

Pentru figuri la acest text consulta CD-ul  
Cursului interactiv *Sedimentologie si  
Petrologie sedimentara*, N.Anastasiu,  
2001, Geomedia

## Factori terestri

Relieful  
Clima  
Oscilatiile de nivel (Eustatismul)  
Tectonica  
Aportul de sedimente

### Relieful

Diversele forme de relief de la suprafata scoartei controleaza direct formarea si evolutia sedimentelor. Ele apar atat ca zone de generare, cât si ca zone de acumulare de sedimente si influenteaza direct si distributia factorilor climatici, natura solurilor si, implicit, aparitia cuverturii vegetale care poate si ea influenta dinamica sedimentarii.

Principalele forme de relief sunt: montan, de podis si câmpie.

Zonele montane, cu altitudini, de regula, mai mari de 1000 m, au o energie de relief accentuata, cu variatii hipsometrice bruste si un grad de fragmentare ridicat. Releiful montan este generator de sedimente grosiere, iar reseaua hidrografica prezinta un curs rapid, este instalata in vai adânci, cu un profil transversal variat. El se identifica cu ariile sursa

Podisurile (platourile) au suprafata aproape plana sau usor valurita si pot fi delimitate de un relief montan. Versantii sunt fragmentati, iar vaile au adancimi medii sau sunt taiate sub forma de canioane. Cursurile de apa sunt lente si permit depunerea sedimentelor sub forma de "sesuri" aluviale sau conuri aluviale. Podisurile structurale au altitudini diferite (1000 - 3000m), iar zonele deluroase, din exteriorul zonelor montane, orogene, au altitudini sub 1000 m.

Câmpiile sunt forme de relief acumulativ sau structural, cu aspect tabular si altitudini mici (sub 300 m) ;gradul lor de fragmentare este redus. Ele sunt strabatute de o retea hidrografica, de multe ori, cu aspect meandrat. Sedimentele acumulate in zonele de câmpie sunt fine.

### Clima

Clima - exprima totalitatea elementelor si fenomenelor meteorologice (temperatura aerului, precipitatiile atmosferice si vânturile) ce caracterizeaza o suprafata întinsa de la suprafata scoartei terestre într-un interval mare de timp; termenii utilizati pentru a o defini - clima calda - clima rece, clima tropicala - clima polara etc. - reflecta generalizari largi si valori medii ale acestor elemente obtinute din variatia sezoniera anuala si multianuala.

Variatia inegala a radiatiei solare pe suprafata planetei raportata la forma Pamântului, miscarea de revolutie si înclinarea axei sale, are drept consecinta o *zonalitate climatica* bine exprimata prin grade latitudine si altitudine.

Temperatura aerului - usor diferita deasupra continentelor si deasupra maselor oceanice - este un factor principal în clasificările climatice. La suprafata globului, izotermele

(pentru valorile medii anuale) de 10° - 18° delimiteaza trei grupe climatice:

- 1] *clima calda*, fara iarna, la latitudini mici, cu temperaturi mai mari de 18°;
- 2] *clima temperata*, cu doua sezoane (vara si iarna), de la latitudini medii si temperaturi între 18° si 10°;
- 3] *clima rece*, fara vara, de la latitudini superioare, cu temperatura mai scazuta de 10°.

În altitudine temperatura aerului scade de regula cu 6°C, în medie, la fiecare 1 000 m.

În zonele calde se înregistreaza amplitudini termice - de la zi la noapte - mari, de cca. 40-50° C, ceea ce va genera cicluri termoclastice diurne; în zonele temperate diferentele termice sunt mari de la un sezon la altul (-10 -15° C, iarna si +30 - 40°, vara); în zonele subpolare, variatiile diurne si sezoniere faciliteaza aparitia fenomenului de gelivatie si, în consecinta, crioclastia (mai activa în zonele "islandeze" oceanice, cu variatii de la - 5° C la +15° C /24 ore, în zonele "siberiene" continentale, cu variatii de la - 30 - +20° C /48 ore sau, în Antarctica, de la -78° C, iarna, la + 2 - 3° C, vara).

Variatiile termice de la suprafata rocilor controleaza, îndeaproape, procesul de clas-togeneza (nasterea fragmentelor minerale care constituie materialul primar pentru sedimentogeneza controlata de transport si depunere eoliana, acvatica sau glaciara).

#### Repartitia si regimul precipitatiilor:

Cantitatea de precipitatii la suprafata globului - variind astazi între 2 cm/10 ani, în desertul Atacama, si 12 000 cm/an, la Cerapungi, India sau în Hawaii constituie o importanta baza valorica atât pentru aprecierea tipurilor de clima, cât si pentru în-telegerea efectelor pe care aceasta le are asupra umiditatii solului, a dinamicii pânzelor freatice si a sistemelor naturale de drenaj, a variatiei debitelor fluviale, a evolutiei curgerilor toren-tiale, a dezvoltarii vegetatiei etc.

