обстановки обхващат тази част от моретата и океаните, която е разположена отвъд влиянието на бреговите процеси. Водната дълбочина в тях варира от няколко метра до над 10 000 m. Средната соленост на Световния океан е 35 промила, но може да бъде локално по-висока или по-ниска. Морската фауна се отличава с голямо разнообразие и изобилие, като по правило е доминирана от организми, толериращи нормална соленост. Придънната хидродинамика обикновено е ниска, с изключение на плиткия шелф, който е силно повлиян от приливно-отливни процеси и щормова дейност, докато в някои участъци на дълбокия океан се образуват дънни течения.

Главни компоненти на океанската среда са континенталната окрайнина (continental margin) и океанския басейн (ocean basin) (фиг. 10.1). Първата включва континентален шелф (continental shelf), прекъсване на шелфа (shelf break), континентален склон (continental slope) и континентално подножие (continental rise). Континенталният шелф се разполага обикновено с незначителен наклон (1°) до прекъсването на шелфа, където наклонът рязко нараства. Този преход се наблюдава в съвременните океани на средно разстояние от брега около 75 km, макар че в отделни случаи варира от десетки метри до повече от 1000 km. Континенталният склон има средна стойност на наклона около 4° .



Фиг. 10.1. Схематичен напречен профил на океанските обстановки

Върху пасивните (дивергентните) континентални окрайнини склонът преминава постепенно в континенталното подножие, което представлява слабо наклонена повърхност, образувана от сливането на подводни конуси, и на свой ред прехождеща в океанския басейн. Последният се състои преобладаващо от почти плоски, покрити с утайки участъци, наречени абисални равнини (abyssal plains). Други сектори от океанския

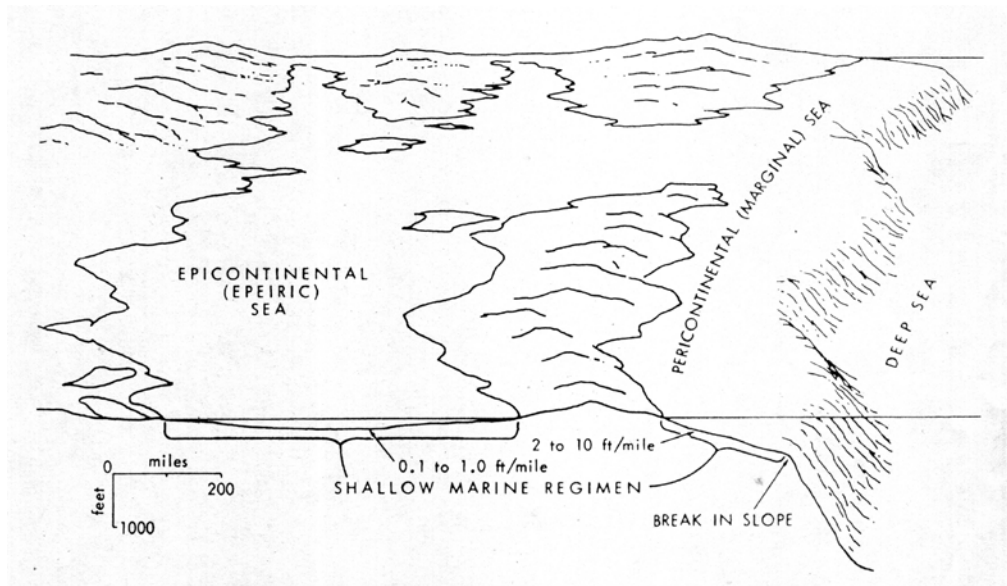
басейн представляват вулкански възвишения с височина от порядъка на няколкостотин метра. Централната част на големите океански басейни е заета от срединноокеански хребети (mid-ocean ridges), които може да се издигат над 2,5 km над дъното. Върху активните (конвергентните) континентални крайнини континенталният склон се спуска към т. нар. дълбокоморски жлеб (deep-sea trench) и тогава континентално подножие фактически липсва. Според водната дълбочина океанът се разделя на две зони. Плитката неритична (neritic) зона се простира от брега до прекъсването на шелфа, а океанската (oceanic) зона обхваща площта между срещуположни прекъсвания в шелфа. Според тази терминология прибрежните преходни обстановки се означават като литорални (littoral).

НЕРИТИЧНА (ШЕЛФОВА) ЗОНА

Прекъсването на шелфа, т. е. крайт на неритичната зона, се разполага на дълбочина от 18 m максимално до 915 m в съвременните океани (средно 130 m). Фактически плиткоморската среда заема главно континенталния шелф, който се означава още като периконтинентално море. В различни етапи от геоложката история обаче са се образували широки и плитки епиконтинентални (епейрични) морета, които са се простирали върху обширни площи на самите континенти, подобно на съвременния Хъдзънов залив в арктическата част на Северна Америка (фиг. 10.2). За отбелязване е факта, че понастоящем тези епейрични морета нямат свой аналог. Макар че между двата типа има много общи черти, са налице и съществени разлики. Така например, в епиконтиненталните морета седиментен материал се доставя от всички страни, докато в периконтиненталните – само от една страна. Освен това режимът на вълнение и течения в епиконтиненталните морета може да е бил различен от този върху шелфовете.

Съвременните периконтинентални морета вероятно не могат да се разглеждат като точен еквивалент на древните им аналози, защото бързото покачване на евстатичното ниво след последния епизод на плейстоценското заледряване е довел до транспортиране на едрозърнест материал в дълбоките части на шелфа, което не кореспондира на съвременната водна дълбочина, енергийните условия и седиментационните процеси в тях.

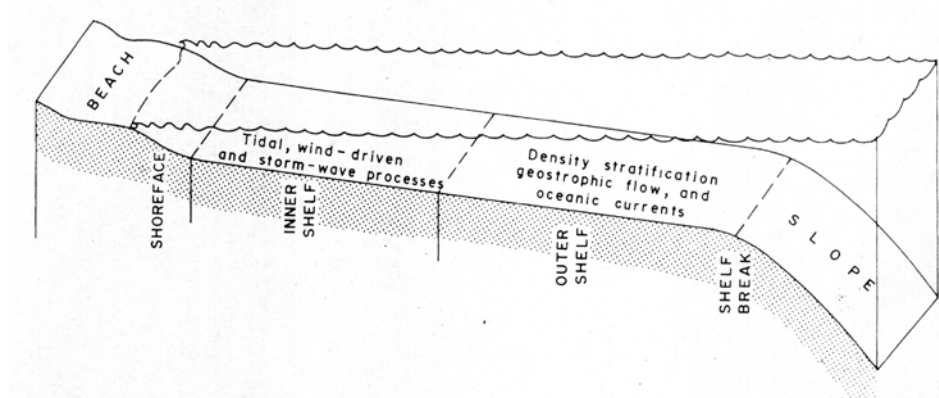
В неритичната зона се акумулира както силицикластичен, така и карбонатен материал, макар че повечето съвременни шелфове са покрити с първия тип утайки.



Фиг. 10.2. Схематична диаграма, показваща разликите между периконтинентална (континентален шелф) и епиконтинентална плиткоморска обстановка

Физиография и седиментационна среда

Силицикластичните шелфови обстановки граничат с различни литорални среди от едната страна, и с континенталния склон от другата. Различават се вътрешен шелф, доминиран от приливно-отливни, ветрово-индуцирани и щормово-вълнови процеси, и външен шелф, който може да бъде повлиян от големи океански течения, като например, Гълфстрийм (фиг. 10.3). Външният шелф може да бъде засегнат също така и от плътностни течения, които се образуват при разлики във водната температура и соленост, или от различните количества суспензиран седимент в отделни водни тела. Границата между двете части на шелфа не е добре дефинирана и се колебае заедно с променящото се евстатично ниво. При силно понижено евстатично ниво вътрешният шелф е изложен субаерално, а външният е покрит с плитка вода.



Фиг. 10.3. Подялба на континенталния шелф според доминиращите в него процеси

Широчината на шелфа варира според плейт-тектонската обстановка. Шелфовете, разположени в преддъговия сектор на конвергентни континентални крайнини, са много тесни. Обратно, широки шелфове се формират в заддъговите басейни на конвергентни крайнини, както и върху дивергентни крайнини. Макар по същество шелфовете да представляват нискорелефни платформи, тяхната повърхност може да е силно изменчива. Така например, тя може да е гладка или покрита с дънни форми от различен мащаб. Освен това може да съдържа банки, острови или плитчини. Според конкретната седиментационна среда се различават пет типа съвременни шелфове. Заледените (glaciated shelves) се намират във високи географски ширини, където от сушата върху континенталния шелф се простират ледници. Шелфове с удължени пясъчни хребети (shelves with elongate sand ridges) се срещат по някои брегове, като атлантическото крайбрежие на САЩ. Субпаралелните пясъчни хребети и свързаните с тях дънни форми са изградени от плейстоценски седименти, подложени на постоянна преработка. Шелфовете отвъд големи делти (shelves off large deltas) са нискорелефни платформи, образуващи се при проградация на делтите. Четвъртият тип включва шелфове с коралови рифове (shelves with coral reefs), които възникват в тропически води, но като цяло са редки в съвременните океани. Кораловите рифове се развиват по прекъсването на шелфа, но понякога се разполагат и като изолирани постройки върху вътрешния шелф. Последният тип шелфове са тези, ограничени от скалисти банки и острови (shelves bordered by rocky banks and islands), които се характеризират със скални издигания по периферните части.

Седиментационни процеси

Първоначално се е считало, че зърновият размер на утайките намалява прогресивно върху шелфа с отдалечаване от брега поради предполагаемото спадане на водната хидродинамика. По-късно се изяснява, че зърновото разпределение е по-скоро неравномерно и се появява хипотезата за т. нар. реликтови шелфови седименти. Тези утайки представляват по същество отложения, които не са в равновесие със съвременните хидродинамични условия. Те са били транспортирани върху шелфа чрез алувиални или ледникови процеси през периоди на ниско евстатично ниво (lowstand). По-късно, по време на евстатични покачвания (highstand), тези седименти са били преработвани, вследствие на което са влезли в пълно или частично равновесие със съвременните шелфови процеси и

условия. Такива преработени утайки, имащи отчасти реликтов, и отчасти съвременен характер, се наричат палимпсестични.

Върху шелфа се формират четири типа течения, които транспортират и преработват седиментния материал: приливно-отливни, щормово-генерирани, океански и плътностни. Във връзка с това плиткоморските системи се разделят на три типа според доминиращите в тях шелфови процеси: приливнотливно-доминирани ($\approx 17\%$ от съвременните), щормово-доминирани ($\approx 80\%$) и доминирани от океански течения ($\approx 3\%$). Няма установени съвременни шелфове, в които преобладават плътностни течения. Освен теченията, изключителна роля в седиментацията и съхраняването на утайките върху шелфовете играе промяната на евстатичното морско ниво.

Приливно-отливни процеси. Приливно-отливното влияние се проявява във всяка част на бреговата ивица по различен начин. Така например, по атлантическото крайбрежие на САЩ се наблюдават двукратни приливи и отливи на денонощие, имащи еднаква амплитуда. На други места, като в Мексиканския залив, е налице само един прилив и един отлив, а по тихоокеанското крайбрежие на САЩ в денонощието се редуват два прилива с различна амплитуда и два отлива също с различна амплитуда.

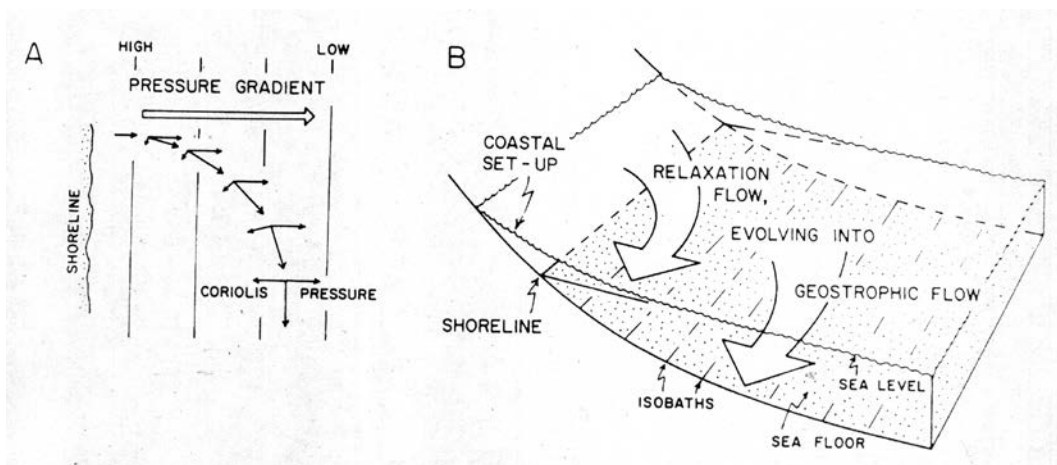
Вертикалните покачвания и понижавания, свързани съответно с приливите и отливите, се придружават от хоризонтални движения на водата под формата на приливно-отливни течения. Те са двупосочни и асиметрични по отношение на скоростта. Вследствие на това протича седиментен транспорт по посока на по-силното течение. Скоростта на теченията намалява с нарастване на водната дълбочина, т. е. те са по-силни в плитководието. Максималната измерена скорост е 2 m/sec в залива Фънди, провинция Нова скотия (Канада), но на повечето шелфове скоростта е по-малка от 1 m/sec . Повечето приливно-отливни течения могат да транспортират и преработват големи количества седиментен материал от пясък и дори псефит. В други случаи обаче скоростта остава под критичния праг на заграбване на седиментни частици и техния транспорт. Преобладаващият пренос на материал се осъществява, когато теченията са подпомогнати от вълнения. Всъщност, орбиталното движение на вълните е достатъчно да издигне самостоятелно зърната от морското дъно, а впоследствие те биват транспортирани от теченията. Най-известният съвременен пример за силицикластичен шелф, доминиран от приливно-отливни течения, е Северно море, а други са Корейският залив в Жълто море, шелфът около Британските острови и северноавстралийският шелф.

Щормово-генерирани вълни и течения. Приливно-отливните течения играят относително малка роля в транспорта и отлагането на седиментен материал върху

шелфове, доминирани от щормове. Последните генерират вълни, в които водните частици осъществяват кръгово орбитално движение. Това движение се трансформира в почти хоризонтално напред и назад с приближаване на дъното (т. е. брега), което има за резултат образуването на осцилационни рипъл-марки. От една страна, движението на придънната вода разбърква дънните утайки и ги привежда в суспензия, след което те могат да бъдат транспортирани посредством сравнително слаби еднопосочни течения. От друга страна, въпросното хоризонтално движение може да бъде асиметрично по скорост, пораждайки седиментен транспорт, който при нормално време (*fair weather*) преобладаващо е ориентиран в посока към сушата. Вълните, генерирани при нормално време обаче, могат да заграбват седиментен материал само до дълбочина 10-15 m. За разлика от тях щормово-индуцираните вълни са способни да вършат това дори върху външния шелф на дълбочина до 200 m и повече. Все пак в тези дълбоководни части на шелфа щормовите вълни по-скоро разбъркват дънния материал и вероятно предизвикват нищожен транспорт на псамитните зърна. Обратно, щормовите вълни, действащи в пределите на бреговата зона, ерозират седимент от плажа и го отлагат в рамките на плажния фронт и шелфа.

Щормово-генерираните течения са еднопосочни, като с напредване на вятъра над водната повърхност биват привеждани в движение все по-дълбоки водни слоеве. Най-дълбоките водни маси се отклоняват от т. нар. Кориолисова сила (*Coriolis force*), така че тяхната посока на движение се различава от тази на приповърхностната вода. Кориолисовата сила възниква от въртенето на Земята и има за резултат отклоняване на обектите надясно в Северното полукълбо и наляво в Южното полукълбо. Ако силата и трайността на вятъра са достатъчни, водното движение може да достигне морското дъно и да транспортира седиментен материал. Силните ветрове обикновено генерират течения, които се движат успоредно на брега, и, следователно, не могат да транспортират голямо количество материал към басейна. Ако обаче тези течения бъдат отклонени от Кориолисовата сила към брега, върху последния се изливат големи количества вода. Това явление води до покачване на водната повърхност с един-два метра и се нарича прибрежно издигане (*coastal set-up*). От друга страна, поради различните водни нива при брега и по-навътре в басейна, се получава разлика в хидростатичното налягане върху морското дъно, което изтиква придънен воден поток в посока към басейна (т. нар. разхлабващ поток – *relaxation flow*) (фиг. 10.4). Когато този поток се придвижи към басейна, той се отклонява под влиянието на двете противоположни сили встрани и се превръща в т. нар. геострофично течение (т. е. свързано с въртенето на Земята). Това течение първоначално се движи косо на брега, но постепенно приема посока,

приблизително паралелно на бреговата линия. Геострофичните течения могат да достигнат скорост 60 cm/sec на дълбочина 10-20 m. Те обаче не са в състояние да транспортират псамитен материал, освен ако не са придружени от осцилаторно вълново движение. Както беше отбелязано, именно това осцилаторно движение осигурява повдигането на седиментни зърна от дъното, които, на свой ред, могат да бъдат придвижени от геострофичните течения. Когато еднопосочни и осцилаторни движения действат заедно, те се означават като комбинирани потоци (combined flows). Следва да се отбележи, че инцидентните тропически бури и урагани, връхлитащи директно бреговете, предизвикват много по-големи прибрежни издигания в сравнение с обикновените сезонни щормове. В резултат възникват геострофични течения към басейна, чиято максимална измерена скорост достига 2 m/sec. Въпреки това тези течения отново се отклоняват успоредно на брега и затова са способни да транспортират съвсем малко псамитен материал на късо разстояние под ъгъл спрямо басейна. Примери за щормово-доминирани шелфове са атлантическото крайбрежие на САЩ, тихоокеанското крайбрежие на щатите Орегон и Вашингтон, както и Берингово море.



Фиг. 10.4. Образуване на прибрежно издигане в резултат от натрупване на водни маси покрай брега поради движение на щормови вълни, след което придънната вода се отправя навътре към морето, но бива отклонена надясно (в Северното полукълбо) от Кориолисовата сила. Възникналият разхлабващ поток се превръща в геострофично течение, което се движи приблизително успоредно на изобатните линии

Океански течения. Интензивни океански течения с полупостоянен характер нахлуват върху някои морски шелфове, имайки достатъчна скорост за транспортиране на псамитен материал. Те въздействат най-ефективно върху външната част на шелфа. Освен Мексиканския залив, повлиян от Гълфстрийм, други съвременни примери включват

североизточното крайбрежие на Южна Америка с Панамското и Северноекваториалното течение, и Тайванския проток, засегнат от течението Курошио. И в трите случая самите течения доставят незначително количество материал върху шелфа, но преразпределят огромни количества фин седимент по самия шелф. Някои течения достигат придънна скорост, способна да транспортира псамитни зърна и да образува пясъчни дюни и други дънни форми, като например течението Курошио.

