

WPROWADZENIE

Cel kursu:

Doskonalenie znajomości:

- podstawowych aspektów ukształtowania środowisk sedymentacyjnych,
- procesów sedymentacyjnych charakterystycznych dla głównych rodzajów środowisk sedymentacyjnych,
- rodzajów osadów deponowanych w głównych rodzajach środowisk sedymentacyjnych oraz cech tych osadów,
- sposobów rozpoznawania środowisk sedymentacji osadów kopalnych.

Kurs jest kontynuacją kursu sedymentologii. Dla pełnego zrozumienia treści kursu konieczna jest znajomość na poziomie prezentowanym na kursie sedymentologii:

- charakteru materiału osadowego,
- sposobów i uwarunkowań sedymentacji,
- rodzajów procesów sedymentacyjnych,
- sposobów zapisu genezy osadu.

Sposób realizacji kursu:

15 godzin wykładów (1 raz w tygodniu 2 godziny lekcyjne – 7 wykładów + jeden wykład 1 godz.).

Ważniejsza literatura:

Podręczniki:

1. **Zarys Sedymentologii.** R. Gradziński i in., 1986, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
2. **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**, H.G. Reading (redaktor), wydanie trzecie 1996, Wydawnictwo Blackwell Science.
3. **Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics**, M.R. Leeder, 1999, Wydawnictwo Blackwell Science.

Główne czasopisma:

1. **Sedimentology**
2. **Sedimentary Geology**
3. **Journal of Sedimentary Petrology**
4. **Journal of Sedimentary Research**
5. **Developments in Sedimentology**

Sposób zaliczenia kursu:

- egzamin pisemny z wiedzy i kompetencji odnośnie następujących zagadnień:
 - znajomość ukształtowania wszystkich głównych środowisk sedymentacyjnych pod względem geometrii, warunków fizycznych, chemicznych i biotycznych, procesów sedymentacyjnych i osadów,
 - umiejętność rozpoznawania osadów kopalnych środowisk sedymentacyjnych
 - umiejętność rozwiązywania problemów z zakresu środowiska sedymentacyjnego osadów kopalnych oraz prognozowania rozwoju środowisk współczesnych.

POJĘCIA PODSTAWOWE

Środowisko sedymentacyjne = obszar akumulacji osadu (tj. basen sedymentacyjny) wraz z panującymi w nim warunkami fizycznymi, chemicznymi i biotycznymi kształtującymi procesy sedymentacyjne i powstające osady.

Środowiska sedymentacyjne są to środowiska naturalne wyróżniane ze względu na rodzaj panujących w nich procesów sedymentacyjnych i charakteru gromadzonych osadów.

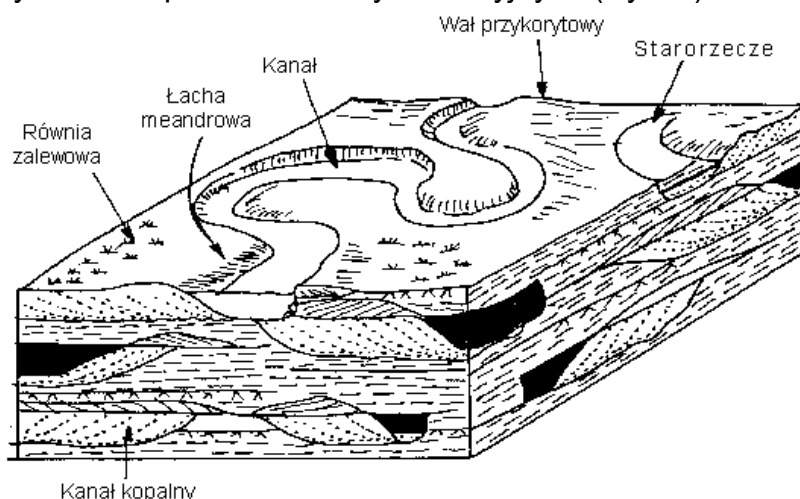
Środowiska sedymentacyjne kształtują osady pod względem facji oraz relacji przestrzennych między facjami, tym samym kształtują budowę wewnętrzną (architekturę stratygraficzną) serii osadowych.

Przestrzeń postrzegana z punktu widzenia rodzajów formowanych w niej osadów, ich wzajemnych relacji i genezy = **system depozycyjny**. Systemy depozycyjne wyrażają się swoistymi osadami, o określonych relacjach przestrzennych będących wyrazem uformowania w określonych środowiskach sedymentacyjnych. Badanie skał osadowych pod kątem rozpoznania ukształtowania i rodzaju systemu depozycyjnego, a tym samym środowiska w jakim zachodziła akumulacja osadu = **analiza facjalna**.

Środowiska sedymentacyjne mogą być dzielone na różny sposób, w zależności od potrzeb i doboru kryteriów.

Podział szczegółowy środowisk sedymentacyjnych:

Swoistym środowiskiem sedymentacyjnym jest każde miejsce wyróżniające się panującymi w nim procesami sedymentacyjnymi (Ryc. 1).



Ryc. 1. Przykład podziału środowiska rzeczno-łagodowego na subśrodowiska

Podziały uogólnione:

Podział najbardziej ogólny:

- **środowiska lądowe**, tj. środowiska z sedymentacją kształtowaną przez wiatr, wody opadowe, lodowiec, procesy chemiczne i biotyczne;

- **środowiska wodne**, tj. środowiska z sedymentacją w wodzie i kształtowaną przez wodę – zachodzące w niej procesy chemiczne i działalność życiową organizmów;
- **środowiska mieszane**, tj. lądowo-wodne, np. środowisko glacialne.

Podział standardowy:

Środowiska kontynentalne:

- rzeczne (w tym stożków napływowych),
- eoliczne,
- jeziorne.

Środowiska przejściowe:

- plażowe,
- deltowe,
- równi pływowych i estuariów,
- lagunowe.

Środowiska morskie:

- płytkomorskie,
- głębokomorskie.

Środowiska glacialne.

Podstawowe aspekty formowania skał osadowych wykazujące zróżnicowanie środowiskowe:

- charakter składników osadu podczas jego formowania,
- rodzaj procesów sedymentacyjnych,
- zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w przestrzeni,
- zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w czasie.

Rodzaje składników osadu wyróżniane ze względu na relację do formowania osadu:

- składniki ziarniste – przytransportowane do miejsca gromadzenia osadu w formie “ziaren” o różnej wielkości i budowie; są to na ogół składniki okruchowe (klastyczne), różne w różnych środowiskach, np. głównie lito-, bio-, lub wulkanoklasty
- składniki strątowe – wytrącane w miejscu i podczas formowania osadu;
 - nieorganogeniczne – kryształy wytrącone z wody,
 - organogeniczne – szkielety bentosu sesylnego, np. szkielety koralów, glonów rafowych.

Podstawowe rodzaje procesów sedymentacyjnych ze względu na sposób kształtowania materiału osadowego:

- procesy fizyczne,
- procesy chemiczne,
- procesy biotyczne.

Podstawowe rodzaje procesów sedymentacyjnych ze względu na sposób oddziaływania na osad:

- procesy depozycyjne,
- procesy erozyjne,
- procesy deformacyjne.

Sposób przebiegu poszczególnych rodzajów procesów sedymentacyjnych i ich efekt jest różny, zależnie od:

- rodzaju materiału osadowego,
- dynamiki procesu,
- czynnika napędzającego (dotyczy głównie procesów fizycznych).

Podstawowe rodzaje fizycznych procesów sedymentacyjnych zależnie od czynnika napędzającego:

- procesy napędzane przez płyny opływające materiał osadowy = **hydrauliczne procesy sedymentacyjne**,
- procesy napędzane przez ciężar materiału osadowego = **grawitacyjne procesy sedymentacyjne**.

Rodzaje hydraulicznych procesów sedymentacyjnych zależnie od rodzaju czynnika kształtującego:

- procesy kształtowane przez wodę,
- procesy kształtowane przez wiatr,
- procesy kształtowane przez lodowiec.

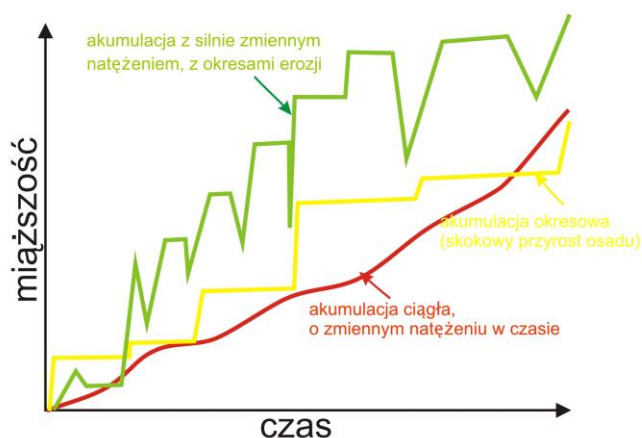
Sposób przebiegu poszczególnych rodzajów procesów sedymentacyjnych i ich efekt zależy od:

- rodzaju materiału osadowego,
- dynamiki procesu,
- czynnika napędzającego (dotyczy głównie procesów fizycznych).

Rodzaje procesów sedymentacyjnych ze względu na czas trwania i częstotliwość występowania:

- procesy normalne (sekularne) = procesy trwające "ciągle", procesy tła depozycyjnego, na ogół powolne,
- procesy zdarzeniowe (katastroficzne) = procesy pojawiające się okresowo, krótkotrwałe, zazwyczaj o dużym natężeniu,
- procesy wyjątkowe (wydarzeniowe) = procesy pojawiające się b. rzadko, o bardzo silnej dynamice i wyjątkowych efektach.

Akumulacja osadu w środowiskach naturalnych wykazuje różny przebieg (Ryc. 2).



Ryc. 2. Sposoby przebiegu akumulacji osadu w środowiskach naturalnych

Źródła energii procesów sedymentacyjnych:

- pole grawitacyjne Ziemi,
- promieniowanie słoneczne (klimat),
- diastrofizm,
- energia wiązań chemicznych.

Czynniki kontrolujące przebieg procesów sedymentacyjnych i rodzaj powstających osadów:

- czynniki zewnętrzne (pozaśrodowiskowe),
 - diastrofizm,
 - klimat,
- czynniki wewnętrzne (środowiskowe)
 - geometria środowiska,
 - energia środowiska,
 - rodzaj osadów,
 - biosfera.

Podstawowe czynniki bezpośrednie kształtujące fizyczne procesy sedymentacyjne:

- dostępność materiału osadowego,
- spadek powierzchni terenu (dna).

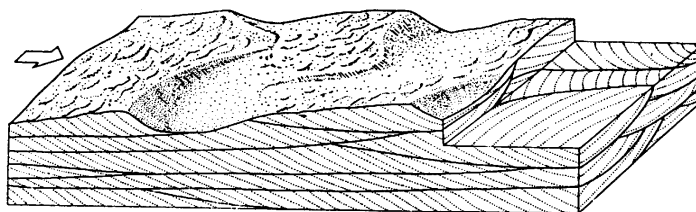
Sposoby transportu materiału osadowego:

- transport z podporządkowaniem ziaren oddziaływaniu płynu (transport hydrauliczny)
 - transport trakcyjny,
 - transport suspensyjny.
- transport z podporządkowaniem ruchu ziaren naprężeniom oddziaływającym na masę materiału osadowego i wymieszanego z nim płynu, i wynikającym z ciężaru całej masy materiału (transport grawitacyjny).

Podstawowe rodzaje depozycji ziarnistego materiału osadowego:

- depozycja ziarno po ziarnie
 - z trakcji (formy dna zależą od frakcji materiału i natężenia transportu).
 - z suspensji
- depozycja masowa
 - przez zamrażanie kohezyjne
 - przez zamrażanie cierne.

Sposób depozycji ziarnistego materiału osadowego zapisuje się w rozmieszczeniu przestrzennym składników (w strukturach sedymentacyjnych; np. Ryc. 3):



Ryc.3. Wielozestawy klinowego i rynnowego warstwowania przekątnego powstający przez sedymentację na dużych riplemarkach krętożrbietowych

Sedymencja chemiczna kształtuje osad zależnie od rodzaju działających procesów i ich przebiegu w czasie. Jej zróżnicowanie w czasie jest przyczyną laminarnej budowy speleotemów.

Sedymencja biotyczna kształtuje osad zależnie od rodzaju zaangażowanych organizmów, środowiska i przebiegu w czasie. Inne ukształtowanie teksturowe i strukturalne mają wapienie zbudowane ze szkieletów koralów gałęzkowych, a inną te, które są zbudowane ze szkieletów innych organizmów.

Znajomość przebiegu sedymencji w środowiskach naturalnych i ukształtowania formowanych w nich osadów ma podstawowe znaczenie dla:

- poznawania historii Ziemi,
- rozpoznawania architektury kopalnych systemów depozycyjnych,
- poszukiwania i eksploatacji surowców naturalnych,
- gospodarowania górotworem (np. zakładanie magazynów gazu, składowisk odpadów szkodliwych, składow CO₂),
- gospodarowania terenem oraz prognozowania jego naturalnego kształtowania.

ŚRODOWISKO RZECZNE

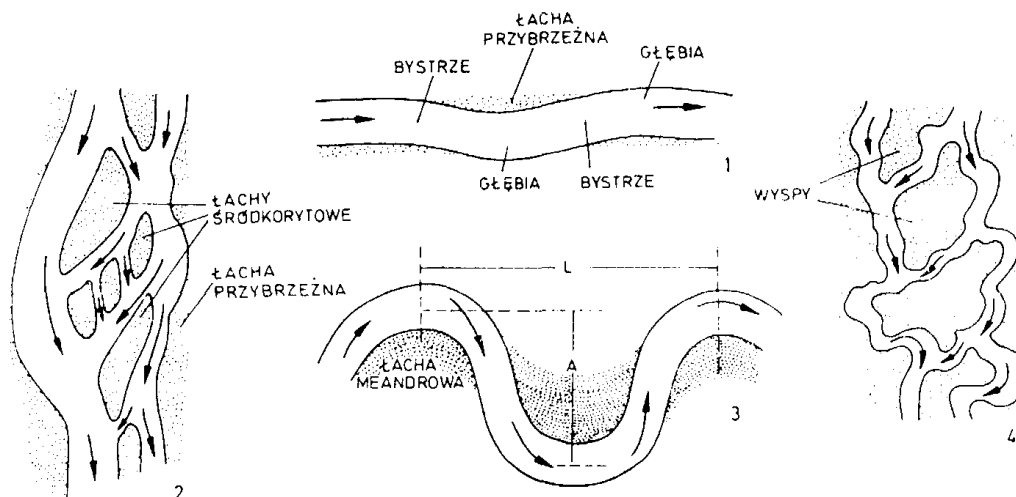
Środowisko kształtowane przez jednokierunkowy przepływ wody, w jednym lub wielu korytach, okresowo w otoczeniu koryt

Podstawowe elementy fizjograficzne środowiska rzecznego (podstawowe subśrodowiska):

- strefa korytowa – koryto/koryta rozdzielone łachami (wyspami),
- strefa pozakorytowa – równia zalewowa, często bagna, nieraz ze starorzeczami.

Typy rzek zależnie od morfologii (Ryc. 12.1):

- 1) **rzeki prostolinijne**: płyną jednym mało krętym korytem z wąskimi łachami przybrzeżnymi usytuowanymi naprzemianlegle; głównie odcinki źródłowe rzek; transport głównie trakcyjny;
- 2) **rzeki roztokowe**: płyną wieloma rozdzielającymi się i łączącymi korytami różnej wielkości, rozdzielonymi łachami śródkorytowymi (szeroki trakt korytowy); szybka migracja koryt; głębokość koryt niewielka w stosunku do szerokości; krętość koryt (*stosunek długości osi koryta głównego do długości osi doliny na danym odcinku*) z reguły poniżej 1,3; transportują dużo materiału okrucowego, głównie trakcyjnie; spadek większy niż rzek meandrujących, charakterystyczne dla obszarów górskich, podnóży gór, przedpola lodowców;
- 3) **rzeki meandrujące**: płyną jednym, silnie krętym korytem - w warunkach normalnego stanu wody; zakola przesuwają się stopniowo i co jakiś czas są odcinane tworząc starorzecza; krętość koryt często >2 ; głębokość znaczna w stosunku do szerokości; duży udział transportu zawiesinowego;
- 4) **rzeki anastomozujące**: płyną kilkoma nieregularnie wijącymi się, głębokimi korytami, rozdzielonymi ustabilizowanymi wyspami; transportują niemal wyłącznie zawiesinę; brzegi zbudowane z materiału kohezyjnego.



Rycina 12-1. Typy rzek

1 — rzeka prostolinijna, 2 — rzeka roztokowa, 3 — rzeka meandrująca (L — długość fali meandra, A — amplituda fali meandra), 4 — rzeka anastomozująca (Z: Gradziński i in., 1986)

Rzeki duże mają często budowę pośrednią między wymienionymi w w/w klasyfikacji.

Typ rzeki zależy od:

- spadku terenu,
- rodzaju materiału na obszarze zlewni,
- szaty roślinnej.

Typ rzeki zmienia się w jej biegu, nieraz powtarzająco.

Rzeki transportujące głównie zawieszinę cechują się stosunkiem szerokości do głębokości koryta <10 ;

Rzeki transportujące głównie trakcyjnie cechują się stosunkiem szerokości do głębokości koryta >40 .

Osady rzeczne = **aluwia** (osady fluwialne); są to osady okruchowe, głównie silikoklastyczne, piaszczyste, mułowe, żwirowe, podrzędnie torfy oraz ich zlitfikowane odpowiedniki (węgle brunatne, kamienne); duże zróżnicowanie pod względem stopnia obróbki ziaren oraz struktur sedymentacyjnych. Rodzaj osadu zależy od miejsca depozycji, dynamiki rzeki oraz rodzaju materiału dostępnego do przenoszenia.

Rzeki, w których odkładanie materiału przeważa nad erozją = **rzeki agradujące**

Podział osadów rzecznych zależnie od miejsca depozycji:

- osady korytowe - deponowane głównie z trakcji, w formie płaskich pokryw i wypukłych nasypów w środku koryta (**łach środkokorytowych**) i nasypów przy wypukłych brzegach koryt (*szczególnie rzek meandrujących*), jako **odsypy brzegowe, odsypy meandrowe**; są to głównie osady przyrostu bocznego;
- osady pozakorytowe – deponowane podczas powodzi, w dużej części z zawiesiny, przyrastające głównie pionowo na równiach zalewowych (tarasach zalewowych);
- osady starorzeczy – przyrastające pionowo, duży udział materiału organicznego.

Osady piaszczyste i żwirowe – depozycja głównie w korytach. Osad żwirowy, przemyty, pokrywający dno koryt = **bruk korytowy**.

Osady mułowe – depozycja głównie na równi zalewowej, podczas powodzi oraz w starorzeczach

Cechą charakterystyczną żwirów rzecznych jest podprądowa imbrykacja klastów

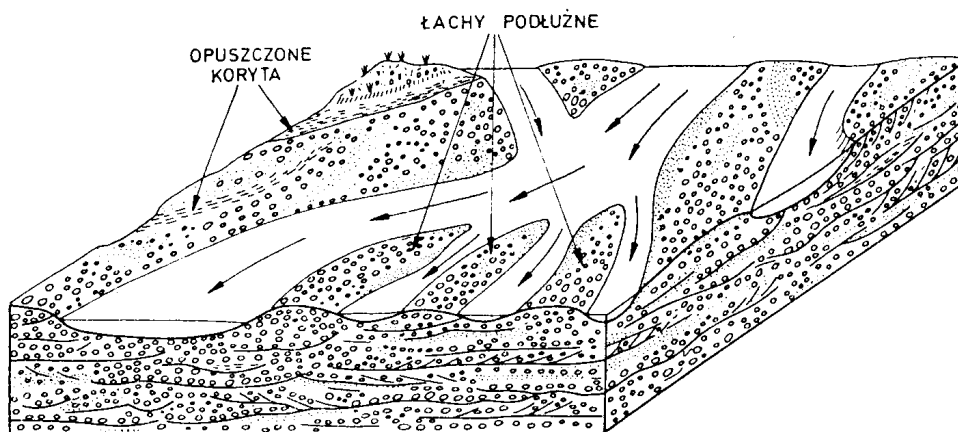
Rzeki roztokowe

Typy rz. roztokowych:

- żwirowe,
- piaszczyste.

Żwirowe rzeki roztokowe (Ryc. 12.2) płyną korytami oddzielonymi wydłużonymi, romboidalnymi łachami żwirowymi, przyrastającymi bocznie i ze spadkiem rzeki; dno koryt nieregularne, z brukiem korytowym; przy brzegu łach występują nasypy piaszczyste warstwowane przekątnie, z laminami zapadającymi w kierunku osi koryta.

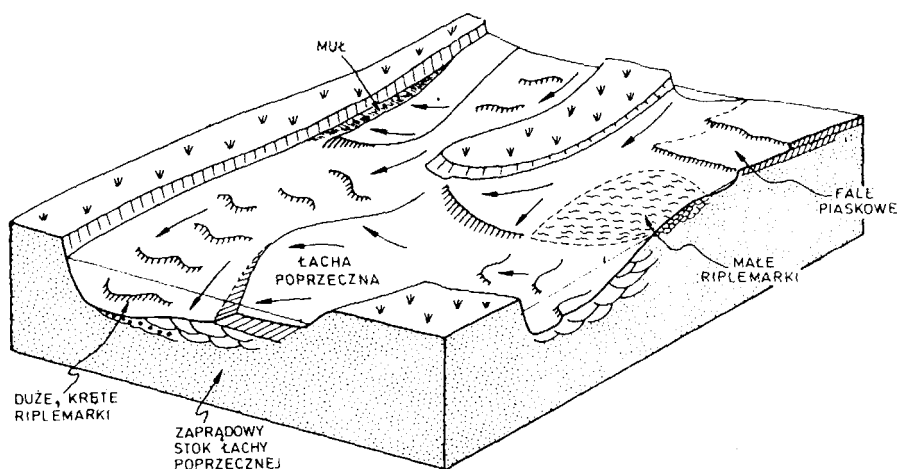
W przekroju pionowym osadów dominują masywne lub niewyraźnie poziomo warstwowane osady żwirowe o zwartym szkielecie ziarnowym, z zaprawową imbrykacją klastów. Osady piaszczyste wykazują warstwowanie przekątne rynnowe, tabularne i klinowe dużej i małej skali oraz laminację poziomą.



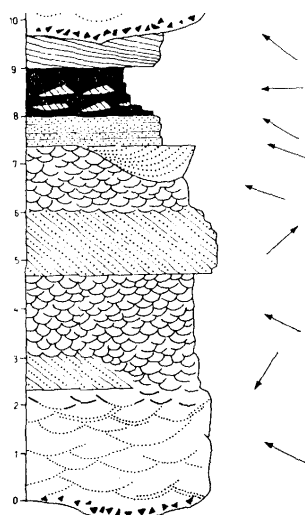
Rycina 12-2. Żwirowa rzeka roztokowa (Z: Gradziński i in., 1986)

Piaszczyste rzeki roztokowe (Ryc. 12.3) płyną korytami oddzielonymi łachami podłużnymi przyrastającymi boczenie i ze spadkiem rzeki oraz niższymi łachami poprzecznymi. W okresach przepływów normalnych dno w przegłębieniach koryt pokryte *diunami* (*riplemarkami dużymi*), z *riplemarkami małymi* na zboczach odprądowych; płycizny z *falami piaskowymi* i *małymi riplemarkami*. Lokalnie dno płaskie pokryte *drobnym brukiem*. W okresach wezbrań częste dno płaskie. Na obrzeżach koryt pokrywy mułowe.

W przekroju pionowym osadów przeważają osady piaszczyste warstwowane przekątnie w dużej skali tabularnie i rynnowo; podrzędny udział osadów piaszczystych laminowanych poziomo i przekątnie w małej skali oraz osadów mułowych, nieraz warstwy z intraklastami. Osady tworzą sekwencje facji o ziarnie drobniejącym ku górze, o miąższości kilku metrów (Ryc. 12.4).



Rycina 12-3. Piaszczysta rzeka roztokowa (według: Cant 1978, zmienione)
(Z: Gradziński i in., 1986)



Rycina 12-4.
Modelowa sekwencja z formacji Battery Point Sandstone interpretowanej jako aluwia piaszczystej rzeki roztokowej (według: Cant & Walker 1976)
Po prawej kierunki warstwowania przekątnego w poszczególnych facjach (Z: GRadziński i in., 1986)

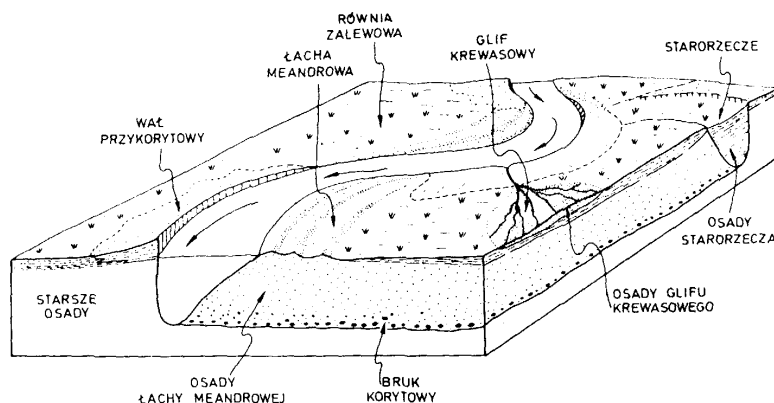
Rzeki meandrujące

Rzeki transportujące głównie piasek i materiał drobniejszy. Materiał transportowany trakcyjnie deponowany głównie w korycie.

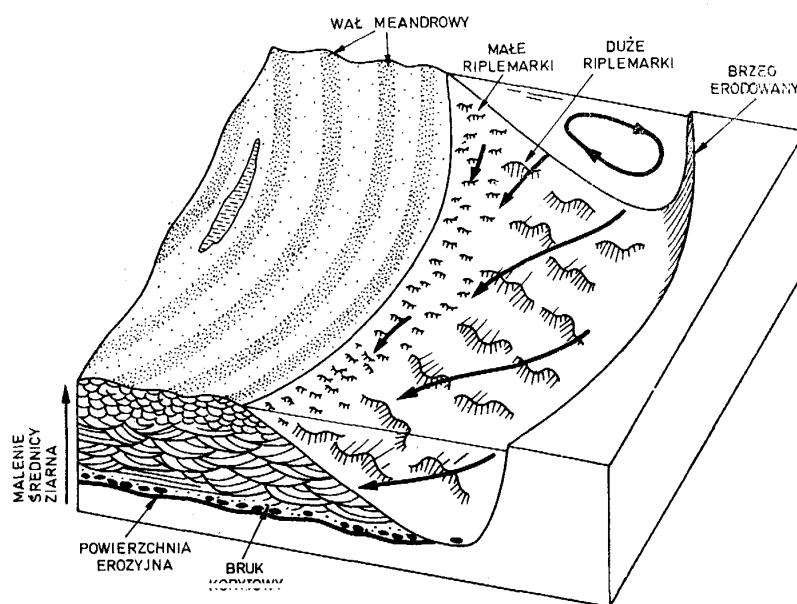
Strefa lateralnej migracji koryta wyznacza **pas meandrowy**. W jego obrębie dominują osady korytowe oraz osady wałów przykorytowych. W otoczeniu pasa meandrowego dominują osady pozakorytowe deponowane podczas powodzi. Szybszy przyrost pionowy pasa meandrowego powoduje przerzucanie pasa meandrowego (**awulsję rzeki**).

Elementy fizjograficzne doliny rzeki meandrującej (Ryc. 12.5):

- koryto,
- zakole,
- bystrze,
- łacha meandrowa,
- wał przykorytowy,
- krewasa (bruzda rozcinająca wał przykorytowy),
- glif krewasowy (stożek napływowy u wylotu krewasy na równię zalewową),
- koryto przelewowe (rozcinające łachę) i nasyp u jego wylotu,
- starorzecze.



Rycina 12-5. Rzeka meandrująca i związane z nią subśrodowiska sedimentacyjne (według: J. R. L. Allen 1965a, zmienione), (Z: Gradziński i in., 1986)



Rycina 12-6 . Depozycja w obrębie łachy meandrowej (rysunek modelowy) (według J. R. L. Allen, 1970b, zmienione) (Z: Gradziński i in., 1986)

Procesy transportu i sedymentacji w rzekach meandrujących są kształtowane przez:

- spiralny przepływ wody w korycie,
- położenie głównego nurtu przy wklęsłym brzegu koryta (Ryc. 12.6).

Dno w strefie głównego nurtu oraz w bystrzach pokryte brukiem korytowym, ze smugami prądowymi oraz dużymi i/lub małymi riplemarkami od strony łachy. W obrębie koryta dominuje boczny przyrost osadów – osadzanie na łachach kształtowane przez spadającą w górę łachy dynamikę wody (riplemarki duże w dolnej części łachy, riplemarki małe w części górnej).

Osady dolin rzek meandrujących:

Osady korytowe: cienka warstwa osadu żwirowego tworzącego bruk korytowy przykryta, osadem piaszczystym łachy meandrowej wykazującym warstwowanie skośne z zestawami warstwowanymi przekątnie wielkoskalowo, rynnowo w dolnej części łachy i w małej skali w górnej części łachy, nieraz warstwowania przekątne tabularne.

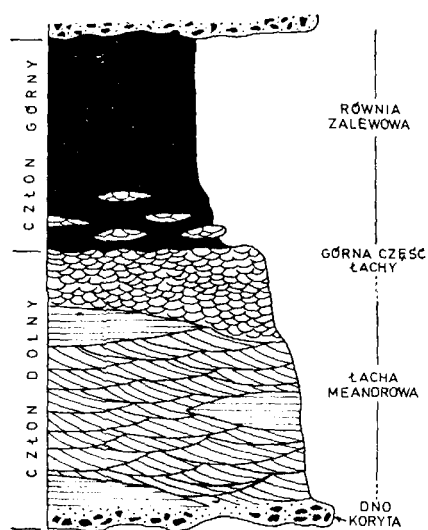
Osady pozakorytowe:

Osady wałów przykorytowych (rozwijają się po zewnętrznej stronie zakoli) – głównie muł i bardzo drobnopiękisty piasek laminowany faliście, smużyście, przekątnie w małej skali ze strukturami korzeniowymi.

Osady glików krewasowych – piasek warstwowany przekątnie w małej, rzadziej dużej skali, nieraz z intraklastami mułowymi.

Osady równi zalewowej – głównie muły laminowane poziomo, podrzędnie soczewki piasków bardzo drobnopiękistych laminowanych przekątnie w małej skali; pospolite spękania błotne, struktury korzeniowe, warstwy utworów bogatych w materię roślinną, warstwy syderytu, nieraz warstwy kalicze.

Osady starorzeczy – soczewy mułów z dużą ilością materiału organicznego oraz przewarstwienia lub soczewy torfu, węgla.