Pe baza acestor valori sunt separate 5 tipuri climatice, astfel (dupa Strahler, 1973):

Tipul de clima	Precipitatii		Zona latitudinala corespunzatoare
	cantitativ	cm/an	
arida	reduce	0 - 25	tropicala, polara
semiarida	usoare	25 - 50	temperata cont.
subpolara			
semiumeda	moderate	50 -100	temperata oc.
mediteraneana			
umeda	abundente	100 - 200	ecuatoriala
			temperat oc.
f. umeda	f. abundente	>200	musonica
subecuatoriala			

Tipului climatic *arid si semiarid* îi sunt specifice asociatii mineralogice evaporitice (halite, sulfati), poligoane de contractie formate prin deshidratare, cruste de cimentatie

(calcreturi, solcreturi, gipcreturi etc.), lipsa vegetatiei.

În tipul climatic *umed si f. umed* se dezvoltă sub o vegetatie luxuriantă, soluri groase si scoarte de alterare lateritice, dezvoltarea proceselor de hidroliza si aparitia mineralelor de neformatie (caolinit, montmorillonit, goethit, gibbsit etc.), extinderea proceselor de agardare (decantare) prin cresterea debitelor în suspensie în cadrul retelei hidrografice.

### Circulatia atmosferei

Circulatia atmosferei si formarea vânturilor constituie fenomene meteorologice cu efecte importante în dinamica "prafului eolian", a maselor de aer încarcate cu vapori de apa, în dinamica ariilor "*ciclonice*" (de minim barometric) si *anticiclonice* (de maxim) si, în consecinta a instalarii vânturilor permanente (*alizeele, calmele* ecuatoriale) sau a celor periodice (*musonii, brizele*). În acelasi timp, prin prisma consecintelor geologice trebuie retinut rolul pe care circulatia atmosferei îl poate avea la nivelul întregului glob când îmbracă forma uraganelor (taifunurilor), deci a marilor furtuni capabile nu numai sa transporte cantitati importante de claste, dar sa si declanseze distrugerea plajelor, a tarzurilor înalte, a taluzelor instabile etc.

Astfel, deplasarea maselor de aer dintr-o arie anticiclonica, spre o arie ciclonica, poate atinge viteze foarte mari si se poate manifesta constant, uneori ciclic.

\* \* \*

Zonalitatea climatica este expresia unei distributii relativ regulate si simetrice a elementelor si fenomenelor meteorologice în raport cu latitudinea si, treptele de relief de la suprafata globului. Individualizarea tipurilor zonale de clima este exprimata în FIG. 4, iar caracteristicile lor principale - temperaturi medii anuale si regimul precipitatilor - este redat în tabelul 3.1

Tabelul 3.1

<b>Tipul de clima</b>	<b>Latitudine</b>	<b>Temp. medie an.°C</b>	<b>Precipitatii.</b>
Ecuatoriala	0 - 6	25 - 27	3 000-4 000
Subecuatoriala	6 - 12	28	
Musonica	12	20 - 25	12 000
Tropical uscata	12 - 30	30	
Subtropicala	30 - 40	15 - 20	
Temperat ocean.	40 - 60	10 -15	> 1000
Temperat cont.	40 - 60	5 -10	arid
Subpolara	60	0 - 5	reduse
Polara	80 - 90		

### Variatii climatice (paleoclimatice)

Temperatura la suprafata Pamântului este, în final, determinata de balanta dintre radiatia solara (energia radiata de Soare) si cea reflectata înapoi de suprafata litosferei si hidrosferei. În cantitatea totala de energie primita de la Soare - de cca. 6,3 10<sup>23</sup> cal/an - nu este inclusa radiatia reflectata în atmosfera de învelisul de nori (cca. 35%) si partea de radiatii absorbite de atmosfera (cca. 19%). Aceasta cantitate nu este, însa constanta

în timp. Ea variaza alternativ, între valori mai ridicate si valori mai scazute sub influenta acelor factori cosmici si terestri care impun, în sistemul solar si pe Pamânt, evolutia fenomenelor ciclice si, în consecinta, fluctuatiile climatice. Asa se explica trecerea de la o perioada rece la una calda si, implicit, de la o perioada glaciara la una interglaciara. Dintre numerosii factori terestri care influenteaza periodic distributia caldurii la suprafata Pamântului, urmatorii se afla într-o strânsa interdependentă:

- continutul de CO<sub>2</sub>;
- umiditatea (cantitatea de H<sub>2</sub>O - din atmosfera) reflectata de gradul de nebulozitate;
- aportul de particule straine în atmosfera si rolul vulcanismului în modificarea compozitiei acesteia;
- migratia polilor magnetici;
- raportul uscat\apa si circulatia curentilor oceanici în hidrosfera.