Плътносни течения. Плътносните течения се създават от контрастни разлики в съседни водни маси по отношение на соленост, температура или количеството суспензиран седимент. Те имат значение предимно за транспорта на тинести частици. Например високите концентрации на суспензирано вещество при речните устия генерират разредени плътностни течения, движещи се по дъното на басейна. Обратно, струи от топла речна вода, носещи суспензирана глина, могат да нахлуят в по-плътната морска вода и да транспортират пелитните частици навътре в шелфа, където вследствие на коагулация настъпва тяхното отлагане. На трето място, седиментен транспорт чрез придънни нефелоидни слоеве също може да бъде свързан с водната плътност. Накрая, при ариден климат прибрежното изпарение понякога спомага за образуването на плътни разсоли, които се придвижват в посока към басейна по неговото дъно. Като цяло обаче плътностните течения не представляват значим фактор за шелфовия транспорт.

Ефекти от промени в евстатичното ниво. Тъй като географските среди мигрират относително бързо и модифицират своята форма при евстатични колебания, промените в океанското ниво са важен фактор, влияещ върху шелфовете. Те могат да повлияят както на ерозионни, така и на акумулационни процеси, и по този начин на характера на утайките, отложени върху шелфовете. Така например, те оформят до голяма степен стратиграфската архитектура на шелфовите утайки.

Биологична активност. И съвременните периконтинентални, и древните епейрични морета са обитавани от големи организмови популации, които са най-изобилни в нискоенергийните участъци, и в частност върху вътрешния шелф под нормалния вълнови базис. Конкретно при силицикластичните шелфове организмите играят най-съществена роля чрез биотурбация. По-силно биотурбирани са тинестите утайки, като често първичните им текстури биват заличени. Други ефекти от жизнената дейност са образуването на фекални пелети, които след втвърдяване се включват в утайките като псамитни зърна, а така също и натрупването на черупки и други скелетни останки.

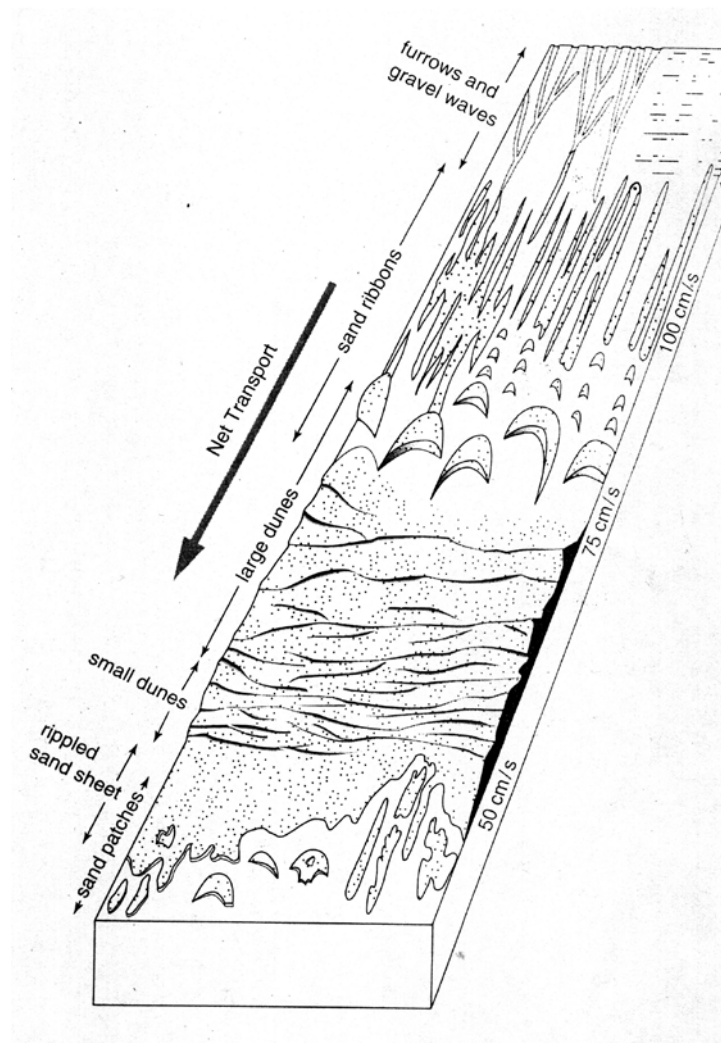
Шелфови седименти

Източник. Днешните шелфови утайки биват съвременни, реликтови и палимпсестични. Първите представляват отложения, намиращи се в равновесие с понастоящем съществуващите хидродинамични условия, и включват силицикластични тини и пясъци, които са доставени от реки и чрез брегова ерозия плюс ветрово транспортиран материал. Останалата част обхваща биогенни утайки, автогенни утайки (главно глауконит и фосфорити), както и остатъчни (residual) утайки, възникнали чрез подводно изветряне на фундамента. Реликтовите утайки са привнесени от сушата посредством алувиална и ледникова дейност през периоди на ниско евстатично ниво. Те съставляват около 70% от площта на днешните шелфове. Палимпсестичните утайки са фактически реликтови отложения, преработени чрез физични и биологични процеси.

Обща характеристика и разпределение. Латералното разпространение на силицикластичния материал варира значително върху различните шелфове. При някои от тях прибрежните пясъци прехождат към дълбоководни тини през междинна зона от тиня и пясък, а при други се заместват направо от плейстоценски реликтови пясъци. В трети случаи тини покриват площта на целия шелф чак до брега. За отбелязване е, че днешните шелфове с тяхната смесица от съвременни и реликтови утайки не могат да се разглеждат като сигурен аналог относно характера на древните периферни и епиконтинентални морета. При всяко положение сега съществуващите шелфови отложения, дънни форми и текстури представляват резултат от плейстоценски и съвременни седиментационни процеси.

Утайки на приливоотливно-доминирани шелфове. Типично за този тип шелфове е наличието на пясъчни тела с различен размер и характер (фиг. 10.5). Големи пясъчни дюни, високи от няколко метра до над 20 m и дължина на вълната десетки до стотици метри, формират огромни полета с площ до 15 хил. m² и повече.

Дюните имат симетрична форма в профил, ако са образувани от приливни и отливни течения с близки или еднакви скорости, или асиметрична форма при различна скорост на двете течения (което е по-честият случай). Други образувания са пясъчните хребети (наречени още ленти – gibbons) с височина до 40 m, широчина до 5 km и дължина до 60 km, които покриват площи до 5 хил. km² (например в Северно море). Тези хребети са ориентирани успоредно на направлението на теченията, а страните им имат наклон около 5°. Трети тип представляват пясъчните покрови (sheets) и петна (patches), които се отличават с дребномащабни дънни форми. Всички тези образувания са наблюдавани с акваланг и батискафи или са регистрирани чрез сонарни средства.



Фиг. 10.5. Идеализирана последователност на дънни форми, образувани при седиментен транспорт с различна скорост на течение върху приливоотливно-доминиран шелф

При висока скорост на теченията от порядъка на 1,5 m/sec морското дъно може да бъде ерозирано, като се образуват бразди (furrows) и псефитни вълни (gravel waves). При постепенно намаляване на скоростта ерозираният материал се отлага, формирайки последователно пясъчни ленти, големи дюни, малки дюни, наребрени пясъчни покрови и пясъчни петна.

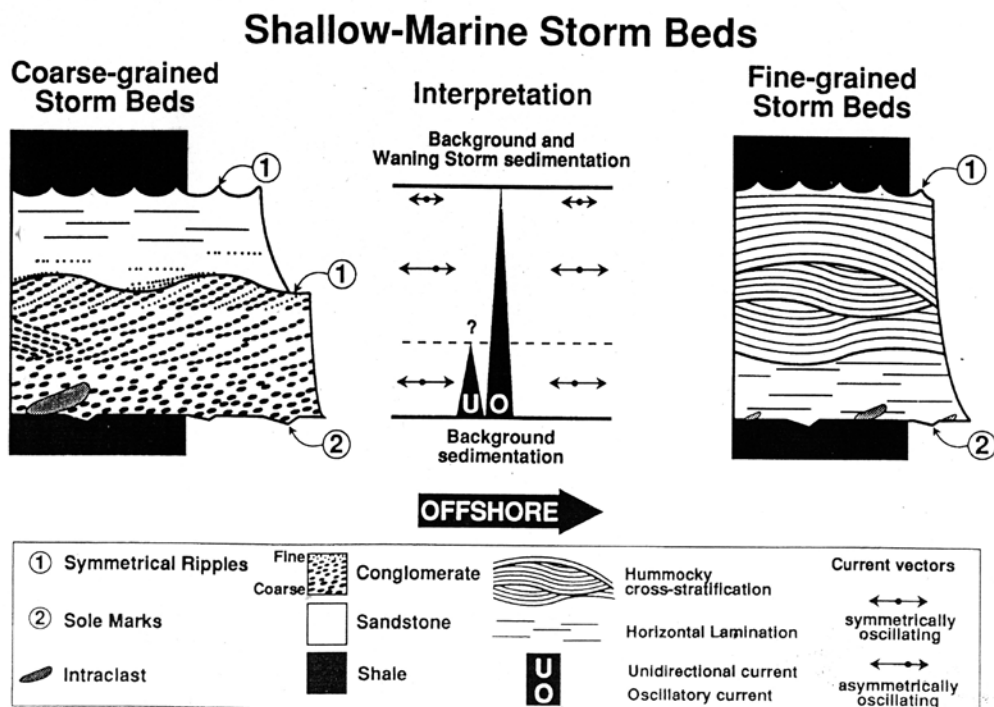
Повечето пясъци имат къса слоестост. Най-често срещани са дребномащабните къси серии плюс рипъл къса ламинация, образувани от миграцията на ребра и малки дюни, както и едромасабни къси серии, образувани от миграцията на дюни и пясъчни хребети. Посоката на серийните граници е едно- или бимодална, в зависимост от относителното влияние на приливите и отливите. При условия на високопоток режим се формират също така и хоризонтални плоски слоеве (plane beds). Очевидно е, че физичните текстури доминират при псамитните утайки от този тип шелфове, за разлика от биотурбацията,

която е типична за тинестите седименти, отложени при по-дълбоководни условия (за тях е характерна още хоризонтална ламинация).

Утайки на щормово-доминирани шелфове. Скоростта на приливно-отливните течения при този тип шелфове не надхвърля 25 cm/sec, а нормалният вълнови базис е разположен на дълбочина до 10 m. Поради тези причини едрозърнест материал се транспортира само при бурни щормови условия. Същевременно характерът на седиментация може да бъде твърде сложен в зависимост от степента, до която шелфовете са покрити с реликтови и съвременни утайки. Така тези от тях, съдържащи изобилни реликтови седименти, какъвто е случаят по атлантическото крайбрежие на САЩ, се характеризират конкретно с образуването на пясъчни тела. Част от тези тела се наричат масиви и наподобяват описаните при предходния тип пясъчни покрови. Те са формирани през холоценската трансгресия, но са били и биват преработвани от по-късна щормова активност. Между или върху въпросните масиви възникват линейни пясъчни хребети, високи до 10 m, широки 2-3 km и дълги по няколко десетки километра. Често срещани са и по-нискорелефни пясъчни тела с рипъл-марки и дюни. На свой ред, шелфове с по-голямо наличие на съвременни вместо реликтови утайки, като например споменатото тихоокеанско крайбрежие на щатите Орегон и Вашингтон, се отличават с по-заравнен релеф и по-голямо количество тинести, силно биотурбирани седименти. Сред последните се наблюдават само откъслечни натрупани от реликтов пясък или псефит.

Едрозърнестите щормови слоеве и хълмистата къса ламинация са седиментни образувания, които са диагностични за щормово-доминираните шелфове. Първите представляват най-често тънки тела, изградени от едри зърна, които са прослоени със или се намират сред тинеста маса (фиг. 10.6). Конкретно едрозърнестият материал е представен от едър алеврит, фин до дребен псамит, биодетритус и по-рядко гравий. Характерно за тези слоеве е отчетливото градационно подреждане на материала. Тяхното образуване е двуетапно: първо, чрез транспорт от брега към басейна посредством щормово-индуцирани комбинирани (т. е. геострофични) течения, и след това – чрез преработка и сортиране посредством асиметрични осцилаторни течения, генерирани към брега от вълни. Щормовите слоеве (наричани още темпестити) се развиват най-добре върху вътрешния шелф, но могат да се наблюдават понякога и на разстояние 40 km от брега. Хълмистата къса ламинация се установява сравнително рядко в съвременни утайки, но за сметка на това се среща масово в скали от докамбрия до плейстоцена. Тя се приема като типична текстура за шелфовите седименти, но е описвана също в отложенията от

плажния фронт и дори от езера. Характерно за нея е прослаяването с тиховодни тинести биотурбирани утайки.

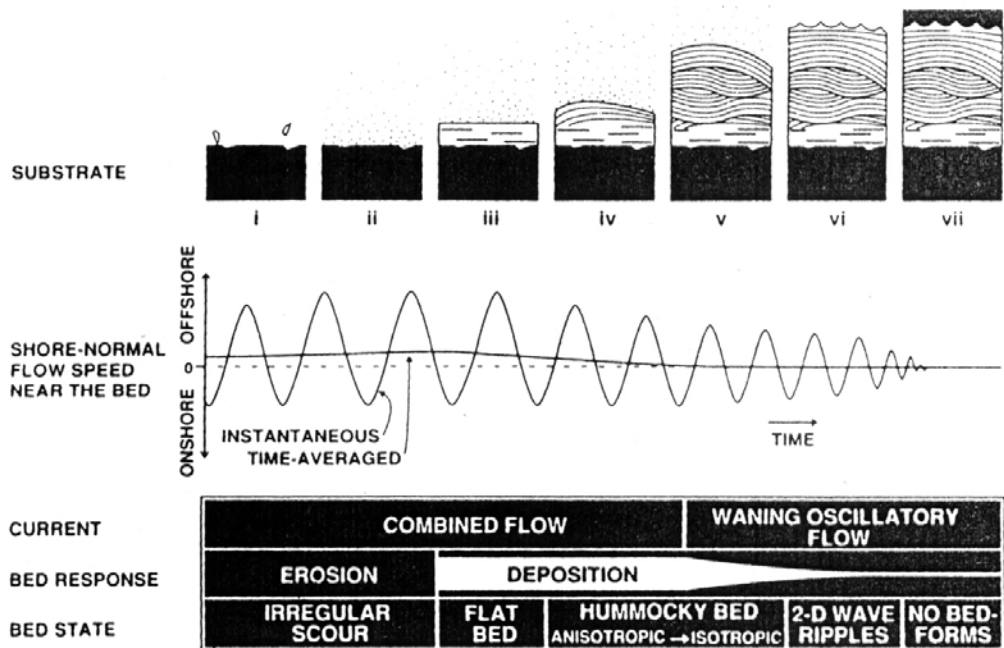


Фиг. 10.6. Схематично сравнение на идеализирани едрозърнести и финозърнести щормови отложения, образувани върху щормово-доминирани шелфове. Дължините на векторите на скоростта са пропорционални на силата на течението в дадена посока

Повечето изследователи предполагат, че тази текстура се формира от щормови вълни, действащи под нормалния вълнови базис, но над щормовия базис.

В началната фаза на щормовото събитие вълните взаимодействат със слаби геострофични течения (фиг. 10.7). Така полученият комбиниран поток първоначално ерозира и заграбва дънен материал, но бързо започва да го отлага, образувайки хоризонтална и над нея хълмиста кдса ламинация. Последната бива първо асиметрична, но при затихване (waning) на щормовото събитие се превръща в симетрична под действието само на останалото осцилаторно движение. Към края на събитието непосредствено преди да спре седиментацията се формират и рипъл-марки.

Темпеститите имат подчертано нисък потенциал на съхранение. Една от причините за това е, че при постепенното затихване на щормовото събитие най-често се заличават текстурите, образувани през първоначалния му високоенергиен етап. Втора причина е евентуалната по-късна биотурбация на щормовите отложения.



Фиг. 10.7. Идеализирана последователност от събития, водещи до образуване на хълмиста кòса слоестост при пясъци, отложени върху вътрешния шелф

Утайки на шелфове доминирани от океански течения. Седиментите на този тип шелфове са преобладаващо реликтови, но най-често биват преработвани от океански течения, като се формират пясъчни дюни и хребети, както и натрупани от едрозърнест псамит до гравий. Наблюдаваните понастоящем пясъчни дюни в Тайванския проток достигат 17 m височина, дължината на тяхната вълна е до 700 m, а дюнните полета обхващат площи с широчина до 10 km и дължина до 20 km.