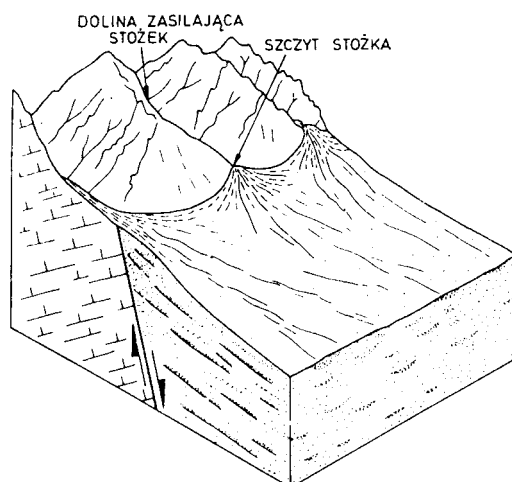


Rycina 12-7. Modelowa sekwencja osadów rzeki meandrującej (według J. R. L. Allen 1970a, zmienione).
(Z: Gradziński i in. 1986)

W przekroju pionowym osady rzek meandrujących zapisują się sekwencjami facji o ziarnie drobniejącym ku górze, z członem dolnym piaszczystym zbudowanym z osadów korytowych i członem górnym w przewadze mułowym zbudowanym z osadów pozakorytowych (Ryc. 12.7).

ŚRODOWISKO STOŻKÓW NAPŁYWOWYCH

Stożek napływowy (aluwialny): wachlarzowe nagromadzenie osadów naniesionych przez wodę. Rozwijają się u wyloty doliny na obszar o wyraźnie mniejszym spadku (spadek nośności rzeki wraz ze zmniejszeniem spadku (Ryc. 12.8).



Rycina 12-8.
Stożek napływowy na skraju
wypiętrzonego masywu
(Z: Gradziński i in., 1986)

Szczególne rodzaje stożków napływowych:

- *stożki proluwialne* = u podnóży stromych stoków, o stromo nachylonej powierzchni, zbudowane z materiału splukiwanego ze stoków.
- *stożki torencjalne (stożki murowe)* = u wylotu stromych dolin, żlebów, o nierównej, stromo nachylonej powierzchni ($>10^\circ$), zbudowane z materiału żwirowego (głazowego) wymieszanego z materiałem mułowym dostarczanego głównie w spływach rumoszowych.
- *stożki sandrowe* = rozległe, płaskie, zbudowane z materiału piaszczysto-żwirowego, formowane przez rzeki proglacialne, zwykle rozwijające się od wylotu bramy lodowcowej. Połączone sandry tworzą *równiny sandrowe*.

Stożki napływowe u podnóża pasma górskiego łączące się ze sobą tworzą *nasypy piedmontowe*.

Rozległa, słabo nachylona równina podgórska w strefie suchej uformowana z łączących się ze sobą (zazębiających się) stożków napływowych, zbudowanych z materiału nanoszonego przez rzeki okresowe = *bahada* (hiszp. *bajada*).

Stożki napływowe przechodzą w kierunku spadku w równiny aluwialne, playa lub w delty.

Na powierzchni stożków występują koryta rozchodzące się „promieniście” od wierzchołka stożka; koryta na stożkach cechują się szybką migracją.

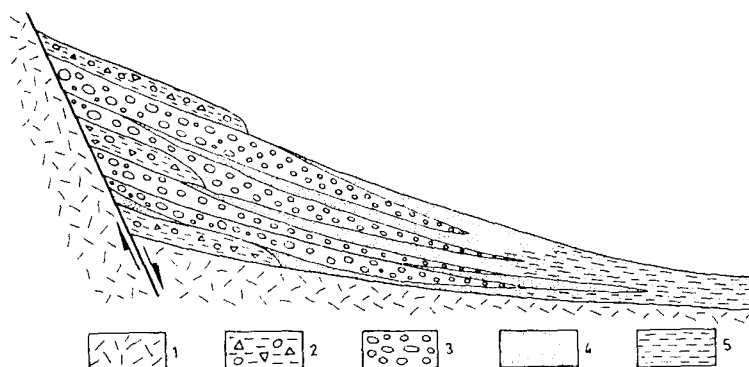
Powstawaniu stożków sprzyjają:

- duża ilość materiału na obszarze zlewni doliny macierzystej,
- duże wahania przepływu wody,
- brak szaty roślinnej.

Sposoby depozycji na stożkach napływowych:

- z trakcji ze strumienia wody w korycie,
- z trakcji ze spływów warstwowych,
- zamrażanie (krzepnięcie) spływów masowych – głównie spływów błotnych (głównie stożki proluwialne i torencjalne).

W części wierzchołkowej stożka gromadzi się materiał najgrubszych frakcji, silnie porowaty, w który wsiąka woda dopływającego tu strumienia – **osad przetakowy**.



Rycina 12-9. Modelowy przekrój stożka napływowego

1 — starsze skały, 2 — osady spływów materiału ziarnowego, 3 — żwiry, 4 — piaski, 5 — muły
(Z: Gradziński i in., 1986)

Typy i rozmieszczenie osadów (Ryc. 12-9):

Stożek górny (proksymalny):

- osady żwirowe warstwowane poziomo, o zwartym szkielecie ziarnowym, z imbrykacją otoczków (osady deponowane z trakcji);
- osady żwirowe masywne, o rozproszonym lub zwartym szkielecie ziarnowym, niefrakcjonowane lub z uziarnieniem odwróconym w dolnej części warstw (osady deponowane ze spływów masowych: błotnych - kohezyjnych lub rumoszowych - gęstościowo zmodyfikowanych spływów kolizyjnych sensu Lowe 1982).

Stożek dolny (dystalny):

zanik osadów żwirowych, wzrost udziału osadów piaszczystych laminowanych poziomo oraz przekątnie głównie w dużej skali; w strefie zaniku stożka wkładki osadów mułowych.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI KOLUWIÓW (stożki, fartuchy koluwialne)

Koluwia, są to osady deponowane na łądzie, u podstawy stoków wzniesień, w formie stożków i fartuchów, a także w żłebach i innych zagłębieniach na stokach wzniesień, przez spływy wód opadowych, rumoszowe, lawiny śnieżne, obrywy, pełznięcie lub kombinację tych procesów (Ryc. 12.10). Niektórzy do koluwiów zaliczają utwory osuwisk (np. Książkiewicz 1972).

PROCESY DEPOZYCJI					
CECHY SEDYMENTACYJNE	obrywy	sypyw rumoszu lawiny	sypyw śniegu	sypyw wody	
RODZAJ I GEOMETRIA OSADÓW wygląd przestrzenny					
przekrój pionowy					
TEKSTURA STRUKTURA					
UKŁOŻENIE KLASTÓW (WIEŻBA)					
ŹRÓDŁO RUMOSZU					

Ryc. 12.10. Geneza i cechy koluwiów wg Blikra i Nemec (1998)

Osady koluwiów to osady polifrakcyjne, mogą zawierać materiał okruchowy wszystkich frakcji, masywne, z niewyraźnym, nieregularnym warstwowaniem, powierzchniami erozji, mogą zawierać pogrzebane gleby. Proces formowania koluwium nazywany jest koluwiacją.

Stożki i fartuchy koluwalne cechują się nachyleniem powierzchni w ich górnej części pod kątem do 45°, łagodniejącym w dół, i zasięgiem poziomym zwykle poniżej kilkuset metrów.

Stożki koluwalne różnią się od stożków aluwialnych tak budową zewnętrzną jak i budową wewnętrzną, z zarazem rodzajami formujących je procesów (Ryc. 12.11).

Typowe charakterystyki	stożek koluwalny	stożek aluwialny
Lokalizacja geomorfol.	zbocza i podnóża gór (stożki zboczowe)	podnóża gór lub dno rozległych dolin rzecznych
Zasilanie	żleby	doliny lub kaniony śródgórskie
Lokalizacja wierzchołka	wysoko na zboczu góry (u wylotu żlebu)	u podstawy zboczy gór (wyloty dolin, kanionów)
Nachylenie powierzchni	35-45° przy wierzchołku do 15-20° u podstawy	rzadko > 10-15° przy wierzchołku, zazwyczaj < 1-5° u podstawy
Promień w planie	poniżej 0,5 km, rzadko do 1-1,5 km	często do 10 km, nieraz powyżej 100 km
Osady	głównie bardzo niedojrzały rumosz	żwir i piasek, niedojrzały do dojrzałego
Trendy granulometryczne	najgrubszy materiał u podstawy stożka	najgrubszy materiał w części wierzchołkowej
Procesy depozycji	lawiny, obrywy, spływy rumoszu i śniegu, podrzędnie spływy wody - głównie rynnowe	spływy rumoszu i spływy wody (strumienie roztokowe)
PRZYKŁADY		

Ryc. 12.11. Porównanie stożków koluwalnych i stożków aluwialnych według W. Nemeca (Uniwersytet Bergen), materiały nieopublikowane

Cechy charakterystyczne koluwiów:

- niska dojrzałość teksturowa, tj. bardzo złe wysortowanie (osady polifrakcyjne), brak lub słabe obtoczenie składników,
- masywne i niewyraźnie warstwowane równolegle oraz niskokątowo przekątnie,
- nieraz uziarnienie frakcjonalne odwrócone lub niepełne uziarnienie frakcjonalne normalne.

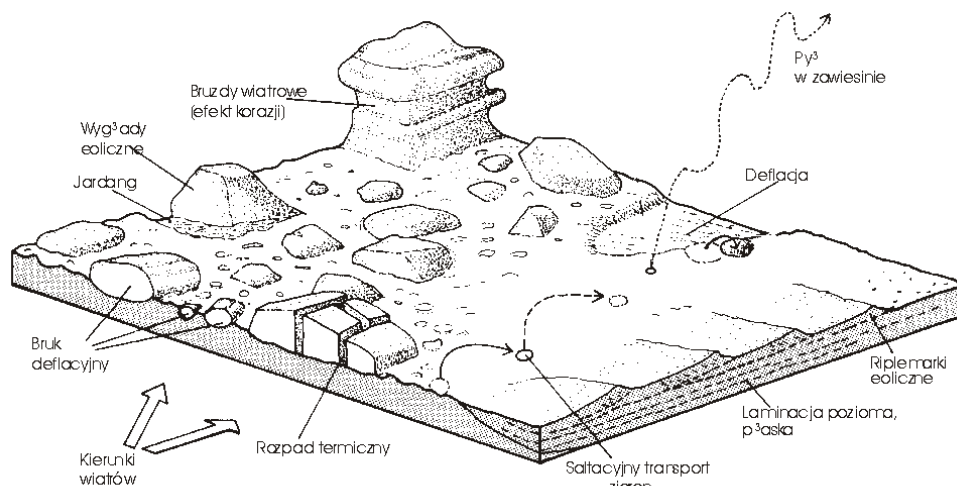
Mięszsze koluwia mogą zawierać bogaty zapis zmian klimatu we względnie długich przedziałach czasu, zawierając pogrzebane poziomy glebowe, szczątki roślin i zwierząt a także obiekty archeologiczne.

ŚRODOWISKO EOLICZNE

Środowisko formowania osadów głównie przez wiatr. Rozwija się na obszarach suchych oraz wzdłuż wybrzeży mórz z dużą podażą piasku.

Sposoby kształtowania osadu przez wiatr (Ryc. 13.1):

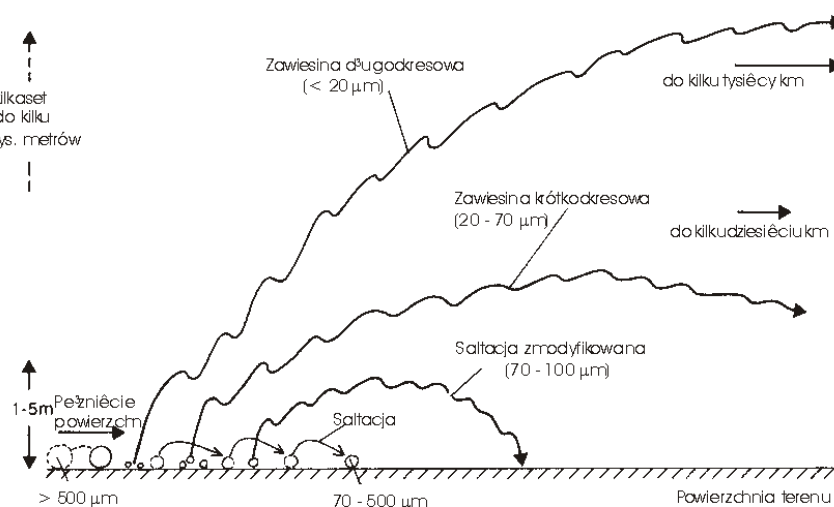
- obróbka ziaren – np. formowanie graniaków, matowienie powierzchni ziaren kwarcu,
- przeróbka osadu – np. formowanie bruków deflacyjnych i nisz deflacyjnych,
- gromadzenie osadu (sedymentacja osadu przenieszonego przez wiatr).



Ryc. 13.1. Eoliczne procesy sedymentacyjne, formowanie i cechy riplemarków piaskowych (za: Einsele, 1992)

Sposoby transportu materiału osadowego przez wiatr (Ryc. 13.2):

- transport trakcyjny,
 - transport saltacyjny (głównie ziarna 0,07–0,5 mm),
 - transport przez pełznięcie powierzchniowe (głównie ziarna 0,5–4mm),
- transport suspensyjny (głównie ziarna mniejsze od 0,07 mm).



Ryc. 13.2. Sposoby i uwarunkowania transportu eolicznego dla wiatrów o prędkości 10-20 cm/s, wg Einsele (1992)

Warunki sprzyjające intensywnej sedymentacji eolicznej:

- suchy klimat, uboga szata roślinna,
- obfitość piasku i pyłu na drodze lokalnych wiatrów,
- położenie w strefie spadku dynamiki silnych wiatrów (kotliny śródgórskie, zawietrzne ugięcia terenu – stoki zawietrzne; nadbrzeże strefy brzegowej mórz).

Główne rodzaje osadów:

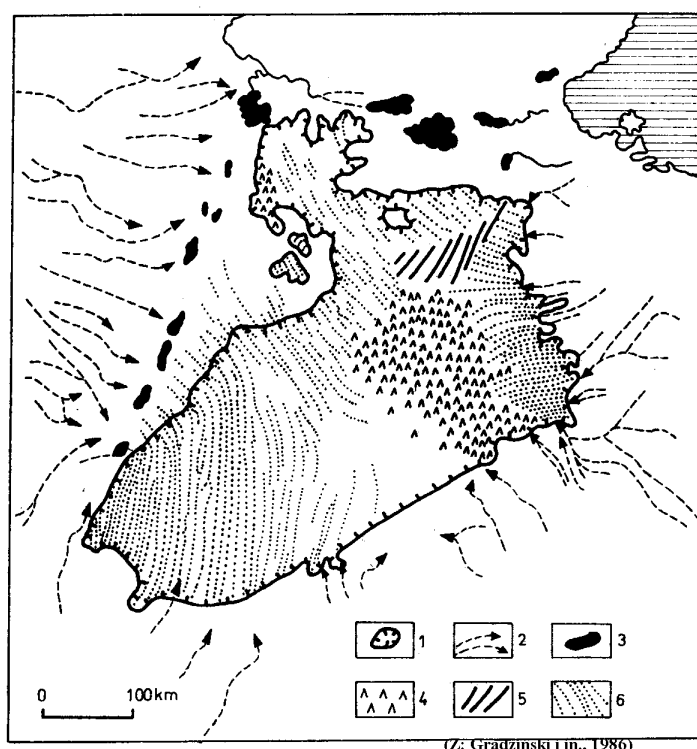
- piaski,
- pyły.

Barwa osadów:

- kremowa, rdzawa, czerwona – osady współczesne,
- czerwona, wiśniowa, kremowa – osady kopalne.

Rozmieszczenie osadów:

- centralne części kotlin śródgórskich (rozległe pokrywy piasków o dużej miąższości kształtowanych przez wiatr to ergi – morza piasków; Ryc. 13.3), osady eoliczne zazębiają się na obrzeżach z osadami playa i osadami aluwialnymi,
- zawietrzne załamania powierzchni terenu, po zawietrznej stronie wzniesień (w tym kęp roślinnych/roślin kępiastych),
- wybrzeża mórz.



(Z: Gradziński i in., 1986)

Ryc. 13.3. Rozmieszczenie osadów na pustyniach na przykładzie Sahary Centralnej. W środku Wielki Erg Wschodni, wg Allen, 1970. 1 – granice zewnętrzne ergu, 2 – rzeki okresowe, 3 – playa i okresowe jeziora, 4 – wydmy piramidalne, 5 – barchany i wydmy poprzeczne, 6 – wydmy podłużne (seify) (z: Gradziński et al. 1986)

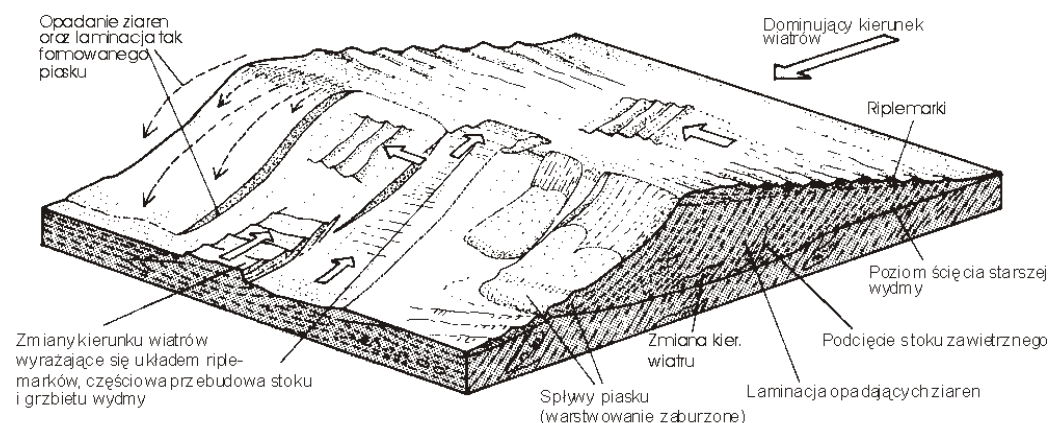
Formy akumulacji osadów eolicznych transportowanych trakcyjnie:

- formy proste:
 - riplemarki (piaskowe, żwirkowe, adhezyjne; Ryc. 13.4),

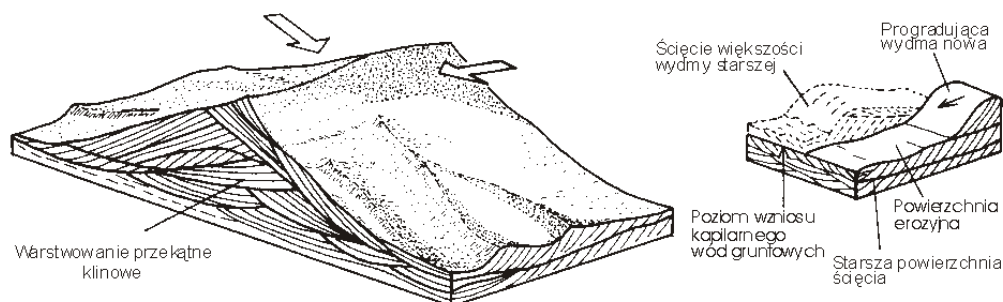
- powierzchnie płaskie (powierzchnie deflacyjne),
- formy złożone:
 - formy swobodnego oddziaływania wiatru i podłoża:
 - wydmy (Ryc. 13.5 – 13.6),
 - pokrywy piaszczysto-żwirowe (płaty piasku pokryte riplemarkami),
 - formy wymuszone ukształtowaniem terenu (występami, załomami, kępami roślin)
 - nasypy po zawietrznej stronie wyniosłości, załomów terenu.



Ryc. 13.4. Główne rodzaje wydym w odniesieniu do dominującego kierunku wiatrów. Od prawej do lewej: wzrost dostawy i akumulacji piasku oraz spadek prędkości migracji wydym (za: Einsele, 1992)



Ryc. 13.5. Formowanie i budowa dużej wydmy poprzecznej z głównie jednokierunkową laminacją przekątną, z nałożonymi riplemarkami kształtowanymi przez wiatry o różnych kierunkach (za: Einsele, 1992)



Ryc. 13.6. Przekrój poprzeczny przez hipotetyczną wydmy podługzną (sejfa) oraz ilustracja wpływu położenia poziomu wzniosu kapilarnego na ścinanie wydmy starszej (za: Einsele, 1992)

Na wydmach osad kształtowany przez transport na riplemarkach i osypywanie na stoku wydmy; stopniowe wypłaszczanie zawietrznego stoku wydmy w kierunku zawietrznej strefy międzywydmowej. W strefach międzywydmowych wywiewanie osadu z osiowej części strefy, wkraczanie piasku riplemarkami ze stoku wydmy, okresowe przerabianie przez wodę i organizmy (korzenie, bioturbacje zwierzęce).

Cechy osadów eolicznych (pustyniowych):

- osady piaszczyste i pylaste, nieraz z domieszką frakcji żwirkowej,
- różny stopień dojrzałości mineralnej,
- najczęściej piaski kwarcowe, rzadziej piaski arkozowe i gipsowe)
- dobre wysortowanie,
- zwykle skośność dodatnia rozkładu uziarnienia,
- wyłomy miseczkowe, płytki łupliwości na powierzchniach ziaren kwarcu,
- ziarna kwarcu często zaokrąglone, o matowej powierzchni,
- osady warstwowane przekątnie w dużej skali, głównie tabularnie (tangencjalnie) i klinowo w zestawach o miąższości od 1 do ponad 10 m, zestawy rozdzielane równoległe warstwowanymi osadami międzywydmowymi
- unimodalny kierunek zapadu lamin w wydmach poprzecznych,
- bimodalny kierunek zapadu lamin w sejfach,
- nieraz struktury deformacyjne (drobne uskoki, żłobki osypiskowe),
- rzadkie struktury biogeniczne (głównie w osadach międzywydmowych),
- spękania błotne, zwitki mułowe, riplemarki falowe, brodawki adhezyjne – w osadach międzywydmowych.

Osady eolicznego transportu suspensyjnego

Eoliczny transport suspensyjny obejmuje głównie ziarna frakcji pyłowej. Globalne systemy wiatrów mogą nieść drobnodziarnisty pył ($\phi < 10 \mu\text{m}$) na odległość kilku tysięcy kilometrów (Pye 1987) i osadzać go głównie w oceanach. Frakcje grubsze ($\sim 10\text{--}50 \mu\text{m}$), tworzące less, są transportowane na mniejsze odległości.

Zawiesina eoliczna osiada przy spadku prędkości i turbulencji wiatru oraz wzroście wilgotności powietrza. Depozycji sprzyja osiadanie pyłu na powierzchni pokryte roślinnością, położone na zawietrznych stokach lub w wilgotnych obniżeniach terenu. Współcześnie tempo osiadania pyłu na lądzie wynosi $10\text{--}200 \text{ g/m}^2/\text{rok}$, zaś w oceanie $0,1\text{--}>10 \text{ g/m}^2/\text{rok}$ (jest ważnym składnikiem osadów tła depozycyjnego). Na lądach największe nagromadzenia osadów zawiesziny eolicznej stanowią **lessy** i ich kopalne odpowiedniki nazywane **lessytami**.

Cechy charakterystyczne lessów:

- główny składnik to kwarc frakcji $20\text{--}50 \mu\text{m}$,
- dobre i bardzo dobre wysortowanie,
- warstwowanie niewyraźne,
- częste poziomy gleb kopalnych,
- częste ślady łodyg i korzeni roślin, skorupy ślimaków lądowych, rzadko szczątki innych zwierząt lądowych,
- orientacja długich osi ziaren równoległe do kierunku wiatru.

ŚRODOWISKO JEZIORNE

Środowisko o różnej genezie, silnie zróżnicowanych warunkach, procesach i osadach, zależnie od genezy jeziora i klimatu, krótkotrwałe geologicznie.

Klimat – podstawowy czynnik kształtujący osady i historię jezior.

Chemizm wód:

- zasolenie: od ułamka ‰ – >25 ‰;
- pH: 1,7 – 12 (najczęściej 6,0 – 9,0);
- Eh: ujemne (warunki redukcyjne) do dodatnich (warunki utleniające).

Warunki fizyczne:

- duże zróżnicowanie temperatury wody (geograficzne, roczne, batymetryczne – *epilimnion*, *hipolimnion*);
- obecność lub brak cyrkulacji wody (w pionie i/lub w poziomie).

Warunki ekologiczne:

- **jeziora oligotroficzne**: wody dobrze natlenione, ubogie w N i P, uboga biocenoza;
- **jeziora eutroficzne**: dobre natlenienie tylko w strefie przypowierzchniowej, wody zasobne w N i P, bujny rozwój planktonu, akumulacja osadów organicznych;
- **jeziora dystroficzne**: słabe natlenienie wód, ubogie w nutrienty, zasobne w związki humusowe, niskie pH, biocenoza uboga lub brak.

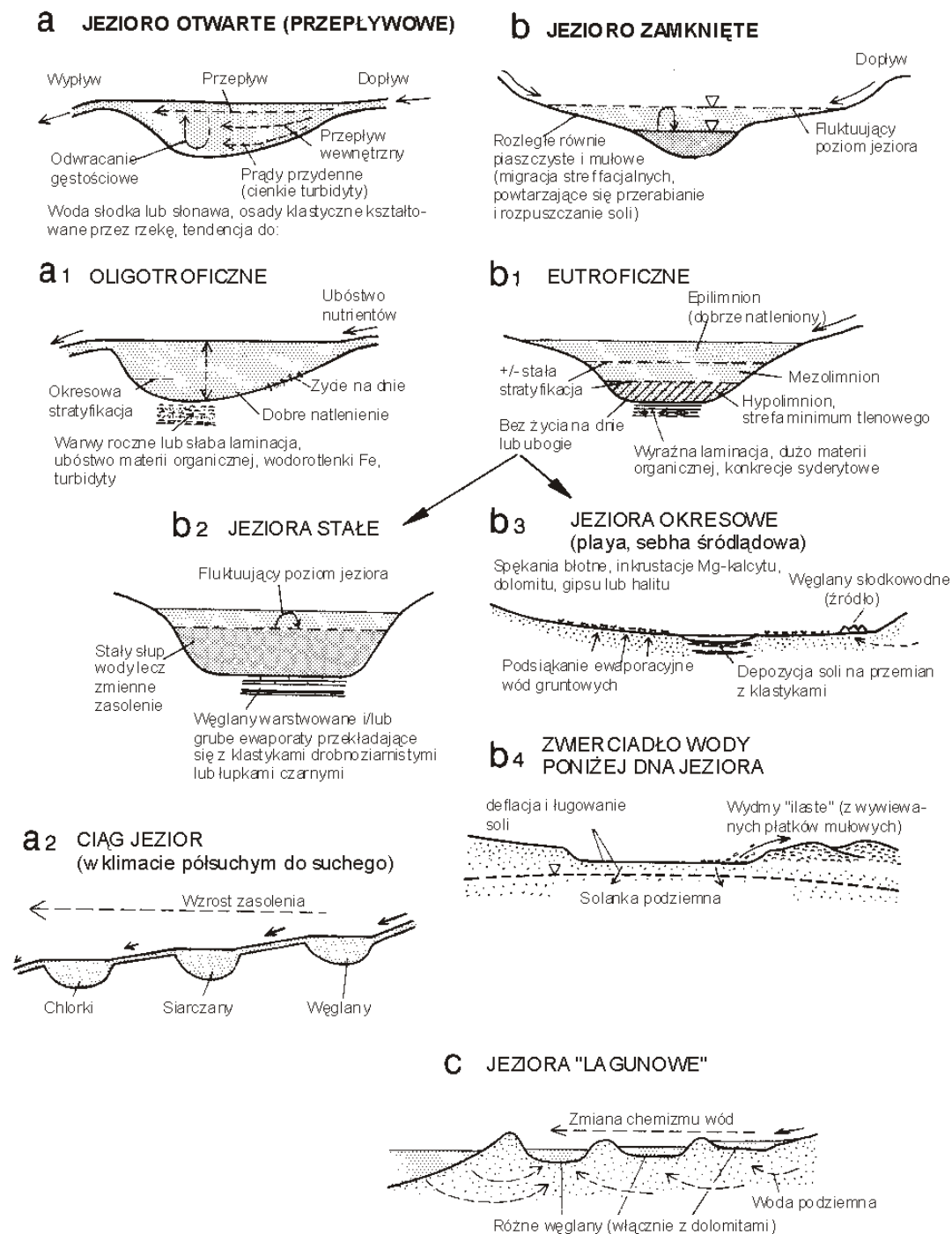
Sedymentologiczna klasyfikacja jezior (Fig. 14.1):

- **jeziora otwarte** (przepływowe) – jeziora z powierzchniowym odpływem wody, brak stratyfikacji wody, zazwyczaj oligotroficzne, nieraz ciągi jezior (w obszarach suchych występuje wzrost zasolenia wody w kierunku jezior położonych niżej);
- **jeziora zamknięte** (bezodpływowe) – brak odpływu powierzchniowego, często eutroficzne, ubytek wody na skutek parowania i/lub odpływu podziemnego jeziora stałe i okresowe (m.in. playa) – w obszarach suchych jeziora słone, gorzkie;
- **systemy jezioro – laguna – otwarte morze** – z sezonalną zmiennością chemizmu wody.

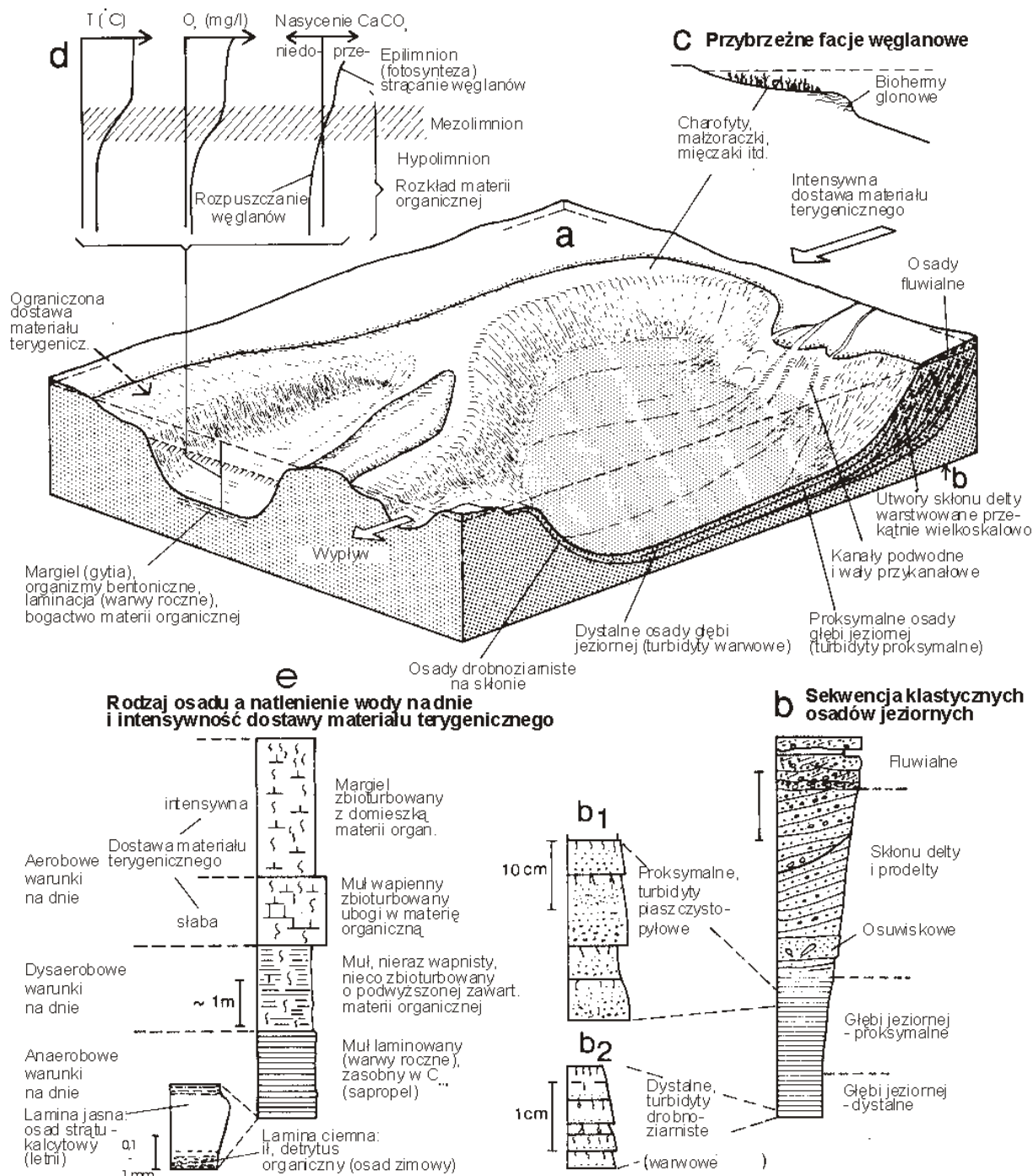
Typy osadów jeziornych (Fig. 14.2, 14.3):

- osady silikoklastyczne,
- osady biogeniczne,
- osady chemiczne,
- osady mieszane.