### Efectele variatiilor climatice

**Procesul de racire** a climei - scaderea temperaturii medii anuale cu 10-15°C - este înregistrat prin numeroase consecinte geologice, astfel:

La o scara locala si în timp limitat:

- coboara limita zapezilor vesnice si se extind suprafetele acoperite de ghetari montani si calote glaciare; creste, în acest fel, albedoul (intensitatea reflectarii luminii înapoi în atmosfera);
- se modifica morfologia terenurilor care poarta ghetari: apar circuri si vai glaciare, lacuri glaciare si, implicit,
- produsele exharatiei si sedimentarii glaciare: morenele (till-urile si varvele);
- permafrostul se extinde în suprafata;
- vegetatia ariilor continentale se retrage spre ecuator, iar în hidrosfera apar organisme adaptate la ape reci !!!!

**Procesului de încălzire** îi corespund produse antagonice:

- se ridica limita zapezilor vesnice;
- prin topirea zapezilor si a maselor de gheata creste debitul lichid al retelei hidrografice si, ca un efect, se înalta nivelul de baza al colectorilor locali, dar si a celor globali (oceanul planetar);
- sunt create premisele formarii unor depozite continentale rosii (red-beds) prin extinderea ariilor desertice, a depozitelor de evaporite, a proliferarii sedimentelor organogene carbonatice;
- la suprafata scoartelor de alterare se dezvolta învelisul de sol si se extind astfel ariile continentale acoperite cu vegetatie;
- în hidrosfera, biotopul va cuprinde specii adaptate la ape calde !!!!

La scara globala, efectele "racirii" si "încalzirii" climei observate temporal - se traduc prin succesiunea repetata a perioadelor (fazelor) "glaciare" si "interglaciare" cu dezvoltarea areala a tuturor acelor produse specifice lor la scara locala.

Initierea unei perioade glaciare va coincide dupa Milankovic cu momentul de interferenta a unor cicluri cosmice si terestre când:

[1] excentricitatea este maxima (adica distanta Pamânt - Soare este maxima);

- [2] oblicitatea este minima (deci când diferențele dintre vara și iarna sunt mici);  
 [3] longitudinea, periheliului corespunde cu începutul afeliului (pentru vara din emisfera nordică);  
 [4] creșterea albedoului.

Legătura dintre precesia echinoxurilor (cu cicluri de 26 000 ani) și inițierea unei faze glaciare este posibilă atunci când în apropierea polului nord s-au aflat mase continentale importante, iar drumul orbital (planul eclipticii) a suferit unele modificări (marindu-se astfel, distanța Pământ - Soare).

Istoria Pământului a cunoscut 5 mari perioade glaciare (cicluri de ord. I, II) și mult mai numeroase faze de răcire - (cicluri de ord. III, IV, V, VI etc.), astfel:

- I. Glaciativuna huroniana (2 300 m.a.),
- II. Glaciativuna proterozoicului superior (cu trei perioade: 940 m.a. - Gnejso, 770 m.a. -Sturtian, 615 m.a. - Varangian
- III. Glaciativuna ordoviciana (440 m.a.),
- IV. Glaciativuna gondwaniana (300 m.a.) ,
- V. Glaciativuna "cuaternara".

Ultima mare glaciativuna de la finele pliocenului (începută acum 1 800 000 ani) a îmbrăcat forme diferite în zonele montane și în jurul calotelor polare.

În cronologia alpina clasică fazele *Gunz*, *Mindel*, *Riss*, *Wurm* denumite astfel după numele unor râuri din platoul suab - bavarez) au fost recunoscute în zonele piemonturilor alpine, dar nu mai sunt astăzi utilizate pentru corelări la distanțe mari. A. Billard (1987) recomandă utilizarea lor cu titlu de referință bibliografică și de analiză istorică.

Calota glaciara fenoscandinavă s-a extins (sau mai bine zis a pendulat prin retrageri și înaintări, în toată câmpia germano - polonă și NE Rusiei.

Holocenul, perioada în care ne aflăm, corespunde unui interval interglaciara.

#### Observatii (markeri climatici)

În actualele arii continentale și în majoritatea bazinelor marine și oceanice peisajul geologic și formele de viață sunt foarte diversificate.

Astfel, în zonele desertice, de pildă, nisipuri bine sortate alcătuite din granule bine rotunjite formează dune gigantice (de sute de metri înălțime) cu flancuri asimetrice acoperite de microondulații specifice; culoarea lor, adesea roșcată, este expresia oxidării fierului în mediul subaerian. În zonele de coastă, din dreptul tropicelor cruste de sare și sulfuri acoperă sau cimentează nisipurile de plajă. În zonele ecuatoriale, cu vegetație luxuriantă se dezvoltă pe un sol gros - de tip terra-rossa - format la suprafața unei scoarte de alterare și mai groase (zeci de metri) de tipul lateritului, bogată în hidrosilicați aluminosi și minerale alitice. Pe creștele montane, în care zăpezile sunt vesnice, în circuli glaciari sau la periferia lor, se acumulează an de an morene (sau till-uri) formate din blocuri unghiulare de dimensiuni foarte diferite și, adesea, cu suprafețele striate; în lacurile din aceste circuli, sedimentele acumulate au caracterul unor varve.