Древни силицикластични шелфови седименти

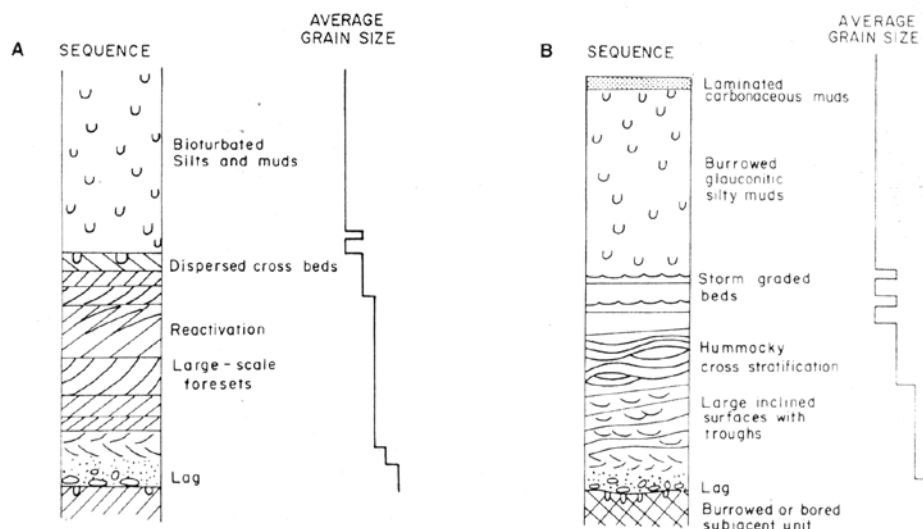
Това са най-масово фосилизираните седименти в геоложкия летопис – от всички възрасти и на всички континенти. Актуалистичният подход при тяхното изследване обаче е рискован, тъй като днешните шелфове са доминирани от реликтови утайки. От друга страна, древните скали съдържат широко разпространената хълмиста кòса ламинация, която е изключителна рядкост в съвременните аналози. В по-общ план могат да се очертаят следните диагностични белези за фациалния анализ:

- (а) табуларна кòса слоестост;
- (б) големи пространствени измерения (хиляди km²) и голяма дебелина (стотици m);
- (в) умерена минераложка зрялост на пясъците (кварц > фелдшпати > скални късчета);

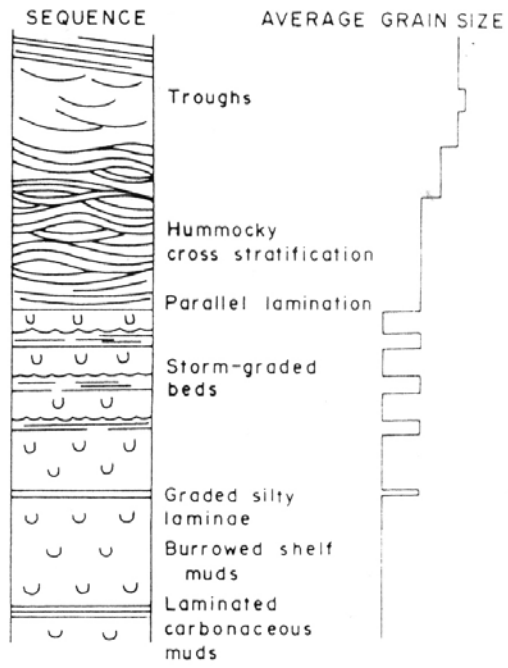
- (г) обикновено добре развита и латерално издържана стратификация;
- (д) наличие на щормови слоеве (темпестити);
- (е) разнообразна и изобилна флора и фауна, която е показателна за нормална морска соленост;
- (ж) диагностични асоциации от трейс-фосили.

Някои по-специфични характеристики са свързани със седиментацията в приливноотливно- и щормово-доминирани условия. В първия случай най-често са налице късо наслоени пясъци, палеотеченията са едномодални и по-рядко бимодални, като много типични са реактивационните повърхности. Във втория случай се установява по-голямо количество тиня, а така също и темпеститни слоеве. Различават се два типа отложения: (а) тела с площен или изолиран характер от прослоени пясъчници с хълмиста къса ламинация и биотурбирани шейли – индикатор за трансгресивни условия (highstand); (б) дълги тесни пясъчникови до конгломератни тела, ориентирани паралелно на древната брегова ивица (с ерозионна долна и горна граници, имащи регионален характер), които са заобиколени от тинести седименти – индикатор за регресивни условия (lowstand).

Следователно, в зависимост от това дали е налице ретроградация или проградация и кои шелфови процеси доминират, могат да се образуват различни вертикални последователности. При трансгресия се формират по правило възходящо-издребняващи последователности с едрозърнести лагови (т. е. остатъчни) отложения в основата, а при регресия – възходящо-уедряващи. Някои силно идеализирани шелфови последователности са показани на [фиг. 10.8](#) и [10.9](#).



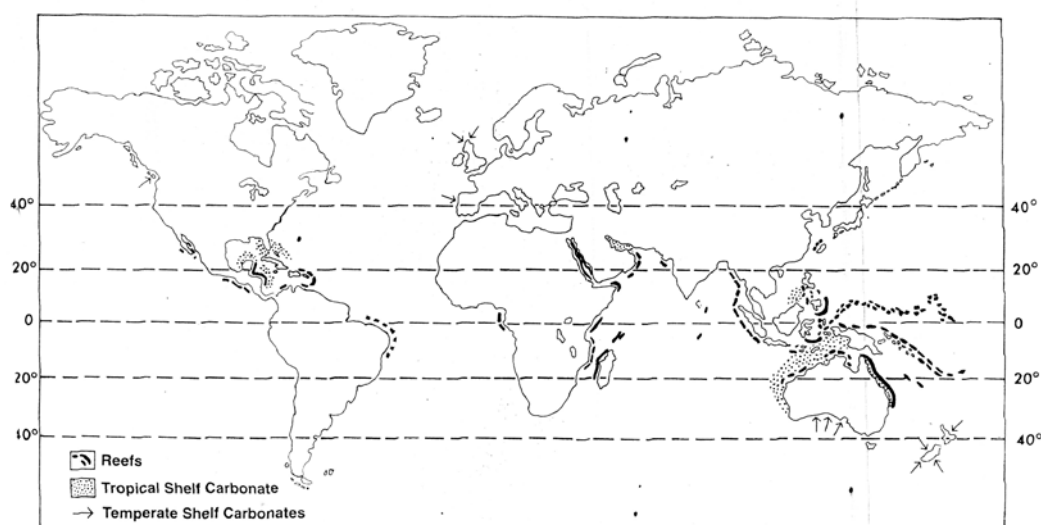
Фиг. 10.8. Идеализирани възходящо-издребняващи последователности на приливноотливно-доминиран шелф (А) и щормово-доминиран шелф (В)



Фиг. 10.9. Идеализирана регресивна възходящо-уедряваща последователност на щормово-доминиран шелф

11. КАРБОНАТНИ ШЕЛФОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

Карбонатните утайки съставляват доминиращата част от седиментния пълнеж на някои съвременни шелфове. Последните се намират в обхвата на ниските географски ширини (0-30°) и представляват плитки, тропически до субтропически морета с относително бистра вода, където постъпва малко количество силицикластичен материал. Примери за такива шелфове, разположени непосредствено до континентите, са Флоридският залив, Персийският залив и крайбрежието на Западна Австралия (фиг. 11.1). По-малки са шелфовите зони около някои острови, които също се отличават с незначителен силицикластичен привнос, например Бахамската платформа и редица тихоокеански атоли. Карбонатни седименти се образуват също и при по-високи географски ширини (30-60°), където в хладните води върху шелфовете се отлага предимно карбонатен скелетен детритус. Известни примери са Оркнейският шелф край Шотландия и шелфовете край Южна Австралия, Нова Зеландия, Португалия и част от западното крайбрежие на Северна Америка.



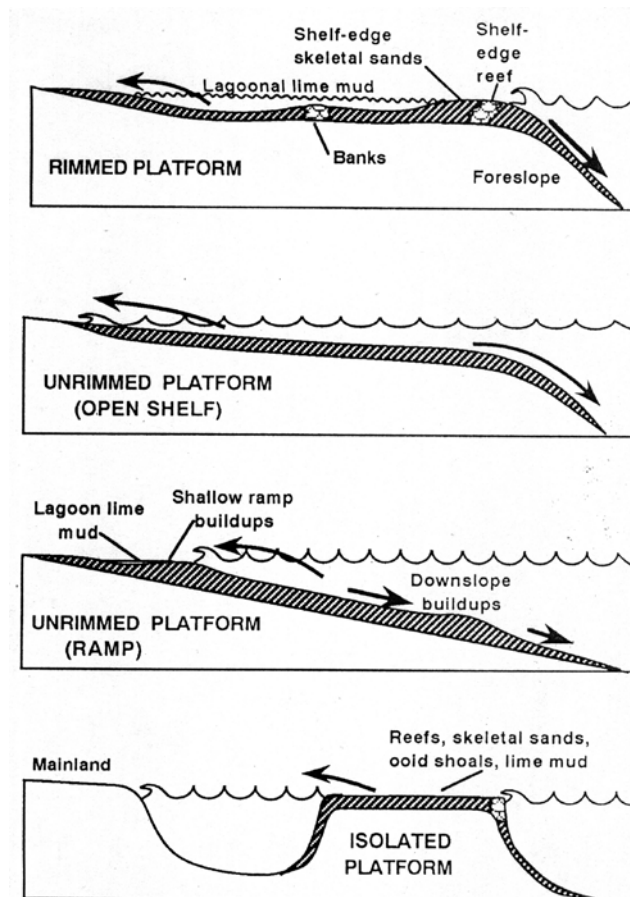
Фиг. 11.1. Глобално разпределение на съвременните карбонатни шелфови отложения

Относително слабото значение на съвременното карбонатно утайконатрупване не е било присъщо за много геоложки периоди, особено когато са се развивали обширните епейрични платформи. Така например, през средния палеозой карбонатна седиментация е доминирала в плитки вътрешни морета, които са се простирали върху по-голямата част от днешна Северна Америка. Въпреки своята ограничена сумарна площ съвременните морски карбонатни обстановки остават ключа към разгадаване на миналото.

Същевременно сляпото прилагане на актуалистичния подход би било неправилно поради големите различия, които изпъкват при изследване на немалка част от древните скали. Това се отнася главно до епейричните морета, които нямат съвременен аналог. Съвременният етап в изучаването на морските карбонатни седименти датира от 50-те години на миналия век, когато започват мащабни изследвания в обхвата на Бахамската платформа, Флоридския залив и Персийския залив.

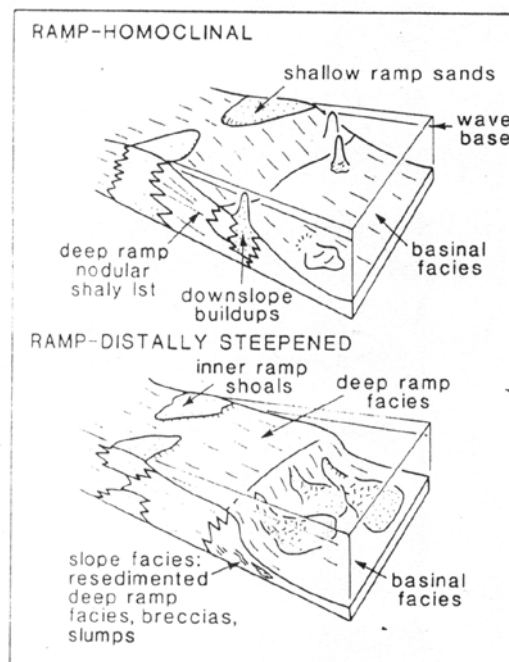
Седиментационна среда

Изучаването на древните скали показва, че карбонатни платформи са се разполагали предимно по периферията и във вътрешността на континентите. Освен тях карбонатна седиментация се е осъществявала и в преходни обстановки, като: плажове, лагуни и приливно-отливни равнини. Според характера на шелфовата периферия се обособяват три главни типа карбонатни платформи (фиг. 11.2): с ръб (rimmed); без ръб (unrimmed), включващи открити шелфове (open shelf) и рампи (ramp); изолирани (isolated).



Фиг. 11.2. Схематично представяне на главните типове тропически карбонатни платформи. Стрелките показват посоките на седиментен транспорт

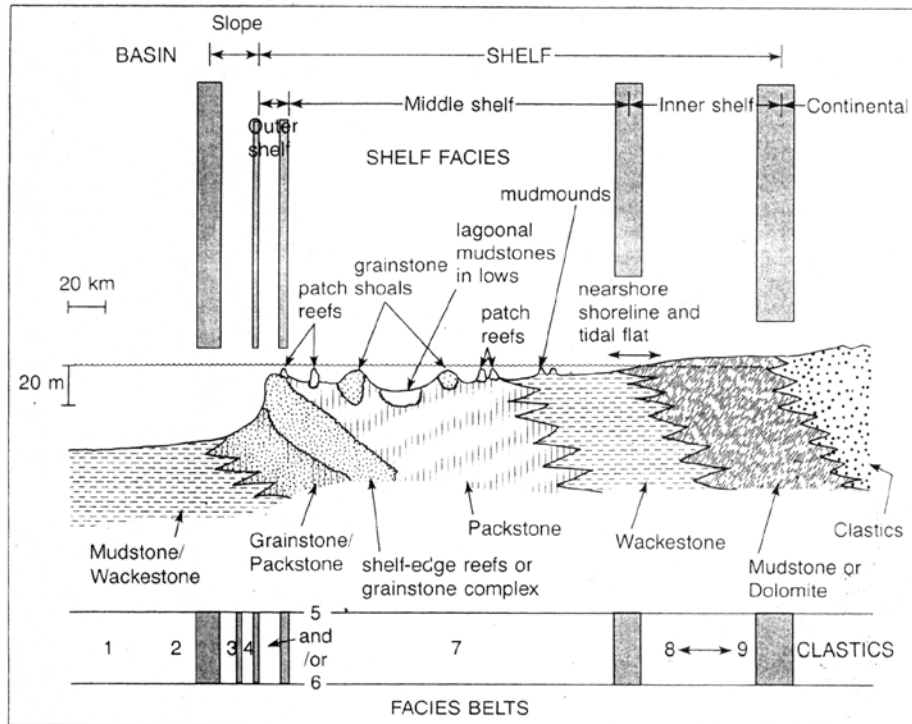
Първият тип представлява плитка платформа, по чиято периферия е налице рязка промяна в наклона към дълбоководието. Там се разполага почти непрекъснат ръб, включващ рифови постройки или доминирани от ооиди плитчини, който намалява влиянието на вълновата дейност и ограничава водната циркулация, създавайки от вътрешната страна нискоенергийна шелфова среда (наричана често „лагуна“). Последната прехожда към сушата в приливно-отливна равнина или по-рядко във високоенергийна плажна обстановка. На свой ред, рамките се отличават с незначителен наклон ($<1^\circ$), като плитководните отложения преминават в дълбоководния басейн чрез слабо изразено прекъсване в склона (за разлика от откритите шелфове където то е по-рязко). Самото прекъсване не е белязано от издържани рифове или плитчини, но такива постройки (buildups) може да се развият на отделни места, при което най-често са изградени от скелетен детритус, ооиди, интракласти и пелоиди. Според друг класификационен подход карбонатните рампи се разделят на два основни типа според градиента на своя наклон и характера на дълбоководните отложения – хомоклинална (homoclinal) и дистално стръмна (distally-steepened), като вторият тип кореспондира на гореспоменатия открит шелф (фиг. 11.3). Водната циркулация в обхвата на платформите без ръб е интензивна и понякога допринася за формирането на високоенергийна плажна зона. По този начин върху тях протичат почти същите физични процеси както при силицикластичните шелфове.



Фиг. 11.3. Два типа карбонатни рампи според градиента на своя наклон и характера на дълбоководните отложения – хомоклинална и дистално стръмна

Изолираните платформи също са плитководни и имат размери от десетки до стотици километри в широчина. Те се разполагат далече от континенталните шелфове и са заобиколени от вода, с дълбочина до няколко хиляди метра. Платформите от този тип могат да имат слабо наклонена, рамповидна периферия или по-стръмни краища, наподобяващи тези при платформите с ръб.

Карбонатните шелфове се разделят на вътрешен, среден и външен шелф (фиг. 11.4).



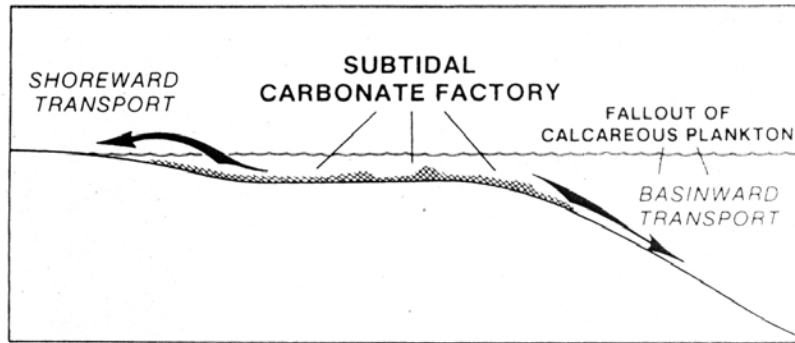
Фиг. 11.4. Схематичен профил на карбонатен шелф, показващ подялбата на главни зони и техните утайки. Най-долу е изобразено приблизителното разположение на Стандартните Фациални Пояси по Wilson (1975)

Първата зона включва прибрежното плитководие и субаерални обстановки, като плажове и приливно-отливни равнини, които не се разглеждат като интегрална част от силицикластичните шелфове. Средният шелф (т. нар. „лагуна”) е подотливна плитка зона, простираща се до прекъсването в шелфа. Външният шелф обикновено е много тясна зона, обхващаща само въпросното прекъсване (в случая при платформите с ръб това са рифовите постройки и карбонатните плитчини). По отношение на схемата на Wilson шелфът включва Стандартни Фациални Пояси 4-9. Очевидно е, че трите обособени зони при карбонатните шелфове се различават съществено от подялбата, използвана при силицикластичните шелфове (вж. фиг. 10.3). Следва да се направи уточнението, че

терминът „басейн” се използва от карбонатните седиментолози за обозначаване на удълбочаването отвъд края на шелфа, т. е. тази употреба не означава, че карбонатната басейнова среда се отъждествява с дълбокия океански басейн. Всъщност самите карбонатни басейни са разположени максимално до няколкостотин метра дълбочина.

За разлика от повечето силицикlastични шелфове, много карбонатни платформи (особено тези с ръб) се отличават с наличие на някаква топографски издигната постройка по периферията на външния шелф (освен рифове и плитчини това могат да бъдат скелетни банки и малки острови). Такава бариера най-често е пресечена от приливно-отливни канали, които позволяват преминаването през шелфа на високоскоростни приливно-отливни течения. Водният стълб над карбонатната постройка може да бъде само няколко метра, докато в обхвата на средния шелф водната дълбочина се увеличава до десетки метри. По този начин външният шелф е най-високоенергийната шелфова зона. По-голямата част от средния шелф обикновено е разположена под нормалния вълнови базис и, следователно, хидродинамиката тук е относително слаба с изключение на т. нар. изолирани рифове (patch reefs) и локално развити плитчини. Височината и латералната издържаност на бариерата предопределя водната циркулация върху целия шелф. Това, комбинирано с относителната широчина на шелфа, стриктно контролира характера и разпределението на карбонатните фации в неговия обхват. Така, при добре развита бариера и широк шелф, водната циркулация е силно ограничена, което причинява отклонение от нормалноморската соленост (≈ 35 промила). Конкретно при наличие на високи темпове на изпарение (т. е. ариден до полуариден климат) се достига до хиперсоленост, и обратно, при интензивен привнос на прясна вода солеността може да спадне до бракична. Вариациите в солеността имат пряко въздействие върху разнообразието и изобилието на организмите, живеещи върху шелфа, а, от своя страна, самите организми също оказват важно влияние върху характера на карбонатната седиментация. Последната вътрешна зона на шелфа се отличава по правило с твърде ограничена водна циркулация.