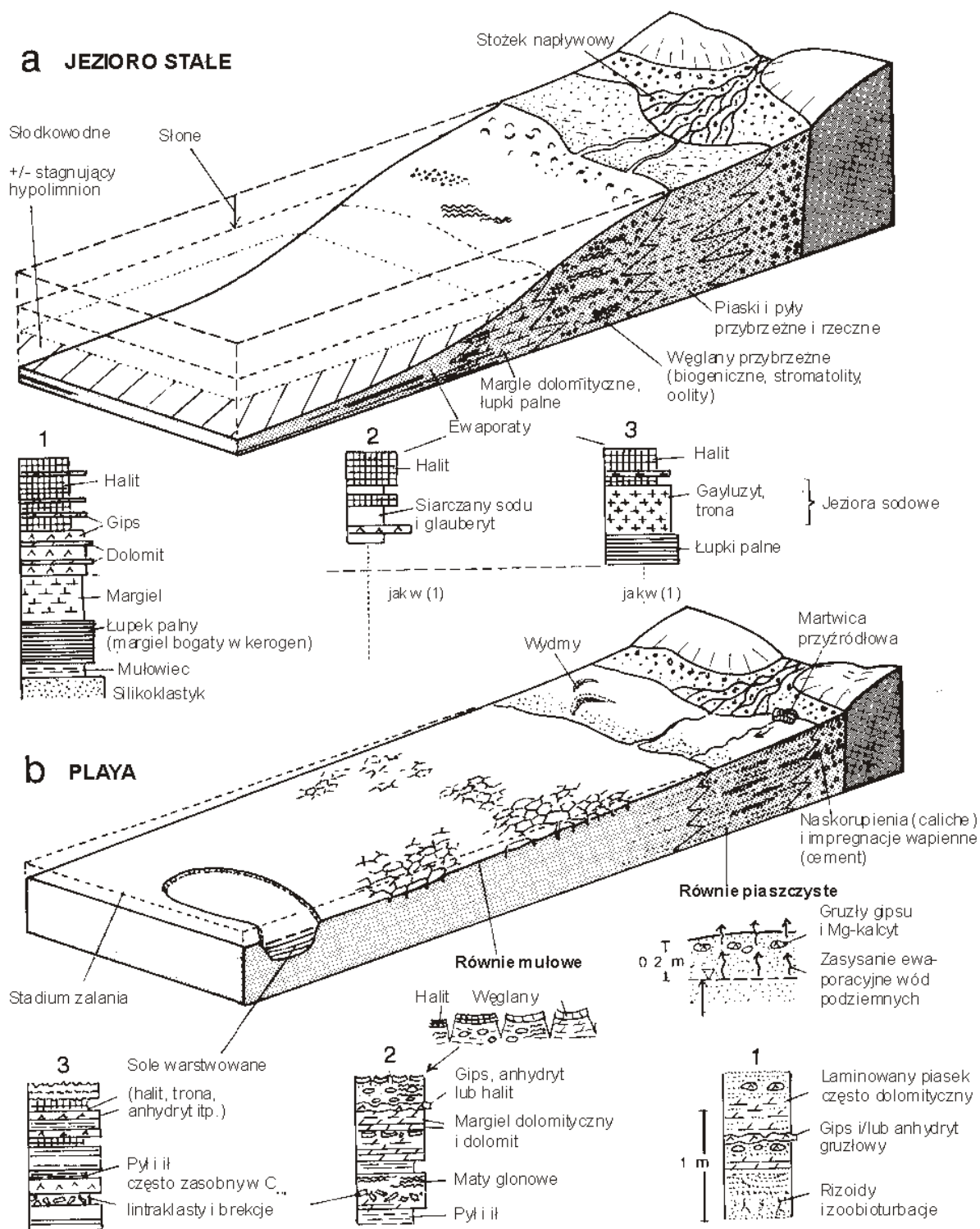
Osady silikoklastyczne: żwirowe – ilaste; osady gruboziarniste występują prawie wyłącznie w strefie przybrzeżnej, depozycja z prądów przydennych, ruchu falowego wody, depozycja ze słupa wody (opadanie zawiesiny); depozycja ze spływów masowych; największy udział muły i ły o ciemnoszarej i ciemnozielonej barwie.



Ryc. 14.1. Podstawowe rodzaje jezior i ich charakterystyki sedymentologiczne, według Einsele (1992), opracował S. Leszczyński



Ryc. 14.2. Sedymantacja w jeziorze otwartym o zróżnicowanej dostawie materiału terygenicznego i różnej twardości wody. Według Einsele (1992), opracował S. Leszczyński



Ryc. 14.3. Zgeneralizowane modele facji dla jezior stałych, słonych oraz jezior okresowych (playa, sebhá śródkontynentalna); a1-a3 – wyidealizowane sekwencje centrum jeziora: 1 – węglanowo-siarczanowo-chlorkowego, 2 – siarczanowo-chlorkowego, 3 – sodowo-chlorkowego; b1-b3 – pionowe sekwencje osadów: 1 – równi piaszczystej, 2 – równi mułowej, 3 – rezydualnego jeziora playa. Uwaga: część soli wytrącających się na powierzchni stref 1 i 2 ulega rozpuszczeniu podczas zalewów lub później - po pogrzebaniu osadu. Z: Einsele (1992), opracował S. Leszczyński

Osady biogeniczne:

- węglany: muszlowce, stromatolity, onkolity, maty glonowe, w dużej części kreda jeziorna;
- osady organiczne: – sapropel (ciemny, galaretowaty utwór organiczny złożony z gnijących szczątków roślin, zawierający 40 – 75 % $C_{org.}$ oraz minerały ilaste);
 - gytia (ciemny utwór zawierający 20 – 50 % materiału organicznego w postaci torfowego żelu sapropelowego ze szczątkami planktonu);
 - dy (ciemny galaretowaty utwór składający się wyłącznie z koloidalnych produktów rozkładu materiału roślinnego).

Osady chemiczne:

- węglany (strąty nieorganogeniczne) – zbudowane z kalcytu i, nieraz, dolomitu, w części kreda i margiel jeziorny;
- ewaporaty – gips, anhydryt, chlorki azotany, borany (patrz sedymentacja ewaporatów);
- koncentracje i naskorupienia tlenków, wodorotlenków i węglanów Fe.

Osady mieszane:

- osady silikoklastyczno-biogeniczne – m.in. margiel jeziorny;
- osady silikoklastyczno-chemiczne
- osady silikoklastyczno-chemiczno-biogeniczne.

Kryteria rozpoznawania osadów jezior kopalnych:

- na ogół niewielkie rozprzestrzenienie;
- często koncentryczne rozmieszczenie facji, z drobnieniem ziarna ku centrum basenu;
- zazębianie osadów z osadami rzecznyymi i osadami playa;
- zazwyczaj regresywne następstwo facji;
- stosunkowo duża ciągłość warstw;
- występowanie tanatocenoz słodkowodnych;
- zubożenie osadów w bor, lit, fluor i stront, wzbogacenie w gal;
- niewielkie zawartości ^{13}C ; duże zróżnicowanie stosunku $^{34}S/^{32}S$;
- występowanie laminacji warwowej w osadach drobnoziarnistych;
- rzadkie występowanie warstwowań przekątnych w dużej skali (możliwe w osadach wybrzeży dużych jezior).

ŚRODOWISKA WYBRZEŻY MÓRZ

Wybrzeże s.l. = pas graniczny lądu i morza, o niezdefiniowanym zasięgu. Duże zróżnicowanie fizjograficzne (np. dalmatyńskie, fiordowe, riasowe).

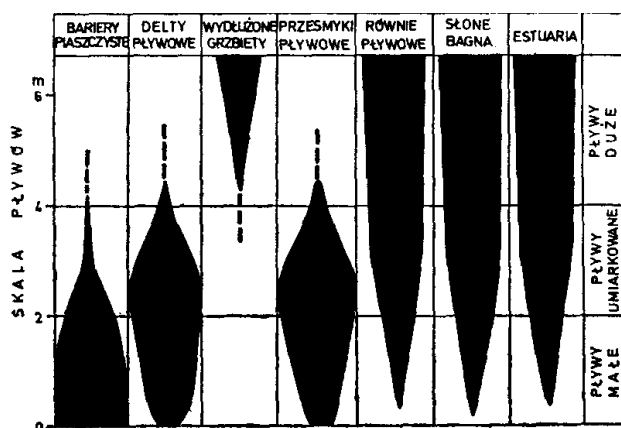
Strefa wybrzeża okresowo zalewana przez morze obejmująca plażę oraz klif = **brzeg morza**.

Strefa brzegu morza z przylegającym pasem lądu i morza z silnym wzajemnym oddziaływaniem lądu i morza = **strefa brzegowa**.

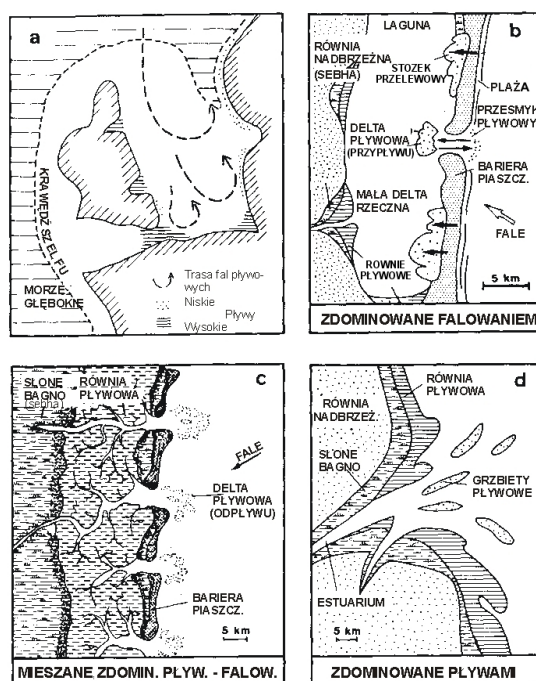
Rodzaje wybrzeży (stref brzegowych) o podstawowym znaczeniu w sedimentologii:

- wybrzeża wysokie (klifowe),
- wybrzeże niskie,
- wybrzeże pływowe,
- wybrzeże bezpływowe.

Budowa wybrzeża zależy od skali pływów i intensywności falowania (Ryc. 14.4, 14.5).



Ryc. 14.4. Zależność środowisk sedimentacji klastycznej na wybrzeżach morskich od skali pływów (według Hayes, 1976, zmienione; z: Gradziński i in., 1986)



Ryc. 14.5. Ukształtowanie wybrzeży mórz zależnie od relacji intensywności falowania do wielkości pływów, na przykładzie wybrzeży Morza Północnego; za Einsele, 1992. Opracował S. Leszczyński

Podział wybrzeży w zależności od wielkości pływów:

- 1) wybrzeża makropływowe (wysokość pływów >4 m);
- 2) wybrzeża mezopływowe (wysokość pływów 2-4 m);
- 3) wybrzeża mikropływowe (wysokość pływów <2 m).

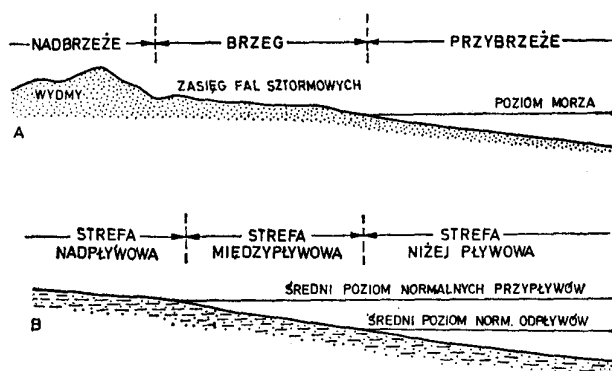
Podział wybrzeży w zależności od rodzaju osadów:

- wybrzeża silikoklastyczne,
- wybrzeża węglanowe,
- wybrzeża ewaporatowe (suche).

Podział strefy brzegowej zależnie od wpływu falowania (Fig. 14.6):

- **nadbrzeże** – za zasięgiem fal sztormowych (zajęte przez wydmy, klif), strefa supralitoralna;
- **brzeg** – strefa zalewana i odsłaniana, zależnie od nasilenia falowania i pływów (plaża, strefa międzyplywowa);
- **przybrzeże** – od podstawy strefy zmywu po linię łamania fal lub linię, od której zaczyna się transformacja fali.

Obszar poza strefą przybrzeża = **odbrzeże** (otwarte morze; środowiska płyto- i głębokomorskie; ang. *offshore*).



Ryc. 14.6. Podział strefy brzegowej z punktu widzenia zasięgu falowania (A) i pływów (B), z: Gradziński i in., 1986

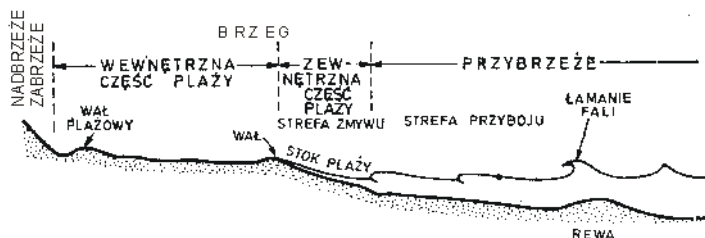
Podział strefy brzegowej w zależności od położenia względem pływów:

- **strefa wyżejplywowa** – zalewana podczas wysokich przypływów;
- **strefa międzyplywowa** – między granicą średniego przypływu i odpływu;
- **strefa niżejplywowa** – poniżej granicy średniego odpływu.

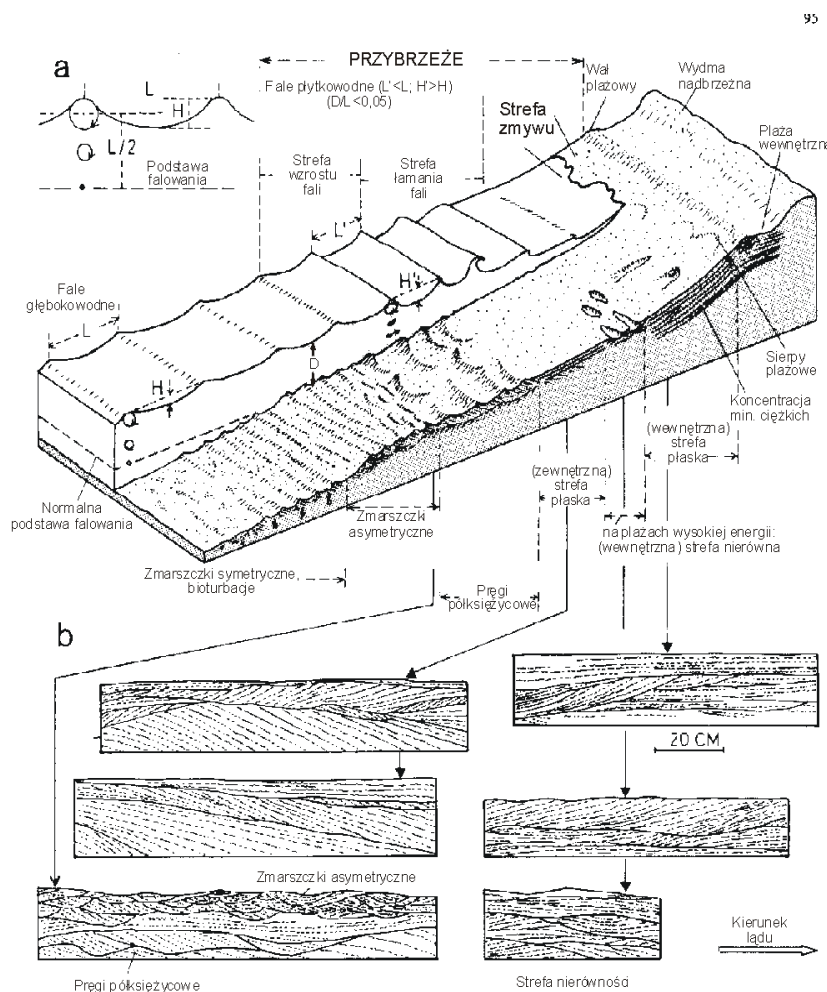
Ważniejsze środowiska: plaże, przybrzeżne, równi pływowych, lagun i barier, delt i estuariów. Od strony morza sąsiadują ze strefą nerytyczną, sublitoralną.

ŚRODOWISKO PLAŻOWE I PRZYBRZEŻNE WYBRZEŻY BEZPŁYWOWYCH I MIKROPŁYWOWYCH ORAZ BARIER I LAGUN

Plaża = część strefy brzegowej morza zalewana i odsłaniana, zależnie od nasilenia falowania, na przemian erodowana i nadbudowywana, pokryta piaskiem lub żwirem nanoszonym przez morze oraz produkowanym przez niszczenie klifu (Ryc. 14.7). Plaża nie występuje na szybko zatapianych wybrzeżach górzystych, klifowych. Stok plaży piaszczystej (strefa zmywu, plaża zewnętrzna) o nachyleniu $\sim 3^\circ$, żwirowej $\sim 20^\circ$.



Ryc. 14.7. Podział plaży i przyległej części przybrzeża (z: Gradziński i in., 1986)



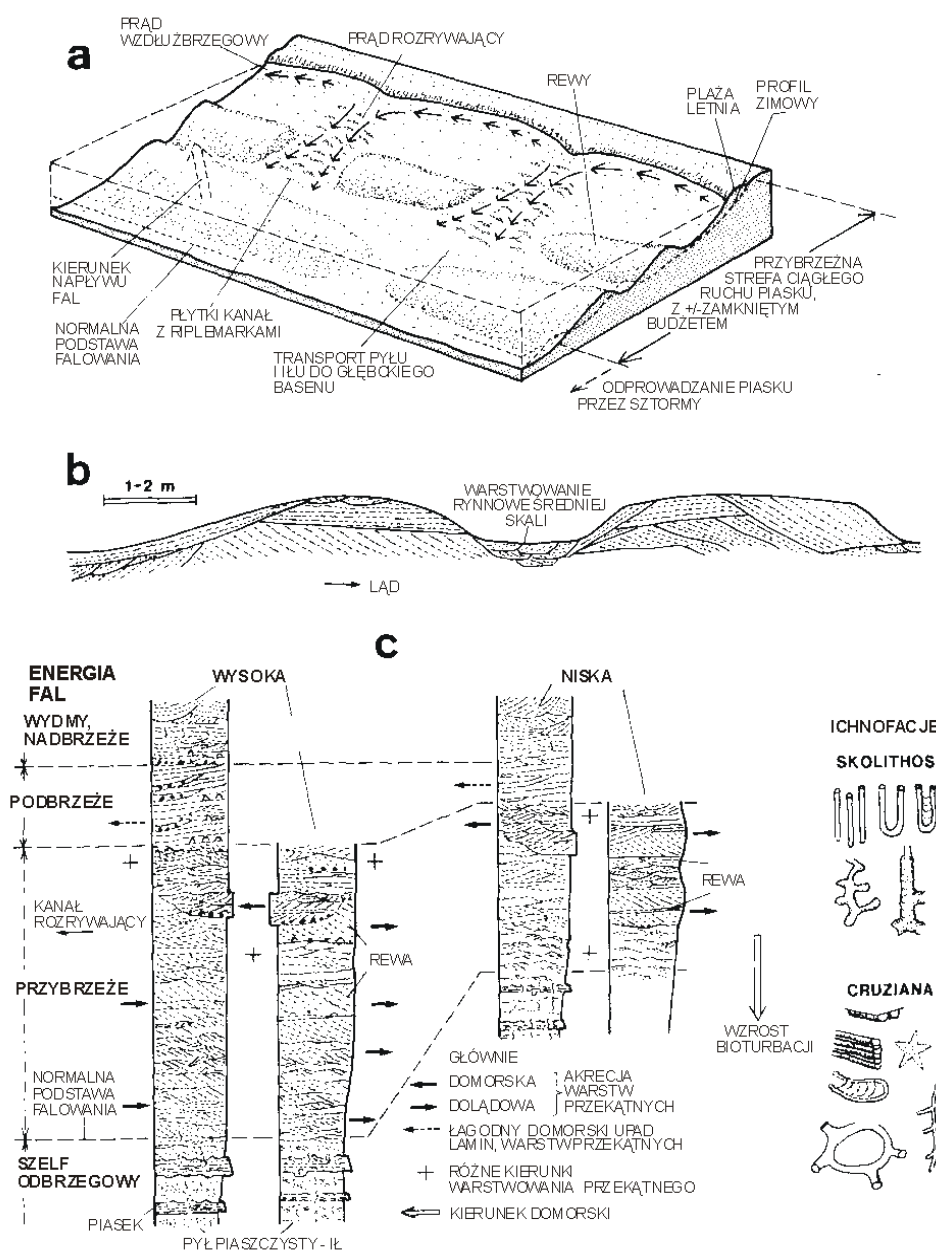
Ryc. 14.8. Cechy geometryczne, dynamika i procesy strefy brzegowej bezrewowej (a), oraz zespoły struktur osadu formowanego w efekcie wywołanej zmianami charakterystyki fal migracji stref facjalnych (b). Z: Einsele (1992), za Clifton i in. (1971), opracował S. Leszczyński

Plaża nie występuje na szybko zatapianych wybrzeżach wysokich, klifowych. Plaża powstaje wtedy, kiedy wody zmywu wstępującego wnoszą na brzeg więcej materiału osadowego niż zabiera z brzegu zmyw powrotny.

Od strony morza plaża przechodzi w strefę przybrzeża. Osady obu stref są ze sobą powiązane poprzez kształtowanie przez falowanie wody i jej ruch generowany falowaniem.

Przybrzeże pokryte osadem wykazuje zróżnicowanie na:

- przybrzeże bez rew (Ryc. 14.8),
- przybrzeże z rewami (równoległymi do brzegu wałami piasku; Ryc. 14.9)



Ryc. 14.9. Letni i zimowy profil plaży i przybrzeża z rewami oraz działające tam procesy (a), struktury sedimentacyjne rew – zwróć uwagę na dominujący kierunek nachylenia lamin przekątnych (b), pełne, syntetyczne profile pionowe osadów regresywnej strefy brzegowej, zwróć uwagę na orientację warstwowania przekątnego (c). Z: Einsele (1992); opracował S. Leszczyński

Wewnętrzna część plaży, zalewana jedynie podczas sztormów, w okresach pomiędzy sztormami jest modelowana przez procesy eoliczne, z dominacją wywiewania piasku w kierunku lądu. Większe ilości piasków plażowych mogą być grzebane jedynie na wybrzeżach podlegających subsydencji, silnie zasilanych osadem.

Osady plażowe:

piaski, żwiry warstwowane poziomo i przekątnie klinowo, zazwyczaj niskokąto, dobrze wysortowane, dominacja otoczków dyskowatych, piaski najczęściej kwarcowe, często z laminami wzbogaconymi w minerały ciężkie; soczewki muszli, bruki muszlowe, muszle z reguły ze śladami abrazji.

Osady przybrzeża bez rew (Ryc. 14.8):

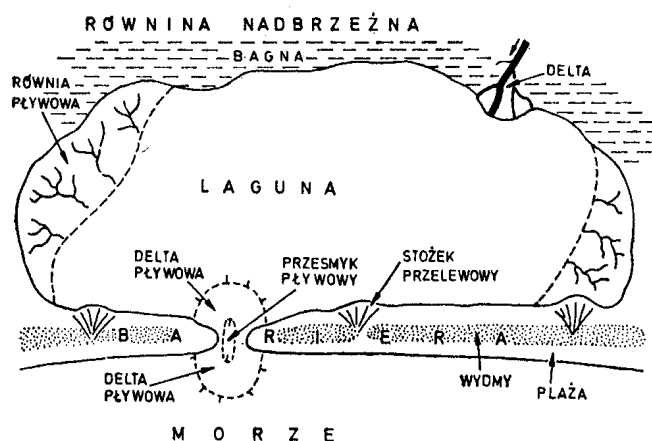
osady piaszczyste warstwowane przekątnie w dużej i małej skali, klinowo i rynnowo; udział warstwowania małej skali (riplemarkowego) rośnie z odległością od brzegu. Ripplemarki symetryczne i asymetryczne.

Osady przybrzeża z rewami (Ryc. 14.9):

osady piaszczyste warstwowane przekątnie wysoko i nisko kąto klinowo i rynnowo w dużej i małej skali, złożone następstwo form dna w zależności od ilości rew i rozmieszczenia prądów powrotnych.

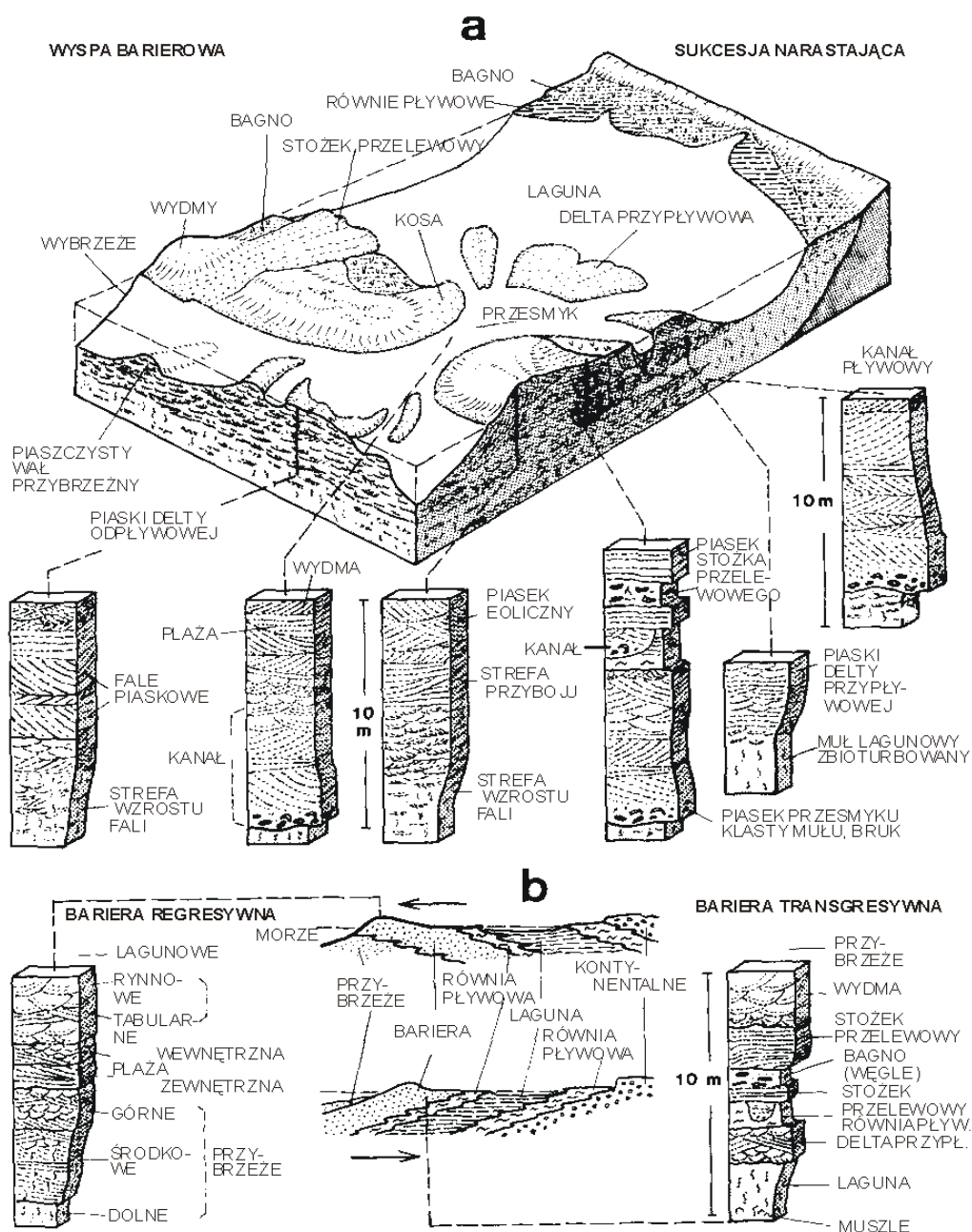
Środowisko barier piaszczystych i lagun

Bariery (mierzeje, lido) – wąskie długie wyspy i półwyspy równoległe do ogólnego kierunku wybrzeża, występują na wybrzeżach mikro- i mezopływowych o dużej dostawie piasku i niewielkim nachyleniu (np. SE wybrzeża USA, wybrzeża Holandii, NW Niemiec, Polski). Od strony otwartego morza linia brzegowa wyrównana, z rozległą plażą. Wzdłuż osi bariery ciągnie się pas wydmy. Od strony laguny (zalewu) występują stożki przelewowe, plaże i lub bagna (Ryc. 14.10). Bariery są nagromadzeniami piasku o cechach podobnych do tego z plaż, osad zmienia się w przekroju poprzecznym bariery (Ryc. 14.11). Bariery rozwijają się z rew zasilanych od strony szelfu.