În apele marine și oceanice, calde, delimitate de cele două tropice - al Racului și al Capricornului - proliferă alge verzi și coralii hermatipici - și unele și altele, organisme sesile, coloniale, care înalta an de an, cu viteze considerabile, stromatolite (1 mm/zi) și, respectiv, recifi calcarosi (33 - 4 000 cm/1 000 ani).

În apele reci, situate în dreptul cercurilor polare, de la latitudinea de 60°, proliferă alge silicioase de tipul diatomeelor, iar în unele ape fierbinti, din vecinătatea dorsalelor oceanice, la adâncimi de 3 000 - 4 000 m, se dezvoltă din abundență bacterii care înșotesc depunerile de mâluri metalifere (ex., în Marea Rosie, Golful Californiei etc.).

Astăzi ne este clar că unui anumit context climatic îi corespunde o anumită asociație de minerale, o anumită calitate morfologică sau structurală a acestora și, poate mai adesea, anumite forme de viață.

Toate aceste "produse" sau "forme" specifice unei anumite ambiante climatice întâlnite în stivele de roci sedimentare de la suprafața scoarței terestre pot fi considerate "markeri" sau semnale climatice. Prezența lor în orice formațiune geologică este argumentul cel mai solid pentru încercarea noastră de a reconstitui paleoclimatul unei regiuni.

Starea termică a Pamântului și tendințele ei geostorice ar mai putea fi reconstituite și prin cunoașterea compoziției izotopice a numeroase sedimente fiind bine cunoscut faptul că izotopii unor elemente stabile se concentrează fie în ape reci ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{28}\text{Si}$ ), fie în ape calde ( $^{12}\text{C}$ ). Magnetismul remanent al rocilor, constituie, și el, un mijloc indirect de reconstituire a zonelor de latitudine de la suprafața globului, iar prin aceasta de apreciere a tendințelor paleoclimatice.

### **Oscilațiile de nivel (Eustatismul) (transgresiuni și regresii)**

#### Cauze

Fluctuațiile eustatice au explicații multiple: ele reflectă atât modificări în volumul (morfologia) bazinului cât și modificări ale volumului de apă, determinate de cauze dintre cele mai diverse. Privite în desfășurarea lor geologică, oscilațiile de nivel ale oceanului planetar par a fi o regulă a hidrosferei în strânsă corelație cu "determinari" ciclice, de diferite ordine.

a) **Schimbarea volumului bazinului** prin modificările morfologice pe care acestea le suferă în timp, poate fi generată de mai mulți factori :

- aportul de sedimente și colmatarea treptată a ariilor depresionare din cadrul său; astfel, un transfer normal de sedimente din ariile continentale, prin intermediul rețelei hidrografice provoacă o rată a înălțării nivelului de bază de  $2 \text{ mm}/1\ 000 \text{ ani}$ ;

- dinamica litosferei superioare, respectiv mișcările de coliziune și expansiune a fundului oceanic conduc la modificări importante ale reliefului submarin. Coliziunea plăcilor crustale tinde să restrângă volumul bazinului prin apropierea marginilor sale și să înalte nivelul oceanului cu o rată de  $1,6 \text{ mm}/1\ 000 \text{ ani}$ . Pe de altă parte, formarea dorsalelor medio-oceanice ce însoțesc riftogeneze pot determina o ridicare a nivelului de bază cu o rată mai accentuată, de  $6,2 \text{ mm}/1\ 000 \text{ ani}$ ;

- îngustarea bazinelor prin orogeneza și morfogeneza cordilierelor subacvatice au drept efect coborâri ale nivelului de bază.

b) **Modificarea volumului de apă** este dependentă în principal de conexiunile pe care hidrosfera le are cu atmosfera și, respectiv, cu factorii climatici și consecințele variației lor. Astfel, cantitatea de apă dintr-un bazin marin sau oceanic va fi influențată de:

- echilibrul termic și starea fizică a masei de gheață din ariile continentale și calotele glaciare; în consecință, în momentele de încălzire a climei o parte din această masă se topește și se adaugă sub formă de apă la volumul oceanului planetar ceea ce va determina o mișcare eustatică pozitivă și, evident, în condiții de răcire a climei reversul acestui mecanism și efectul său - inițierea unei mișcări eustatice negative;

- încălzirea atmosferei terestre va intensifica evaporati la suprafața oceanelor și, prin aceasta, scăderea nivelului lor;

- precipitatiile atmosferice;
- aportul de fluide în lungul rifturilor submerse.

### Evidente

Modificarea nivelului de baza al Oceanului planetar, prin înaltare sau coborâre fata de un "moment reper" este un proces lent, iar efectele sale pot fi descifrate doar prin cumulare si în timp îndelungat.