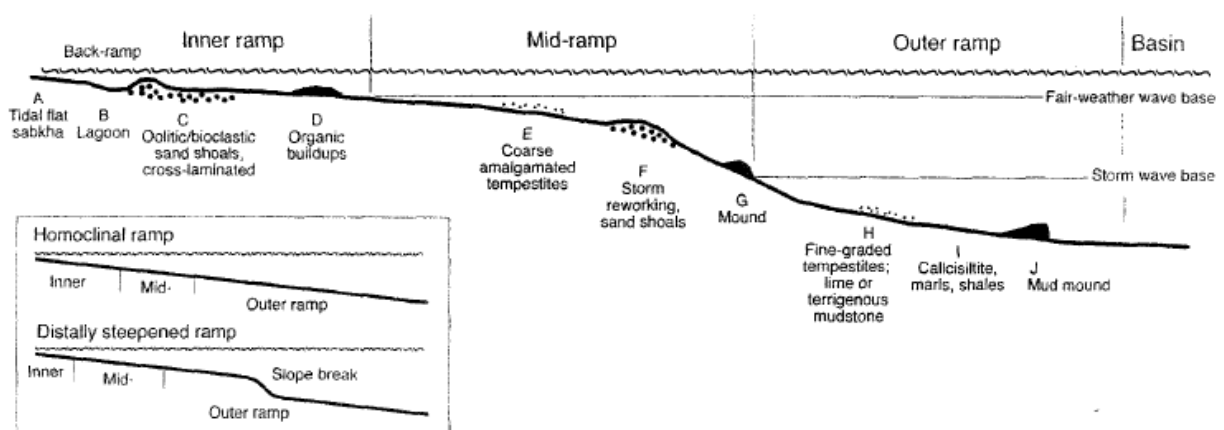
Макар че карбонатно утаяване се осъществява от надприливните участъци до дълбокия басейн, в пределите на средния и външния шелф протича най-интензивната седиментация и поради това двете зони често се означават заедно като „подотливна карбонатна фабрика” (фиг. 11.5).



Фиг. 11.5. Главни локалитети на морската карбонатна седиментация. По-голямата част от карбонатните утайки се отлагат при водна дълбочина до 30 m, т. е. в обхвата на „подотливната карбонатна фабрика”

Образуваният карбонатен материал се отлага главно в рамките на шелфа, макар че една част от него се доставя върху съседните приливно-отливни равнини и плажове. Същевременно друга част бива транспортирана и преотложена по склона и в прилежащия басейн, където допълнително се отлагат скелетни останки от мъртъв варовит планктон, потъващ от приповърхностните води.

Зоналната подялба и при двата типа карбонатни рампи включва три зони: вътрешна рампа, средна рампа и външна рампа, като границите между тях се поставят според разположението на нормалния вълнови базис (fair-weather wave base) и щормовия базис (storm wave base) (фиг. 11.6).



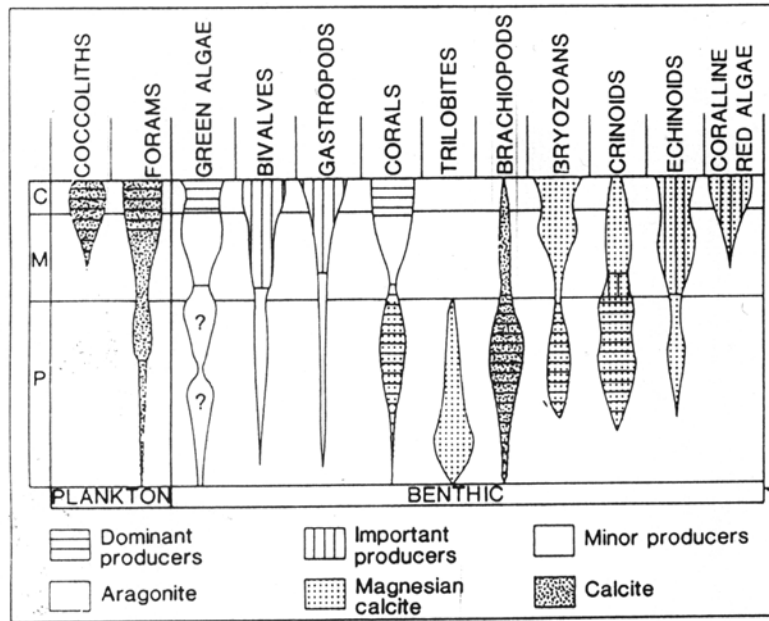
Фиг. 11.6. Общ модел на карбонатна рампа с обособяване на отделните зони според разположението на нормалния вълнови базис и щормовия базис

Седиментационни процеси

За разлика от седиментацията върху силицикластичните шелфове, където протичат предимно физични процеси, при карбонатното утаяване е налице комбинация от физични, химични, биохимични и биологични процеси. Друга съществена разлика е чисто автохтонната природа на карбонатната седиментация, т. е. утайките се образуват в рамките на същия басейн, в който се и отлагат. Както варовитите тини, така и и алохемите се формират главно чрез химични и биохимични процеси, които са подпомогнати от физични процеси като водната циркулация. След своето образуване те претърпяват известен транспорт преди да бъдат окончателно отложени.

Химични и биохимични процеси. Макар че разтворимостта на CaCO_3 се контролира от температурата, рН и съдържанието на CO_2 във водата, същинското значение на химичното утаяване в съвременните и древните карбонатни басейни остава нерешен проблем. С други думи, не е известно какъв процент карбонатни утайки са продукт на неорганично утаяване от разтвор. Същевременно се предполага, че извличането на CaCO_3 от страна на организми има водеща роля в съвременните обстановки. Освен това животните и растенията допринасят за образуването на карбонатни седименти чрез хранене и биотурбация, дезинтегрирайки други карбонатни материали. За отбелязване е също така различното относително значение на отделните групи организми през фанерозойско време. Така например, криноиди, бриозои и брахиоподи са играли много по-съществена роля през палеозоя, докато през неозоя доминиращи групи са станали коколитите (планктонни зелени водорасли) и планктонните фораминифери плюс бентосните зелени и коралинови червени водорасли (фиг. 11.7).

Физични процеси. Значението на физичните процеси се свежда главно до преработката и транспорта на карбонатен материал, но те също така подпомагат образуването на самите карбонатни утайки. Например водната циркулация върху шелфа доставя от по-дълбоките води хранителни вещества, необходими за организмовия растеж. От друга страна, разбиването на вълни в рифовите бариери увеличава кислородното съдържание във водата чрез взаимодействие с атмосферата и намалява съдържанието на разтворен CO_2 вследствие на редуцираното водно налягане. Затова съвременните рифове са развити най-добре в зоните със силно вълнение, а биогеенната продуктивност на карбонатни утайки като цяло се стимулира от повишената хидродинамика.



Фиг. 11.7. Приблизително разпространение през фанерозоя и относително значение за морската карбонатна седиментация на различни групи планктонни и бентосни организми

Същевременно силните вълни, връхлитащи рифовия фронт, причиняват неговото разрушаване и генерират по този начин биокласти и интракласти, които претърпяват впоследствие транспорт в посока към брега или дълбокия басейн. На свой ред силно раздвижената морска вода има важно значение за образуването на ооиди и интракласти. Освен това вълненията и теченията отмиват варовита тиня от по-едрите алохеми, транспортирайки я отвъд самата платформа или в тиховодни участъци върху шелфа. В зависимост от водната енергия, едрозърнестият седимент може да остане на място под формата на промити отложения или да бъде пренесен и акумулиран в рамките на барове, плитчини, плажове и приливно-отливни делти. Такива утайки, транспортирани от вълни и течения, са особено характерни за външния шелф, където водната енергия е най-висока. Щормовете играят съществена роля за транспорта на карбонатен седимент подобно на силицикластичните шелфове. Пример в това отношение е преносът на подотливни утайки към междуприливноотливната и надприливната зона. Обратно, липсата на вълнения и течения води до ограничена циркулация с последващи отклонения от нормалната соленост и дори безкислородни (аноксични) условия, а това логично означава неблагоприятна среда за развитието на много морски организми.

Характеристика на седиментите

Най-благоприятни за отлагането на карбонатни утайки са плитки, топли води с нисък приток на силицикластичен материал. Въпреки това такива утайки се акумулират и в по-хладни води от умерените географски ширини. В тези райони седиментите са изградени почти изцяло от скелетни останки, които се означават като форамолна (foramol) асоциация (по преобладаването на бентосни **фораминифери** и **молюски**), с допълнителното участие на ракообразни, бриозои и червени водорасли. В топлите води (>18°) се формира т. нар. хлорозойна (chlorozoan) асоциация (по името на **хлорофити** – вид зелени водорасли, и **зоантарийни корали** – хексакорали), която е доминирана от корали и варовити зелени водорасли, обитаващи фотичната зона, в допълнение към представители на форамолната асоциация. Други почти еквивалентни термини за означаване на двете асоциации са съответно хетерозойна (heterozoan) и фотозойна (photozoan). Форамолните/хетерозойните карбонати представляват съществена част от отложенията върху някои съвременни шелфове и са имали аналогично значение в древните карбонатни обстановки. На свой ред (суб)тропическите хлорозойни/фотозойни карбонати включват освен скелетни останки, още ооиди, агрегатни зърна, пелоиди и изобилна варовита тиня.

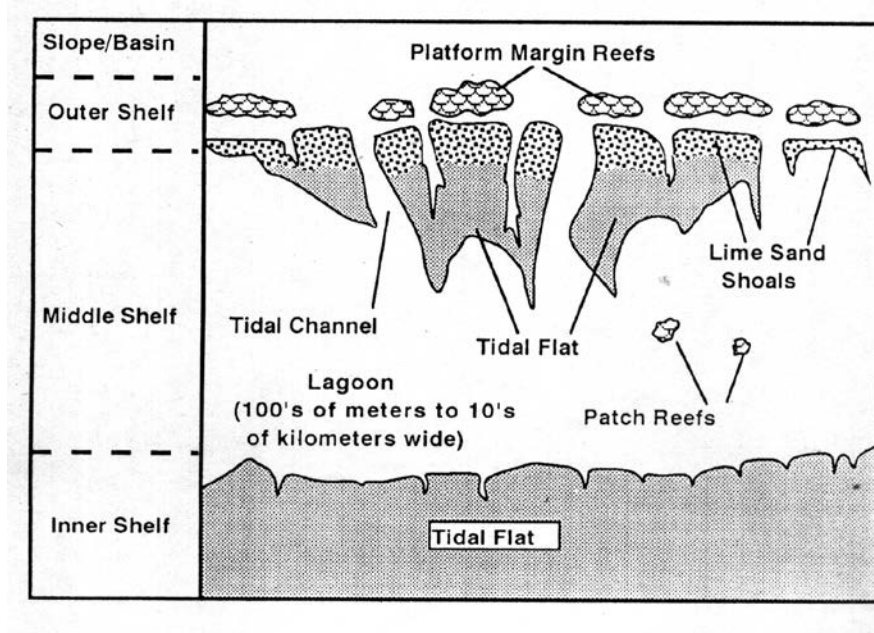
Карбонатният материал, който се отлага в дълбоките части на океаните, възниква предимно в резултат от потъването на мъртви планктонни организми – фораминифери, коколити, дребни гастроподи и други. Тези организми са еволюирали главно през юрата и по-късни периоди и, следователно, пелагичните карбонати не са значим компонент в по-старите скали. От друга страна, част от шелфовите карбонатни отложения могат да бъдат отнесени към по-дълбоки води чрез щормови вълни или гравитационни потоци (например турбидитни течения).

Съвременни обстановки от плитки карбонатни платформи

На **фиг. 11.8** са илюстрирани подобстановките на типичен съвременен тропически шелф с ръб, като всяка от тях се отличава със специфични условия на средата и карбонатни фацисии.

Външният шелф се характеризира с най-висока хидродинамика. Там се развиват псамитни карбонатни плитчини от вътрешната страна на рифови постройки. Самите плитчини са изградени от биокласти на плитководни организми, като: корали, варовити

водорасли и бриозои плюс ооиди и пелоиди. По-голямата част от скелетния материал произхожда от съседните рифове, като обикновено той е силно абрадиран вследствие на вълновата дейност. Освен това отложенията на плитчините са добре сортирани и косо наслоени. В древните скали този фациес е представен най-често от биокластични и ооидни грейнстоуни и пакстоуни.



Фиг. 11.8. Схематичен план на съвременна тропическа карбонатна платформа с рѐб, показващ разположението на периферни рифове, псамитни плитчини, лагуна и приливно-отливни равнини

Средният шелф е като цяло зона с понижена хидродинамика (особено при шелфовете с рѐб). Преобладаващата част от морското дъно се намира под нормалния вълнови базис, но отделни рифове, плитчини или банки се разполагат дори над него. Водната циркулация варира от открита (външната част на средния шелф) до частично ограничена (вътрешната част), но това зависи от конкретните условия. Налице е висока карбонатна продуктивност на скелетни пясъци, варовити тини и пелоиди. Организмите са типично стенохалинни (нормална соленост), като само в секторите с по-ограничена циркулация обитават организми, имащи по-широка толерантност. Характерната фауна включва брахиоподи, бивалвии, гастроподи, криноиди, ехиниди, варовити водорасли, бриозои, бентосни фораминифери, а в старите скали – амонити и наутилоидеи. Биотурбацията е силно проявена, а вследствие на ниската придънна енергия седиментите са слабо промити и се отличават с високо съотношение матрикс/алохеми. При някои карбонатни рампи обаче се установяват високи нива на хидродинамика и образуване на

зърново-поддържани структури през целия профил на платформата. Древните скали от средния шелф са представени от мадстоуни и пелоидни до биокластични вакстоуни с подчинено участие на пакстоуни и грейнстоуни. Този конкретен фацис е един от най-разпространените в геоложкия летопис.

Вътрешният шелф при повечето карбонатни платформи е представен от нискоенергийна приливно-отливна равнина с доминираща финозърнеста седиментация (варовитите седименти, генерирани в такава обстановка, се наричат перитайдълни – peritidal). Въпреки това върху някои рампи може да се оформи високоенергийна прибрежна зона с карбонатен плаж или карбонатни псамитни плитчини. Утайките, отложени в подотливната и долната междуприливоотливна зона, са сходни с тези от вътрешната част на средния шелф по това, че са представени от мадстоуни и биокластични вакстоуни (обикновено биотурбирани). Там, където солеността е близка до нормалната, се развива ограничена, но изобилна популация от гастроподи и фораминифери. Първите се хранят с цианобактерии и поради тази причина развитието на микробиални седименти е силно ограничено. Такива утайки обаче са изобилно представени в хиперсолени зони, които не са обитавани от гастроподи.

Средната и горната част на междуприливоотливната зона се характеризират с тънки слоеве от варовита тиня (частично отложени чрез щормове), както и с обширни микробиални покрови (mats). Типично е формирането на паралелна ламинация, както и на изобилни пукнатини на изсъхване. Стратификацията се изразява в неравномерно редуване на щормови слоеве и микробиални ламинити, а така също и строматолити. За последните два типа отложения са характерни фенестрални празнини. Приливно-отливните течения често дезинтегрират утайките и генерират интракласти, които се отлагат преобладаващо в приливно-отливни канали.

Карбонатните седименти от надприливната зона са аналогични с тези от горната част на междуприливоотливната зона. За тях е много типично наличието на доломит, а в хиперсолена среда се утаяват още гипс, анхидрит и халит. Това са най-лесните за диагностика фациса в древните скали.

Когато вместо приливно-отливна равнина е оформен плаж, се осъществява акумулиране на по-едрозърнести седименти. Те биват кòсо наслоени и слабо до умерено сортирани, като са изградени от скелетни зърна, ооиди, пелоиди и интракласти, намиращи се предимно сред матрикс от варовита тиня. Известни са два съвременни примера на карбонатни плажове от Персийския залив.

Примери за съвременни карбонатни платформи

Хомоклинални и дистално стръмни карбонатни рампи се наблюдават понастоящем в източната (до западния бряг на п-ов Флорида) и южната част на Мексикански залив, върху Юкатанския шелф (край Мексико) и в Персийския залив. Примерите за шелф с ръб включват Флоридския залив (до южната част на полуострова), Бахамската платформа, шелфа, разположен до Гватемала, и Големият бариерен риф край Източна Австралия.

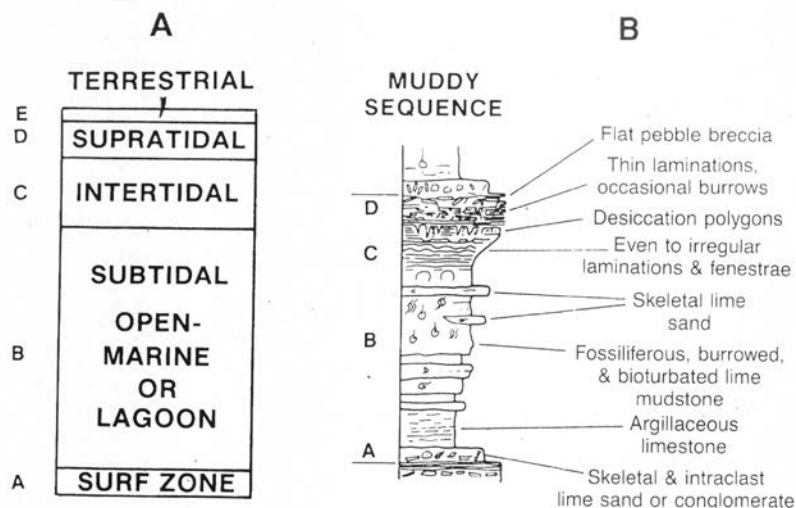
Древни карбонатни шелфови последователности

Карбонатните шелфови фациса са широко представени от докамбрия до холоцена. Карбонатната седиментация е била особено интензивна през средния палеозой, късния мезозой и терциера – главно в рамките на образувалите се епейрични платформи. Шелфовите карбонатни последователности се разпознават по наличието на нормалноморска фауна и предимно тинесто-поддържани структури. Те изграждат възходящо-изплитняващи последователности, в които най-диагностични са перитайдълните отложения. Стратификацията има променлив, често лещовиден и клиновиден характер, но като цяло пластовете са добре издържани. Най-типичните текстури са къса слоестост, биотурбация и ходове от заравяне на животни, плюс ивичеста, лещовидна и нодуларна текстура.