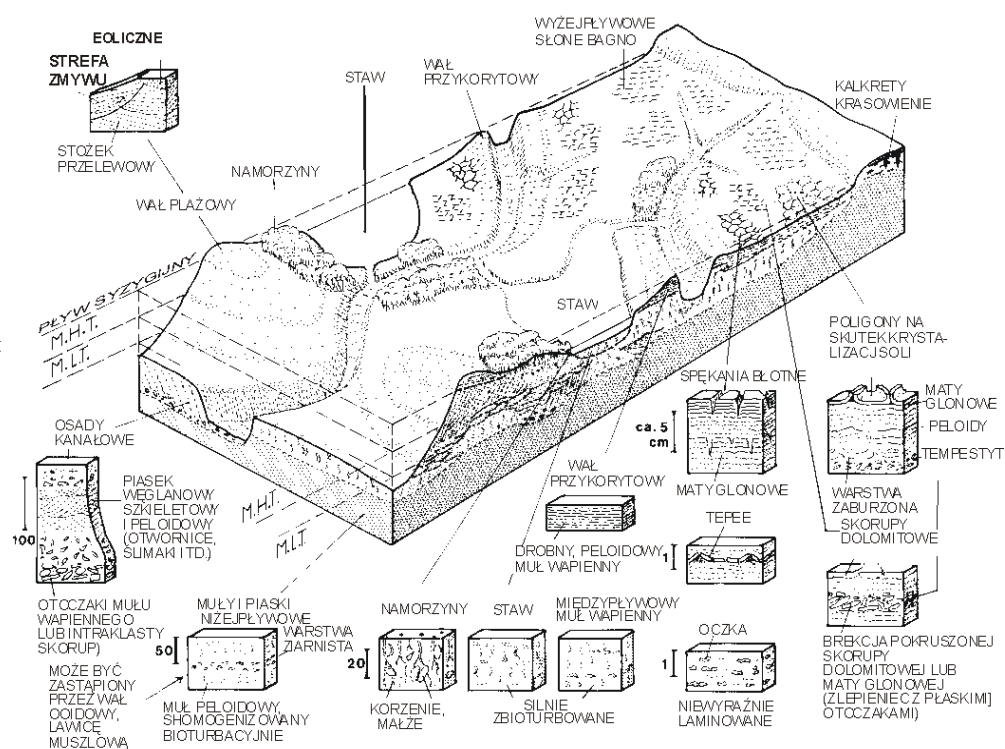


Ryc. 14.10. Bariera piaszczysta i laguna na wybrzeżu o niewielkiej skali pływów. Z: Gradziński i in. (1986)

Laguny (zalewy; Ryc. 14.10, 14.11) – płytkie, wąskie baseny między barierą piaszczystą, rafą i lądem, różny stopień zasolenia, natlenienia wody przy dnie; rodzaj osadów silnie zależny od klimatu (osady silikoklastyczne i/lub węglanowe głównie drobnoziarniste (muły silikoklastyczne; lub wapienne, muły wapienne peloidowe, margle zazwyczaj o ciemnych barwach, bogate w szczątki roślin, nieraz silnie zbioturbowane, ewaporaty.



Ryc. 14.11. Model sedimentacji i osady systemu depozycyjnego bariera–laguna dla obszarów mikro- i mezopływowych. Z: Einsele (1992), opracował S. Leszczyński



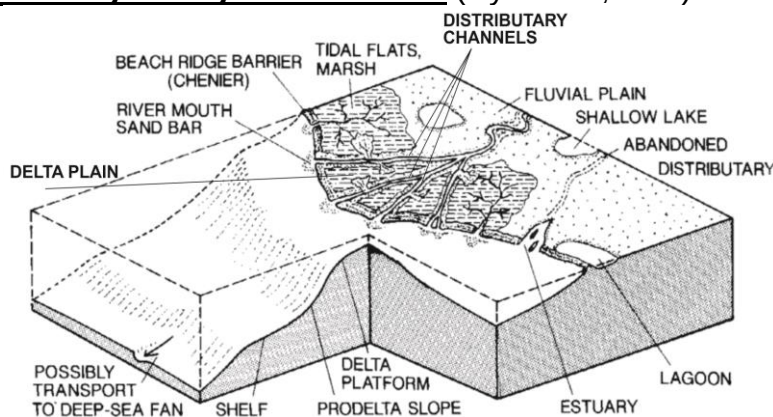
Ryc. 14.14. Cechy charakterystyczne równi pływowych związanych z szelfem węglanowym, platformą węglanową (obszary klimatu ciepłego, wilgotnego). Z: Einsele (1992), opracował S. Leszczyński

ŚRODOWISKO DELTOWE

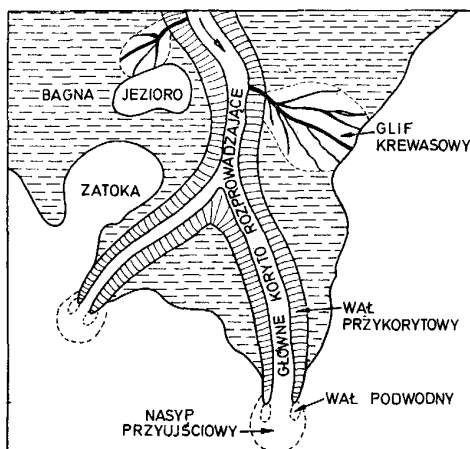
Delta = obszar uformowany z osadu przyniesionego przez rzekę, intensywnie akumulowanego przy jej ujściu do jeziora lub morza, w przewadze poniżej poziomu wody zbiornika (Ryc. 15.1).

Delta powstaje jedynie tam gdzie materiał dostarczany przez rzekę jest w większości zatrzymywany przy jej ujściu.

Główne elementy rzeźby i budowa delt (Ryc. 15.1, 15.2)



Ryc.
jej otoczenia, z:



15.1. Schemat ukształtowania delty i
Einsele, 1992

Ryc. 15.2. Obszary depozycji na
równi deltowej (z: Gradziński i
in., 1986)

Górna część delty, rozwinięta powyżej i częściowo poniżej poziomu wody zbiornika, pocięta korytami rzecznyymi zwanymi korytami rozprowadzającymi = **równia deltowa**. Wzdłuż koryt rozciągają się **wały przykorytowe**. Obszary międzykorytowe zajęte są przez bagna, jeziora lub zatoki, miejscami przez glify krewasowe. Na obrzeżeniu równi deltowej mogą występować wały piaszczyste, częściowo wyspy barierowe. Na przedpolu ujścia koryta rozwijają się **nasypy przyujściowe**.

W deltach morskich, zewnętrzna część równi deltowej, będąca pod wpływem wód słonych = **dolna równia deltowa**, pozostała część, będąca pod wpływem wód słodkich = **górna równia deltowa**. Obszar o większym spadku, położony na zewnątrz od równi deltowej, podwodny = **skłon delty** (czoło delty).

Nachylenie skłonu delt:

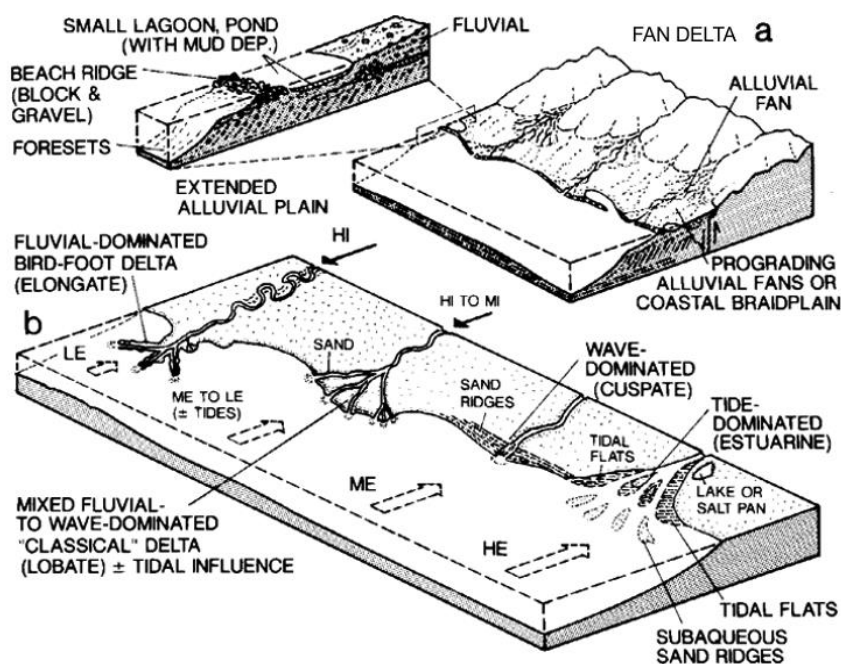
<1° - delty formowane głównie z piasku drobnoziarnistego (dominują),

15-20° - delty formowane głównie z piasku i żwiru.

Obszar dna zbiornika u podnóża skłonu delty, słabiej nachylony = **prodelta**.

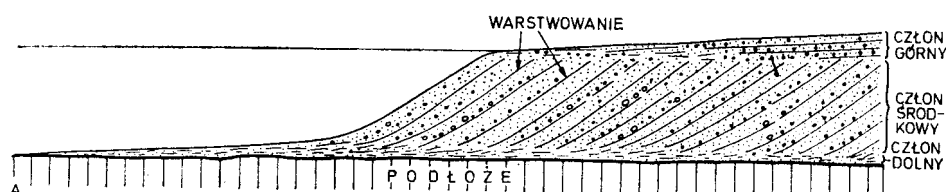
Czynniki kontrolujące ukształtowanie i rozwój delt:

- rzeka: wielkość, sposób uchodzenia, prędkość przepływu, rodzaj niesionego materiału – relacja gęstości wody dostarczanej przez rzekę do gęstości wody w basenie (**wyptyw hipopiknalny, homopiknalny, hiperpiknalny**),
- morze: intensywność falowania, wielkość pływów, rozmiary prądów przybrzeżnych, charakter i bogactwo biocenozy,
- klimat: wilgotny - osady terygeniczne do organicznych, suchy - osady terygeniczne do ewaporatów,
- aktywność tektoniczna obszaru: rzeźba zaplecza delty kształtuje intensywność dostawy i rodzaj dostarczanego materiału;
- eustatyka.



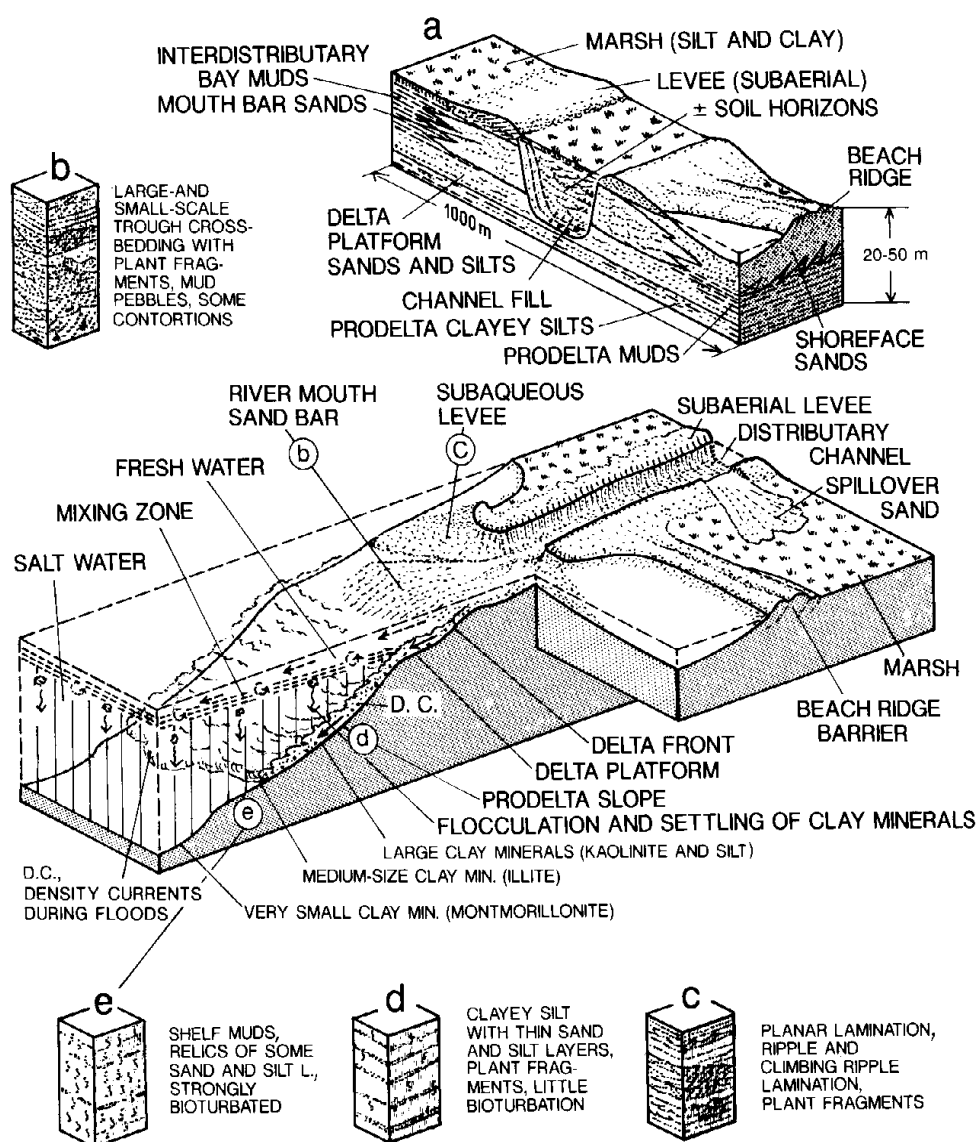
Ryc. 15.3. Typy delt zależnie od głównego czynnika kształtującego (z: Einsele, 1992)

Delty niewielkie, o stromym skłonie przyrastającym przez osypywanie materiału, formowane na płytkich wybrzeżach, głównie w jeziorach = **delty gilbertowskie** (Ryc. 15.4).



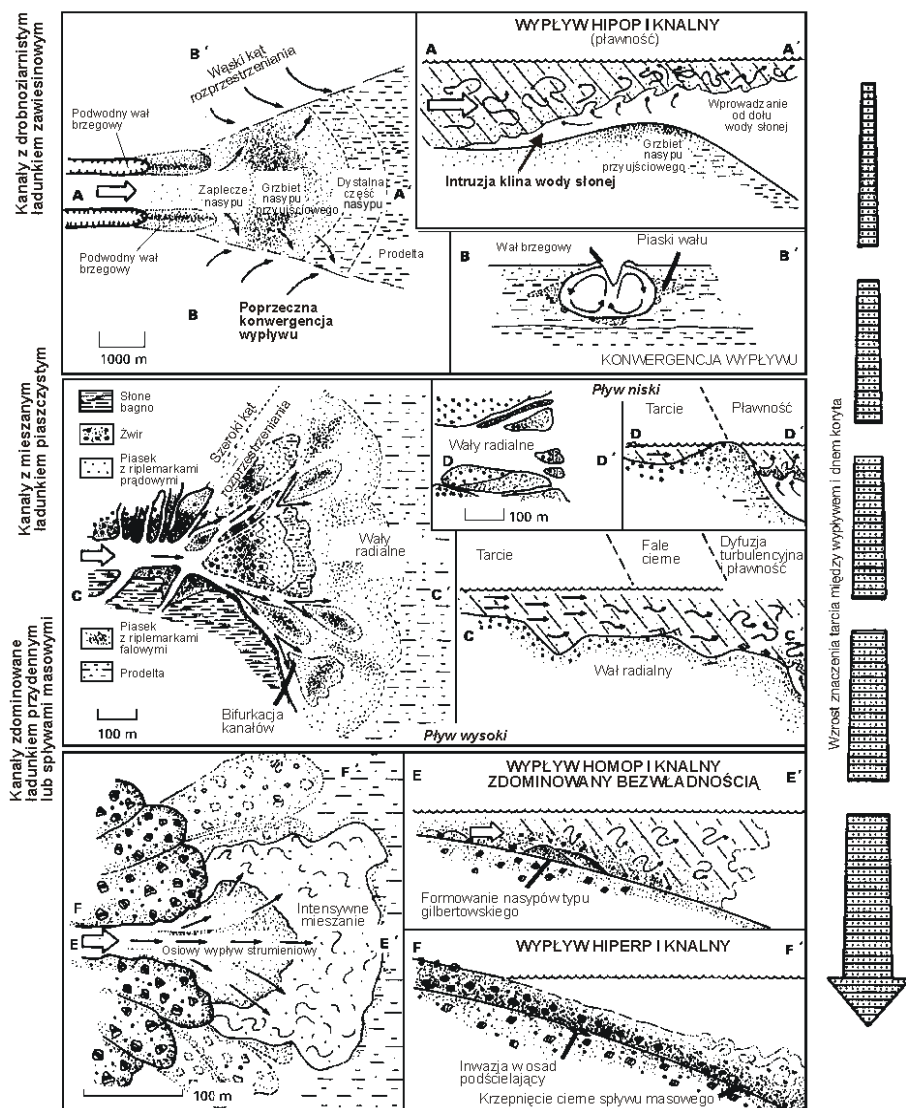
Ryc. 15.4. Przekrój delty typu gilbertowskiego (z: Gradziński i in., 1986)

Górna równia deltowa kształtowana jest przez materiał dostarczany przez rzekę oraz produkowany tu materiał organiczny (Ryc. 15.5). Równia dolna i skłon kształtowane są przez materiał dostarczany przez rzekę i roznoszony zależnie od rodzaju wypływu (hipo-, homo-, hiperpiknalny), wpływu falowania i pływów (patrz typy delt zależnie od rodzaju czynnika kształtującego) oraz rodzaju materiału dostarczanego przez rzekę (Ryc. 15.6)



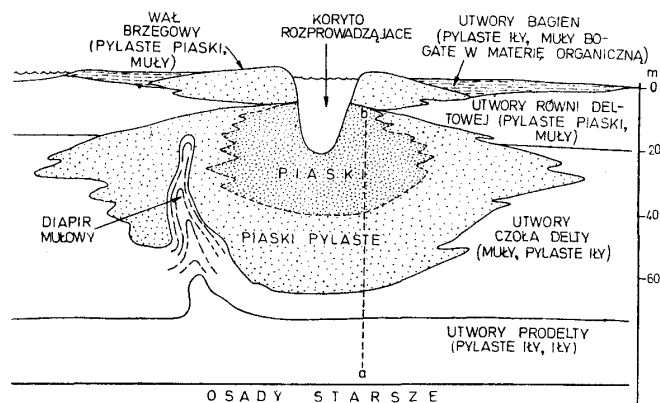
Ryc. 15.5. Procesy sedymentacyjne na delcie i ich osady wg Einsele 1992

Rozwój grubych ciał piaszczystych w formie nasypów przyujściowych, nierównomierne pokrywających leżące niżej osady pelityczne, powoduje wyciskanie tych osadów ku górze, w formie mułowych intruzji diapirowych (Ryc. 15.7).



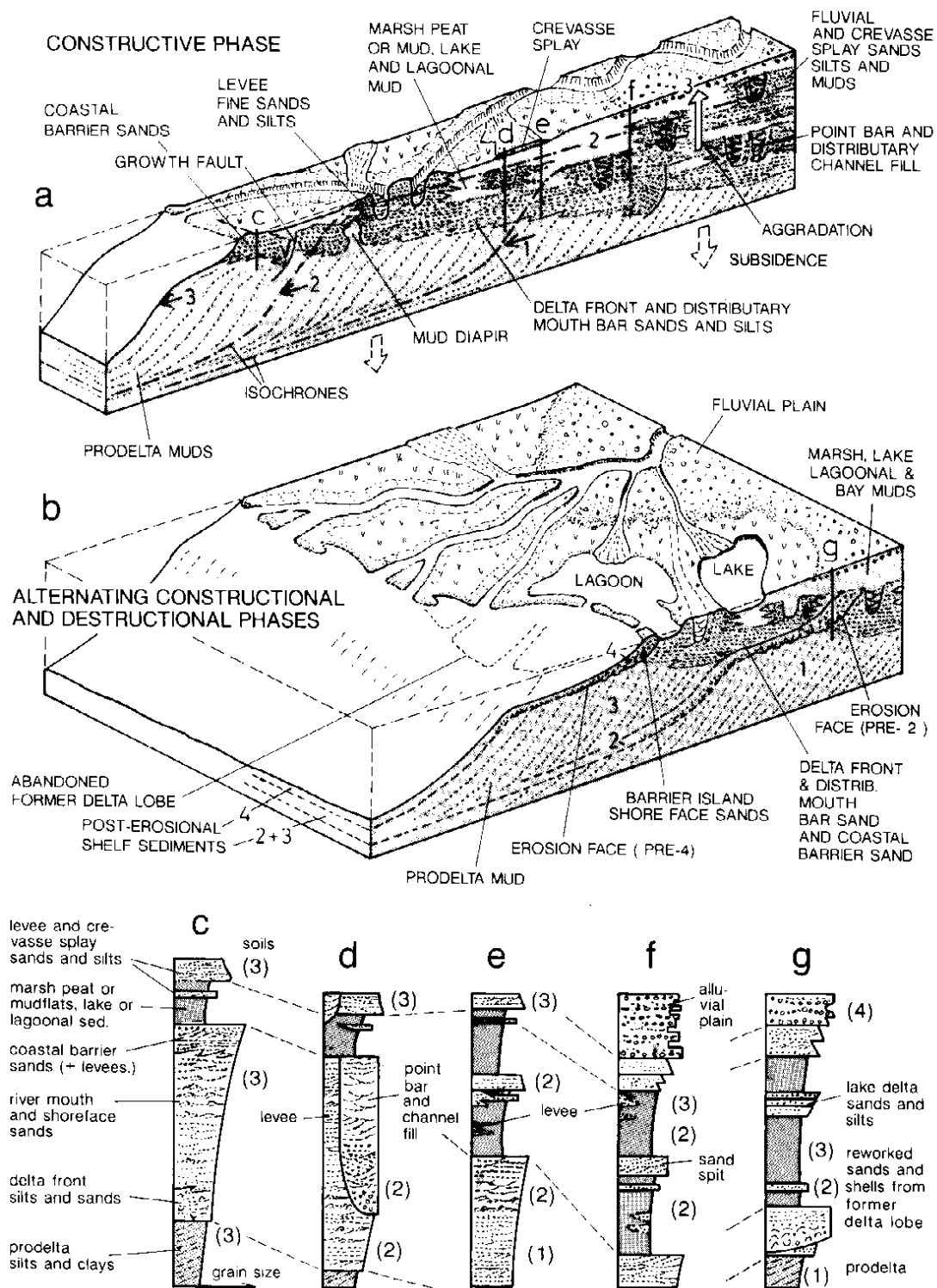
Ryc. 15.6. Rodzaje interakcji pomiędzy naładowaną osadem wodą rzeczną i wodą w basenie, zależnie od relacji ich gęstości oraz wielkości ziarna materiału wnoszonego do basenu przez rzekę (z: Reading, 1996, oprac. S. Leszczyński)

Formowanie mułowych intruzji diapirowych (Ryc. 15.7)

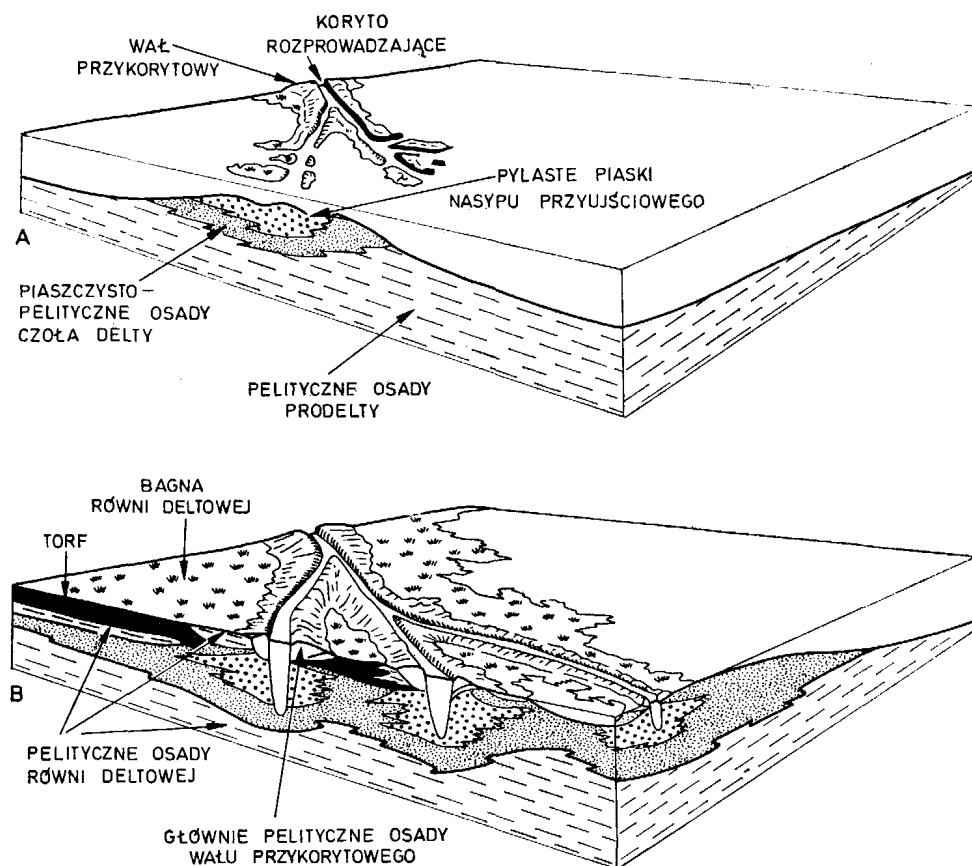


Ryc. 15.7. Przekrój nagromadzenia osadów związanych z korytem rozprzewadającym; delta Missisipi (według Fisk, 1961, z: Gradziński i in., 1986)

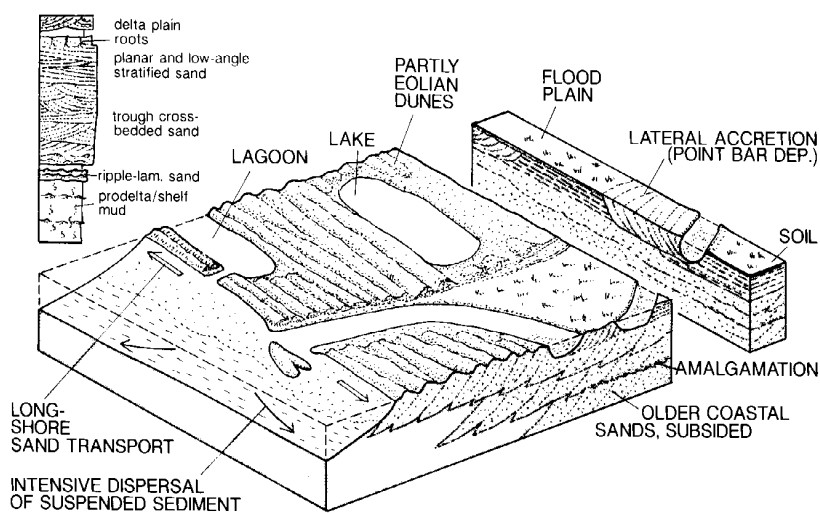
Modele rozwoju delt (Ryc. 15.8 – 15.10):



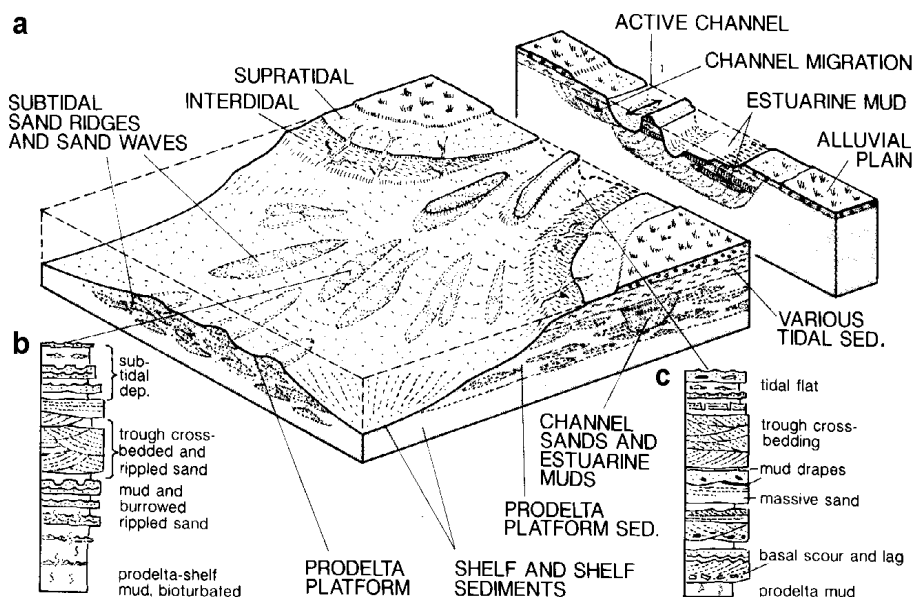
Ryc. 15.7. Model rozwoju delty płatowej (klasycznej), z: Einsele, 1992



Ryc. 15.8. Model rozwoju delty palczastej, przykład z delty Missisipi, z: Gradziński i in., 1986



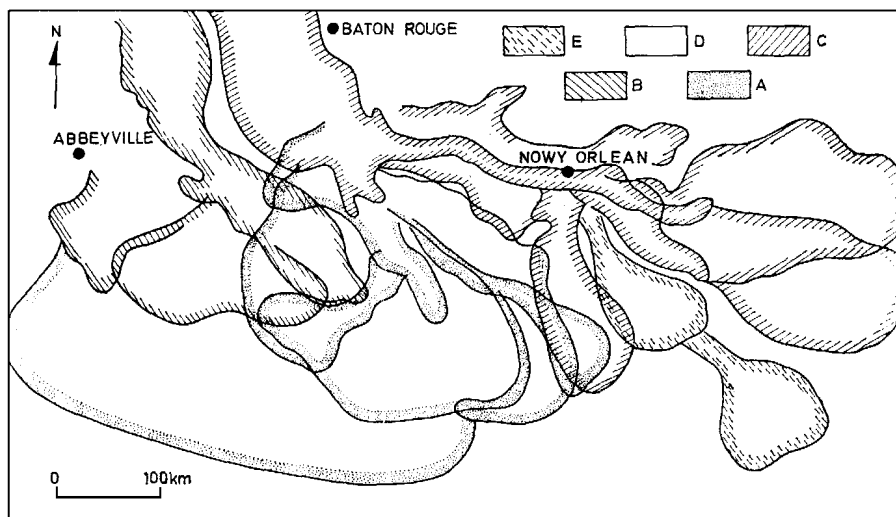
Ryc. 15.9. Model rozwoju delty zdominowanej falowaniem, z: Einsele, 1992



Ryc. 15.10. Model rozwoju delty zdominowanej pływami (delty estuariowej), z: Einsele, 1992

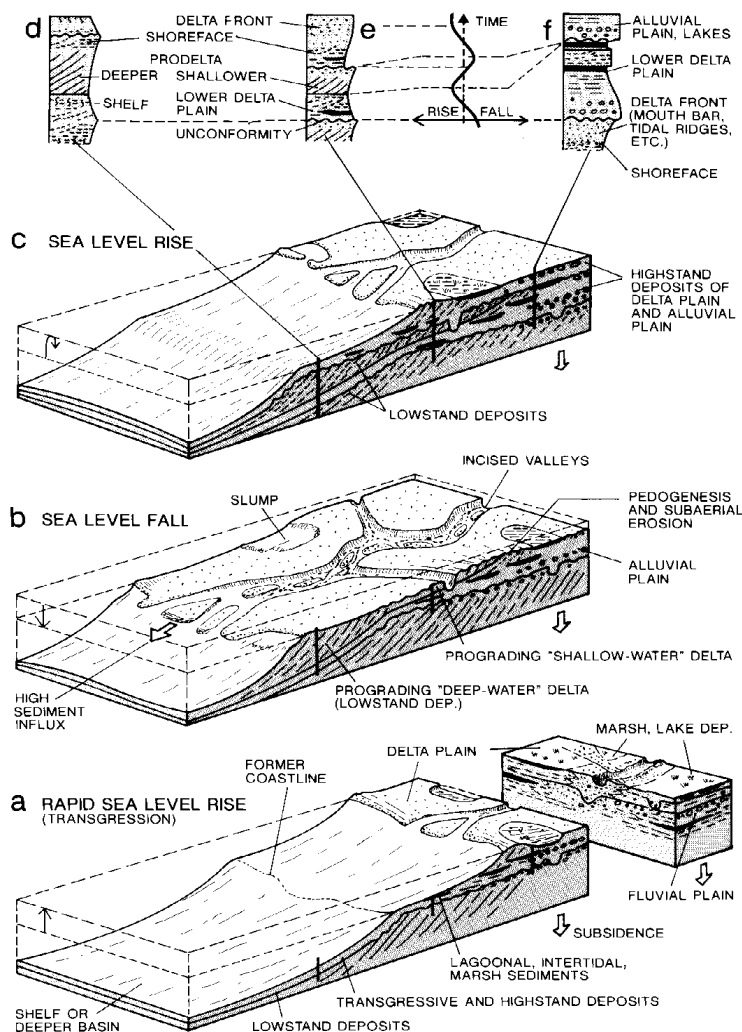
Migracja lateralna łobów i oddziaływanie zmian poziomu morza na rozwój delty:

Położenie ujścia kanałów zmienia się w czasie. Stosownie do zmiany miejsca ujścia kanału zmienia się miejsce nadbudowy delty (formowania łobu deltowego; Ryc. 15.11).