Astfel, în timpurile istorice s-au putut constata modificari în configuratia tarmurilor, fie prin "inundarea lor", fie prin retragerea puternica a apelor marine si oceanice: sunt bine cunoscute coloanele templului Serapis de la Puzzoii (Italia), azi undeva în interiorul tarmului purtând, însa la 1 - 1,5 m deasupra bazei lor urmele activitatii unor organisme litofage subacvatice care, în timpuri trecute, le-au folosit ca substrat si si-au construit, pe ele, adaposturi. Lacurile de acum 2000 ani, de la tarmul M. Nordului, din dreptul Tarilor de jos, prin înaltarea constanta a nivelului apei au devenit golfuri (Zuiderzee), care au fost, apoi, treptat barate prin înaltarea unor masive si înalte diguri de protectie si, ulterior, o câmpie fertila (celebrele poldere olandeze a caror suprafata se afla cu 6 - 8 m sub nivelul mării). De asemenea, date recente apreciaza ca în ultima suta de ani nivelul Oc. Atlantic a crescut cu 30 cm, iar a Oc. Pacific cu 10 cm.

În timpurile geologice, prin modificarea volumului de apa dintr-un bazin marin, fie prin miscari eustatice pozitive (de înaltare a nivelului de baza), fie prin miscari negative (de coborâre a nivelului de baza) s-a realizat de nenumarate ori si cu intensitati diferite. Se apreciaza, de ex., ca în timpul perioadelor glaciare pleistocene nivelul Marii Negre a fost cu 100 m mai jos decât cel actual. Efectul imediat al acestor miscari îl constituie deplasarea liniei tarmului, fie spre continent prin înaltarea mării (oceanului), fie spre mare (ocean), prin retragerea acesteia. Rezultatul va fi:

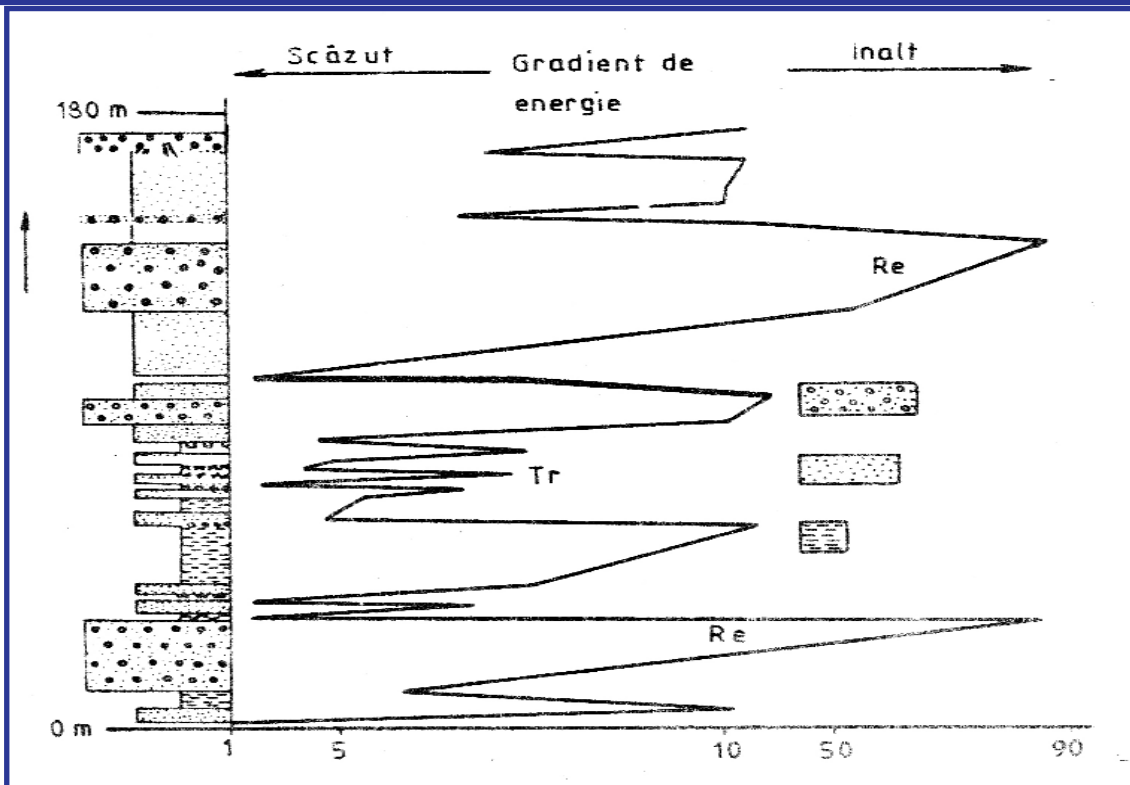
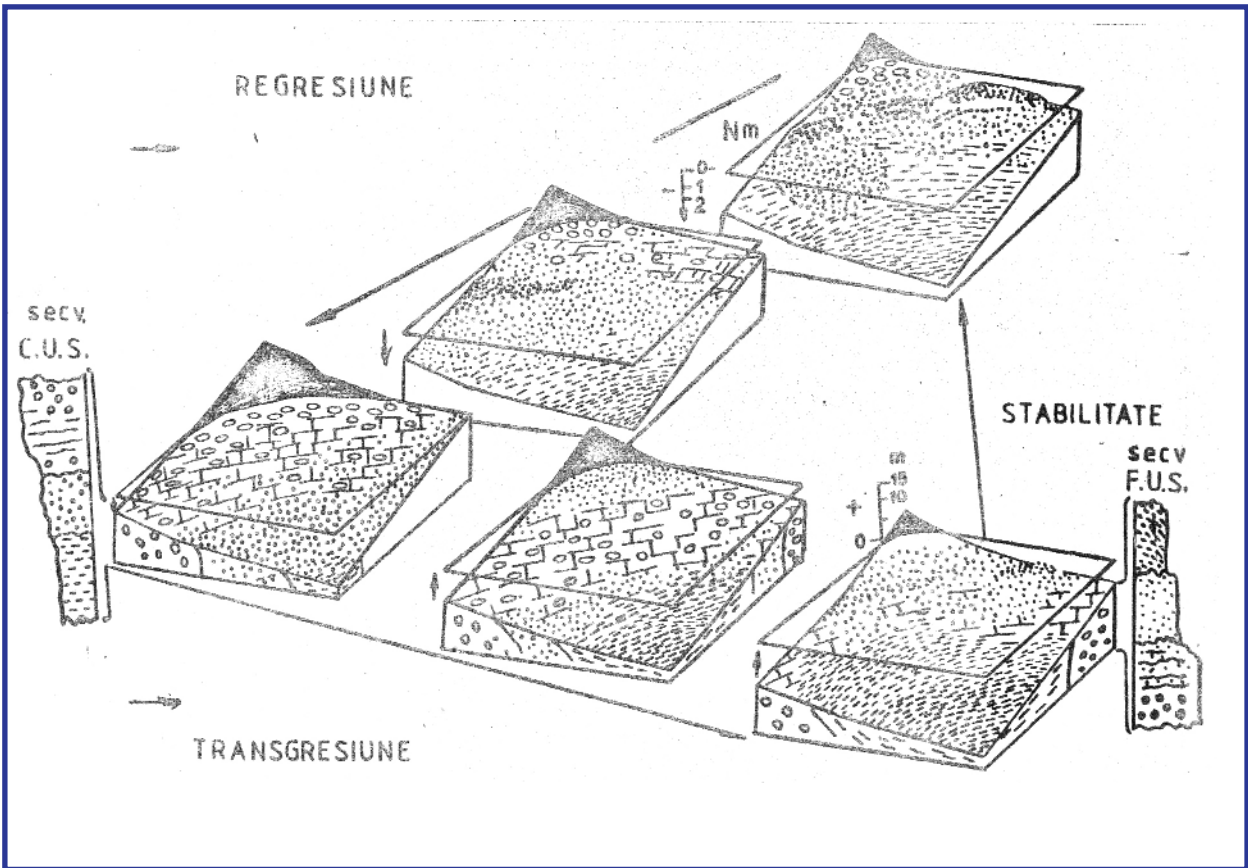
- în primul caz, ca depozite marine de apa sarata, cu fauna specifica vor repauza - discordant - peste depozite continentale (lacustre, de ex., cu apa dulce si organisme adaptate la acest regim);
- în al doilea caz, depozite continentale (de tip fluvial sau deltaic) vor repauza peste depozite marine (litorale sau de self); conglomerate de regresiuine se vor gasi în partea terminala a unor secvente sedimentare.

### Efecte

Efectele cumulate ale oscilatiilor de nivel se traduc, în timp geologic si la o scara globala, prin transgresiuni si regresiuini - procese care alterneaza în timp geologic, cu intensitati diferite. Vom asista, prin astfel de procese, la inundarea uscatului de catre ape si la cresterea adâncimii bazinului limitrof si, respectiv, la extinderea domeniilor continentale prin retragerea mării si reducerea adâncimii acelu bazin (v. fig. ).

În aprecierea fenomenelor de transgresiune si regresiuine si a ponderii pe care o au asupra lor miscarile eustatice pozitive si negative, trebuiesc avute în vedere si modificarile suferite simultan de morfologia bazinului ce gazduieste volumul de apa (prin aportul de sedimente pe care-l primeste, prin tectonica activa la care este supus - în special, prin înaltarea sau scufundarea [subsidenta] unor compartimente din vecinatatea liniei de tarm. Aceasta înseamna ca înaltarea si coborârea nivelului mării, prin eustatism, nu conduce automat la o transgresiune si, respectiv, la o regresiuine. Astfel, când are loc o înaltare a nivelului în paralel cu un aport puternic de sedimente (progradare) efectul îl constituie o regresiuine, iar atunci când rata de coborâre a nivelului mării este foarte lenta, dar subsidenta tarmului este foarte activa, se remarca o tendinta de transgresiune. De aceea, corelând evolutia miscarilor eustatice cu rata de sedimentare si dinamica sedimentelor acumulate la un moment dat în zona tarmului si a selfului (respectiv, eroziunea lor) ajungem sa apreciem efectele finale prin termenii:

- regresiuine depozitionala si erozionala si



- transgresiune depozitionala si erozionala.