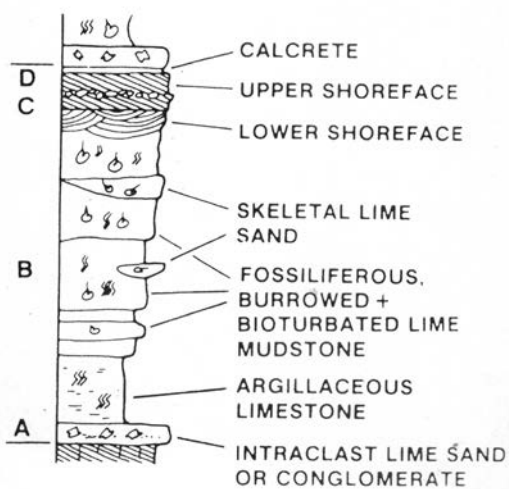
Много характерни са цикличните последователности с дебелина от няколко до стотици метри. В базалната част на повечето от тях се разполага високоенергиен варовит псамит, следван възходящо от по-финозърнести нискоенергийни седименти, които преминават от подотливни към надприливни (а понякога прехождат и в континентални) отложения. Подобна последователност има регресивен (проградационен) характер. На **фиг. 11.9** е показана хипотетична последователност на вертикални фациса, които се образуват върху нискоенергиен шелф с ръб.

На следващата **фиг. 11.10** е илюстрирана хипотетична последователност на вертикални фациса, развиващи се върху високоенергийна рампа, които завършват с плажни и континентални отложения. И при двата генерализирани модела са възможни съществени отклонения, свързани с конкретните условия на средата.

Така например, наличието на плитчини в подотливната зона или на евапоритни утайки в надприливната зона могат да допринесат за оформянето на последователности със строго специфични детайли.



Фиг. 11.9. Възходящо-изплитняваща последователност на тропически карбонатен шелф с ръб: (А) вертикална подредба на отложенията от различни обстановки и зони; (В) конкретни литофациеси на нискоенергийна тинеста приливно-отливна равнина



Фиг. 11.10. Възходящо-изплитняваща последователност на карбонатна рампа, образувана при условия, където високоенергиен междуприливноотливен плаж е бил разположен до нискоенергийна подотливна обстановка. Буквите вляво съответстват на предходната фиг. 11.9

Редуването на едромасщабни възходящо-изплитняващи последователности може да бъде резултат от повтарящи се епизоди на евстатично покачване, последвани от периоди на стабилност, когато конкретно се изграждат въпросните последователности. Предполага се, че възникването на по-малки цикли (от порядъка на метри) се контролира главно от колебания на морското ниво през период 20 000 - 40 000 години – т. нар. цикличност на Миланкович. Развитието на такава дребномащабна цикличност може да бъде повлияно

също така чрез доставката на карбонатен материал от подотливната зона, която прогресивно се съкращава по време на проградация. Когато подотливната част от шелфа стане твърде малка, за да доставя седимент, утайконатрупването спира, докато тектонското потъване на басейна създаде отново карбонатна платформа с достатъчна водна дълбочина за образуване на седиментен материал и започне нов цикъл.

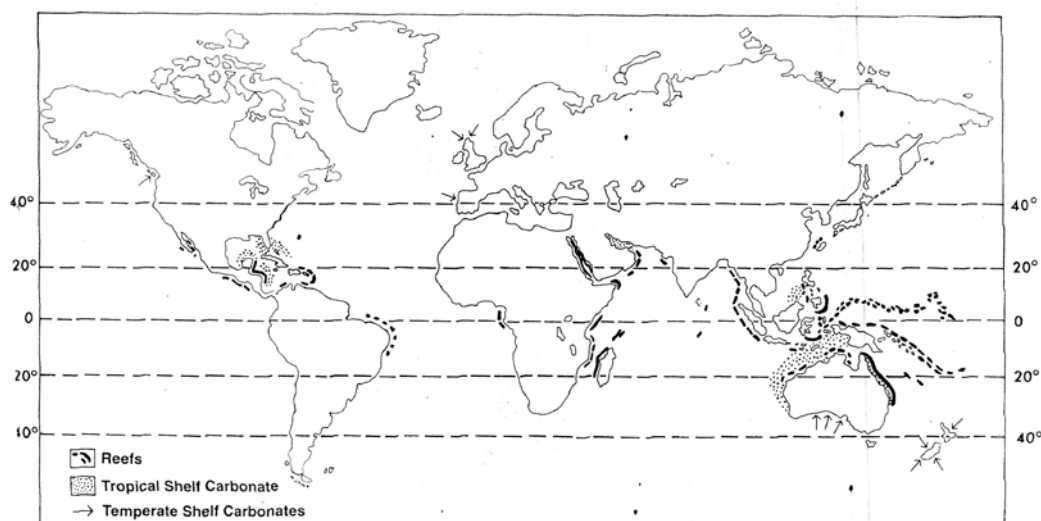
12. РИФОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИИЕСИ

Макар карбонатните рифове да представляват уникална седиментационна обстановка, която десетилетия наред е била обект на интензивно изследване, самият термин „риф” все още не е достатъчно добре прецизиран. С по-общия термин „карбонатна постройка” (buildup) се означава карбонатно тяло, имащо позитивен топографски релеф над околните седименти без оглед на неговия вътрешен характер и размер. По същество рифът е карбонатна постройка с твърда органогенна рамка, която има потенциал да поддържа своя растеж във високоенергийна среда. Според една от дефинициите риф представлява „всяка биоложки повлияна постройка от карбонатни утайки, която е засегнала седиментацията в съседните площи, но е останала топографски издигната по време на утайконатрупването”. На свой ред терминът „биохерм” се използва за обозначаване на лещовидни тела с органогенен произход (т. е. включително рифове), вместени в рамка от скали с друга литология или карбонатни скали с друг характер.

Съвременни рифове

Седиментационна среда. Повечето съвременни рифове се развиват в плитки води, т. е. върху карбонатни шелфове (фиг. 12.1). Най-впечатляващи са линейните поредици от рифове по платформените ръбове, наречени бариерни. Най-дълъг сред тях е Големият бариерен риф край Австралия, простиращ се на близо 2000 km. Когато шелфовете са много тесни, линейните рифове са разположени непосредствено до брега без наличието на лагуна и се наричат ограждащи (fringing).

Трети тип включва отделни малки рифове, наречени атоли, които израстват по горната част на някои тихоокеански подводни планини. Те се наблюдават под формата на устойчива външна бариера около вътрешна лагуна. Така наречените изолирани (patch, pinnacle) рифове се наблюдават по периферията на някои карбонатни платформи или в пределите на средния шелф. По-редки са рифовите образувания в дълбоки води. Така например, органогенни постройки с дължина 100 m и височина 50 m са установени във Флоридския пролив на дълбочина 600-700 m. Те са изградени от варовита тиня, съдържаща останки от дълбоководни организми, като криноиди, ахерматипни корали и варовити гъби.




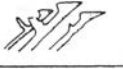


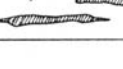


Фиг. 12.1. Глобално разпределение на съвременните рифове и карбонатните шелфови отложения

Рифови организми. Обикновено рифовете се възприемат като образувани предимно от корали, но за тяхното изграждане допринасят и редица други организми, например, цианобактерии, червени коралинови водорасли, зелени водорасли, варовити гъби, молюски, инкрустиращи фораминифери и бриозои. В миналото рифообразуващи са били някои изчезнали днес организмови групи, като: археоциати, строматопороиди и рудисти. Все пак коралите доминират в съвременните рифове, като при тях се обособяват два типа. Херматипните хексакорали са представени главно в плитководните рифове. Те осъществяват симбиозна връзка с няколко вида едноклетъчни организми (предимно водорасли), които живеят вътре във или между клетките на самите корали и подпомагат жизнената им дейност чрез фотосинтеза. Тези организми улесняват също така отделянето на CaCO_3 , консумирайки CO_2 от тъканите по време на фотосинтезата. Тъй като въпросните едноклетъчни изискват светлина, херматипните корали са ограничени до много плитки води (до 100 m). Другите необходими условия за живот включват: топла вода ($18\text{-}36^\circ\text{C}$), нормална соленост (27-40 промила), изобилни хранителни вещества (главно зоопланктон) и стабилен субстрат. На свой ред ахерматипните корали не осъществяват гореспоменатата симбиоза и затова обитават както плитки, така и дълбоки води (установени са на дълбочина до 2000 m). Растежните форми на рифообразуващите организми са пряко свързани с хидродинамиката над самия риф. Така организмите, живеещи в нискоенергийните части на рифа, имат деликатна разклоняваща се или пластинчата форма, докато тези, обитаващи високоенергийните зони, развиват

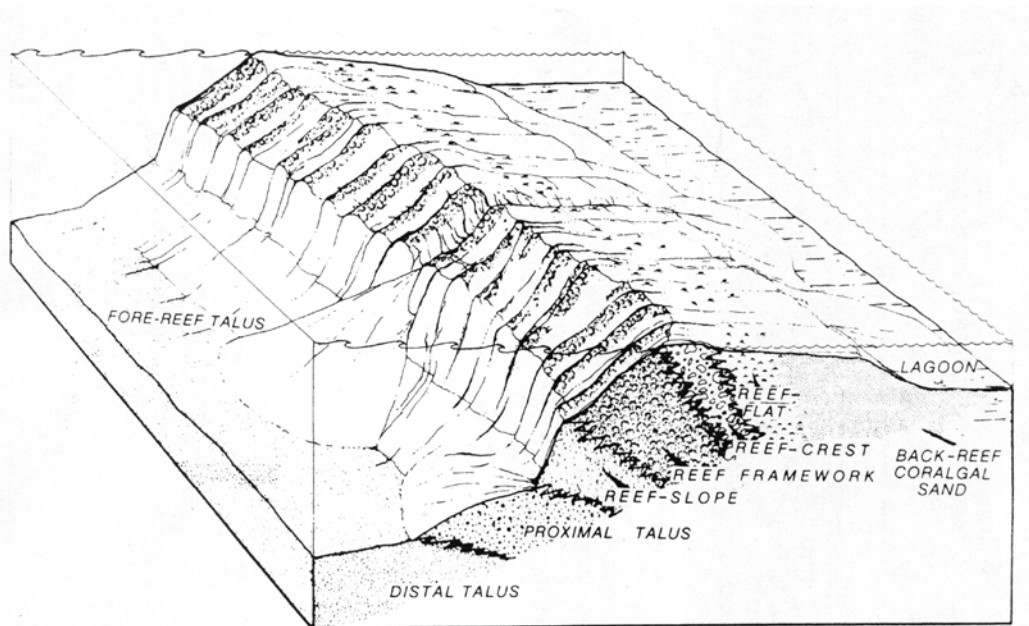
полусферична, инкрустираща или плоска форма, която да устоява на силното вълнение (фиг. 12.2).

Рифови отложения. Като модел за високоенергийна рифова среда могат да се разглеждат бариерните рифове от шелфовия ръб. На **фиг. 12.3** са илюстрирани схематично основните фациални поделения на този тип рифове. Централната част на рифа се нарича рифова рамка (reef framework) и прехождат в посока към басейна последователно в рифов склон (reef slope) и предрифов талус (fore-reef talus), който се състои от дезинтегрирани и преотложени рифови фрагменти. Почти плоската най-горна и най-плитка част на рифа се означава като рифова равнина (reef flat) и на свой ред прехождат към сушата в задрифови коралово-водораслови варовити пясъци (back-reef coral-algal sands) и подотливни лагуни отложения.

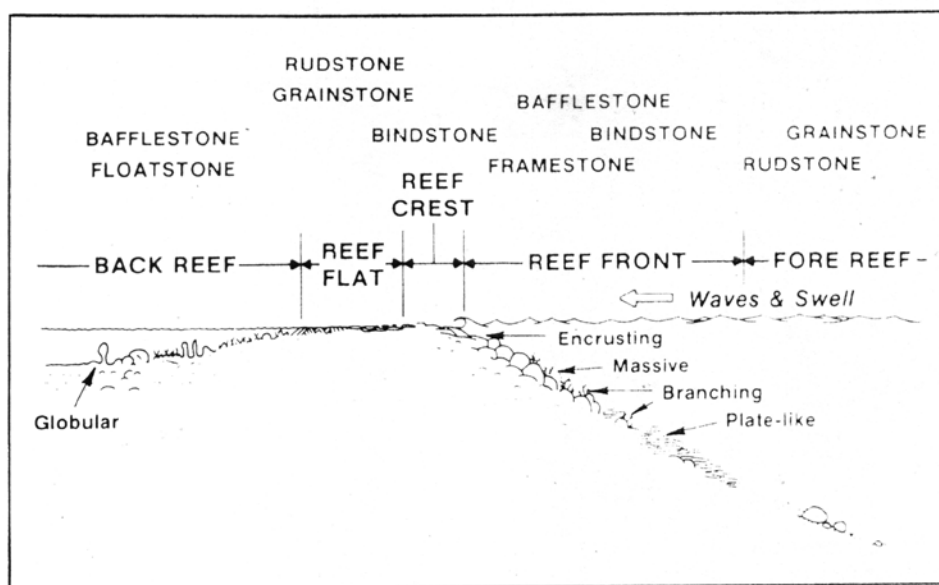
| GROWTH FORM | | ENVIRONMENT | |
|---|--|-------------|---------------|
| | | Wave Energy | Sedimentation |
|  | Delicate, branching | low | high |
|  | Thin, delicate, plate-like | low | low |
|  | Globular, bulbous, columnar | moderate | high |
|  | Robust, dendroid, branching | mod-high | moderate |
|  | Hemispherical, domal, irregular, massive | mod-high | low |
|  | Encrusting | intense | low |
|  | Tabular | moderate | low |

Фиг. 12.2. Растежни форми на рифостроящите организми и параметри на седиментационните обстановки, в които те се образуват

Според друга физиографска подялба рифовата обстановка включва предриф (fore-reef), рифов фронт (reef-front), рифов хребет (reef-crest), рифова равнина (reef-flat) и задрифови зони (back-reef zones) (**фиг. 12.4**). На същата фигура са показани структурните видове карбонатни утайки, които се образуват в различните зони на рифа.



Фиг. 12.3. Идеализирано разпределение на фациесите в типичен съвременен коралов риф с добре развита рифова рамка

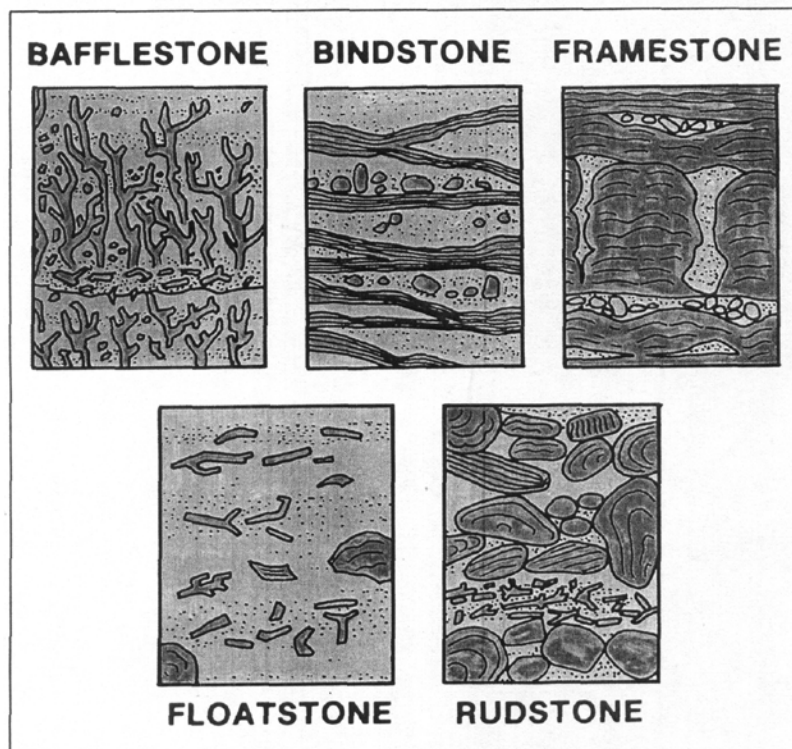


Фиг. 12.4. Надлъжен профил на хипотетичен риф, илюстриращ подялбата на главни зони, основните типове отложения и растежните форми на организми в различни части на рифа

За целта са използвани термини, допълнително въведени от Embry & Kovan (1971) в структурната класификация на карбонатните скали, предложена от Dunham (1962). Така floatstone и rudstone са изградени от свободни карбонатни алохеми, от които количествено над 10% имат размер >2 mm (фиг. 12.5). Разликата е, че първите имат матрикс-

поддържана, а вторите зърново-поддържана структура. Трите разновидности на boundstone са съответно: framestone – конструирани от растящи организми, които изграждат твърда скелетна структура (корали); bindstone – конструирани от организми, които имат инкрустираща и свързваща роля (например фораминифери, бриозои, цианобактерии); bafflestone – конструирани от изправени организми, които действат като преграда и улавят седиментен материал.

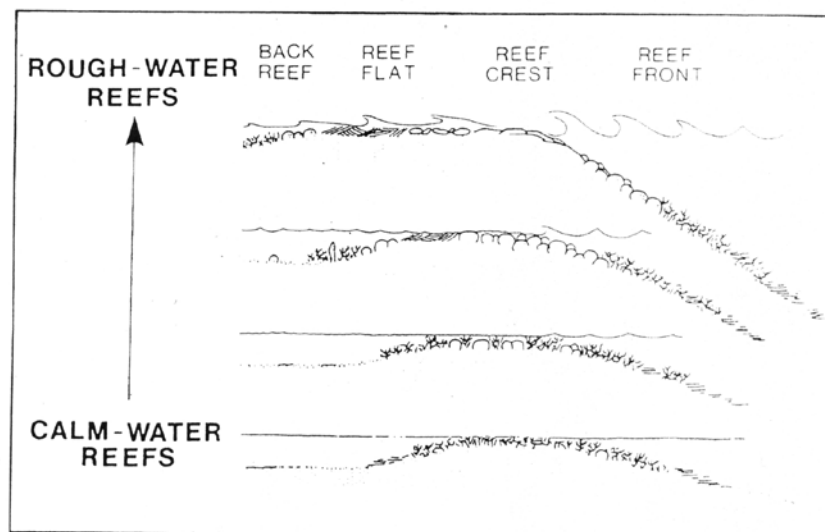
Хидродинамиката, седиментационните процеси, типовете организми, относителното количество на твърди скелетни образувания, изграждащи рамката, зърновият размер и сортировката варират в отделните зони на рифа. Например, водната енергия е най-висока върху рифовия хребет, където е налице и най-голямо наличие на твърди скелетни образувания от рамката. С намаляване на хидродинамиката към предрифовата или задрифовата зона количеството на тези образувания също се редуцира.



Фиг. 12.5. Различни структурни видове в рифовите варовици (по Embry & Kovan, 1971)

Организмите, които не участват в строежа на рамката, но съществуват в обхвата на самия риф, са представени, например, от ехинодерми, зелени водорасли и молюски. Други строежни компоненти са биокласти, откъснати от рифа чрез вълновата дейност, плюс варовитата тиня. Така предрифовият талусен склон и задрифовите коралово-водораслови пясъци са изградени изцяло от несвързани компоненти (предимно рифови фрагменти). Същевременно тези зони се населяват от твърде малко организми като цяло.