Ryc. 15.11. Zmiany położenia łobów (nasypów) delty w czasie na przykładzie delty Missisipi w ciągu ostatnich 6 tysięcy lat, z: Gradziński i in., 1986. A – 6–4 tys lat, B – 5–1 tys. lat, C – 3,5-współcześnie, D, E – 1 tys. - współcześnie

Istotny wpływ na rozwój delty mają zmiany poziomu morza (Ryc. 15.12). Efekty zmian poziomu morza zapisują się rozległymi powierzchniami erozji pokrytymi lokalnie osadem rzeczny (konsekwencja obniżenia poziomu morza), a przede wszystkim szeroko rozprzestrzenionym osadem drobnoziarnistym (konsekwencja podniesienia poziomu morza).



Ryc. 15.12. Rozwój delty a zmiany poziomu morza, z: Einsele 1992

Cechy charakterystyczne sadów deltowych:

- głównie materiał drobnopiaszczysty i drobniejszy; duży udział materiału fitogenicznego, liczne łyszczyki; w stożkach-deltach oraz w deltach typu Gilberta materiał żwirowy;
- nieliczne szczątki organizmów morskich, występują głównie w osadach prodelty;
- osady gruboklastyczne (piaszczyste i żwirowe) deponowane na delcie są warstwowane poziomo, przekątnie i faliście;
- często intensywna bioturbacja – szczególnie w osadach prodelty;
- tworzą sekwencje o ziarnie grubiejącym ku górze
- piaski to osady koryt rozprowadzających, nasypów przyujściowych, a w deltach zdominowanych falowaniem również równi deltowej (wałów czoła delty);
- piaski i muły to osady wałów przykorytowych, głąfów krewasowych oraz osady czoła delty poza nasypami przyujściowymi;
- muły to osady zatok, lagun i prodelty;
- muły z torfem i sapropelem to osady jezior i bagien na równi deltowej;
- w osadach równi deltowej częste są struktury erozyjne;
- osady skłonu delty i prodelty często wykazują normalne uziarnienie frakcjonalne (depozycja ze spływów hiperpiknalnych).

ŚRODOWISKO ESTUARIÓW

Estuarium to wybitnie rozszerzające się ujście rzeki. Estuaria tworzą się na wybrzeżach pływowych i wybrzeżach zatapianych. Na ogół towarzyszą rzekom o niewielkiej ilości zawiesiny. Estuaria intensywnie zasilane osadem, kształtowane wysokimi pływami, mają charakter delt (delt estuariowe, delty pływowe).

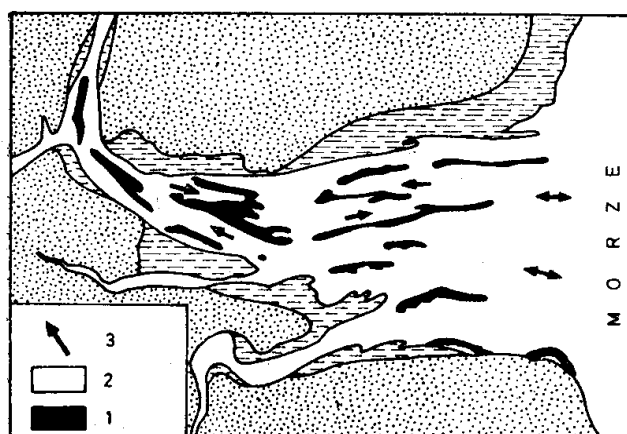
Ukształtowanie estuariów zależy od stopnia połączenia z morzem, wielkości rzeki i ilości dostarczanego przez nią materiału oraz skali pływów (Ryc. 8, 9).

Delta zwieńczenia zatoki (ang. *bayhead delta*)

Ukształtowanie estuariów oraz czynniki kształtujące estuaria (Ryc. 15.13, 60)

Estuaria równin nadbrzeżnych				
	ZDOMINOWANE FALOWANIEM			ZDOMINOWANE PŁYWAMI
	LAGUNOWE	PÓŁOTWARTE	OTWARTE	PŁYWOWE
KONFIGURACJA MORFOLOGICZNA	ZAMKNIĘTE, PRZYMKNIE RÓWNOLEGLE DO WYBRZEŻA	RÓWNOLEGLE – PROSTOPADŁE DO WYBRZEŻA	PROSTOPADŁE DO WYBRZEŻA	PROSTOPADŁE DO WYBRZEŻA
SKALA PŁYWÓW	MIKROPŁYWOWE	MIKRO- – MEZOPŁYWOWE	MAKROPŁYWOWE	WYSOKO MAKROPŁYWOWE
SKALA CYRKULACJI	SŁABA	SŁABA – BRAK (WYSTĘPOWANIE STRATYFIKACJI WODY) (ZALEŻNIE OD INTENSYWNOŚCI DOPŁYWU WÓD RZECZNYCH)		INTENSYWNA (WODY HOMOGENICZNE W PIONIE I POZIOMIE)
ROZMIESZCZENIE OSADÓW	DELTA ZWIEŃCZENIA ZATOKI	MUŁY DELTA ZWIEŃCZENIA ZATOKI PIASKI	DELTA ZWIEŃCZENIA ZATOKI	MUŁY ZAPIASZCZONE DELTA ESTUARIOWA
PRZEKRÓJ OSIOWY	poziom morza			
PRZYKŁAD:	GREAT SOUND, NEW JERSEY	MIRAMICHI, NEW BRUNSWICK	GIRONDE	BROAD SOUND, AUSTRALIA

Ryc. 15.13. Zróżnicowanie estuariów oraz główne czynniki kształtujące ich budowę i osady, według Reinson (1992) z modyfikowanymi przez S. Leszczyńskiego



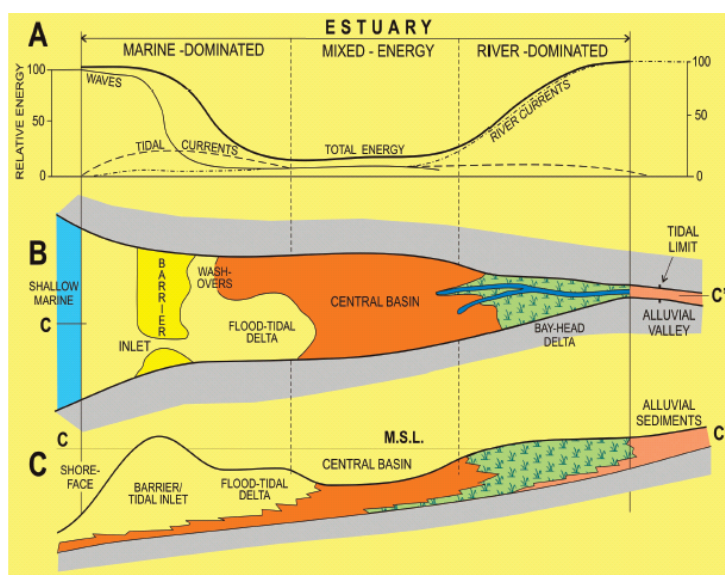
Ryc. 15.14. Fizjografia i osady estuarium zdominowanego pływami (delt estuariowej, delty pływowej). 1 – grzbiety piaszczyste, 2 – obniżenia między grzbietami i kanały pływowe, 3 – kierunki prądów pływowych. Obszar zakreskowany – równie pływowe (z: Gradziński i in., 1986)

Osady estuariów:

- osady piaszczyste, pyłowe i mułowe o różnym rozmieszczeniu jednych względem drugich, zależnie od rodzaju estuarium (Ryc. 15.13),
- w estuariach z wysokimi pływami: na dnie kanałów (przesmyków) głównie osad piaszczysty z licznymi intraklastami mułowymi, na łachach osad piaszczysty z warstwowaniem przekątnym rynnowym, tabularnym (m.in. pływowe fale piaszkowe) i jodełkowym, laminacja riplemarkowa i warstwowanie smużyste, rzadziej laminacja pozioma płaska, na równiach pływowych osady piaszczyste i mułowe, często utwory o charakterze heterolitów z warstwowaniem smużystym, soczewkowym i falistym.

Delty zwieńczenia zatok (ang. *bayhead delta*; Ryc. 15.13, 15.15)

Delty tego rodzaju to małe delty klasyczne, wyróżniające się zazębaniem się w kierunku wyklinowywania z osadami mułowymi zatoki (estuarium) z różnym udziałem cech kształtowanych przez pływy. Delty zwieńczenia zatoki rozwijają się w estuariach zdominowanych falowaniem. Osady delt zwieńczenia zatok są ważnymi markerami stratygrafii sekwencyjnej ponieważ wskazują zasięg transgresji na lądzie oraz przejście od transgresji do regresji.



Ryc. 15.15. Model estuarium z deltą zwieńczenia zatoki. A – rozmieszczenie głównych procesów kształtujących sedymentację, B – subśrodowiska, C – przekrój osiowy przez estuarium

Cechy charakterystyczne osadów delt zwieńczenia zatok (v. Ashoff, 2009):

1. występowanie w formie klinofrom o miąższości 5-15 m i zasięgu lateralnym od 100 m do 1 km,
2. osady piaszczyste i mułowe z grubieniem wielkości ziarna ku górze,
3. występowanie rynnowych warstwowań przekątnych w stropie sukcesji,
4. drobnienie ziarna w kierunku otwierania zatoki (estuarium),
5. osady piaszczyste z licznymi cienkimi przewarstwieniami osadu mułowego,
6. udział struktur formowanych przez pływy wzrastający w kierunku wyklinowywania się klinofromy (w kierunku zatoki),
7. brakiczne skamieniałości śladowe i właściwe,
8. występowanie w transgresywnych ciągach systemów.

ŚRODOWISKA OTWARTEGO MORZA

Jako środowiska otwartego morza rozumiane są obszary mórz z dnem położonym poniżej normalnej podstawy falowania. Są to obszary płytko i głębokomorskie, od batymetrycznej strefy sublitoralnej (strefy nerytycznej w odniesieniu do wpływu lądu), poprzez batymetryczny batiał, abisał po hadał (hemipelagial i pelagial w odniesieniu do wpływów lądu; Ryc. 16.1).



Ryc. 16.1. Podział środowisk morskich zależnie od głębokości i wpływu lądu

ŚRODOWISKO PŁYTKOMORSKIE (sublitoralne, nerytyczne)

Lokalizacja: poniżej strefy zmywu, poziomu odpływu, do gł. ~200 m, w większości poniżej normalnej podstawy falowania. Obejmuje morza szelfowe i epikontynentalne.

Czynniki kształtujące sedimentację:

- falowanie i prądy generowane falowaniem;
- pływy (strefa niżepływowa);
- prądy oceaniczne (dynamika wody);
- klimat (światło, zakres zmian temperatury wody);
- geometria basenu/ukształtowanie dna/połączenie z oceanem światowym;
- intensywność dostawy materiału terygenicznego/zmiany poziomu morza/głębokość strefy fotycznej;
- aktywność świata organicznego (produkcja organiczna).

Podstawowe rodzaje mórz płytkich ze względu na lokalizację:

- epejryczne (epikontynentalne; obecnie znaczenie niewielkie – Zatoka Hudsona);
- marginalne (perykontynentalne, szelfowe).

Chemizm wód:

mało zróżnicowany, z wyjątkiem prawie zamkniętych mórz epikontynentalnych z wodami od brakicznych po hipersłone, zależnie od klimatu i połączenia z oceanami.

Dynamika wód:

silnie zróżnicowana, spadek ze zmniejszaniem rozmiarów basenu i stopnia połączenia z oceanem światowym.

Osady różne: silikoklastyczne, węglanowe, ewaporaty - zależnie od dynamiki wody, dostawy z lądu, żyzności, klimatu.

Morza z sedymentacją zdominowaną silikoklastykami

Morza o wysokiej dostawie materiału terygenicznego

Morza o słabym falowaniu, alimentowane głównie mułem (Ryc. 16.2 - a1).

- sedymentacja piasku jedynie w strefie wybrzeża;
- dwa rodzaje genetyczne mułów (przewarstwianie, zróżnicowanie zatarte bioturbacją):
 - osadzone bezpośrednio z dostawy rzecznej;
 - tempestyty mułowe.

Morza o słabym falowaniu, alimentowane intensywnie piaskiem i mułem (Ryc. 16.2 - a2).

- wybrzeże i przybrzeże – intensywna sedymentacja piasku, bariery piaszczyste, proksymalne tempestyty piaszczyste;
- strefy wewnętrzne – przekładanie tempestyty mułowych z pyłowymi i ilowymi osadami tła depozycyjnego; materiał biogeniczny wymieszany z terygenicznym;

Morza zdominowane sedymentacją sztormową, alimentowane intensywnie piaskiem i mułem (Ryc. 16.2 - b1):

- wybrzeże i przybrzeże – intensywna sedymentacja piasku, lokalnie żwiru, piaski z kopułowym warstwowaniem przekątnym, proksymalne tempestyty piaszczyste;
- strefy wewnętrzne (szelf zewn.) – tempestyty piaszczyste;
- strefy dystalne – dominacja tempestyty mułowych.

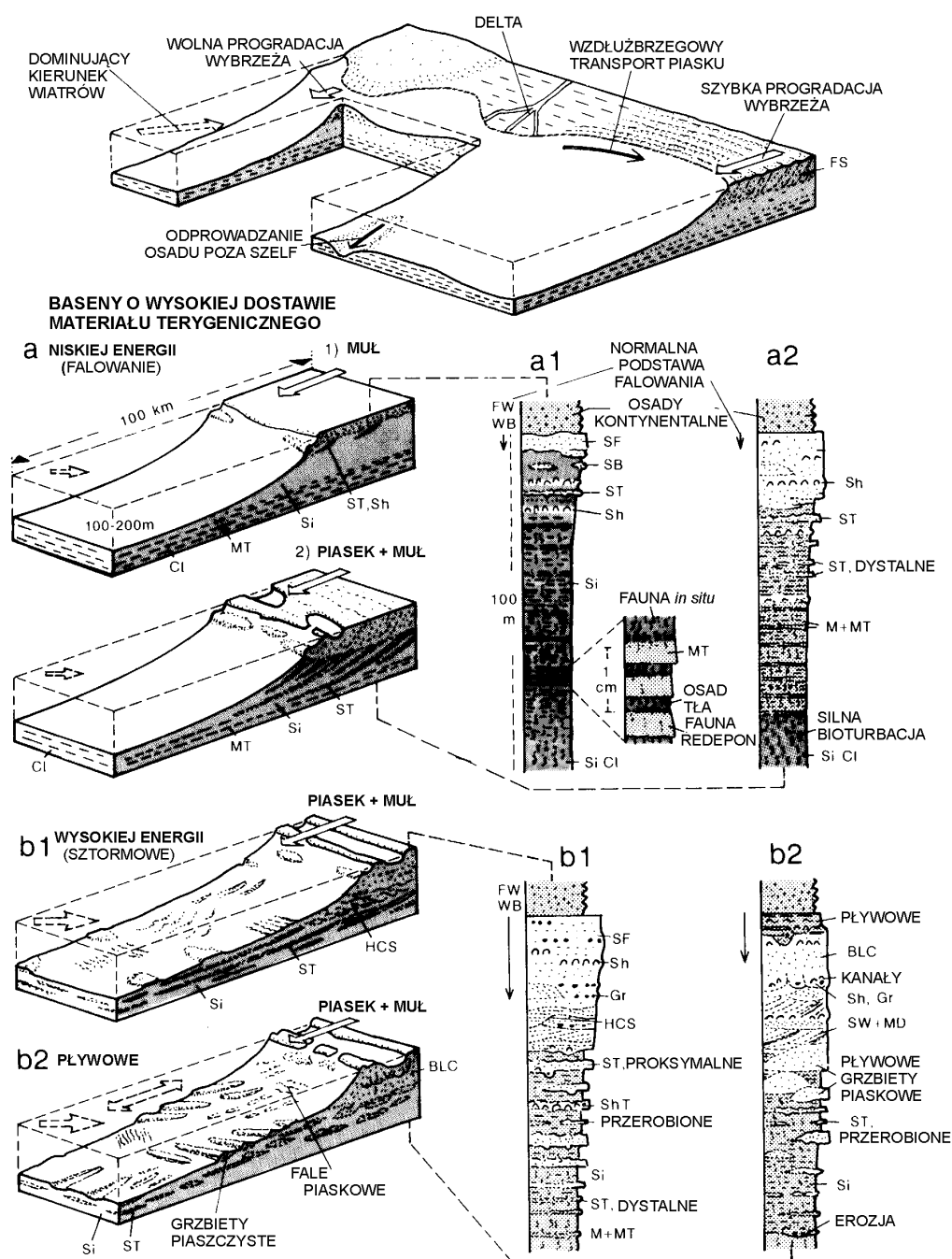
Morza z sedymentacją zdominowaną pływami (Ryc. 16.2 - b2):

wpływ pływów na sedymentację do głęb. >50 m):

- pływowe fale piaskowe, grzbiety piaszczyste (dł. do kilkudziesięciu km, szer. do kilku km, wys. do kilkudziesięciu m);
- strefy akumulacji piasku poprzecinane rynnami z materiałem gruboklast.;
- riplemarki, lineacja prądowa;
- wstęgi i łachy (płaty) piaszczyste w strefach wewnętrznych;
- dwa główne, przeciwstawne kierunki transportu;
- sedymentacja mułu poza zasięgiem pływów.

Morza z sedymentacją zdominowaną sztormami i prądami (Ryc. 16.2 - b1, b2; np. W Atlantyk Północny; połudn. część Morza Północnego):

- rozległe pokrywy piaszczyste z płaskimi grzbietami piaszczystymi (niejasna natura grzbietów).



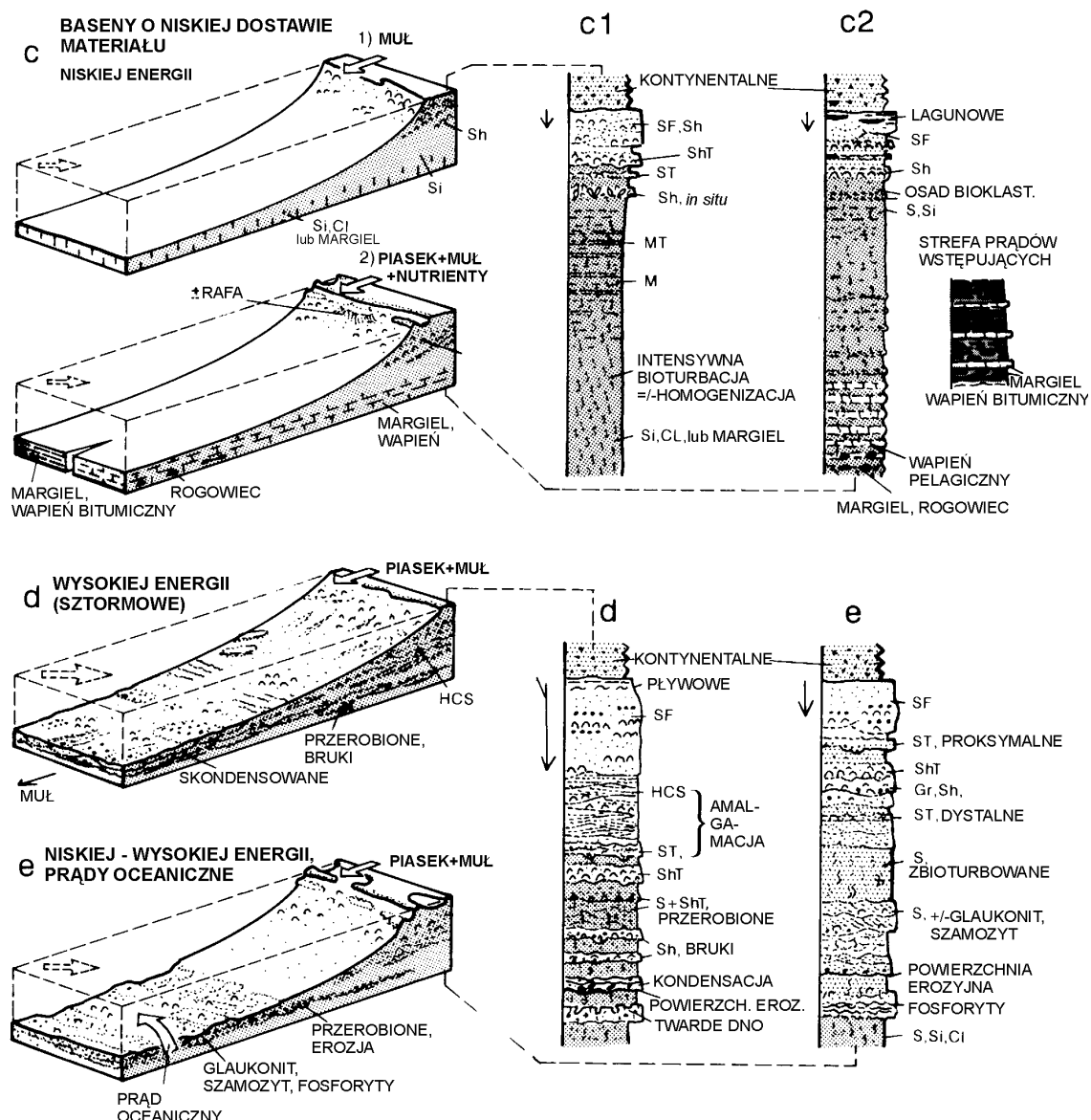
Ryc.16.2. Modele sedimentacji i pionowa sukcesja facji mórz płytkich o wysokiej dostawie materiału terygenicznego, podlegających regresji, według Einsele 1992, opracował S. Leszczyński

Morza o niskiej dostawie materiału terygenicznego

Morza niskiej energii, alimentowane głównie mułem (Ryc. 3 c1).

- sedimentacja jak w morzach o słabym falowaniu alimentowanych mułem,
- wzbogacenie w materiał biogeniczny – przejścia do mórz zdominowanych sedimentacją wapienną;
- tempestyty z członami muszlowcowymi;

- margliste tempestyty w strefach wewnętrznych, zmieszane z osadami tła;
- intensywna bioturbacja;



Ryc. 16.3. Modele sedimentacji i pionowa sukcesja facji mórz płytkich o niskiej dostawie materiału terygenicznego, podlegających regresji, według Einsele 1992, opracował S. Leszczyński

Morza niskiej energii, alimentowane piaskiem i mułem, żyzne (Ryc. 16.3 - c2).

- sedimentacja jak w morzach o niskiej energii alimentowanych głównie mułem,
- wzbogacenie w materiał biogeniczny i bioturbację – wysoki udział po dominację osadów wapiennych;
- tempestyty z członami muszlowcowymi;
- warstwy osadów biogenicznych na całym obszarze;
- przewarstwienia rogowców w osadach biogenicznych;
- laminowane iły i margle bitumiczne w morzach ze strefą minimum O_2 (szelf zewnętrzny, strefy upwellingu, lokalne depresje).

Morza wysokiej energii z sedymentacją zdominowaną sztormami (Ryc. 16.3 - d):

- duży udział materiału biogenicznego;
- powszechna amalgamacja warstw w strefie przejściowej od przybrzeża do bardziej wewnętrznych części basenu;
- warstwy bruków (m.in. muszlowych);
- warstwy osadów skondensowanych w głębszych częściach basenu;
- poziomy twardych den.

Morza szelfowe pod wpływem przydennych prądów oceanicznych (Ryc. 16.3 - e):

- w strefach przybrzeżnych sedymentacja jak w morzach zdominowanych falowaniem (Ryc. 16.3 - c1, c2);
- szelf zewnętrzny – intensywna przeróbka osadu: występowanie licznych poziomów bruku i powierzchni erozyjnych (rozmyć), koncentracja glaukonitu i fosforytów, silne zróżnicowanie stopnia bioturbacji.

Morza zdominowane sedymentacją węglanów

Są to środowiska o ograniczonym dopływie materiału silikoklastycznego.

Najbardziej intensywna sedymentacja węglanowa ma miejsce między 30°N - 30°S.

Płytkomorska sedymentacja wapienna a klimat

- różna produkcja CaCO₃ i rodzaj produkowanego materiału;
- zwiększona tendencja do formowania twardego dna w tropiku;
- stołowa morfologia szelfów i ławic z produkcją węglanów (**platform węglanowych**) w tropikach;
- w umiarkowanych i wysokich szer. geograf. sąsiadowanie węglanów z niewęglanowymi różnych środowisk; w tropiku - z niewęglanowymi osadami deltowymi, litoralnymi i/lub ewaporatami.

Facje osadów wapiennych ze względu na rodzaj składników szkieletowych i szer. geograficzną

Foramol - facja wód umiarkowanie ciepłych;

skład: detrytus otwornic wapiennych i aglutynujących, mięczaków, ramienionogów, mszywiolów, glonów koralinowych, akcesorycznie szkarłupni, małżoraczków, spikul.

Podfacje: **molechfor** (*Molusca* + *Echinoidea* + *Foraminifera*) - umiarkowanie chłodne otwarte szelfy;

rhodalgai (*Rhodophyta*) - facja szelfów ciepłych; inkrustacje glonów koralinowych, mszywiolów, mięczaki, jeżowce, otwornice bentoniczne, pąkle, serpule;

chloralgai - (*Chlorophyta*); facja szelfów ciepłych; skład: szczątki zielenic, duże otwornice bentoniczne, krasnorosty gałązkowe, mięczaki.

Chlorozoan - (*Chlorophyta* + *Zoantharia*); facja szelfów tropikalnych otwartych i ich obrzeżeń (temp. wody > 14°C;

skład: szczątki zielenic, szkielety koralu hermatypowych, duże otwornice bentoniczne, krasnorosty gałązkowe, mięczaki oraz ziarna nieszkieletowe)

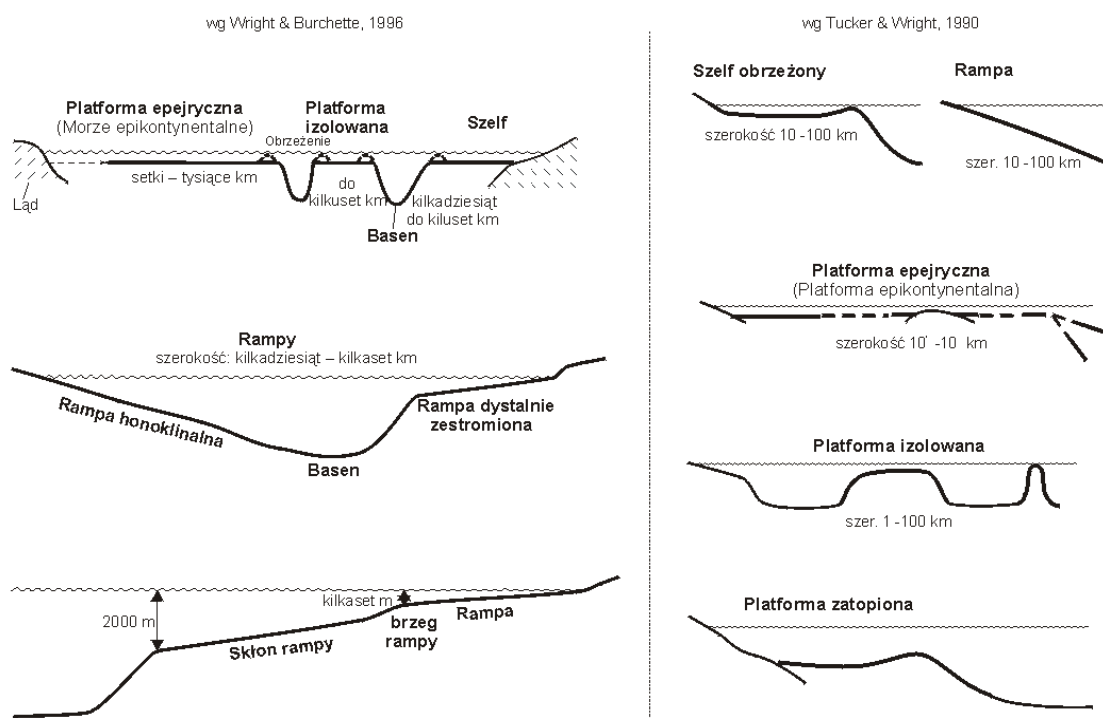
Facje osadów wapiennych ze względu na rodzaj składników nieskieletowych i szer. geograficzną

Facja zdominowana peloidami - od szelfów tropikalnych po umiarkowane;
 Facja oolitowa, oolitowo-agregatowa - szelfy tropikalne (zasięg facji chlorozoan);
 Facja bez ziarn nieskieletowych - szelfy umiarkowane i chłodne (zasięg facji foramol).

Sposoby przyrostu osadów wapiennych

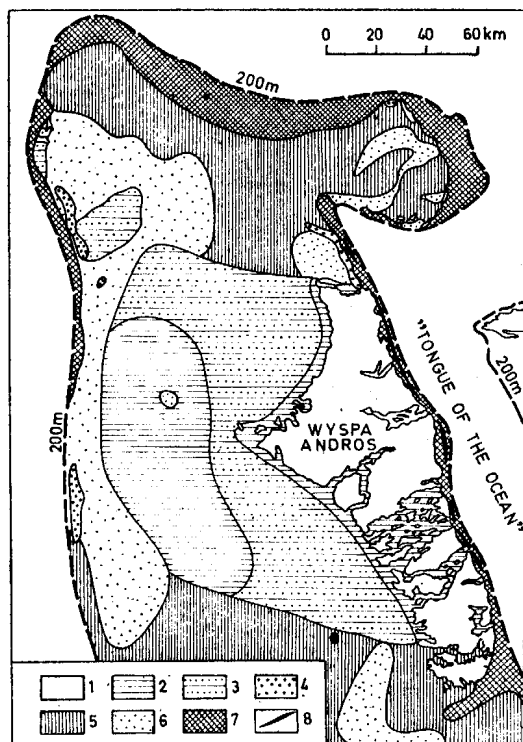
- progradacja równi pływowych (redepozycja osadów niżejpływowych, formowanie mat mikrobialnych, ewaporacyjne wytrącanie węglanów);
- progradacja raf (rozrost domorski, wkraczanie na osady talusa formowane u podstawy rafy);
- pionowy przyrost węglanów niżejpływowych (formowanie sekwencji płyciejących ku górze);
- migracja ciał piasków węglanowych (istotna w obszarach wysokiej energii);
- domorski transport sztormowy (tempestyty wapienne),
- resedymencja masowa (istotna na krawędzi szelfu; wapienie allodapiczne).