Un cuplu "transgresiune - regresiune" este determinat de factori (cauze) care s-au



modificat ciclic și care au acționat cu intensități variabile. În concordanță cu ordinul de mărime al acestor schimbări repetate, în istoria geologică a Pamântului s-au înregistrat cicluri de ord II - III (de "termen lung"), IV - V etc. (de "termen scurt") în concordanță cu cauzele alo- sau autociclice care le-au generat. Suprapunerea unor cicluri (de lungimi de undă și amplitudini diferite) transformă o evoluție simetrică într-una asimetrică; simetria (asimetria) privește grosimea unităților litologice (secvențelor), extinderea lor areala calitatea petrografică etc.

În timpul unui ciclu complet "regresiune - transgresiune", evoluția procesului de sedimentare într-un bazin marin și în aria continentală limitrofa, deci de o parte și de alta a liniei tarmului, contribuie la nașterea unor modele distincte de sedimentare, cu geometrie specifică: secvențele stratigrafice genetice (echivalentul "episodului depozitional" a lui Frazier, 1984).

### Tectonica și Aportul de sedimente

Structura actuală a litosferei terestre este rezultatul deplasărilor lente verticale și orizontale - pe care materia din care ea este constituită a suferit-o în timp. Aceste deplasări constituie la scara globului și a timpului geologic mișcările tectonice care au generat sistemele montane cutate și au controlat îndeaproape înălțarea (exondarea) și scufundarea (imersiunea) lor. Aceste mișcări se transmit sub forma unei unde tectonice atât de la interiorul spre exteriorul centurilor cutate (zonelor de orogen) cât și în lungul acestora. Derularea ciclică a fenomenelor tectonice a fost de multă vreme sesizată și a fost pusă pe seama variației vitezei de rotație a Pamântului care au drept efect contractii și dilatări succesive ale acestuia.

#### \* Cauze

Cele două componente ale mișcărilor tectonice - mișcarea verticală - *epirogenetică* și mișcarea orizontală - *orogenetică* - acționează simultan asupra scoarței terestre și au un caracter pulsatoriu; ele se produc în faze și au caracter episodic, la intervale de timp neegale. Fiecare mișcare trece printr-un maxim de intensitate (paroxism) și un minim (calm).

Motorul mișcărilor epirogenice și orogenice este plasat în zona de interacțiune a astenosferei cu litosfera și, în special, în acele puncte în care se fac simțite efectele curenților de convecție din partea superioară a mantalei. Aici au loc schimbări de fază mineralogice (și, deci, de volum), dilatări termice, și procese de eroziune sublitosferică și, deci, de reduceri de grosime ale litosferei, modificări de echilibru izostatic etc.; accelerarea vitezei de rotație conduce la inițierea unui stadiu compresional în care scoarta terestră suferă contractii tangențiale (4 - 8 cm/an), pentru că încetinirea acestei viteze să inițieze un stadiu expansional, dominat de extensiuni radiale (0,1 - 0,5 cm/an); alternanța acestor stadii se produce odată la 26 mil. ani. (Wezel, 1989).

În consecință, la nivel global, tensiunile foarte diferite de la nivelul astenosferei și variația vitezei de rotație a Pamântului vor întretine structura în plăci a litosferei și vor controla dinamica acestora, respectiv mișcările divergente, de expansiune a fundului oceanic și naștere a rifturilor și dorsalelor, mișcările convergente, de coliziune a plăcilor

crustale si, implicit, de consum prin subductie a crustei continentale si/sau oceanice.

Prin prisma acestor efecte si a rolului lor în stabilirea raportului dintre "uscat" si "apa" la suprafata scoartei aceste miscari se pot defini mat bine prin caracterul lor global, permanent si, polar.

Efectele miscarilor epirogenice si orogenice se constata pretutindeni pe glob, atât în zone de platforma cât si de orogen; ele se regasesc si în litosfera oceanica si în litosfera continentala.

Miscarile diastrofice s-au manifestat în toata istoria Pamântului, iar paroxismele lor au avut caracter episodic, la intervale neegale. Din acest punct de vedere, evolutia lor a avut caracter pulsatoriu. Ele s-au constituit în:

\* epoci orogene globale, care s-au succedat în cicluri de ord. I (de 40 - 86 m.a.) în Rifean, Vendian, Cambrian sup., Devonian inf., Devonian med. - Cretacic, Eocen - Actual si în

\* faze orogene cu cicluri de ord. II si III (la 10 - 20 m.a.), în Ordovician med., Silurian inf., Carbonifer med. - sup., Permian, Triasic inf., Jurassic inf., Paleogen si de ord. IV: Cambrian inferior-mediu, Devonian med. - sup., Carbonifer inf.-med., Permian sup., Triasic med. - sup., Liasic inf., Jurassic inf.-med., Aptian, Albian - Cenomanian, Santonian, Oligocen, Miocen sup. - Pliocen.