Нискоенергиен рифов фацис. Рамката в съвременните рифове от шелфовия ръб се състои главно от корали и коралинови водорасли. Техният талус е изграден от рифови фрагменти и преминава към басейна във варовити тини или глини. Рамката прехожда към сушата през задрифови пясъци във финозърнести лагунни отложения. Някои рифове обаче се развиват в по-нискоенергийна среда. Фактически при тях не се обособяват очертаните по-горе зони (фиг. 12.6), като самите рифове имат кръгла до елипсовидна форма в план. Организмите, които живеят тук, се характеризират с деликатни разклоняващи се форми. Някои от тези рифове са изградени от карбонатен псамит и тиня, образувани от същите рифови организми като при високоенергийните аналози. Други обаче са изградени в значителна степен от нерифови организми и представляват куполообразни акумулации от скелетни фрагменти и/или биокластични тини, набогатени на такива организми с минимално наличие на баундстоуни. Тези рифови образувания се наричат куполи или могили (mounds) и биват три типа: микробиални (изградени от цианобактерии, варовита тиня, строматолити и тромболити), скелетни (изградени от останки на организми улавящи, свързващи или преграждащи тиня) и тинести (изградени от варовита тиня и различни фосили). Куполите възникват както в плитки, така и в дълбоки води.

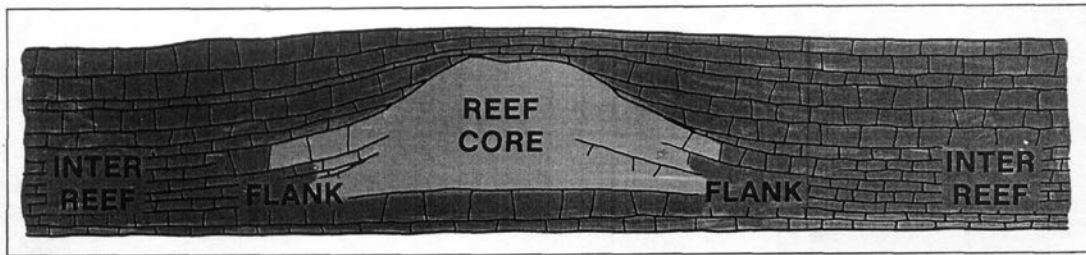


Фиг. 12.6. Схематично изображение показващо промени в рифовата зоналност като резултат от различни хидродинамични условия

Древни рифове

Изследването на древните рифове се отличава от това на съвременните по някои важни аспекти. Така например, при тях трудно се разграничават отделните зони поради

възможност за наблюдение най-често в две измерения. Във връзка с това най-общо се очертават три зони (фиг. 12.7): рифово ядро (reef core) – състоящо се от масивната неслоеста рамка на рифа; флангови (flank) фациеси – включващи слоести и слабо сортирани талусни брекчи и/или карбонатни псамити, изтъняващи с отдалечаване от ядрото; междурифови (interreef) фациеси – изградени от подотливни варовити тини и евентуално глини.



Фиг. 12.7. Главни фациеси във фосилизиран риф

Характерът на фланговите и междурифовите фациеси в дадено разкритие може да бъде различен в зависимост от това дали самото разкритие представлява надлъжен профил през рифовия хребет или напречен профил през две или повече рифови зони. Допълнителен фактор, който може да затрудни прецизното изследване, е диагенезата, особено в случаите на екстензивна доломитизация или излужване, т. е. процеси, които силно видоизменят или унищожават части от рифовия комплекс.

От друга страна, древните рифове могат съществено да се различават от съвременните по отношение на доминиращите рифообразуващи организми. Така например, преобладаващите днес херматипни корали са се появили през мезозоя и следователно липсват в по-старите рифове. През различни домезозойски периоди са доминирали табулатни корали, строматопороиди, хидрозои, гъби, инкрустиращи бриозои, коралинови водорасли и цианобактерии.

Рифове са установени в карбонатни скали от всички възрасти. Макар че през докамбрия не са съществували организми с карбонатен скелет, строматолитови постройки са известни от почти всички континенти. Интересен факт е, че фанерозойското развитие на рифовете не е било еднакво проявено през всички епохи. Колкото до т. нар. куполи, от тях само тинестият тип няма съвременен аналог.

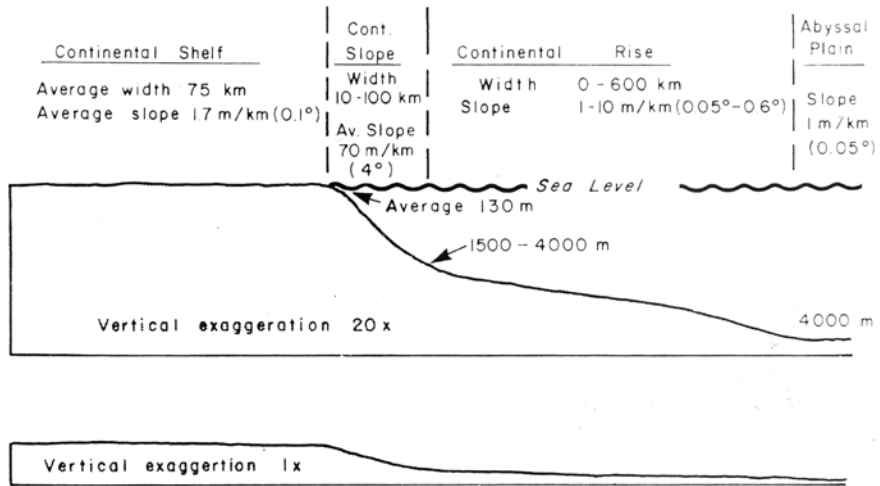
13. ОКЕАНСКИ ДЪЛБОКОВОДНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ

Най-голяма част (65%) от земната повърхност понастоящем е заета от океанската зона. Същевременно в геоложкия летопис се установяват относително малко запазени дълбоководни седименти. Една от причините за това се свежда до по-бавните темпове на седиментация в сравнение, например, с неритичната зона. Изключение правят отложенията на подводните конуси от завършека на континенталния склон, където темповете на утайконатрупване чрез турбидитни течения могат да надхвърлят 10 m на 1000 години и утайките да достигнат съответно дебелина до хиляди метри. Друга причина е свързана с вероятността дълбоководните отложения да са били унищожени от протекла субдукция в дълбоководните жлебове, докато за изнасянето на съхранените седименти на земната повърхност е необходима интензивна тектонска дейност. С изключение на турбидитите, другите съвременни дълбоководни утайки не са добре изучени, отчасти поради обстоятелството, че нямат голям потенциал като резервоари на нефт и газ. След възникването на хипотезите, свързани с глобалната плейт-тектоника обаче, океанската зона става обект на детайлни изследвания. Те са стимулирани главно във връзка с откритите манганови конкреции и металоносни утайки на морското дъно.

Основен тласък на тези изследвания е даден от проекта Deep Sea Drilling Program през 1968 г., който е продължен по-късно чрез проекта Ocean Drilling Program. В резултат са прокарани стотици сондажи, със средна дълбочина 300 m, под океанското дъно. В допълнение са събрани хиляди проби от самото дъно с помощта на океанографски кораби и батискафи. Получени са стотици хиляди километри сеизмични профили, с основна цел разкриване на дълбочинния строеж на океанската кора. Конкретна информация за дълбоководните фацисии и обстановки е събрана от морски геолози и океанолози, които изучават океанските течения и придънните водни маси.

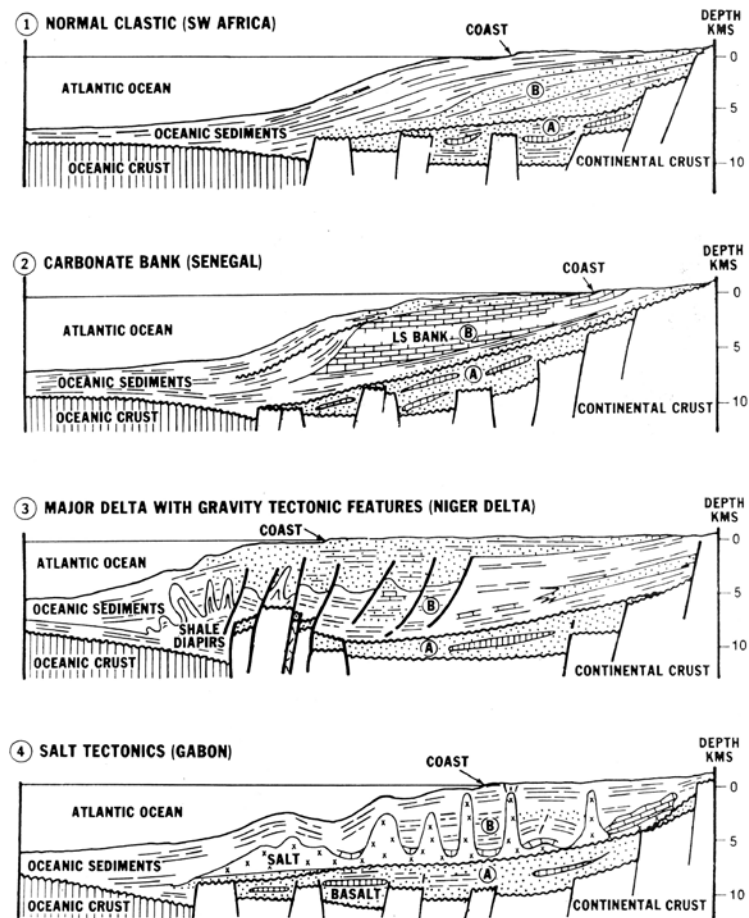
Седиментационна среда

Континентален склон. Долната граница на континенталния склон се разполага между 1500 m и 4000 m водна дълбочина, като локално в жлебовете тя достига 10 000 m (фиг. 13.1). Широчината на склона е сравнително малка (10-100 km), а средният му наклон е около 4°, макар че варира от <2° след големи делти до >45° отвъд някои коралови острови. Характеристиките на континенталния склон върху пасивните (атлантически тип) и активните (тихоокеански тип) континентални крайнини показват някои различия.



Фиг. 13.1. Главни елементи на континенталната крайнина (continental margin)

Според най-важните контролиращи фактори на седиментацията се обособяват четири типа пасивни крайнини (илюстрирани със съвременни примери на [фиг. 13.2](#)):

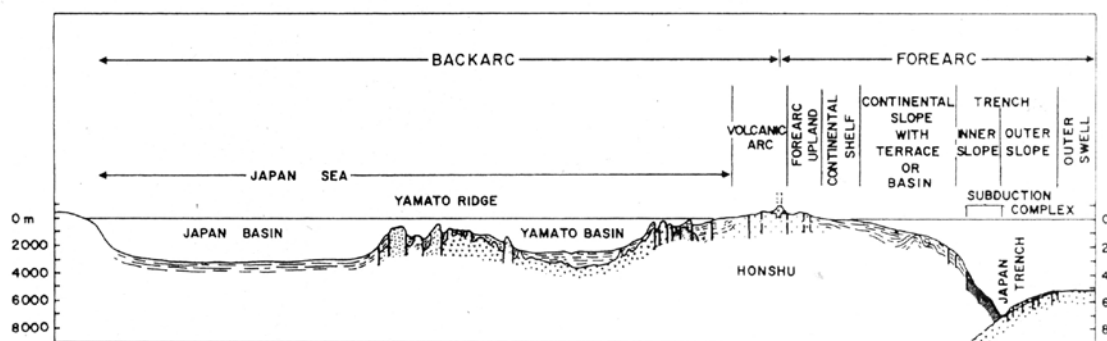


Фиг. 13.2. Съвременни примери на четирите типа пасивни континентални крайнини (атлантически тип)

- (1) Нормални силицикластични окрайнини.
- (2) Окрайнини с карбонатна банка (платформа).
- (3) Окрайнини доминирани от голяма делта с интензивни прояви на гравитационно-контролирана тектоника.

- (4) Окрайнини доминирани от солна тектоника.

Активните окрайнини могат да се характеризират с наличието на преддъгов сектор или едновременно на преддъгов и заддъгов сектор, както например е случаят в Японско море (фиг. 13.3). Седиментацията протича и в двата басейна, по техните склонове, както и в преддъговия жлеб.

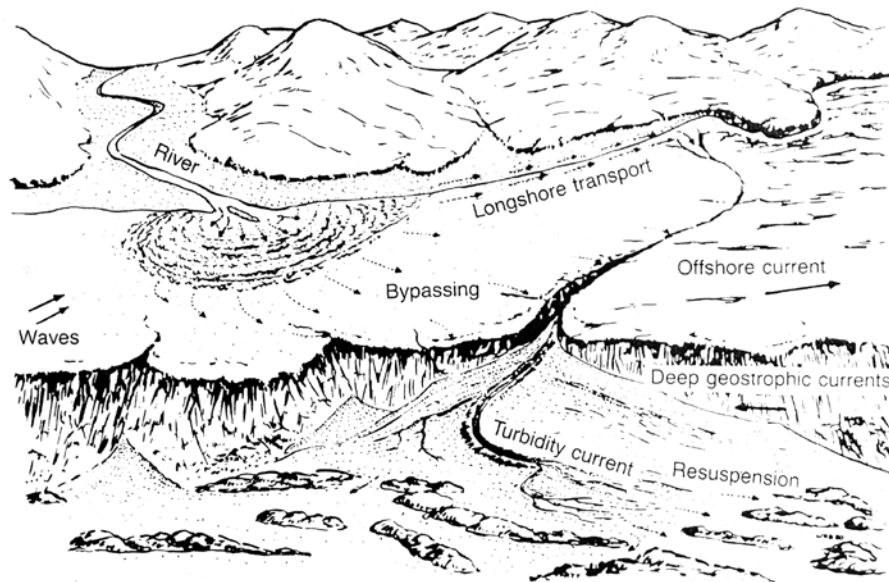


Фиг. 13.3. Схематично представяне на активна континентална окрайнина (Япония), показващо нейните преддъгови и заддъгови характеристики

Континенталните склонове могат да имат гладка, слабо издигната топография на морското дъно, като тази, проявена в повечето пасивни силицикластични окрайнини. От друга страна, те могат да са неравни в локален мащаб, като например при окрайнините, доминирани от солна тектоника. При активните окрайнини континенталният склон също е подчертано неравен. Например, по тихоокеанското крайбрежие на Японските острови, континенталният склон се спуска до дълбочина 7000 m в Японския жлеб, а повърхността му се отличава с наличие на тераси, антиклинални гънки и ограничени от разломи хребети. Тези топографски форми образуват своеобразни капани, зад които се натрупват утайки. Като цяло, подобни структурни бариери по силно неравни склонове възпрепятстват свободното придвижване на дънни утайки по тях.

Съвременните континентални склонове са прорязани от множество подводни каньони, които са ориентирани приблизително перпендикулярно на прекъсването в шелфа (фиг. 13.4). Тяхната главна роля е, че осигуряват достъп на турбидитните течения надолу по склона към океанския басейн. Началото на повечето каньони е разположено близо до

прекъсването в шелфа, макар че някои големи врязвания пресичат самия шелф и стигат почти до брега. Също така отделни големи каньони се простират отвъд долния завършек на склона, образувайки дълбоководни канали, които меандрират със стотици километри по плоското океанско дъно.



Фиг. 13.4. Транспорт и преразпределение на утайки върху континентална окрайнина (западно крайбрежие на Северна Америка). По-грубият теригенен материал, доставен от реки, се разпростира покрай брега чрез надлъжни морски течения до пресичането с подводен каньон. По-финият теригенен материал преминава през шелфа и се отлага върху континенталния склон или в по-дълбоководни участъци

Произходът на дълбоководните каньони е обект на дискусия още от началото на миналия век. Възможно е зараждането на някои от тях да е станало чрез врязване на реки в пределите на шелфа през периоди на ниско евстатично ниво. Все пак турбидитните течения се считат за основния фактор, предизвикал насичане на континенталния склон. Развитието на каньоните може да бъде иницирано чрез локално свлачище по склона, последвано от растеж на оформящия се канал. В този контекст турбидитните потоци са ерозионни през техните начални фази и, следователно, удълбочават, разширяват и удължават самите каньони във времето (подпомогнати от нови свличания в горната част на склона). Конкретната форма, местоположение и размери на някои каньони вероятно са били контролирани от разломи и гънки.

Континентално подножие и дълбокоокеански басейн. Тези два елемента обхващат около 80% от площта на цялото океанско дъно. При пасивните континентални окрайнини се оформя континентално подножие, което представлява слабо наклонена повърхност,

постепенно прехождаща в океанския басейн. Тя има нискорелефна топография, с изключение на евентуално врязани подводни каньони или издигнати подводни планини (seamounts). Последните имат височина >1 km, докато възвишения, по-ниски от 1 km, се означават като абисални хълмове (abyssal hills). При активните континентални крайнини вместо континентално подножие е налице дълъг, дълговиден дълбокоморски жлеб. При по-слабо активните субдукционни зони жлебовете могат да бъдат запълнени със седименти. Абисалните равнини представляват обширни, почти плоски участъци, с откъслечно разположени подводни планини. Както беше отбелязано, някои от тях са прорязани от дълбоководни канали. Срединноокеанските хребети се простират на разстояние повече от 60 000 km и заемат самостоятелно около 30-35% от площта на океаните. Най-добре изразен е този в Атлантическия океан, издигащ се на повече от 2,5 km над абисалните равнини от двете му страни. Скалите са предимно вулкански, като хребетите са прорязани от многобройни напречни пукнатинни зони, по които се извършва значително латерално разместване. Макар че играят водеща роля при океанския спрединг, срединноокеанските хребети не са активна арена на седиментация. Въпреки това те оказват важно влияние върху циркулацията на дълбоководните придънни течения и по този начин имат косвен ефект върху утайконатрупването в океаните.