Sedymentacja węglanowa w morzach klimatu umiarkowanego: sedymentacja wapieni facji foramol, tj. bogatych w detrytus otwornic wapiennych i aglutynujących, mięczaków, ramienionogów, mszywiolów, glonów koralinowych, akcesorycznie szkarłupni, małżoraczków, spikul. Współcześnie sedymentacja tego typu ma miejsce np. na zachodnich wybrzeżach Irlandii, NW i W Szkocji, Nowej Zelandii. Kopalne osady węglanowe mórz płytkich z obszarów klimatu umiarkowanego są znane z permu Australii oraz kenozoiku Tasmanii i N. Zelandii.

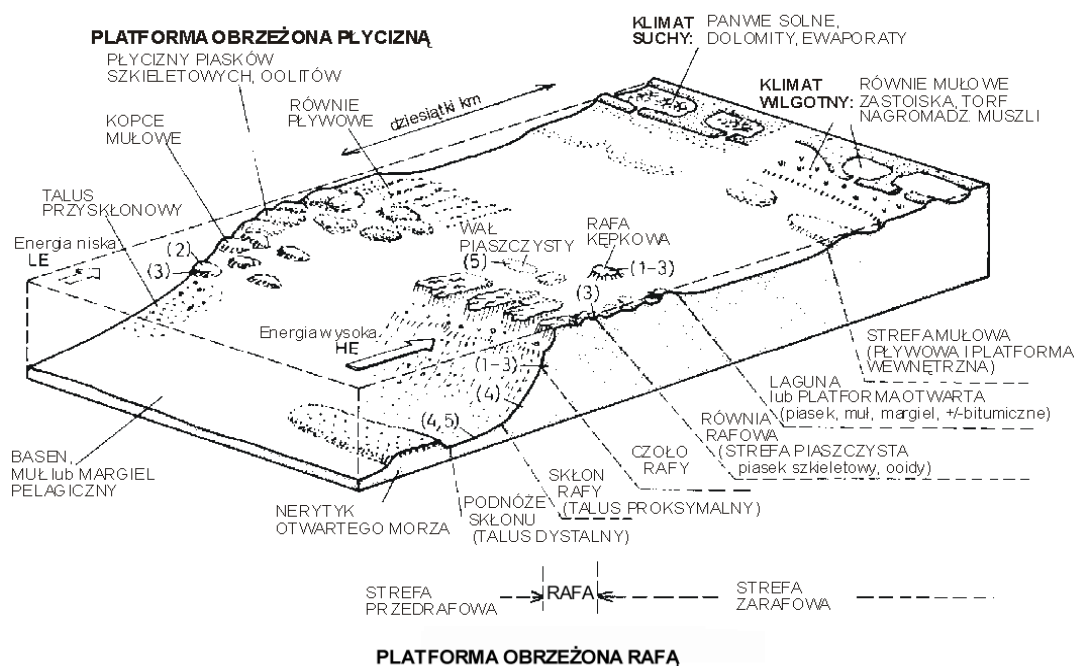


Ryc. 16.4. Rodzaje platform węglanowych

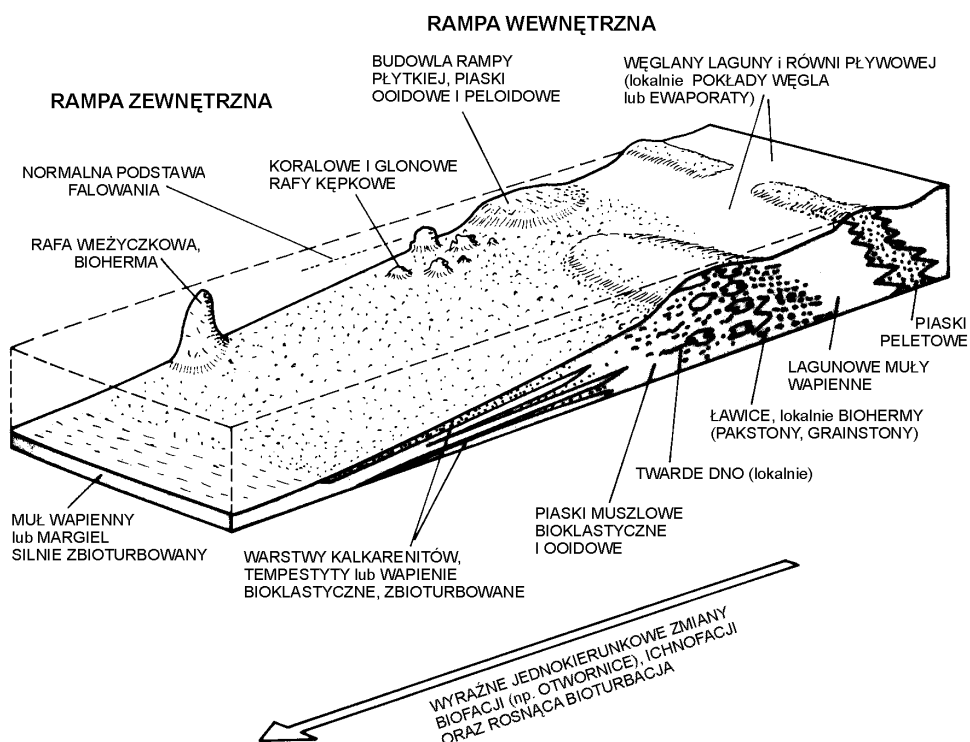
Sedymentacja węglanowa w morzach ciepłych: rozległa sedymentacja węglanowa w strefach płytkomorskich, szczególnie w obrębie budowli węglanowych. Obszary rozległej płytkomorskiej sedymentacji węglanów – **platformy węglanowe** (Ryc. 16.4). Platformy węglanowe wykazują zróżnicowanie sedymentacji zależnie od związków z lądem, sposobu i zakresu zróżnicowania głębokości, rozmieszczenia i rodzaju organogenicznych budowli węglanowych (np. Ryc. 16.5 - 16.7).



Ryc. 16.5. Rozmieszczenie litofacji węglanowych na obszarze Wielkiej Ławicy Bahamskiej (zestawione według Bathursta, 1971; z: Gradziński i In., 1986). 1 – skały węglanowe plejstocenu, litofacie: 2 – mułowa, 3 – mułowo-peloidowa, 4 – oolitowa właściwa, 5 – peloidowa (grudkowa), 6 – oolitowa mieszana, 7 – koralowo-glonowa, 8 – rafy



Ryc. 16.6. Platforma węglanowa szelfu: fizjografia i osady (z: Einsele, 1992)

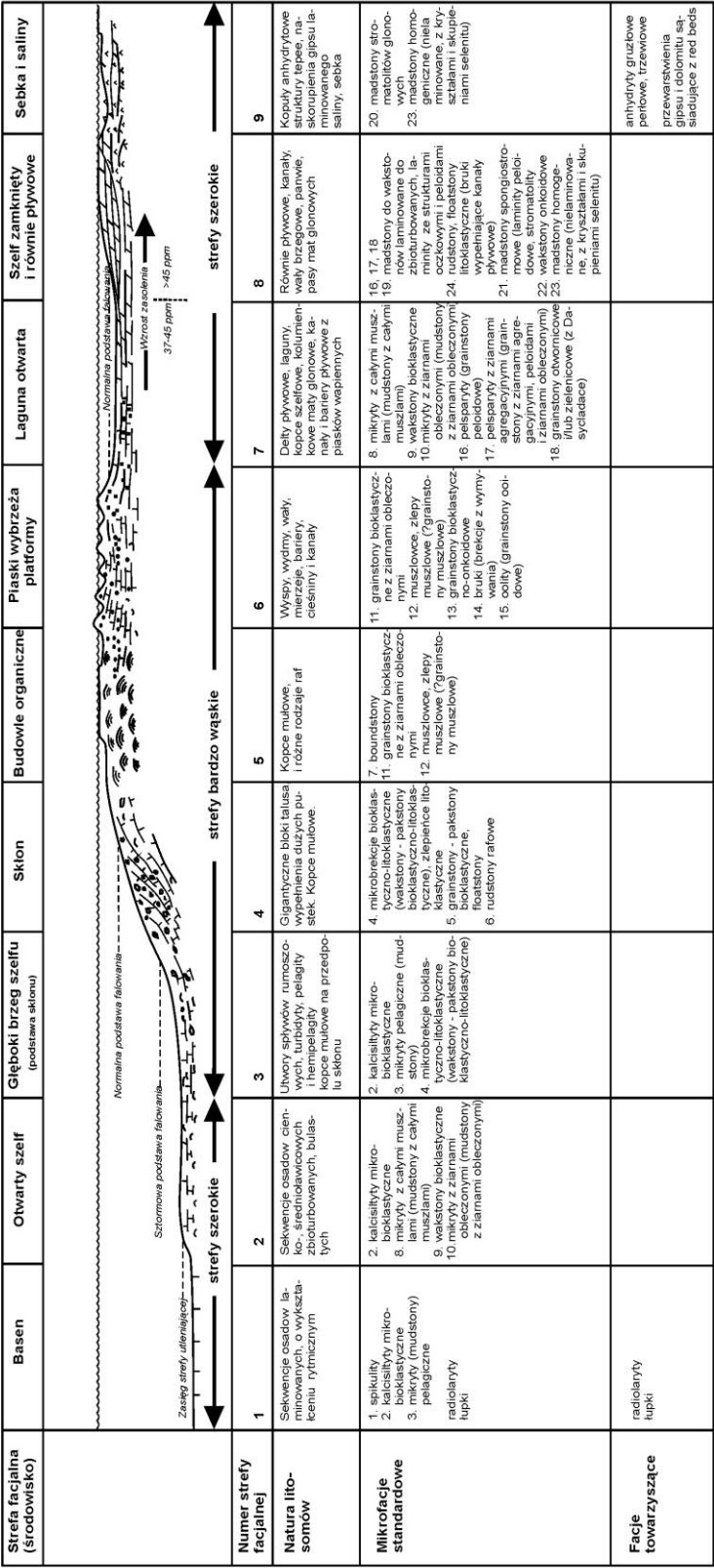


Ryc. 16.7. Platforma węglanowa typu rampy: fizjografia i osady (z: Einsele, 1992)

Zasadnicze cechy sedymentacji węglanowej i jej produktów na obszarach klimatu ciepłego pokazuje model Wilsona (Ryc. 16.8). Model ten obejmuje wszystkie główne środowiska sedymentacji węglanów na niskich szerokościach geograficznych (w morzach ciepłych i na ich wybrzeżach). Niektóre z tych środowisk występują w rzeczywistości zamiennie (np. sabha, wybrzeże piaszczyste lub równie pływowe). Zatem, kolejność rozmieszczenia środowisk w tym modelu jest sztuczna, tylko ogólnie odpowiada rzeczywistości.

Model Wilsona akcentuje batymetryczne różnicowanie osadów węglanowych oraz osadów im towarzyszących. Widać w nim, że wzrost głębokości środowiska sedymentacyjnego zapisuje się w osadzie wzrostem udziału mułu wapiennego (kalcytutytu). W głębiach basenowych, powyżej CCD oraz w centrach lagun, a częściowo i na równiach pływowych osadzają się mudstony wapienne oraz wakestony lub floatstony. Na płycznach o wysokiej energii wody osadzają się osady zubożone w muł wapienny (przemyte), takie z których po cementacji formowane są: grainstony, pakstony rudytowe (rudstony), pakstony arenitowe, biolityty (boundstony); w tym grainstony ooidowe, muszlowe, onkoidowe.

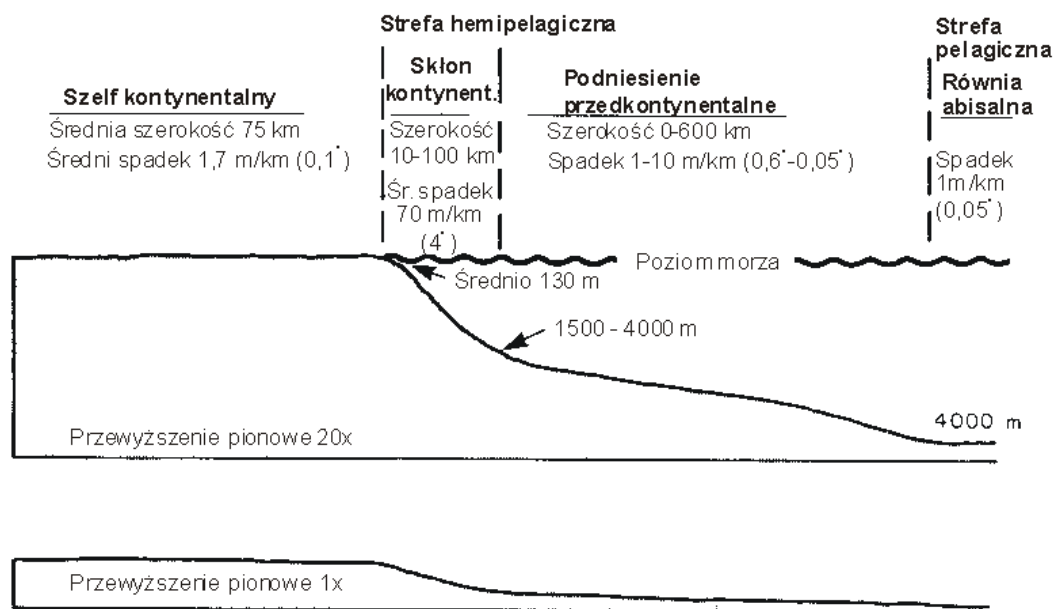
W lagunach osadzają się muły bogate w peloidy i ziarna agregacyjne, ziarna obleczone, nieraz bogate w niepokruszone muszle. Po lityfikacji powstają z nich wapienie typu mudstonów i wakstonów, rzadziej boundstony (bindstony).



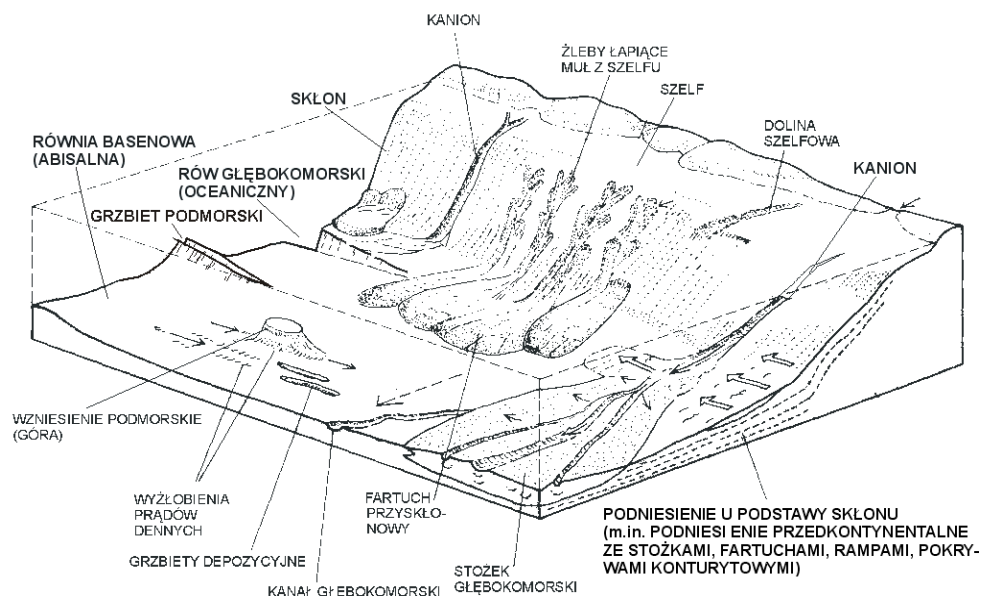
Ryc. 16.8. Standardowe strefy facjalne i mikrofacje węglanowe wg Wilsona (1975), tłumaczenie S. Leszczyński

ŚRODOWISKA MÓRZ GŁĘBOKICH I OCEANÓW

Środowiska mórz głębokich (głębokomorskie) są to środowiska położone poniżej krawędzi szelfu, obejmujące skłony basenowe, ich podnóża, równie basenowe oraz rowy oceaniczne, tj. batiał, abisał, hadał (hemipelagial i pelagial; Ryc. 16.9, 16.10).



Ryc. 16.9. Główne elementy fizjograficzne wybrzeża kontynentu, środowisk głębokomorskich według Cook et al., 1982



Ryc. 16.10. Fizjografia mórz głębokich u wybrzeży kontynentów; z: Einsele, 1992

Procesy sedymentacyjne (Ryc. 16.11):

Procesy fizyczne:

- sedymentacja pelagiczna (opadanie materiału ziarno po ziarnie ze słupa wody; proces ciągły)
- prądy przydenne (prądy konturowe; procesy semipermanentne),
- resedymencja masowa (grawitacyjne procesy sedymentacyjne materiału terygenicznego i wulkanoklastycznego; procesy epizodyczne),

Procesy chemiczne (rozpuszczanie, autigeniza materiału na dnie; (procesy ciągły),

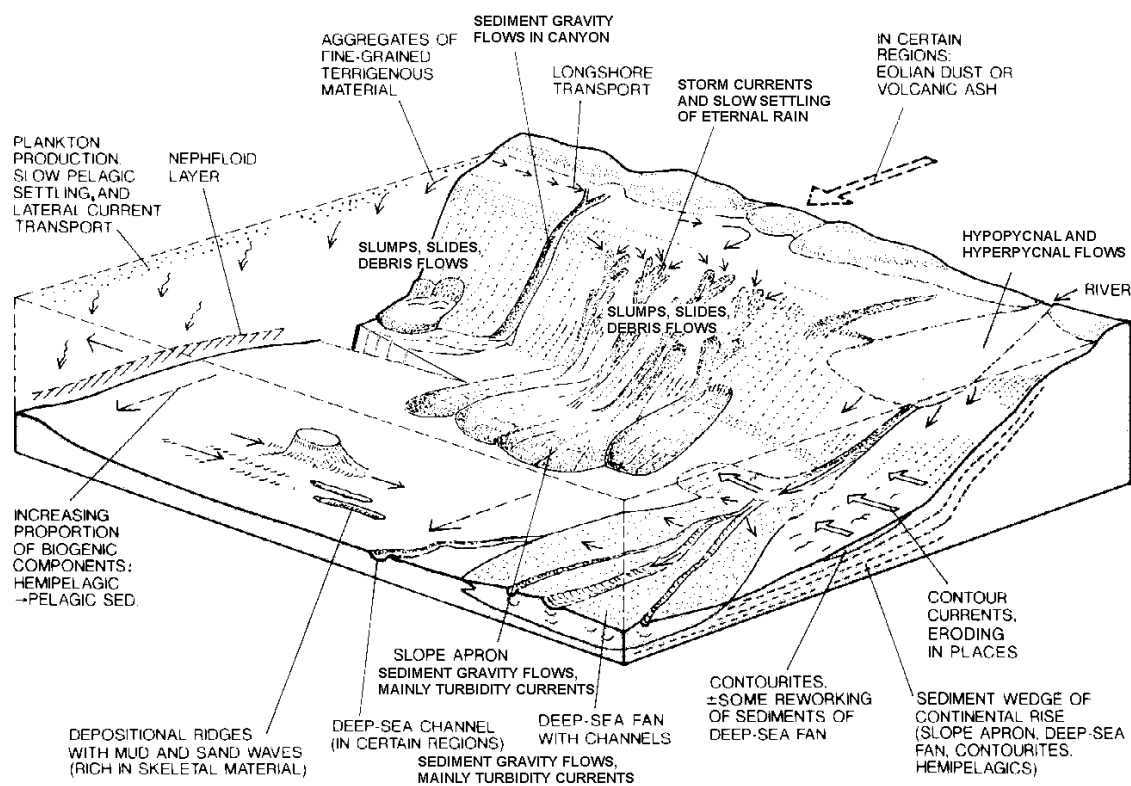
Procesy biotyczne (produkcja, przeróbka, wiązanie materiału osadowego, przeróbka osadu; procesy semipermanentne).

Zaznacza się wysokie zróżnicowanie procesów w czasie i przestrzeni, zależnie od fizjografii obszaru. Resedymencja występuje głównie na i wokół skłonów, największy zasięg mają prądy zawieszinowe.

Czynniki kontrolujące sedymentację:

Czynniki nadrzędne:

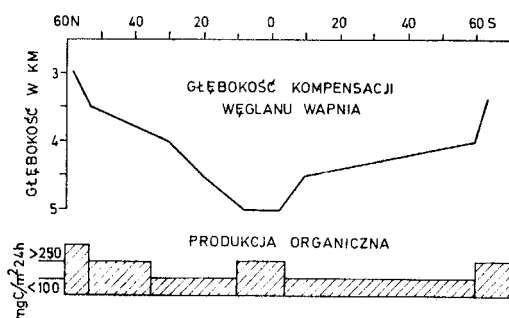
- geometria basenu i jego otoczenia (kształt, deniwelacje),
- stopień połączenia z oceanem światowym,
- aktywność tektoniczna i wulkaniczna obszaru (poziom morza),
- eustatyka,
- klimat.



Ryc. 16.11. Procesy kontrolujące dostawę, transport i sedymentację w morzach głębokich według Einsele, 1992, zmodyfikowane przez S. Leszczyńskiego (2014, niepublikowane)

Czynniki pochodne:

- natężenie dostawy materiału terygenicznego, dostawa materiału wulkanicznego, organogenicznego,
- cyrkulacja/natlenienie wody,
- głębokość kompensacji kalcytu (CCD) a głębokość basenu (Ryc. 16.12).



Ryc. 16.12. Głębokość kompensacji węglanu wapnia i produkcja organiczna wód Oceanu Spokojnego wzdłuż 170° dł. zach. (z: Gradziński i in., 1986)

Osady:

- pelagity = osady biogeniczne i nieorganogeniczne (muły głębinowe) zawierające <40% pylastego materiału terygenicznego; tempo sedymentacji kilka – kilkadziesiąt mm/tys. lat.

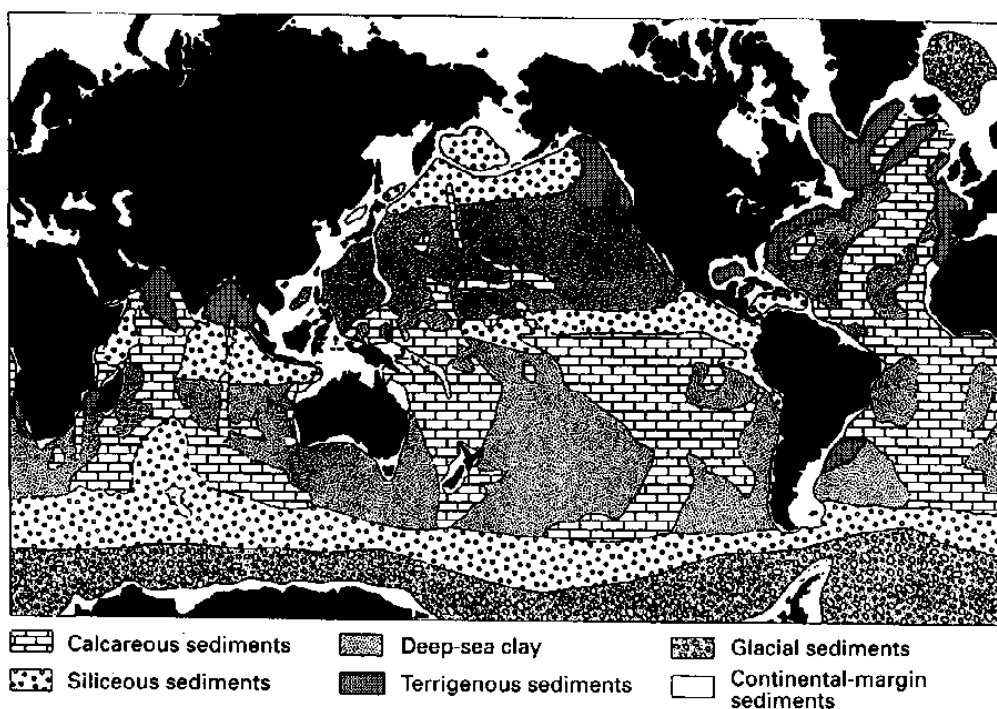
rodzaje:

- **oozy** = biogeniczne muły głębinowe, >70% materiału biogenicznego.
 - wapienne (współczesne: muł globigerynowy, kokolitowy, pteropodowy, kopalne: wapienie pelagiczne),
 - krzemionkowe (współczesne: muł radiolariowy, okrzemkowy kopalne: radiolaryty, diatomity),
- **arle** = osady drobnoziarniste zawierające 30-70% materiału biogenicznego wapiennego i krzemionkowego,
 - rodzaje: marl – zaw. <15% materiału krzemionk.,
smarl – zaw. 15-85 % materiału krzemionk.
sarl – zaw. >85% materiału krzemionk.).
- **muły** (iły, pyły, łupki) = osady drobnoziarniste zawierające <30% materiału biogenicznego: muły/łupki czerwone, czarne
- hemipelagity = osady drobnoziarniste z >40% pylastego materiału terygenicznego, materiał biogeniczny jak w pelagitach; muły/łupki zielone, czarne, czerwone, niebieskie (łupki pstre); tempo sedymentacji kilkadziesiąt – 100 mm/tys. lat
- konturyty (patrz wykład nt. procesów sed.)
- resedymenty (patrz wykład nt. procesów sed. w ramach kursu sedymentologii)
- osady chemiczne (konkrecje i naskorupienia Fe-Mn, bazalne utwory żelaziste, glaukonit, zeolity, fosforyty)
- osady biotyczne (patrz pelagity, w części muły/łupki czarne, stromatolity bakteryjne).

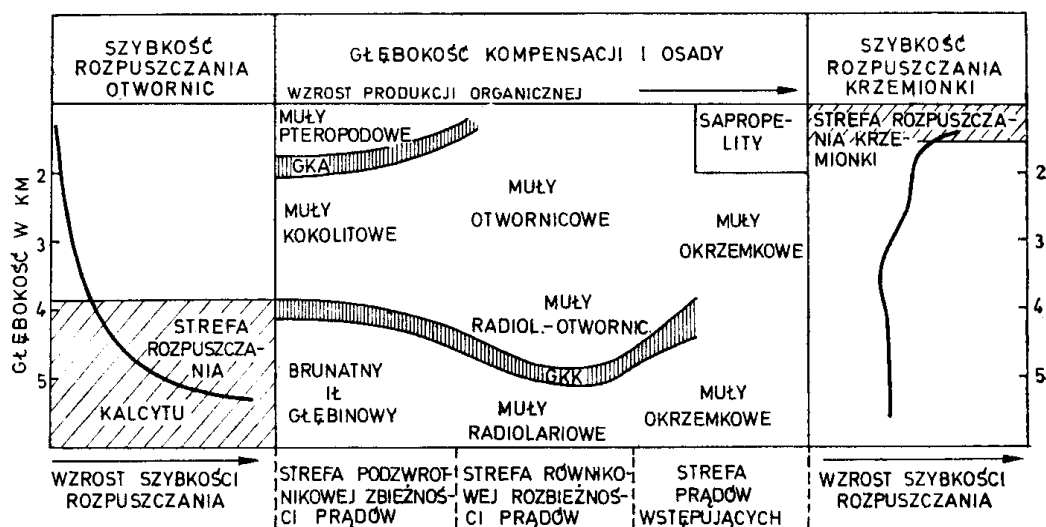
Lateralne rozmieszczenie osadów (Ryc. 16.13—16.15):

Tendencja ogólna: spadek udziału materiału terygenicznego z odległością od lądu, udział największy – strefy proksymalne = środowisko głębokich mórz z sedymentacją klastyczną, hemipelagiczne, udział najmniejszy – strefy dystalne = środowisko pelagiczne.

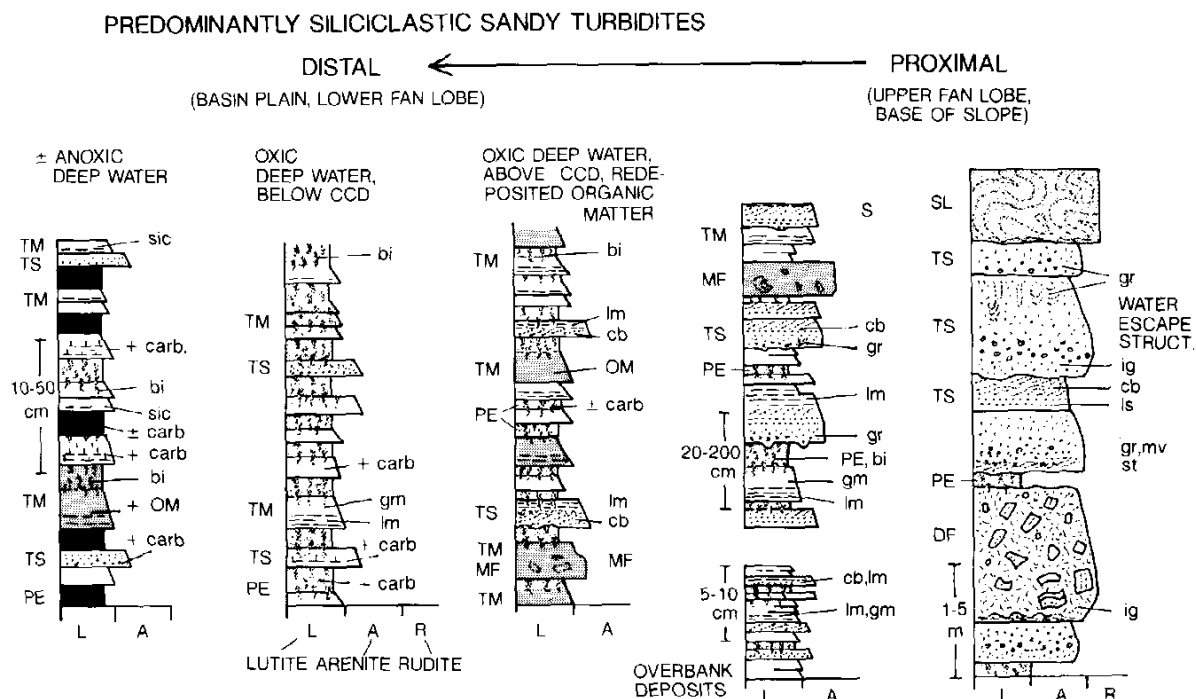
Silna zależność rozmieszczenia osadów od fizjografii i przynależności geotektonicznej obszaru (osady pelagiczne i chemiczne występują głównie z dala od lądów).



Ryc. 16.13. Rozmieszczenie osadów we współczesnym oceanie światowym wg Davies & Gorsline, 1976



Ryc. 16.14. Rozkład współczesnych, morskich osadów biogenicznych w zależności od żyzności wód głębokich i głębokości dna oraz zmiany w szybkości rozpuszczania biogenicznego węgla wapnia i krzemionki wraz głębokością (z: Gradziński i in., 1986). GKA – głębokość kompensacji aragonitu, GKK – głębokość kompensacji kalcytu



Ryc. 16.15. Zmiany facji głębokomorskich osadów okruchowych wraz z odległością od skłonu basenowego (skłonu kontynentalnego) według Einsele, 1992

ŚRODOWISKA MÓRZ GŁĘBOKICH Z SEDYMENTACJĄ KLASTYCZNĄ

Są to środowiska zdominowane resedymetami i konturytami.