Caracterul polar este specific atât miscarilor epirogene, cât si celor orogenetice si poate fi evidentiata atât din punct de vedere al frecventei acestor miscari, cât si al amplitudinii lor.

Ca o trasatura generala:

- sectoarele cratonizate ale scoartei sunt afectate de miscari epirogene cu frecventa mai mare si amplitudine mai scazuta decât cele de orogen; ritmul înaltarilor în zonele de craton este de 1 - 3,7 m/1 000 ani, iar în zonele de convergenta activa de 1 - 75 m/ 1 000 ani.

- subsidenta - ca proces opus înaltarii antreneaza sectoare de crusta continentala într-o miscare de coborâre cu o rata de 10 - 40 mm/1000 ani când acestea reprezinta margini pasive si bazine adiacente, si de pâna la 12 m/ 1000 ani, când sectoarele afectate sunt margini active.

Polaritatea miscarilor horizontale este ilustrata de faptul ca în spatiu alterneaza sectoare supuse unor tensiuni în care apar falii normale, cu sectoare supuse unor compresiuni in care apar cute; în timp, într-o aceiasi regiune se pot succeda faze de tensiune cu faze de compresiune.

De asemenea, multe din placile crustale în evolutia lor sunt delimitate, într-o extrema de contacte divergente si rifturi, iar în cealalta extrema, de contacte convergente si subductie (cazul placilor\* Cocos - Nazca). Pentru placile litosferice actuale ritmul acestor miscari prin divergenta este de 1 - 18 cm/an, iar prin convergenta, de 2 - 8 cm/an.

### Miscari neotectonice.

Terasele fluviale, terasele marine, vaile submarine înecate, pozitia înclinata a unor depozite pliocene si unghiul pe care acestea îl fac cu aluviunile recente sunt tot atâtea dovezi ca în Cuaternar miscarile tectonice au continuat; ele sunt considerate miscari "neotectonice" si, astazi, ele sunt dovedite alaturi de aceste argumente geomorfologice prin masuratori geodezice efectuate la suprafata solului sau din sateliti.

Ele sunt foarte active în dreptul marilor fracturi crustale riftul est african, golful Californiei și falia San Andreas, a zonelor de subducție - arcul insular japonez, dar și în zonele de orogen (există dovezi că Munții Caucaz s-au înălțat la sfârșitul Pliocenului și în Cuaternar cu 1 000 m; Himalaia are și ea o mare rată a înălțării; zona Focsani - Namoloasa - Galati, dintre curbura Carpatilor și Dunare, a suferit în Cuaternar o scufundare apreciată la 1 000 m, iar Carpatii Orientali o înălțare cu cca. 300 - 400 m - 5 - 6 mm/an; aluviunile a numeroase terase din depresiunea Getica și bazinul Hateg se găsesc cu 150 - 250 m deasupra nivelului actual al râurilor ce le drenează) sau în zonele de platformă, în extremitatea unor plăci continentale (de ex., pe marginea cratonului scandinav se întâlnesc terase marine la altitudini ce variază între 50 și 200 m, iar valea Congo ce traversează o bună parte din cratonul African se prelungeste sub nivelul mării la adâncimi de 1 000 m și, respectiv, la 1 200 km față de tarm. În general se apreciază că viteza mișcărilor actuale este mai mare decât cea a mișcărilor din trecut.

\* Efectul mișcărilor verticale asupra, oscilațiilor de nivel și evoluția sedimentării

În ARIA SURSA (sau domeniul continental învecinat bazinului de sedimentare) mișcările verticale pot determina:

a) înălțarea ariei sursă și stimularea eroziunii în regiunile continentale (0,1 - 1 m/1000 ani); în corelație cu acest proces are loc o retragere, spre bazin, a liniei de tarm - nivelul de bază scade; în această situație rata de sedimentare crește: asistăm la desfasurarea unor cortegii sedimentare de tip "sea ward stepping";

b) subsidența ariei sursă, reducerea eroziunii în ariile continentale (0,1 - 0,01 m/1000 ani) și invadarea uscatului de către apă: nivelul de bază crește, iar cortegiul sedimentar care se va naște va fi de tip "land ward stepping" și va acoperi o suprafață erozională.

În aria bazinului de sedimentare - înălțarea acestuia va determina colmatarea sa rapidă. În schimb, mișcările de subsidență, rapide (50 cm/1 000 ani.) sau lente (1 cm/1000 ani) corelate cu **rate de acumulare** diferite (când scăzută, 1 - 10 mm/1000 ani), când înalte (mai mari de 1000 mm/1000 ani) creează mari variații laterale de facies.