Транспорт и седиментационни процеси

Транспорт през шелфа. По-голямата част от седиментния материал, отлаган в океанската зона, произхожда от съседната неритична зона, откъдето си пробива път до дълбоките води. Например, тинестите частици се отделят от псамитните зърна най-вече непосредствено до брега при вливането на реките в басейна. Тинестият материал може да се придвижи по-нататък като пресноводна струя над по-плътната морска вода на разстояние до 100 km преди да настъпи коагулация на пелитните агрегати. Друг механизъм представляват нефелоидните слоеве, при които протича периодично отлагане, ресуспензиране и мигриране на тиня в рамките на придънни мътни потоци. Щормовите вълни също спомагат за издигане от шелфовото дъно на тинести частици, които се транспортират към дълбоководните зони чрез комбинирани потоци. Едрозърнест материал постъпва към океанската зона по-трудно. Той бива разнасян от успоредни на брега течения и може да попадне в горните части на подводните каньони, за да се придвижи надолу по гравитационен път. Ако такива каньони липсват на шелфа, псамитните утайки подлежат на преместване само в обхвата на вътрешния шелф чрез

приливно-отливни, щормово-генерирани и океански течения. Така, през периоди на високо евстатично ниво (highstand), пясъците биват улавяни предимно в пределите на прибрежните зони и техният транспорт навътре в басейните е възпрепятстван. Обратно, при ниско евстатично ниво (lowstand) реките текат през субаерално изложения вътрешен шелф и доставят едрозърнест материал към подводните каньони, чиито горни краища достигат прекъсването на шелфа. Следователно транспортът на псамитен материал до континенталния склон и после чрез турбидитни течения към океанската зона е далеч по-интензивен.

Транспорт отвъд шелфа. Процесите, способни да транспортират материал отвъд границите на шелфа, могат да бъдат групирани в следните 6 категории: суспензионен транспорт чрез приповърхностна вода и чрез вятър, придънен транспорт чрез нефелоидни слоеве, приливно-отливен транспорт в подводни каньони, седиментни гравитационни потоци главно в подводни каньони, транспорт чрез контуритни течения и транспорт чрез плаващ лед. Допълнително седиментация в океанската зона се осъществява чрез потъване на мъртви пелагични организми, както и чрез пирокластични пеплопади, генерирани от вулкански апарати вътре във или извън морския басейн.

Суспензионен, нефелоиден и ветрови транспорт. Когато континенталният шелф е относително тесен, фин седиментен материал може да бъде пренесен през него на значителни разстояния в дълбоките води чрез споменатите пресноводни струи, движещи се над по-плътната морска вода. На свой ред нефелоидният транспорт играе важна роля както върху шелфа, така и в дълбоките части на океана. Суспензираните в нефелоидните слоеве тинести частици се задържат в тях със седмици и даже с месеци. Поради тази причина те биват транспортирани много по-надалече отколкото първоначално заграбения едрозърнест материал. Съвременните нефелоидни слоеве се простират на стотици километри до дълбочини над 6000 m. Ветровете също пренасят фини частици на стотици километри навътре в басейна и могат понякога да играят първостепенна роля при доставката на силицикластичен пелагичен материал в океанската зона.

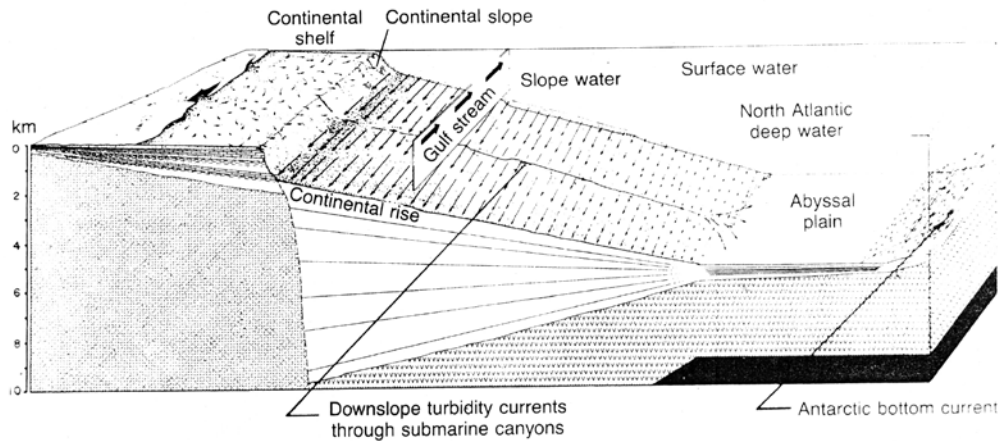
Приливно-отливни течения. Установено е, че този тип течения достигат в подводните каньони до дълбочина 1000 m, вследствие на което са способни да транспортират тиня и дори фин псамит. Различават се два типа – обикновени двупосочни приливно-отливни течения със скорост до 50 cm/sec, и периодични нахлувания (surges) със скорост над 100 cm/sec, които се спускат надолу по каньоните и имат далеч по-голям транспортиращ потенциал.

Турбидитни течения. Високоскоростните турбидитни течения, генерирани върху шелфа или в горната част на континенталния склон, са най-важният механизъм за транспорт на псамитни и по-едри зърна по протежение на подводните каньони към дълбоките води. Върху пасивните крайнини и в заддъговите басейни отложенията на тези течения се разпростират от долните части на каньоните върху океанското дъно, формирайки подводни конуси, като по този начин спомагат за изграждането на континенталното подножие. В преддъговите сектори на активните крайнини подводните каньони отлагат материал в преддъговите басейни върху склона или в дълбоководните жлебове. Локално значение могат да имат още зърнови потоци от плажни пясъци, отнесени към каньоните по време на щормове, както и дебритни потоци. В допълнение към тези процеси следва да се посочат хлъзгания (glides) и свличания (slumps) на материал, които са най-характерни за склонове с голям наклон. Например, някои от тези свличащи се маси достигат огромни размери – до 300 m дебели и до 100 km дълги.

Контуритни течения. Плътностните различия в приповърхностната океанска вода, дължащи се на вариации в температурата и солеността, създават вертикален обмен на водни маси в океана. Той се означава като термохалинна циркулация и бива генериран главно във високи географски ширини, където студена приповърхностна вода потъва надолу и образува дълбоководни маси, движещи се като придънни течения. Пътят на тези течения се контролира от местоположението на позитивни топографски възвишения по океанското дъно. Вследствие на плътностната стратификация на океанската вода придънните течения близо до континенталната крайнина се движат паралелно на изобатите и се означават като контуритни течения. Тяхното движение бива повлияно също от Кориолисовата сила, която аналогично ги насочва да следват дълбочинните контури, и поради това те се наричат още геострофични контуритни течения. Тъй като тези течения са най-добре развити в райони, отличаващи се със стръмна топография, те играят най-голяма роля в обхвата на континенталния склон и подножие. Получените фотографии на океанското дъно разкриват наличието на ребра на течение и ерозионни канали, което показва, че контуритните течения могат да достигнат скорости, способни да ерозират и транспортират дънен материал.

Налице са също така доказателства, че скоростта им може да нарастне в някои части на океаните до 40 cm/sec благодарение на наложеното влияние на ветрово-индуцирана циркулация по водната повърхност. Следователно тази кинетична енергия се транслира от повърхността към дълбокото океанско дъно. Подобни раздвижвания условно са наречени „абисални щормове” поради техния голям потенциал да заграбват и разнасят

дънен тинест материал. Контуритните течения очевидно играят съществена роля в оформянето на континенталното подножие, какъвто е примерът с източното крайбрежие на Северна Америка (фиг. 13.5).



Фиг. 13.5. Схематична диаграма, илюстрираща оформянето на съвременно континентално подножие от контуритни течения (източна континентална окрайнина на Северна Америка)

Плаващ лед. По време на ледниковите епизоди през плейстоцена, когато евстатичното ниво е било ниско, преносът на седиментни частици с всякакъв размер от страна на айсберги към дълбоките води е играл значителна роля. Подобен транспорт се наблюдава и днес, но в по-ограничен мащаб във високите географски ширини на Арктика и Антарктика. Както е известно, стопяването на ледниците има за резултат отлагането на много слабо сортирани глациално-морски утайки както върху шелфа, така и в пределите на океанската зона. Като цяло, делът на този тип транспорт през геоложката история не е бил голям, а е имал по-скоро локално и периодично значение.

Пелагичен дъжд. Варовити и кремъчни черупки на планктонни организми се отлагат през водния стълб след тяхната смърт и този процес се означава като „пелагичен дъжд”. Географското разпределение на въпросните организми в приповърхностните води се контролира от наличието на хранителни вещества и преобладаващите океански течения. След отлагането на дребните черупки на дъното, те могат да бъдат транспортирани от турбидитни или контуритни течения. Скелетният материал оформя обширни отложения, наречени биогенни тини (oozes), в някои дълбоки части на съвременните океани. Те обаче са и важен елемент на древните океански седименти особено с юрска и по-млада възраст. Известни са дебели акумулации на креда (chalk), радиоларити и диатомити.

Експлозивен вулканизъм. Вулканската дейност в рамките на континенталните окрайнини и на сушата може да представлява солиден доставчик на седиментен материал както за шелфа, така и за океанската зона. Това е особено добре изразено в близост до т. нар. вулкански дъги. Експлозивното изхвърляне на пепел, лапили и бомби протича както субаквално, така и субаерално. По-едрият пирокластичен материал, отложен по въздушен път, се концентрира близо до вулканския източник (при това от всички страни). Ако обаче по време на ерупцията са налице силни ориентирани ветрове, по-финият пепелен материал може да бъде транспортиран на значителни разстояния преди да се седиментира. От друга страна, субаквално изхвърлените частици плюс тези, акумулирани чрез въздушни пеплопади, могат допълнително да бъдат разпръснати под вода посредством различни транспортиращи механизми. В частност, пемзови късчета са способни да се носят задълго по водната повърхност поради лекото си относително тегло.

Основни типове съвременни дълбоководни утайки

Относно класификацията на тези седименти няма общоприето становище. В литературата са предложени както чисто генетични, така и чисто описателни класификации. Все пак се обособяват два големи класа дълбоководни седименти – теригенни и пелагични, макар че дефинирането на двата термина не може да бъде направено прецизно. Теригенните отложения включват псефитни късове, псамитни зърна и алевропелитни частици, които произхождат от сушата и се транспортират до по-проксимални части на океанската зона чрез споменатите вече процеси. Някои пелагични тини също са доставени от сушата, но са отложени чрез по-бавно утаяване в по-дистални участъци на океаните. Останалите са изградени от пелагичен скелетен (карбонатен и кремъчен) материал, акумулиран чрез т. нар. пелагичен дъжд, т. е. те имат чисто вътрешнобасейнов произход. Една трета, по-малка, категория включва плитководни карбонатни утайки, които са ретранспортирани чрез щормова дейност и гравитационни потоци от неритичната към океанската зона – т. нар. алохтонни дълбоководни карбонати.

Теригенни отложения

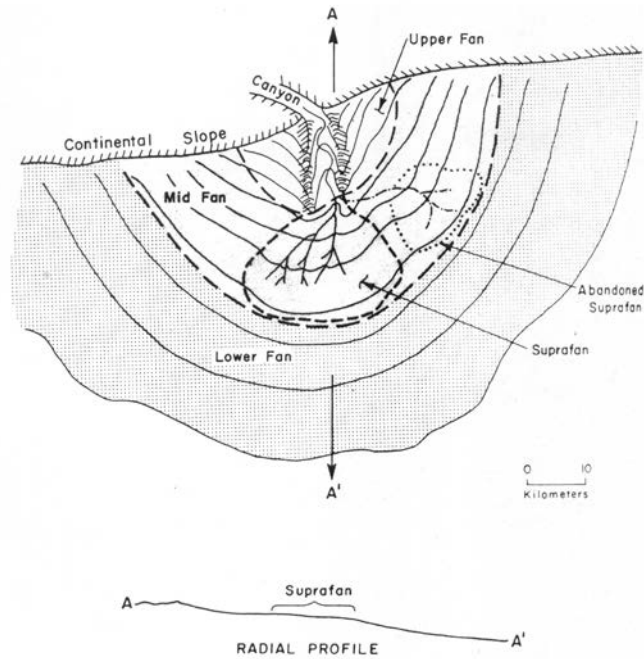
Както беше споменато, теригенните отложения съдържат седиментни частици с всякакви размери. Някои от тези утайки са добре стратифицирани и могат да показват градационна слоестост, за разлика от други, които имат подчертано хаотичен строеж. За по-голяма яснота теригенните седименти ще бъдат разгледани в генетичен аспект, който отразява техния доминиращ начин на транспорт и отлагане.

Хемипелагични тини. Тези отложения трудно могат да се дефинират прецизно, но по същество представляват тинести утайки, съдържащи повече от 5% биогенни останки и теригенен компонент с над 40% алеврит. Те се отлагат под действието на много слаби течения, т. е. от суспензия, и са главния тип утайки на континенталния склон. По цвят отложенията варират от сиви до зелени и по-рядко биват червено-кафяви. Изградени са от чиста алевритна или пясъчлива глина. Преобладаващи компоненти са кварц, фелдшпати, слюда, глинести минерали ± пирокластичка. Последният компонент може да бъде смесен с останалите или да образува тefрови слоеве с дебелина от 1 cm до >25 cm. Съдържат се също останки от кремъчни организми, в частност диатомеи, и варовити организми, като фораминифери и нанофосили, плюс доставена от шелфа варовита тиня. Утайките са слабо ламинирани до масивни и често са умерено до силно биотурбирани. Основната разлика между хемипелагичните тини и същинските пелагични глини е, че първите се отлагат по-близо до брега. Понякога те са широко разпространени върху континенталния склон на вулканските дъги, като например в Западния Пасифик. Срещат се още в заддъгови басейни, по бордовете на жлебове и по някои хълмисти издигания на дъното. Предполага се, че са продукт главно на седиментацията от нефелоидни слоеве и пресноводни струи.

Турбидити. Турбидитните отложения се натрупват в долните части на подводните каньони и по-навътре в дълбоководни канали, но най-вече в рамките на големи подводни конуси. Когато каньоните са близко разположени един до друг, конусите в основата на континенталния склон се сливат, образувайки слабо наклонено континентално подножие. В активните крайнини турбидити запълват дълбоководните жлебове, като самите турбидитни течения се движат по дължината на жлебовете. Повечето турбидити са изградени от пясъци, алевритни пясъци и псефит-съдържащи пясъци, прослоени с пелагични тини. Отличават се нормална градация и различни по своята пълнота цикли на Bouma, като при много от тях липсва или базалният елемент А, или горната част (елементи D-E), или и двете.

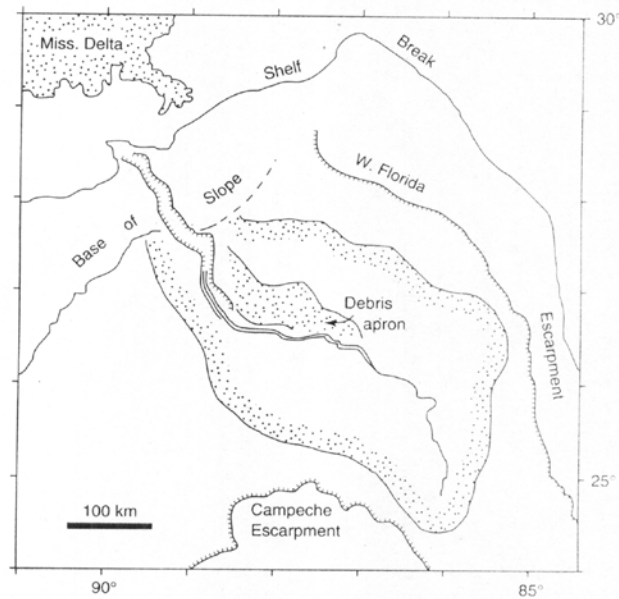
В основата на всеки цикъл са характерни следи от водовъртежи, влачене и натоварване (flute, groove, load casts). Освен псамитните турбидити, в много части на океанското дъно се образуват и тинести турбидити. Те са изградени от алеврит и пелит с нормална градационна слоестост, ламинация или масивна текстура, без да е налице интензивна биотурбация. Турбидитите са типични понастоящем за пасивните континентални крайнини, както и за заддъговите и преддъговите сектори на активните крайнини. Според един от най-популярните модели за турбидитна седиментация, в

подводните конуси се различават горен, среден и долен конус, както и т. нар. изоставени и активни надконуси (suprafans) (фиг. 13.6).



Фиг. 13.6. Схематично изображение в план на подводен конус. Този модел подчертава наличието на активни и изоставени надконуси

По-новите изследвания обаче потвърждават хипотезата, че подводните конуси се образуват чрез комбинация от процеси, а не от седиментация единствено чрез турбидитни потоци. Най-големите установени съвременни конуси са тези, разположени край реките Амазонка, Мисисипи (фиг. 13.7) и Рона, по крайбрежието на Индия и Пакистан, и тези до Нюфаундленд. Опитите да се обвържат характеристиките на съвременните подводни конуси с древните турбидитни системи се натъкват на съществени различия в техния мащаб и природа. Това не позволява директното прилагане на актуалистичните модели за интерпретация на древните конусни отложения.

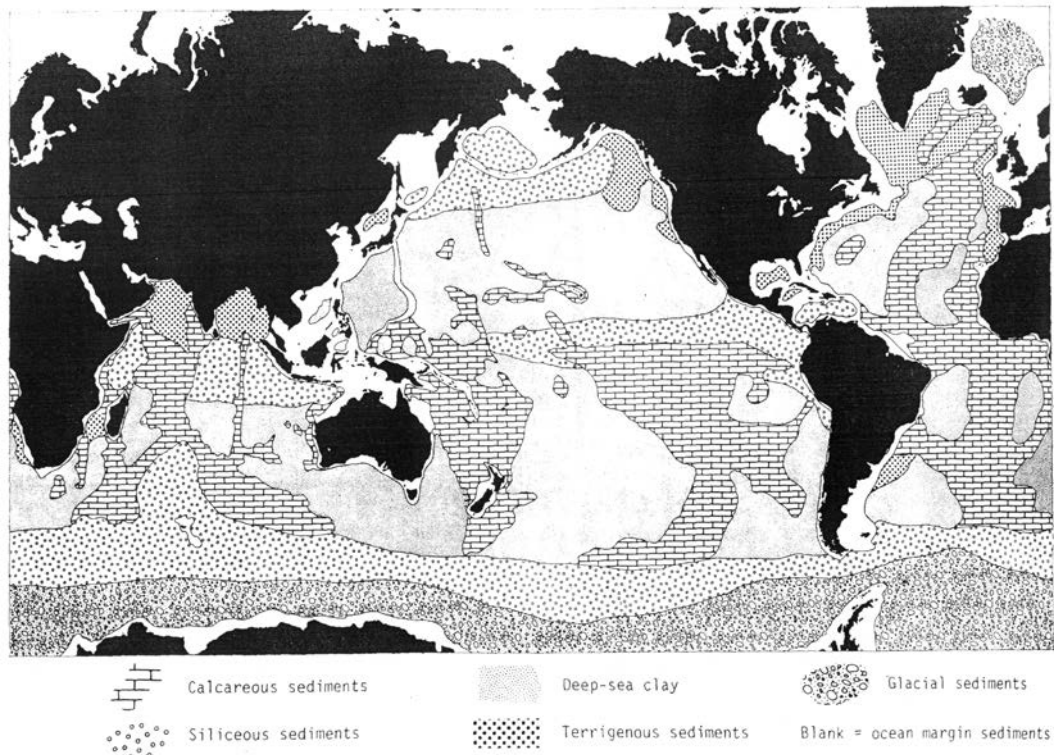


Фиг. 13.7. Местоположение и обща конфигурация на подводния конус край река Мисисипи (на базата на сеизмостратиграфски данни)

Контурити. Сондирането на утайки от съвременните континентални подножия показва освен наличие на турбидити, наличие на тинести и пясъчливи утайки, интерпретирани като контурити. Пясъчните контурити се срещат като тънки неправилни (<1-5 cm) или по-дебели (5-25 cm) слоеве, които са масивни до силно биотурбирани, или имат харизонтална и кдса ламинация. Зърновият размер е главно дребен псамит до едър алеврит, а сортировката е слаба до умерена. Контуритите имат резки или преходни слоеви повърхнини, а понякога вътре в слоевете се наблюдава градационно подреждане на материала, който е представен от теригенни и биогенни компоненти. На свой ред тинестите контурити представляват алевритови до пясъчливи глини. Те са предимно хомогенни или силно биотурбирани, но при други се наблюдава слаба хоризонтална или лещовидна ламинация. Поради тези характеристики различаването на тинестите контурити от хемипелагитите е доста трудно. Пясъчливите и тинестите контурити най-често са прослоени едни с други. Предполага се, че досегашната оценка на потенциала на транспорт на контуритните течения е занижен, особено във връзка със споменатите по-горе „абисални щормове”. Най-масово развити понастоящем са контуритните утайки в континенталното подножие край бреговете на Северна Америка.