Klasyfikacja:

1. Zależnie od formy gromadzenia i genezy osadu (wg Stow i in. 1986):

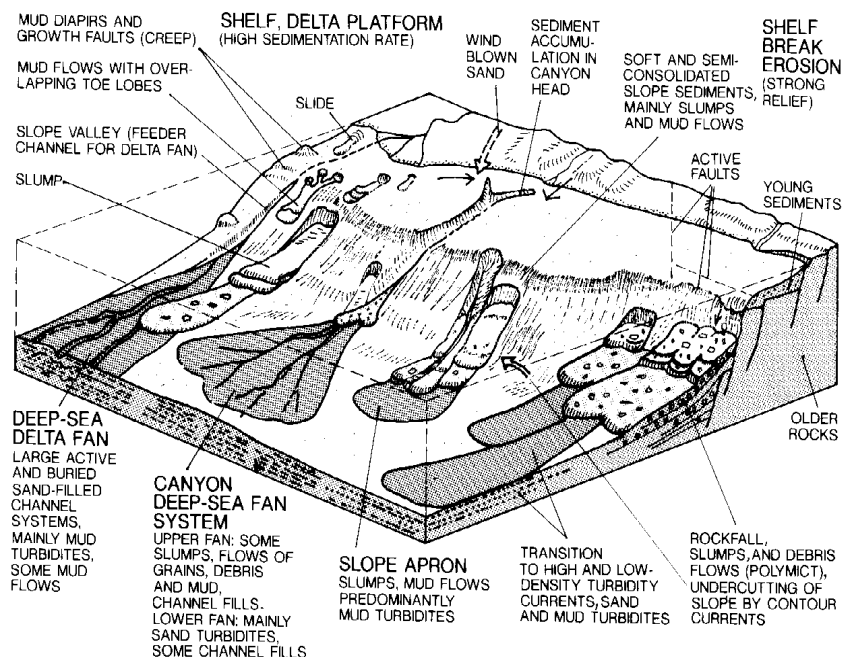
- skłony basenowe (gł. skłon kontynentalny),
- podmorskie stożki,
- podmorskie rampy,
- fartuchy przyskłonowe,
- równie basenowe,
- nasypy konturytowe.

2. Zależnie od specyfiki sposobu odkładania osadu (wg Mutti 1985):

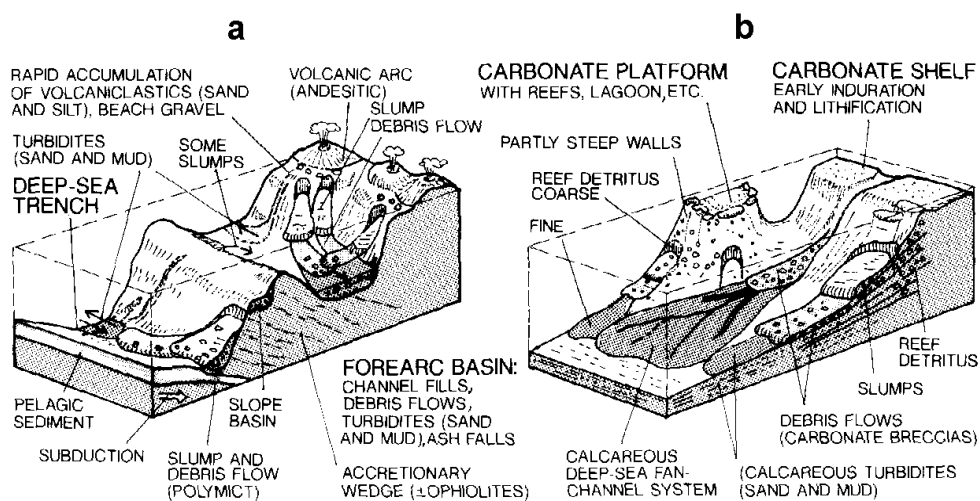
- system kanałów i powiązanych z nimi lobów depozycyjnych,
- system kanałów połączonych z lobami depozycyjnymi,
- system kanałów z wałami brzegowymi, bez lobów depozycyjnych.

3. Zależnie od lokalizacji geotektonicznej (wg Einsele 1992; Ryc. 16.16, 16.17)

- pasywne wybrzeża kontynentów (niedojrzałe, dojrzałe),
- aktywne wybrzeża kontynentów,
- obrzeżenia szelfu węglanowego, platformy węglanowej



Ryc. 16.16. Podstawowe środowiska zdominowane sedymentacją z masowych grawitacyjnych przemieszczeń materiału osadowego przy pasywnych wybrzeżach kontynentów (Einsele, 1992);



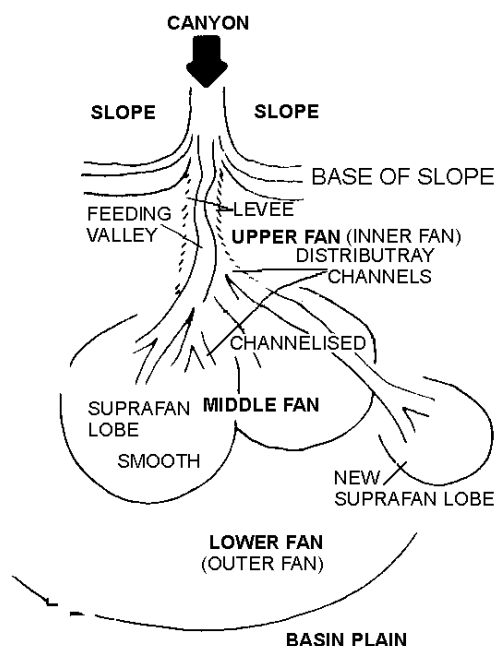
Ryc. 16.17. Podstawowe środowiska zdominowane sedymentacją z masowych grawitacyjnych przemieszczeń materiału osadowego **a** – przy wybrzeżach aktywnych (konwergentnych, zbieżnych) z basenem przedłukowym; **b** – przy szelfach i platformach węglanowych (Einsele, 1992)

4. Zależnie od granulometrii materiału osadowego (wg Reading & Richards 1994):

- środowiska zdominowane mułem,
- środowiska bogate w muł i piasek,
- środowiska zdominowane piaskiem,
- środowiska zdominowane żwirem.

Słony basenowe to strefy basenu o największym nachyleniu (śr. 70m/km), osady silnie skontrastowane facjalnie, w przewadze drobnoziarniste (Ryc. 16.9-16.11, 16.15-16.17, 16.20. Duży udział utworów osuwiskowych.

Podmorskie stożki = nagromadzenia osadu rozwijające się od jednego punktu – wylotu kanionu, żlebu, zasilane z jednego źródła – delty rzecznej, subaeralnego stożka napływowego, jezora lodowcowego.



Ryc. 16.18. Model fizjografii głębokomorskiego stożka napływowego według Walker, 1978, zmodyfikowany przez S. Leszczyńskiego (2014, niepublikowane)

Główne elementy fizjograficzne stożków (Ryc. 16.18)

- kanały (główne, rozprowadzające),
- wały brzegowe,
- łoby depozycyjne,
- strefy pozakanałowe/międzykanałowe.

Fizjografia stożka zależy od rodzaju dostarczanego materiału.

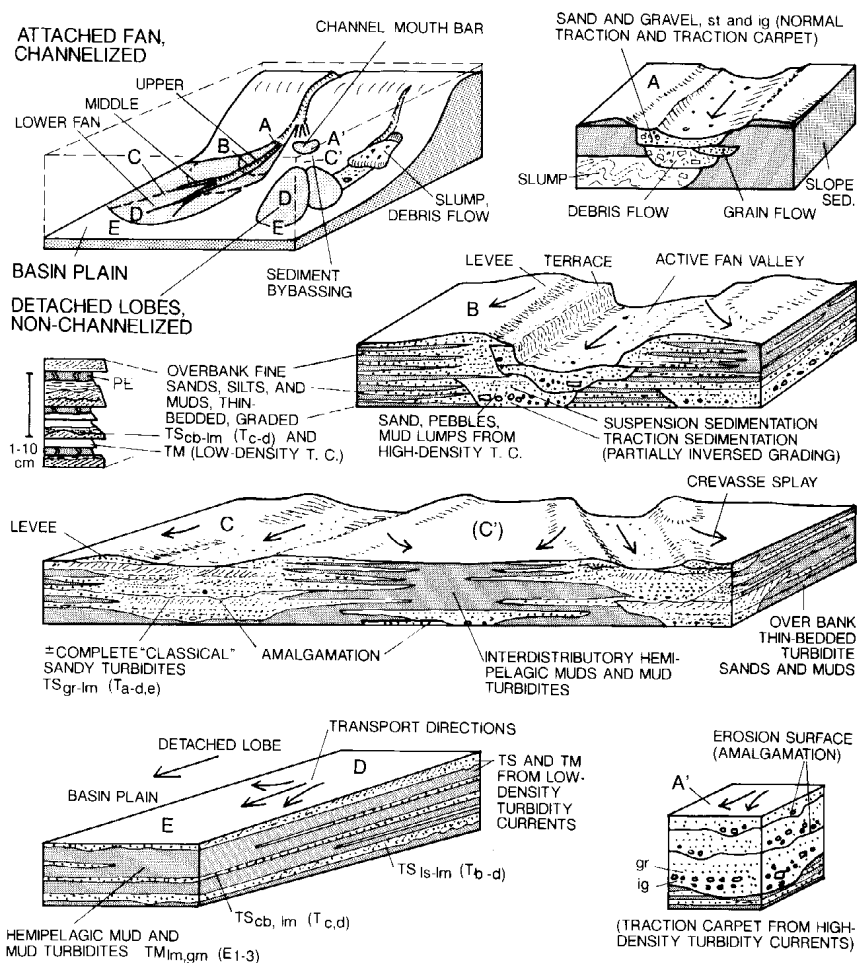
Podział stożka (Ryc. 16.18):

- wewnętrzny (górny; powyżej strefy z rozwidleniami kanałów),
- środkowy (z rozwidlonymi kanałami i łobami depozycyjnymi),
- zewnętrzny (dolny; poza wylotami kanałów i łobami depozycyjnymi).

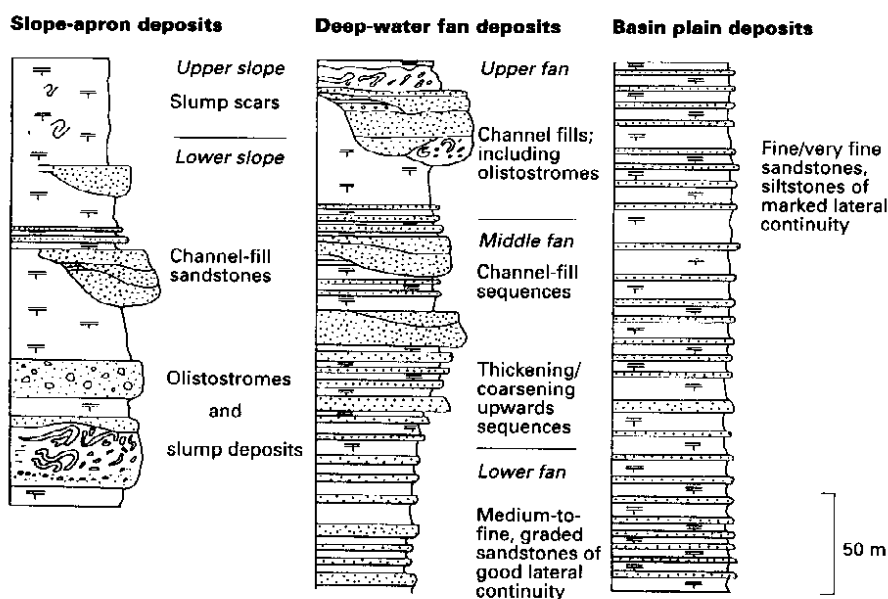
Rodzaje stożków zależnie od granulometrii osadu:

- zdominowane mułem,
- bogate w muł i piasek,
- zdominowane piaskiem,
- zdominowane żwirem (delty stożkowe).

Profil osadów na stożku: zróżnicowany zależnie od fizjografii, rodzaju stożka i jego rozwoju (Ryc. 16.19–16.20).



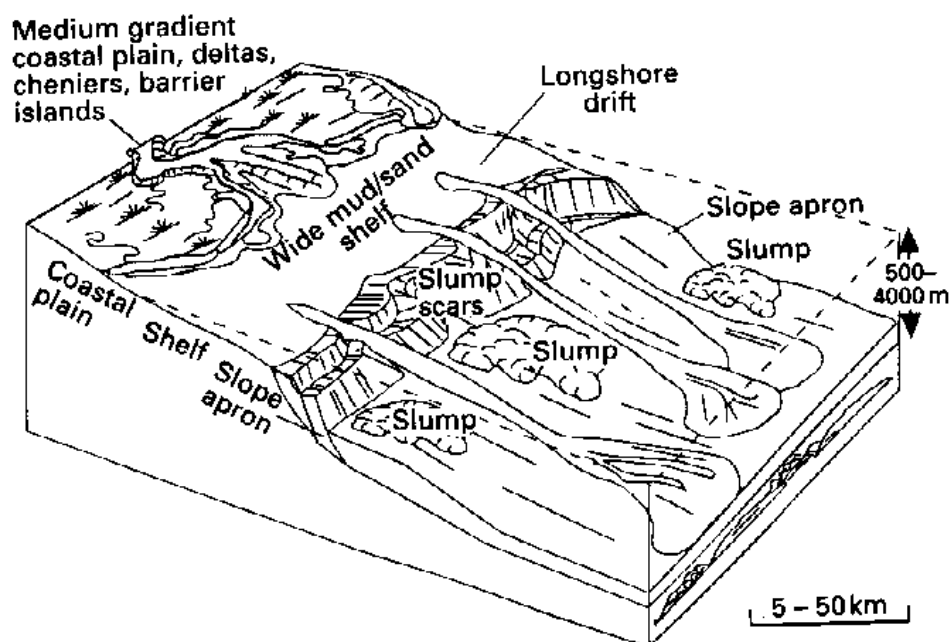
Ryc. 16.19. Facje osadów głębokomorskich stożków napływowych i ich rozmieszczenie (Z: Einsele, 1992)



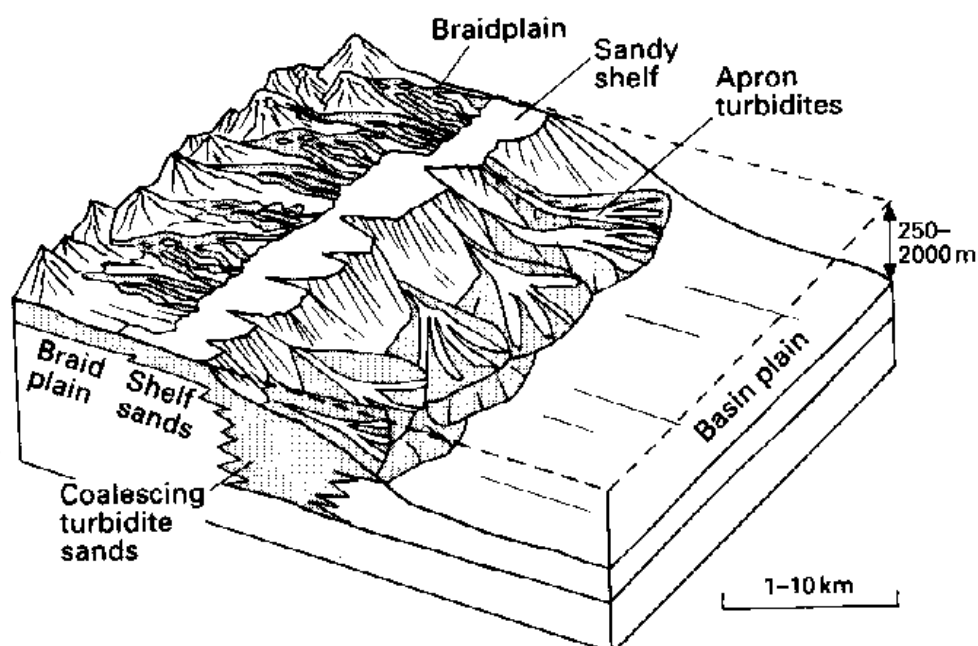
Ryc. 16.20. Ogólny charakter osadów skłonu, głębokomorskiego stożka napływowego i osadów równi abisalnej (według Mutti & Ricci-Lucchi, 1972)

Fartuchy przysklonowe (Ryc. 16.21, 16.22) = Kliny osadu u podnóża skłonów basenowych - skłonów kontynentalnych, grzbietów oceanicznych, podmorskich gór, platform węglanowych - zasilane linijnie, m.in. pasy połączonych stożków podmorskich (Stow i in., 1996).

Zróznicowane zależnie od granulometrii osadu (zdominowane mułem, bogate w muł i piasek, zdominowane piaskiem, zdominowane żwirem).



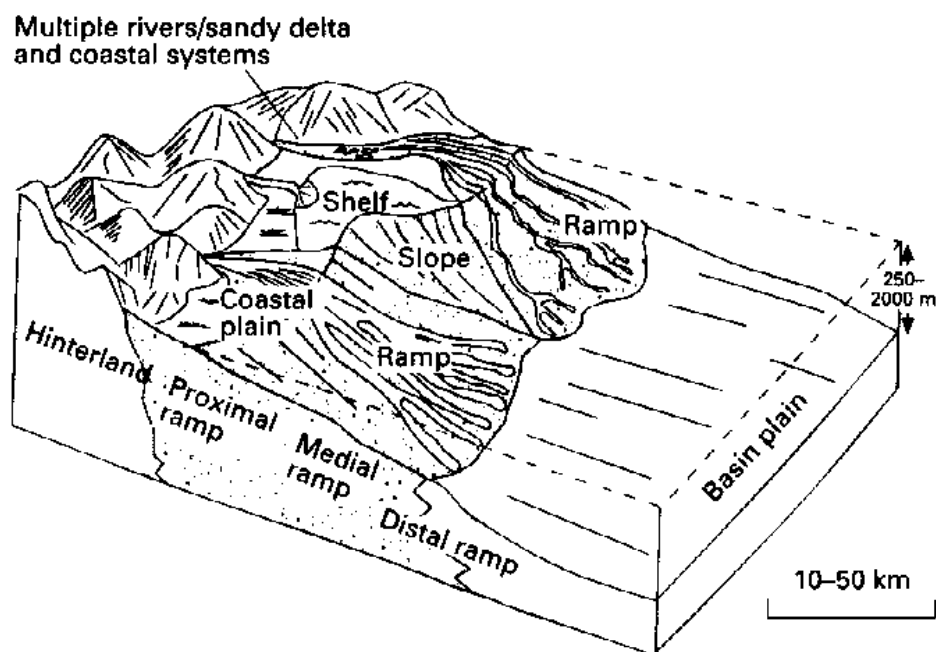
Ryc. 16.21. Model depozycyjny głębokomorskiego fartucha przysklonowego zbudowanego z mułu i piasku, według Reading & Richards, 1994



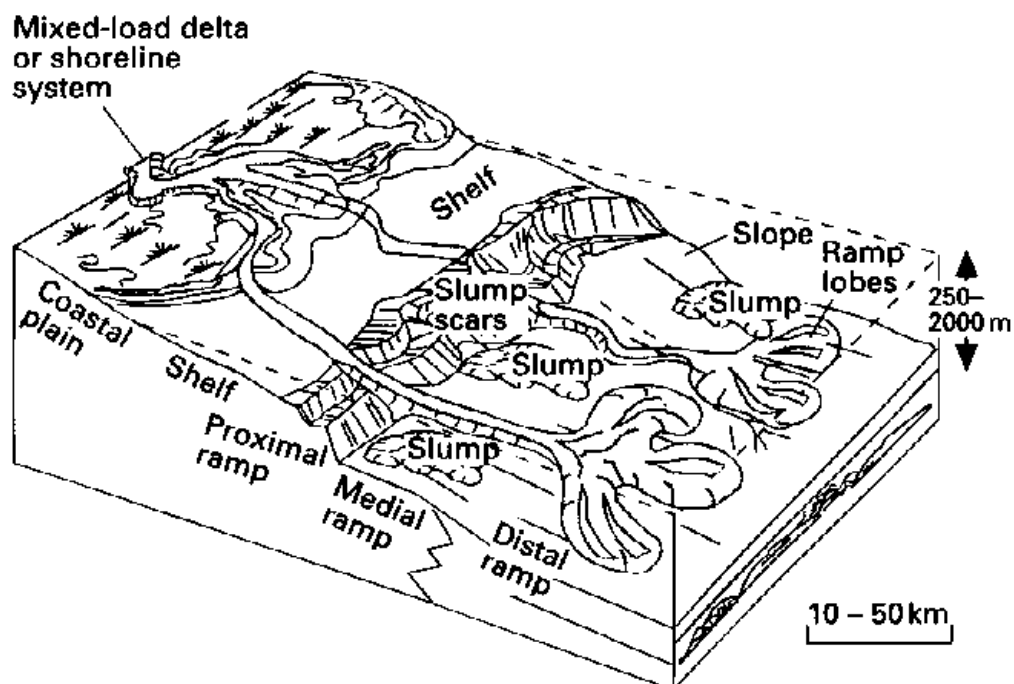
Ryc. 16.22. Model depozycyjny głębokomorskiego fartucha przysklonowego zdominowanego piaskiem, według Reading & Richards, 1994

Podmorskie rampy (Ryc. 16.23–16.25) = Kliny osadu pomiędzy szelfem, lądem i równią basenową, obejmujące skłon kontynentalny i jego przedpole, zasilane z wielu źródeł (Reading & Richards, 1994; nie mylić z rampami węglanowymi).

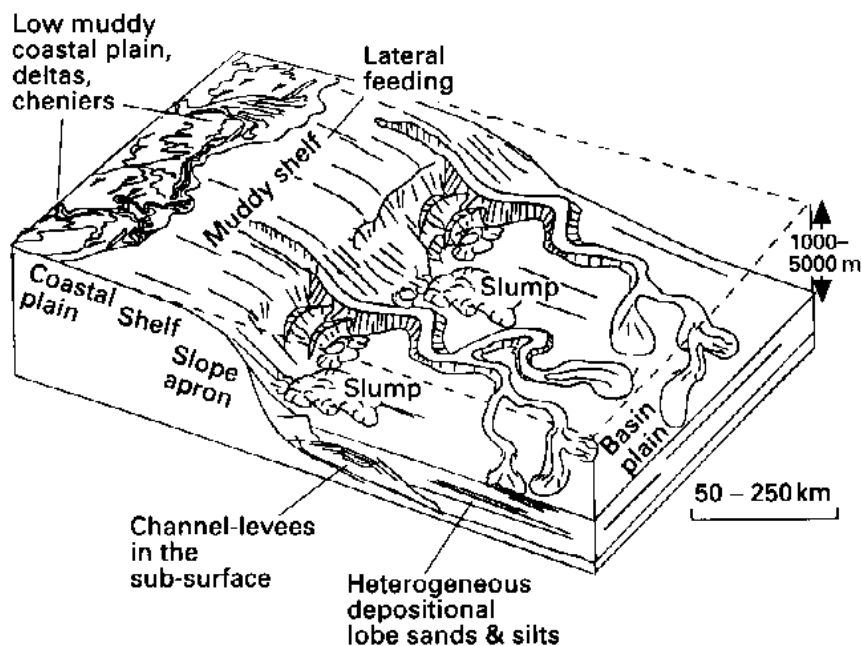
Zróznicowane zależnie od granulometrii osadu (zdominowane mułem, bogate w muł i piasek, zdominowane piaskiem, zdominowane żwirem).



Ryc. 16.23. Model depozycyjny głębokomorskiej rampy zdominowanej piaskiem, według Reading & Richards, 1994



Ryc. 16.24. Model depozycyjny głębokomorskiej rampy bogatej w muł i piasek; według Reading & Richards, 1994



Ryc. 16.25. Model depozycyjny głębokomorskiej rampy zdominowanej mułem według Reading & Richards, 1994

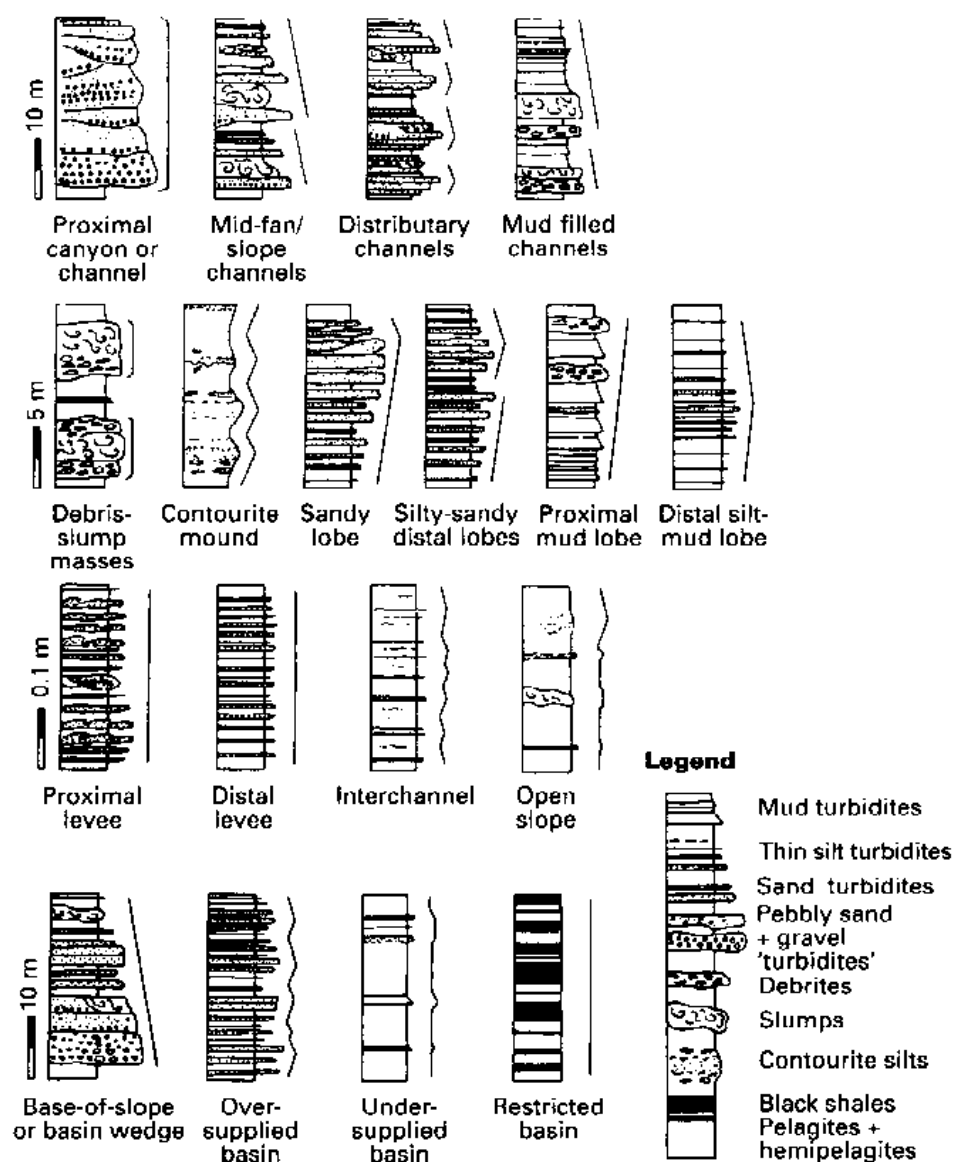
Równie basenowe = obszary o wyrównanej, płaskiej powierzchni z pokrywą osadową zdominowaną turbidytami (występują w małych basenach głębokomorskich) lub osadami tła depozycyjnego (środowiska pelagiczne)

Wykazują zróżnicowanie zależnie od:

- składu osadu (siliciklastyki, węglany),
- powiązania z otoczeniem,
- geometrii pokrywy osadowej (progradacyjne, kopułowe, wstępujące, drapujące)
- głębokości względem CCD,
- zasilania osadem (zdominowane mułem = niedoalimentowane, zasilane piaskiem = nadalimentowane).

Nasypy konturowe = wydłużone lub plackowe nagromadzenia konturowców formowane w strefach intensywnej depozycji osadu przez prądy konturowe (Ryc. 16.11).

Osady poszczególnych subs środowisk środowiska głębokomorskiego cechują się nie tylko różną litologią lecz również różnymi sukcesjami pionowymi (Ryc. 16.26). Znamość sukcesji pozwala identyfikować pochodzenie osadów kopalnych.



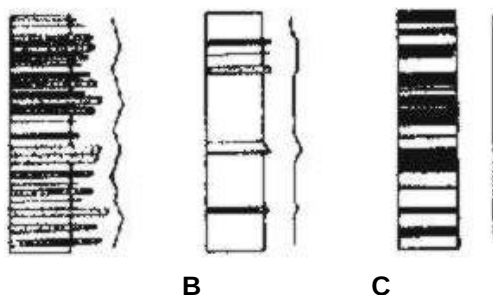
Ryc. 16.26. Pionowe sukcesje turbidytów i osadów z nimi związanych z różnych stref fizjograficznych (subśrodowisk) mórz głębokich. Po prawej stronie profili, kreską zaznaczone są rodzaje sekwencji osadów drobniejące (z ławicami cieniejącymi) ku górze, grubiejące ku górze, blokowe, symetryczne i nieregularne; według Stow, 1985

ŚRODOWISKA PELAGICZNE

Środowiskami pelagicznymi nazywane są środowiska zdominowane osadami swobodnej sedymentacji ze słupa wody (osadami sedymentacji pelagicznej). Ze względu na udział materiału silikoklastycznego frakcji pyłowej i piaskowej (materiału terygenicznego), osady o takiej genezie dzielone są na **pelagity** i **hemipelagity** (wg Pickeringa *et al.*, 1986, pelagity zawierają <40% pylastego materiału terygenicznego, według Einsele, 1992, <25% materiału terygenicznego frakcji grubszej niż 5 μm ; por. wykład 7).

Środowiska pelagiczne to głównie środowiska położone poniżej podstawy falowania. Największe obszary środowiska pelagiczne znajdują się w centralnych częściach oceanów. Taki charakter mają w części równie basenowe (Ryc. 16.27).

Rodzaj i profile osadów zależą od rodzaju środowiska (Ryc. 16.28, 16.29).



Ryc. 16.27. Uogólnione, ideowe profile równi basenowych; **A** – równi nadalimentowanej osadem gruboziarnistym, **B** – równi niedoalimentowanej osadem, **C** – równi niedotlenionej.

Rodzaje współczesnych środowisk pelagicznych (Ryc. 16.28–16.31):

- grzbiety spreduingu,
- asejsmiczne struktury wulkaniczne,
- baseny oceaniczne i wzniesienia abisalne,
- wybrzeża kontynentów, baseny i płaskowyże na skorupie kontynentalnej (baseny epikontynentalne w niektórych okresach dziejów Ziemi).

Środowiska pelagiczne grzbietów spreduingu

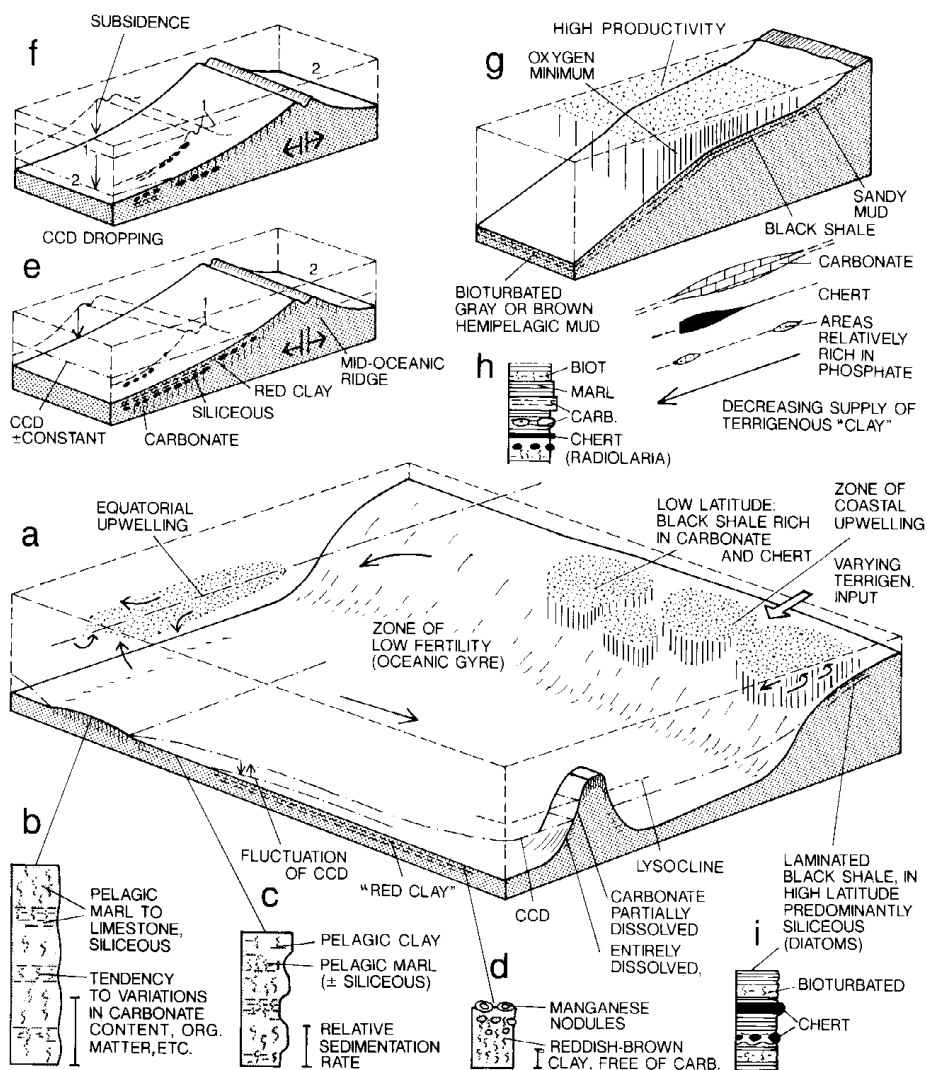
Grzbiety spreduingu to strefy aktywne tektonicznie, o wysokim przepływie ciepła. Ich pokrywa osadowa jest podścielona warstwą tzw. bazalnego osadu żelazistego i zmienionymi do świeżych bazaltów. Rodzaj osadów w pokrywie osadowej zależy od położenia dna względem CCD, żyzności wód oraz reżimu tlenowego na dnie (Ryc. 2, 3). Bazalne osady żelaziste wykazują wzbogacenie w: Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, Cd, U, Hg, As, B i są zubożone w Al., Ti i SiO_2 .

Środowiska pelagiczne asejsmicznych struktur wulkanicznych

Asejsmiczne struktury wulkaniczne to obszary podobne do stref spreduingu, również z podłożem wulkanicznym. Są nimi grzbiety asejsmiczne, góry i plateau wulkaniczne.

Środowiska pelagiczne grzbietów asejsmicznych

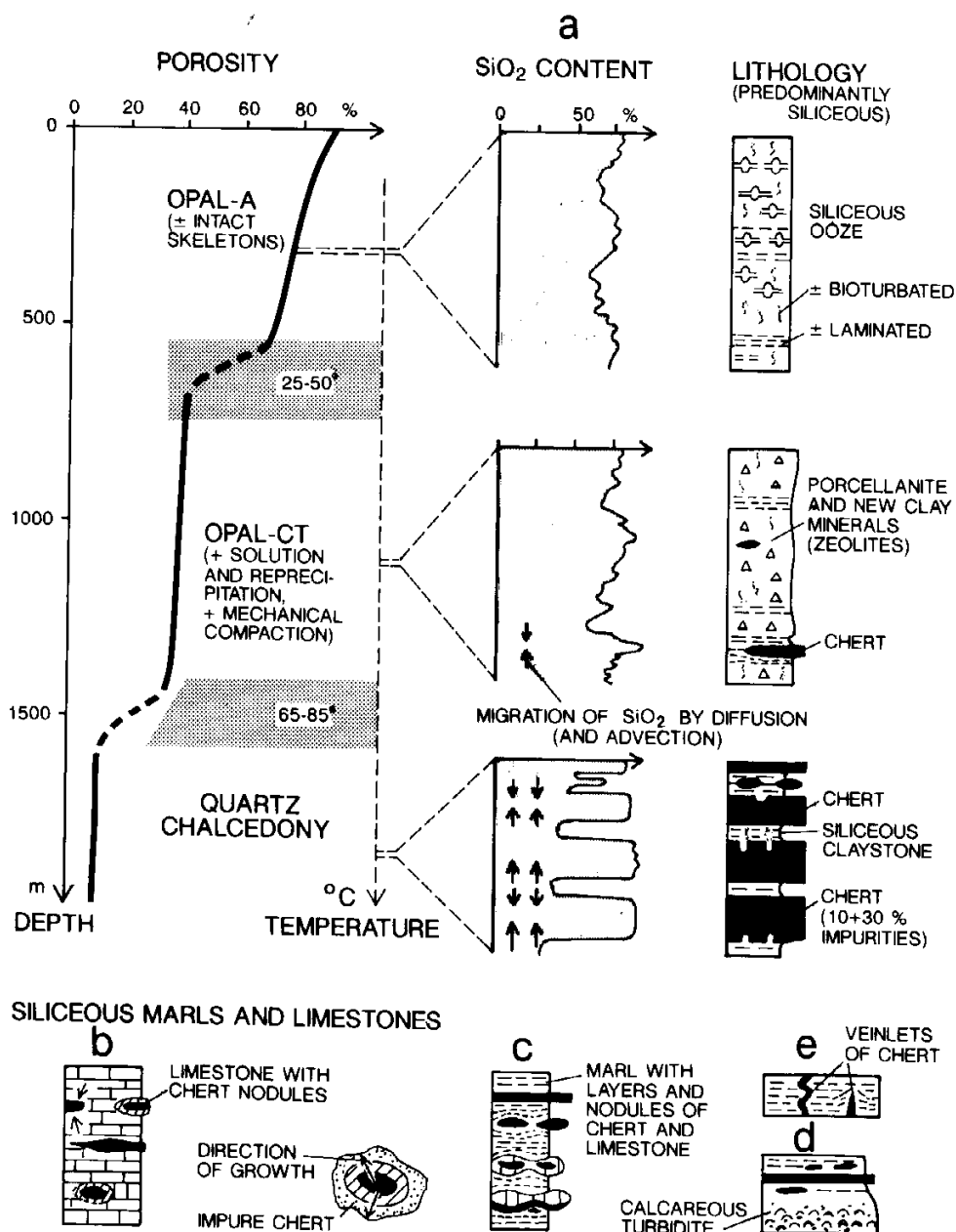
Grzbiety asejsmiczne to liniowe grzbiety wulkaniczne o wysokości do 2 km nad otaczające dno. Pokrywają je osady od lądowych (niepelagicznych) po pelagiczne, płytko- lub głębokowodne. Pokrywa osadowa o miąższości do kilkuset metrów, z licznymi lukami stratygraficznymi. Brak bazalnego osadu żelazistego na kontakcie z podłożem.



Ryc. 16.28. Sedymantacja pelagiczna a żyzność wód, położenie CCD i lizokliny w hipotetycznym wycinku oceanu od równika po obszar podbiegunowy (pominięte zostały oazy okrzemkowe obszarów wysokich szerokości geograficznych). Zwróć uwagę, że fluktuacja CCD może prowadzić do powstawania przekładańca warstw osadu wapienistego i niewapienistego (c), e i f – sukcesje osadów węglanowych, krzemionkowych i ilastych na skorupie oceanicznej w pobliżu grzbietu śródoceanicznego kontrolowane przez stabilną CCD (e). g–i – zmiany facji w kierunku przybrzeże-odbrzeże oraz zmiany zależnie od szerokości geograficznej (h i i) w składzie i sekwencji ławic łupków czarnych akumulowanych pod strefami przybrzeżnych prądów wstępujących. Z: Einsele, 1992; opracował S. Leszczyński)

Środowiska pelagiczne podmorskich gór, gujotów (Ryc. 16.31a)

Są to miejsca z pokrywą osadową o miąższości do 100 m. Osady od płytkomorskich po głębokomorskie, przekładające się z wulkanitami. W materiale wulkanicznym ily



Ryc. 16.30. Procesy i efekty diagenety krzemionki w oozach krzemionkowych. Zwróć uwagę, że rogowce wstęgowe mogą w części powstawać w efekcie diagenetycznego wzmacniania pierwotnie niewielkich różnic w składzie osadu. **b-d** – wstęgowe warstwy rogowca, konkrecje krzemionkowe oraz węglanowe w wapieniach i marglach. **e** – żyłki krzemionkowe i laminowany margiel zdeformowane w następstwie wytrącenia kwarcu (wg Lancelot 1973)

Środowiska pelagiczne basenów oceanicznych i wzniesień abisalnych

Są to obszary, na których rodzaj osadów jest silnie uwarunkowany położeniem dna względem CCD, produktywnością organiczną oraz położeniem względem większych wyniesień dna. Wokół większych wyniesień dna osady pelagiczne zazębiają się z utworami redepozycji masowej. Osady pelagiczne tworzą przekładaniec osadów jasnych (wapiennych) i czerwono-brązowych - bogatych w SiO₂ i minerały ilaste.

Na obszarach z czerwonymi łłami głębinowymi występują konkrety żelazisto-manganowe (bogatsze w Mn niż ich odpowiedniki na mułach wapiennych). Konkrecje takie tworzą się w obszarach o najmniejszym tempie sedymentacji. Utwory te cechują się licznymi lukami stratygraficznymi, szczególnie w paleocenie i oligocenie.

Małe baseny pelagiczne

Należą tu **młode baseny oceaniczne** (np. Morze Czerwone, Zatoka Kalifornijska), **baseny zaplecza łuków wyspowych** (np. Morze Japońskie), **baseny postkolizyjne** (np. Morze Śródziemne). Dno tych basenów znajduje się powyżej CCD. Ich osady są zróżnicowane, zależnie od pochodzenia i charakteru basenu.

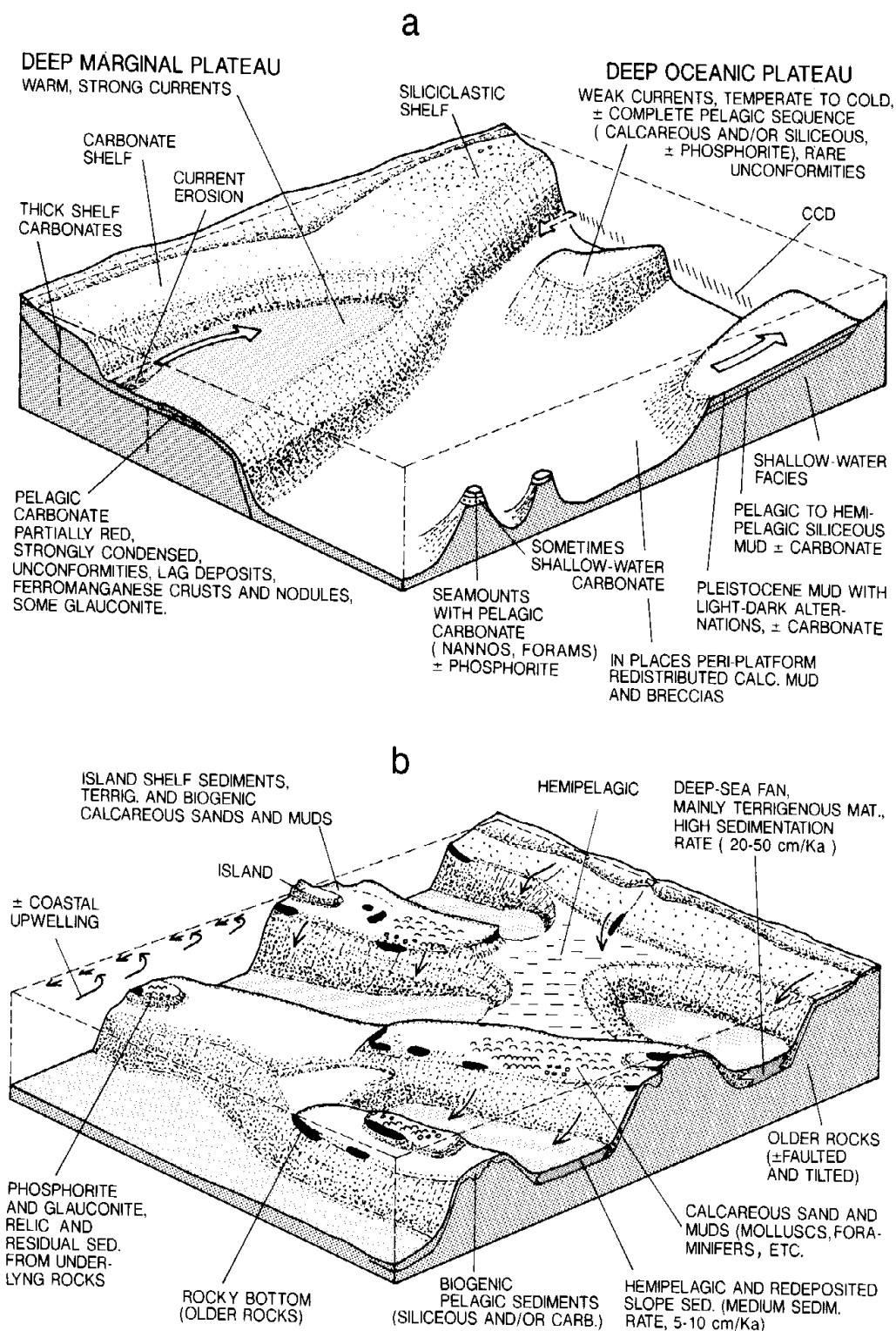
Morze Czerwone, podobnie jak Proto-Atlantyk, zawiera w podłożu ewaporaty zalegające częściowo na wulkanitach. Na ewaporatach zalegają pelagiczne muły wapienne – oozy. Na kontakcie z wulkanitami występują utwory hydrotermalne bogate w metale.

Morze Śródziemne: osady zróżnicowane: pelagiczne, hemipelagiczne i wulkanoklastyczne. Wokół miejsc erupcji wulkanicznych występuje nagromadzenie tlenków Fe; na podmorskich wulkanach naskorupienia tlenków i wodorotlenków Fe i Mn. Późny miocen (messyn) – ewaporaty, czwartorzęd – przewarstwienia osadów sapropelowych i ubogich w materię organiczną.

Północnopacyficzne baseny zaplecza łuków wyspowych (Morze Beringa, Morze Ochockie, Morze Japońskie) cechują się osadami z dużym udziałem materiału wulkanicznego, włącznie z zawiesinowcami wulkanoklastycznymi. Lokalne osady bogate w metale, diatomity, rogowce. Miejscami niewielkie ilości nannoplanktonu i globigerin.

Środowiska pelagiczne wybrzeży kontynentów, basenów i płaskowyży na skorupie kontynentalnej

Taki charakter mają przede wszystkim platformy węglanowe (np. Wielka Ławica Bahamska). Ich pokrywa osadowa składa się z osadów od płytkomorskich po głębokomorskie – pelagiczne i hemipelagiczne, z przewarstwieniami osadów skondensowanych, nieraz z konkrecjami Fe-Mn. Konkrecje Fe-Mn są tutaj bogatsze w węglany, a uboższe w SiO₂, Mn i pierwiastki śladowe niż konkrecje Fe-Mn z głębi oceanicznych. Lokalnie występują rafy, fale piasku globigerynowego i/lub pteropodowego.



Ryc. 16.31. a – osady głębokomorskich plateau (płaskowyży) o różnych warunkach środowiskowych (temperatura, cyrkulacja wody, dostawa nutrientów) według Einsele 1992. **b** – osady rozczłonkowanego szelfu typu wybrzeży Kalifornii, z basenami i wyniesieniami o różnej głębokości poniżej poziomu morza (wg Einsele 1992). Zauważ, że pokazane są tylko osady najmłodsze, takie które ciągle mogą znajdować się pod wpływem niskiego poziomu morza i czasowych zmian w natężeniu przybrzeżnych prądów wstępujących. Osady starsze mogą być silnie dotknięte przez pionowe ruch skorupy wywołujące niezgodności, wyklinowania niektórych warstw oraz fartuchy osuwiskowe o różnej wielkości i położeniu u podnóżu skłónów.

ŚRODOWISKO GLACJALNE I PROGLACJALNE

Środowisko sedymentacji materiału wytapianego z lodowca na lądzie lub w wodzie, materiału wytopiskowego przemieszczanego ruchami masowymi (grawitacyjnie) oraz materiału niesionego przez wody wytopiskowe (Ryc. 17.1–17.3). Osady deponowane poprzez wytapianie z lodowca na lądzie = **osady morenowe**. Są to w większości osady niesortowane (m.in. gliny). Osady z powierzchni i wnętrza lodowca (osady nadlodowcowe; ablacyjny osad morenowy) różnią się od niesionych i uwolnionych z podstawy lodowca (osad podlodowcowy; bazalny osad morenowy).

Osady wytopione z lodowca osadzane w wodzie (fluwioglacjalne, talassoglacjalne, limnoglacjalne) to osady różnie warstwowane, o wysortowaniu złym do dobrego.

według Boultona (1972)		według Flinta (1971)
Osad nadlodowcowy	Spływowy osad morenowy	Ablacyjny osad morenowy
	Wytopiskowy osad morenowy	
Osad podlodowcowy	Wytopiskowy osad morenowy	Bazalny osad morenowy
	Bazalny osad morenowy	

Bazalny osad morenowy cechuje się występowaniem struktur ze ścinania i spękań ścięciowych powstałych na skutek naciskiem przemieszczającego się po nim lodowca (Ryc. 17.1- b).

Pod względem petrograficznym osady morenowe to diamiktyty, mikstyty. Przedkenozoiczne osady morenowe = **tillity**.

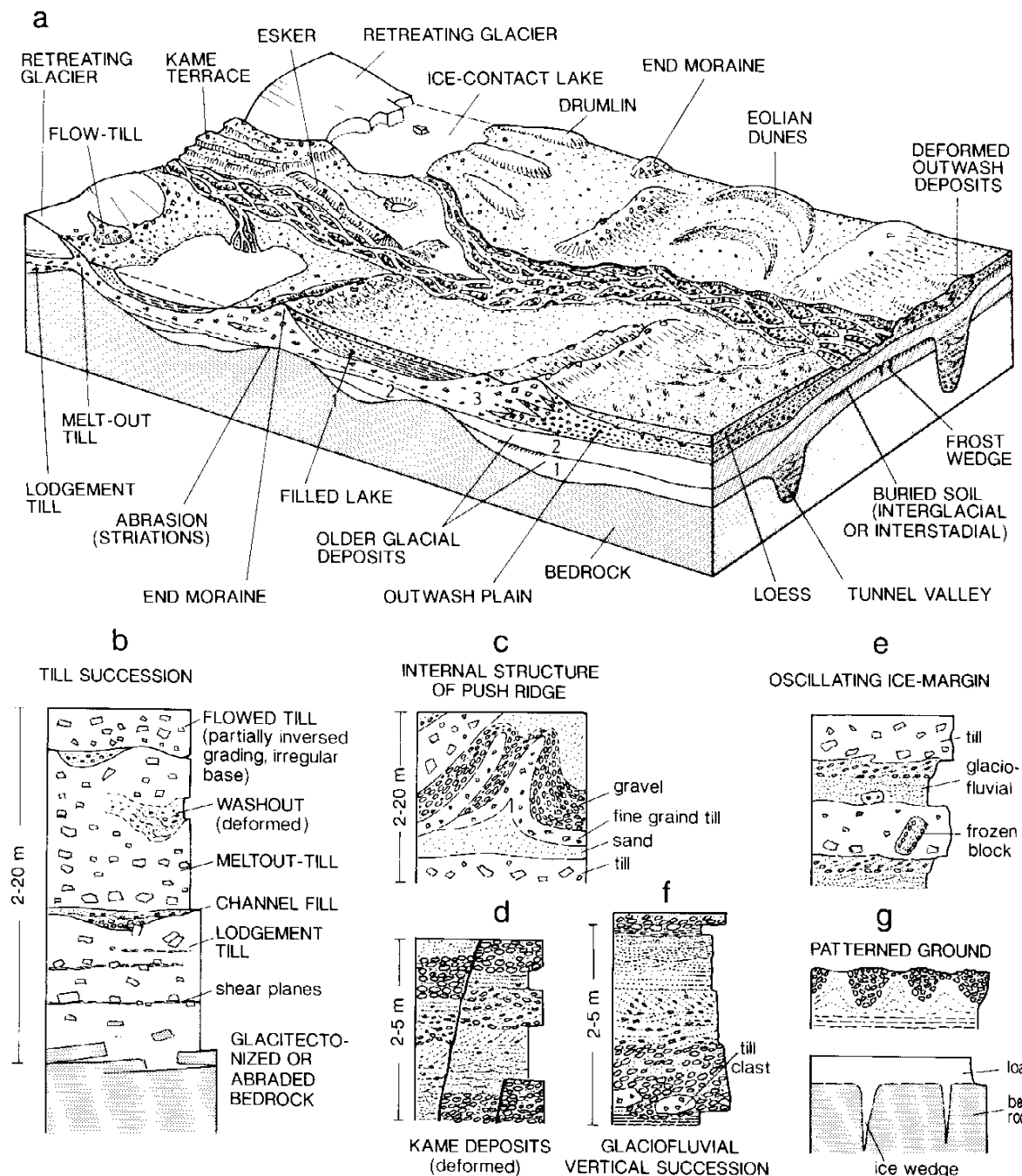
Rodzaje moren – form akumulacji osadu wytopiskowego:

- morena czołowa,	Łądolody i lodowce dolinne
- morena denna,	
- morena boczna,	Lodowce dolinne
- morena środkowa	

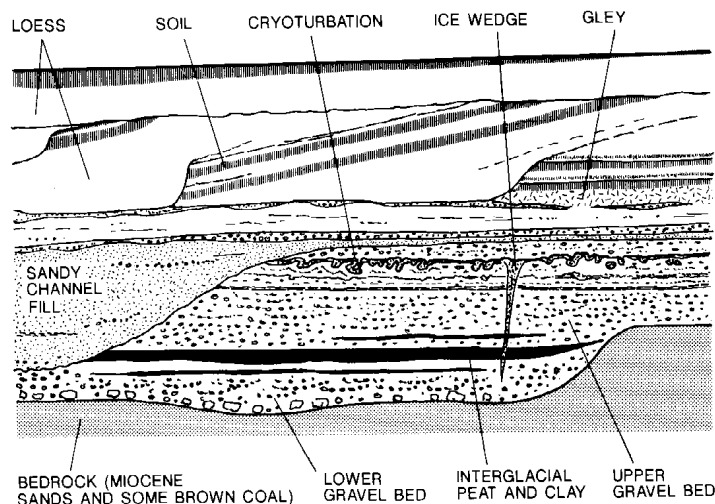
Aeralne topnienie lodowca pozostawia płyty martwego lodu pokryte osadem wytopiskowym o bardzo nierównej powierzchni.

Nagromadzenia utworów wytopiskowych, składających się z nakładających się na siebie, zdeformowanych ciał, powstałych w efekcie nasunięcia przez czoło postępującego lodowca = **morena spiętrzona** (Ryc. 17.1 - c).

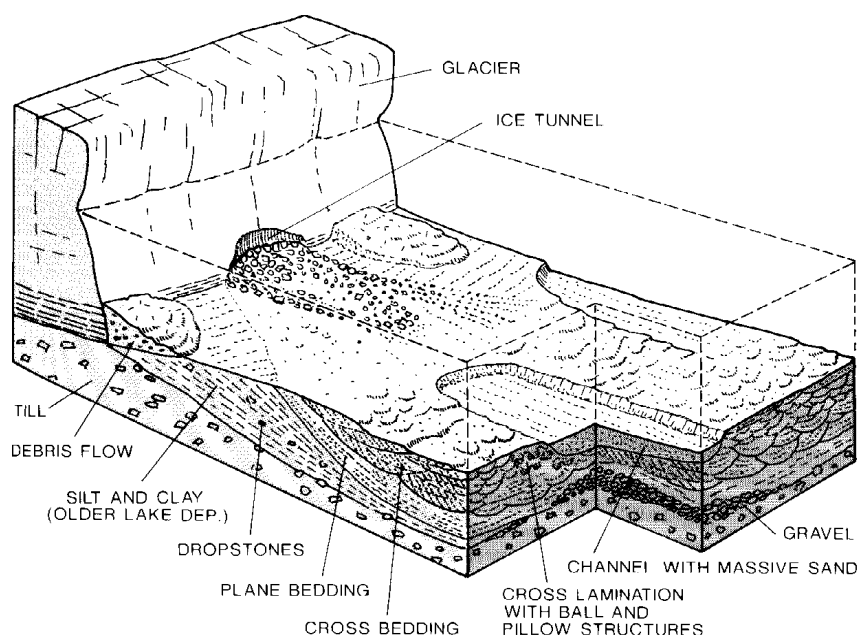
Niskie, owalne wzgórza o długości kilkadziesiąt – kilkaset metrów, wydłużone z kierunku ruchu lodowca, o zboczu odlodowcowym stromszym zbudowane z osadów wytopiskowych i fluwioglacjalnych = **drumliny**. Powstają z osadu subglacialnego pod wpływem nacisku lodu, detersji oraz akcji wód roztopowych.



Ryc. 17.1. a - Formy ukształtowania terenu oraz osady lądolodu; 1, 2, 3 – sukcesja osadów trzech zlodowaceń przedzielonych osadami interglacjalów (z poziomami gleb). Utwory zlodowaceń starszych zachowane szczątkowo. b–g – typowe profile utworów glacialnych (z: Einsele, 1992)



Ryc. 17.2. Architektura sukcesji osadów glacialnych-peryglacialnych (less, torf, gleby) na przykładzie utworów czwartorzędowych doliny Renu koło Kolonii (wg Woldstedt & Duphron 1974).



Ryc. 17.3. Formowanie i budowa stożka sandrowego w jeziorze u czoła lodowca. Żwir gławowy u ujścia tunelu podlodowcowego przechodzi lateralnie i w pionie w piasek laminowany poziomo i przekątnie rynnowo oraz tabularnie, a następnie w piasek z laminacją riplemarków wstępujących. Stożek może być rozcięty przez kanały o stromych zboczach ukształtowanych przez spływy masowe. W związku z szybką depozycją piasek w niektórych warstwach wykazuje luźne upakowanie a w konsekwencji struktury ucieczkowe wody i pograży (wg Shaw 1985)

Formy akumulacji osadów fluwioglacialnych i ich cechy:

Ozy (eskers) – piaszczysto-żwirowe, zwykle kręte, wąskie wały o wysokości kilku do kilkudziesięciu metrów, długości kilka do kilkudziesięciu kilometrów, o stromych zboczach i krętym grzbiecie (Ryc. 17.1 - a), zbudowane z piasków i żwirów osadzonych przez wody wytopiskowe w szczelinie lub w tunelu w lodowcu.

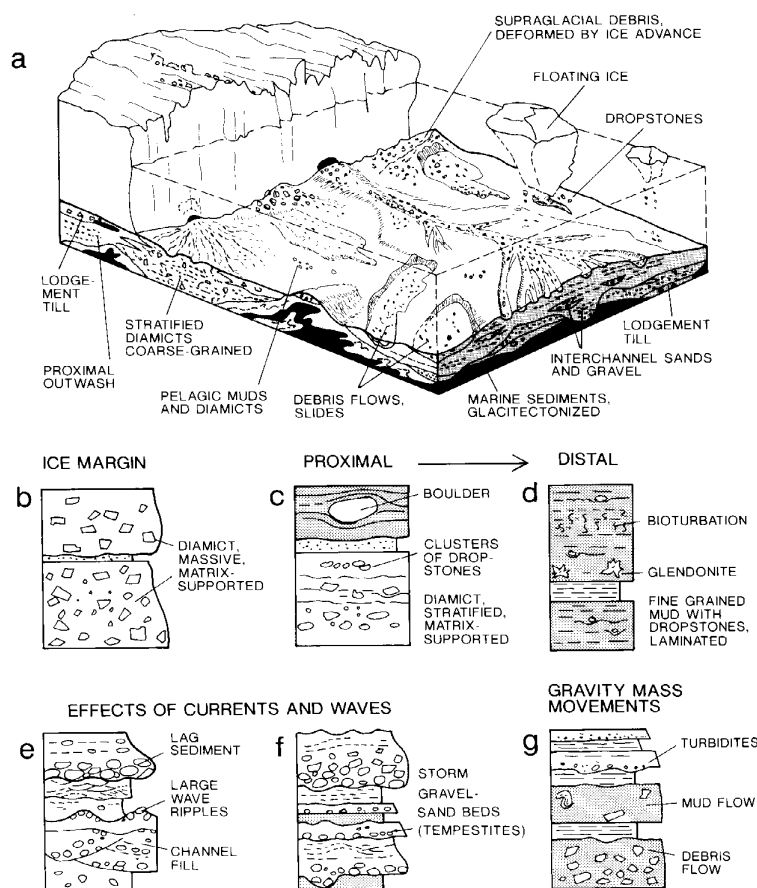
Kemy – garby, wały, pagóry o wysokości kilku do kilkudziesięciu metrów, średnicy do kilkuset metrów, o stromych zboczach, zbudowane z piasku, żwiru, pyłu, na ogół o warstwowaniu płaskim, uformowane z osadu złożonego w obniżeniach w obrębie lodowca albo między jezorami lodowcowymi (Ryc. 17.1 - d).

Sandry – płaskie, rozległe stożki napływowe zbudowane z materiału piaszczysto żwirowego, formowane przez rzeki proglacialne (roztokowe), zwykle rozwijające się od wylotu bramy lodowcowej (Ryc. 17.1 - a; Ryc. 17.3).

Połączone sandry tworzą **równiny sandrowe**. Osady sandrów, równin sandrowych = osady proglacialne).

Osady limnoglacialne: osady żwirowe do ilastych, warstwowane; w iłach i mułach laminacja warwowa (Ryc. 17.1 - a).

Osady talassoglacialne: osady żwirowe (zwykle mikstyty) do ilastych, chaotyczne do warstwowanych, osady wytopiskowe i osady spływów masowych (m.in. turbidyty) z różnym udziałem skamieniałości organizmów morskich (Ryc. 17.4).



Ryc. 17.4. Środowisko czoła lodowca uchodzącego do morza (a) oraz powstające tam osady (b–g). Napierający lodowiec może deformować utwory podłoża, wymyć je i odkładać na przedpolu. Materiał piaszczysty i żwirowy odkładany jest na podmorskich stożkach napływowych – podmorskich sandrach, zaś materiał drobnoziarnisty, wynoszony w zawiesinie, osadzany jest dalej, tworząc muły. Rumosz nadlodowcowy opada wzdłuż czoła lodowca, a także wynoszony jest w górach lodowych i zrzućany po drodze dryfu gór. Proksymalne, masywne diamiktyty podmorskie (b) przechodzą dalej od czoła lodowca w diamiktyty warstwowane (c) oraz w rytmicznie laminowane muły ze zrzutkami (d). Efektem przeróbki i redepozycji tych utworów jest bruk oraz duże ripplemarki grubopiaszczyste (e), tempestyty proksymalne (f) oraz różne utwory masowego przemieszczania osadu (g) (z: Einsele, 1992)