Ледниково-морски утайки. Тези отложения представляват слабо сортирани псефит-съдържащи пясъци или тини, с груба или добре оформена стратификация. Едрата фракция може да съдържа ръбести, изгладени или щриховани късове. Този тип дълбоководни

седименти се наблюдават понастоящем във високите географски ширини, особено в пределите на Северния Атлантик, около Антарктида и в Норвежко море (фиг. 13.8).



Фиг. 13.8. Разпределение на доминиращите типове дълбоководни седименти в съвременните океани

Свлачищни отложения. Тези седименти са изградени от по-рано отложени пелагични или теригенни утайки, свлечени надолу по склона посредством гравитационни процеси. Вследствие на това движение настъпват разломяване и деформация на отделни слоеве и цели пачки. Сонарни сканирания на океанското дъно показват наличието на свлачищни отложения по континентални склонове, отличаващи се с високи темпове на седиментация, като например тези край делтите на Рона и Мисисипи, както и по склонове с ледниково-морски отложения. Установено е, че свлачищните явления протичат еластично или пластично, като в първия случай вътрешната деформация е незначителна.

Пелагични отложения

Този термин е бил дефиниран по различни начини, но генерално означава седимент отложен далече от влиянието на сушата чрез бавно потъване на твърди частици от суспензия. По-голямата част от пелагичните утайки са изградени от пелит с теригенен или пирокластичен характер, но е възможно значителното наличие на планктонни останки с алевитен до псамитен размер. При т. нар. пелагични глини над 2/3 от обема се пада на

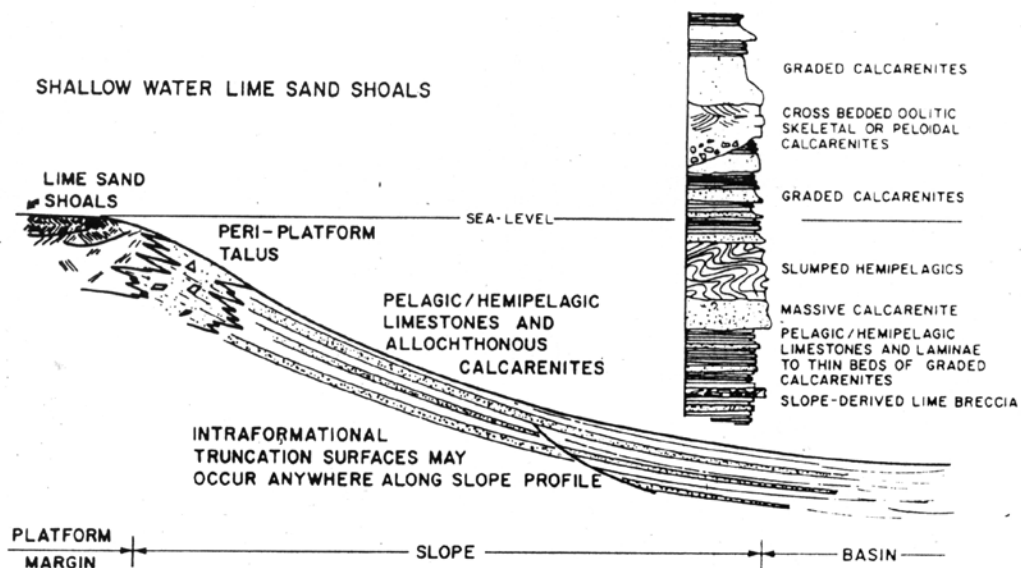
глина, състояща се от глинести минерали, зоолити, железни оксиди, ветрово-транспортиран прах и вулканска пепел. Това са предимно червеникави до червено-кафяви отложения вследствие на окисление от аеробни дълбоки води в райони с бавна седиментация. Тези глини покриват широки площи от днешните океани под дълбочина 4500 m. На свой ред биогенните тини съдържат обемно над 2/3 скелетен материал и биват варовити (calcareous) и кремъчни (siliceous). При първите доминират останки от фораминифери и нанофосили като коколитови водорасли, но се срещат и по-едри черупки от птероподи (планктонни молюски). Варовитите биогенни тини са широко разпространени понастоящем на дълбочини, по-малки от 4500 m (контролирани от компенсационното ниво на CaCO_3), предимно в Атлантическия океан. В дълбоките части на Тихия океан те се установяват върху позитивни топографски образувания. Литифицираните еквиваленти на тези утайки се наричат креда (chalk). Кремъчните тини са особено характерни днес за високите географски ширини, образувайки пояс с широчина над 200 km в Южното полукълбо. Интересно е обаче, че те са налични и в някои екваториални райони с upwelling течения, където продуктивността на кремъчните организми е висока поради доставката на хранителни вещества. Този тип пелагични отложения са изградени първично от скелети на диатомеи и радиоларии, но включват също силикофлагелати и спикули от кремъчни гъби. В частност диатомейните отложения са характерни за високите географски ширини, а радиоларийните – за екваториалните райони. Планктонните утайки, отлагани върху стръмните склонове на подводни планини, хребети и други възвишения, могат да бъдат преотложени в съседни части на басейна чрез турбидитни течения или свлачищни процеси.

Карбонатни отложения

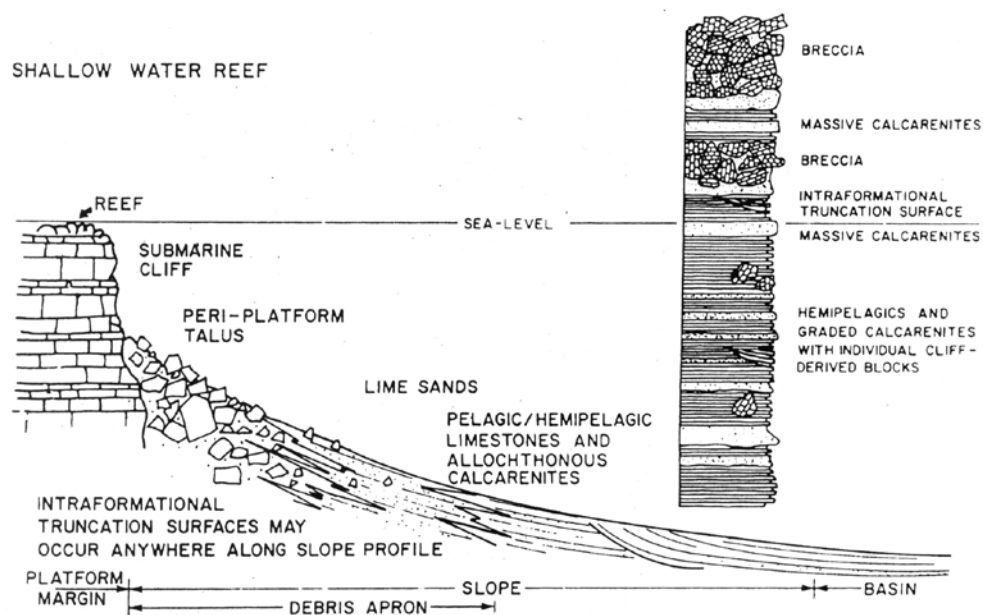
Макар че карбонатните отложения са главно плитководни, в някои части на дълбокия океан днес също се образуват карбонатни утайки. Такива са идентифицирани и в древни карбонатни скали с фанерозойска възраст. Както беше отбелязано, карбонатният материал се генерира в пределите на шелфа, а в дълбоките води не съществува друг източник освен т. нар. „пелагичен дъжд”. Следователно материалът в дълбоководието бива транспортиран чрез щормови вълни, турбидитни течения, дебритни и зърнови потоци, свличания, хлъзгания и дори подводни срутвания. Така отложенията върху континенталния склон и в океанския басейн са изградени предимно от биокласти и цели късове, произхождащи от рифовия фронт. Също така податливи на транспорт са варовити тини и отложения на плитчини (shoals) от периферията на шелфа. Съвременни склонови карбонатни седименти са установени в района на Бахама, Флорида, Ямайка, Белиз, Гранд

Кайман, североизточното австралийско крайбрежие, както и няколко атола в Тихия и Индийския океан. Интересен факт е, че тези утайки са почти чисти карбонати, за разлика от редица древни аналози, които включват изобилен силицикластичен материал.

Склоновите карбонати се разделят условно на пет типа. *Хемипелагичните карбонатни седименти (понякога наричани периплатформени биогенни тини)* се утаяват от водния стълб повече или по-малко постоянно. Тяхната акумулация се засилва от периодични доставки на финозърнест материал от шелфа чрез щормове или топли, набогатени на седимент води, които се носят над хладните басейнови води вследствие на приливно-отливна обмяна. Вторият тип е *периплатформеният талус*, състоящ се от варовикови блокове, рифови останки, варовит псамит и тиня, които се акумулират директно отвъд рифовете и плитчините на външния шелф. Те възникват главно като следствие от срутвания и зърнови потоци, идващи от плитководието. *Карбонатните брекчи и конгломерати* произхождат както от шелфа, така и от самия континентален склон. Те включват карбонатни литокласти с всякакви размери и обикновено матрикс, съдържащ варовита тиня, карбонатен псамит и глина. По вътрешен строеж тези отложения са хаотични, имбрикирани, хоризонтални, вертикални и дори градационни. Те биват транспортирани по склона посредством дебритни потоци и други гравитационни механизми. Така наречените *градационни калкаренити (варовити турбидити)* са карбонатни еквиваленти на силицикластичните турбидити. Те имат рязка, хоризонтална долна пластова граница, без йероглифи по нея. Възможни са вертикални последователности на *Вопта*, но по-често е представен само елемент А (и по-рядко елементи В и С). Градационните калкаренити се образуват както по континенталния склон, така и в неговата основа. Тези карбонатни турбидити произхождат главно от нелитифицирани карбонатни пясъци, разположени близо до шелфовата периферия, и от фини утайки, натрупани по самия склон. *Неградационните калкаренити (грейнстоуни и пакстоуни)* са масивни до кдсосоести варовити псамити с рязка долна пластова граница и лещовидна до неправилна геометрия на седиментните тела.



Фиг. 13.9. Постепенен преход от платформата към континенталния склон, характеризиращ се с плитководни варовито-песъчливи плитчини. Литофациалната колонка вдясно показва хипотетична вертикална последователност на отложения, образувани в рамките на прилежащия басейн



Фиг. 13.10. Рязък преход от платформата към континенталния склон, характеризиращ се с плитководен риф. Литофациалната колонка вдясно показва хипотетична вертикална последователност на отложения, образувани в прилежащия басейн

Тези отложения съдържат променливи количества варовита тиня и вероятно се формират посредством зърнови потоци. Според друга хипотеза, те представляват по-рано отложени седименти, които са били преработени от контурни течения.

Разпределението на карбонатните фацисии по континенталния склон и в океанския басейн зависи пряко от характера на утайките по шелфовата периферия (представляващи естествен източник на материал), наличието или липсата на платформен ръб, както и топографския релеф между платформата и басейна. Възможни са постепенен (depositional margin) и рязък преход (by-pass margin) от платформата към склона, които са илюстрирани заедно с техните фацисии и вертикални последователности съответно, на **фиг. 13.9** и **13.10**.

Древни дълбоководни седименти

С изключение на турбидитите, древните дълбокоморски утайки са по-редки от плиткоморските поради ниския си потенциал на съхранение и ограничената възможност за изнасяне на земната повърхност. Все пак те са известни от скали, имащи всякакви възрасти. Обикновено древните дълбокоморски седименти се състоят от пелагични и хемипелагични алевропелити, турбидитни пясъчници и конгломерати, слоести силицити (прекрystalizирани кремъчни тини), креда и мергели (консолидирани варовити тини), варовикови брекчи (склонови седименти) и карбонатни турбидити. Всички тези отложения са типично финозърнести, с изключение на турбидитите и варовиковите брекчи. За разлика от турбидитите, повечето дълбокоморски скали не показват диагностични, закономерно изменящи се вертикални последователности.

Седиментните текстури включват предимно хоризонтална ламинация, макар че рипъл-марки и градационна слоестост са характерни конкретно за турбидитите, а някои контурити се отличават също с къса ламинация. Стратификацията на повечето дълбокоморски скали е отчетливо проявена и издържана латерално. В частност, турбидитите показват обикновено повтарящи се вертикално, тънки градационни единици, означавани като ритмити (същите отложения се наричат още флишки фацис). Цветовете на океанските седименти са най-често тъмносиви до черни, като червените пелагични глини са относително редки. Биотурбация е проявена в различна степен (или липсва), като ихнофосилните асоциации са строго специфични. Основната разлика спрямо шелфовите утайки се свежда до изобилното наличие на останки от планктонни организми. В по-старите скали освен изброените по-горе организми се срещат още амонити и граптолити. Като цяло дълбокоморските древни отложения се простират под формата на обширни плоски тела, които нерядко покриват скали от океанската кора, като например подводни базалти и офиолитни асоциации (серпентинизирани перидотити, дунити, габра, базични дайки и пилоу-лави).

ОСНОВНА ЛИТЕРАТУРА

- Boggs, S. 2011. Principles of sedimentology and stratigraphy (5th edition). Englewood Cliffs, Prentice Hall, 575 p.
- James, N. P., B. Jones. 2016. Origin of carbonate rocks. Oxford, John Wiley & Sons, 320 p.
- Posamentier, H. W., R. G. Walker (eds.). 2006. Facies models revisited. Tulsa, SEPM (Society for Sedimentary Geology), 527 p.
- Reading, H. G. 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy (3rd edition). Oxford, Blackwell, 704 p.
- Scholle, P. A., D. G. Bebout, C. H. Moore. (eds.) 1983. Carbonate depositional environments. – *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, 33, 708 p.
- Scholle, P. A., D. Spearing (eds.) 1983. Sandstone depositional environments. – *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, 31, 410 p.
- Selly, R. C. 2013. Ancient sedimentary environments: and their sub-surface diagnosis (4th edition). New York, Routledge, 320 p.
- Tucker, M. E., V. P. Wright. 1990. Carbonate sedimentology. Oxford, Blackwell, 482 p.
- Walker, R. G., N. P. James (eds.). 1992. Facies models: Response to sea level change. St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada, 409 p.
- Walker, R., N. P. James (eds.). 2010. Facies models 4. St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada, 586 p.

ДОПЪЛНИТЕЛНА ЛИТЕРАТУРА

- Градзински, Р., А. Костецкая, А. Радомски, Р. Унруг. 1980. Седиментология. М., Недра, 646 с.
- Кузнецов, В. Г. 2007. Литология. Осадочные горные породы и их изучение. М., Недра, 511 с.
- Лидер, М. Р. 1986. Седиментология (пер. с англ.). М., Мир, 439 с.
- Петтиджон, Ф. 1981. Осадочные породы (пер. с англ.). М., Недра, 750 с.
- Anadón, P., L. I. Cabrera, K. Kelts (eds.). 1991. Lacustrine facies analysis. International Association of Sedimentologists Special Publications, 13, Oxford, Blackwell, 318 p.
- Boggs, S. 2009. Petrology of sedimentary rocks (2nd edition). Cambridge, University Press, 600 p.
- Chamley, H. 1990. Sedimentology. Berlin, Springer, 325 p.
- Einsele, G. 2010. Sedimentary Basins: Evolution, facies, and sediment budget. Berlin, Springer, 792 p.
- Miall, A. 2014. Fluvial depositional systems. Cham-Heidelberg-New York-Dordrecht, Springer, 316 p.
- Nichols, G. 2009. Sedimentology and stratigraphy (2nd edition). Oxford, John Wiley & Sons, 432 p.
- Reineck, H., I. Singh. 1973. Depositional sedimentary environments. Berlin, Springer, 439 p.
- Selley, R. C. 2000. Applied sedimentology. London, Academic Press, 523 p.
- Wilson, J. L. 1975. Carbonate facies in geologic history. Berlin, Springer, 471 p.

СЪДЪРЖАНИЕ

| | |
|--|-----|
| ПРЕДГОВОР | 3 |
| 1. ОСНОВИ НА ФАЦИАЛНИЯ АНАЛИЗ | 5 |
| 2. АЛУВИАЛНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 21 |
| 3. ПУСТИННИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 37 |
| 4. ЛЕДНИКОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 45 |
| 5. ЕЗЕРНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 53 |
| 6. ДЕЛТОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 61 |
| 7. ПРИЛИВНО-ОТЛИВНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 77 |
| 8. ПЛАЖНИ И БАРИЕРНО-ОСТРОВНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 85 |
| 9. ЕСТУАРНИ И ЛАГУННИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 98 |
| 10. СИЛИЦИКЛАСТИЧНИ ШЕЛФОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 106 |
| 11. КАРБОНАТНИ ШЕЛФОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 121 |
| 12. РИФОВИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 135 |
| 13. ОКЕАНСКИ ДЪЛБОКОВОДНИ ОБСТАНОВКИ И ФАЦИЕСИ | 142 |
| ЛИТЕРАТУРА | 159 |