

SEDIMENTOGENEZA FIZICA

Actiunea factorilor de natura fizica - variatiile termice, de exemplu si dinamica apelor, a maselor de gheata, definesc cadrul în care apar "clastele" si controleaza drumul lor spre bazinele de sedimentare.

Istoria depozitelor epiclastice, în general, si a rocilor detritice - conglomerale, gresii... - în special - este circumscrisa acestui cadru si nu poate fi înțeleasa fara o imagine clara asupra mecanismelor care provoaca dezagregarea "ariilor sursa" si apoi dinamica fragmentelor generate. Actionând cu predilectie asupra regiunilor exondate, continentale, eroziunea fluviala, abraziunea, deflatia si miscarea maselor de gheata genereaza un material foarte divers din punct de vedere granulometric, morfometric si petrografic si care "deplasat" si apoi acumulat" va fi singurul în masura sa ofere criterii pentru reconstituirea agentilor de transport si a paleomediului de sedimentare.

Procese în aria sursa. Fragmentarea rocilor si clastogeneza

Procesul de dezagregare sau fragmentare a edificiilor petrografice preexistente are un caracter complex, fiind determinat atât de miscarea maselor de apa, aer sau gheata cu care acestea vin în contact; cât si de variatiile repetate ale unor factori de ordin climatic (temperatura, umiditate).

Prin acordarea unui rol preponderent acestor ultime cauze unii geologi si geomorfologi francezi privesc formarea "clastelor" ca rezultat aproape exclusiv al meteorizarii, adica al proceselor controlate de dinamica factorilor meteorologici: variatiile diurne si sezoniere ale temperaturii, umiditatea aerului, înghetul etc.

Fragmentarea rocilor, deci formarea clastelor, este efectul final al pierderii coeziunii agregatului mineral supus actiunii factorilor mentionati. Viteza si intensitatea dezagregarii depind în acest caz atât de natura petrografica a rocilor preexistente, cât si de pozitia lor în raport cu factorii de clima si relief. Este de la sine înțeles ca în zonele montane bine deschise, în care rocile sunt lipsite de cuvertura vegetala si formeaza pereti verticali (în contact direct cu atmosfera), dezagregarea va fi mai activa.

Rocile magmatice (în special cele efuzive) si metamorfice sunt mai rezistente la dezagregare decât cele sedimentare, deoarece coeziunea initiala a constituentilor minerali este mult mai mare. De asemenea rocile cu structuri afanitice (aplite, riolite, bazalte, filite) se vor fragmenta mai greu decât cele cu structuri faneritice sau pegmatitice (granite, diorite, gnaise), iar cele cu texturi neorientate si proprietati izotrope,

masive, se vor fragmenta mai încet, decât cele cu texturi orientate "anizotrope".

Fragmentarea este progresiva. Masivele de roci preexistente, fie ele batolite, mase cristalofiliene sau asociații sedimentare stratificate, ajunse în ariile continentale în contact cu atmosfera, datorita depresurizării, se fisureaza adesea paralel cu suprafata morfologica a reliefului, capata o pseudostratificatie, marginala si, astfel, nenumarate noi plane de discontinuitate mecanica, ce se vor intersecta cu diaclaze mai vechi, cu plane de foliatie sau de stratificatie ceea ce faciliteaza desprinderea din substrat a unor blocuri prismatice cu diametre centimetrice si decimetrice sau a unor "placi" de roca. Geometria lor reflecta directiile tuturor acestor suprafete de minima rezistenta (cazul aglomerarilor de "placi" de calcarenite din Dealul Pietros-Agighiol). Rocile cu proprietati izotrope se pot fragmenta prin descuamarea (sau exfolierea) succesiva a unor învelisuri cu suprafete curbe ce lasa în mijlocul lor corpuri sferoidale; este cazul degradării unor corpuri de granite din Dobrogea de Nord (în special masivul Pricopan) din Carpatii Meridionali (Retezat, Parâng) si al tufurilor din Muntii Drocea (Vorta) (fig. 1.1)

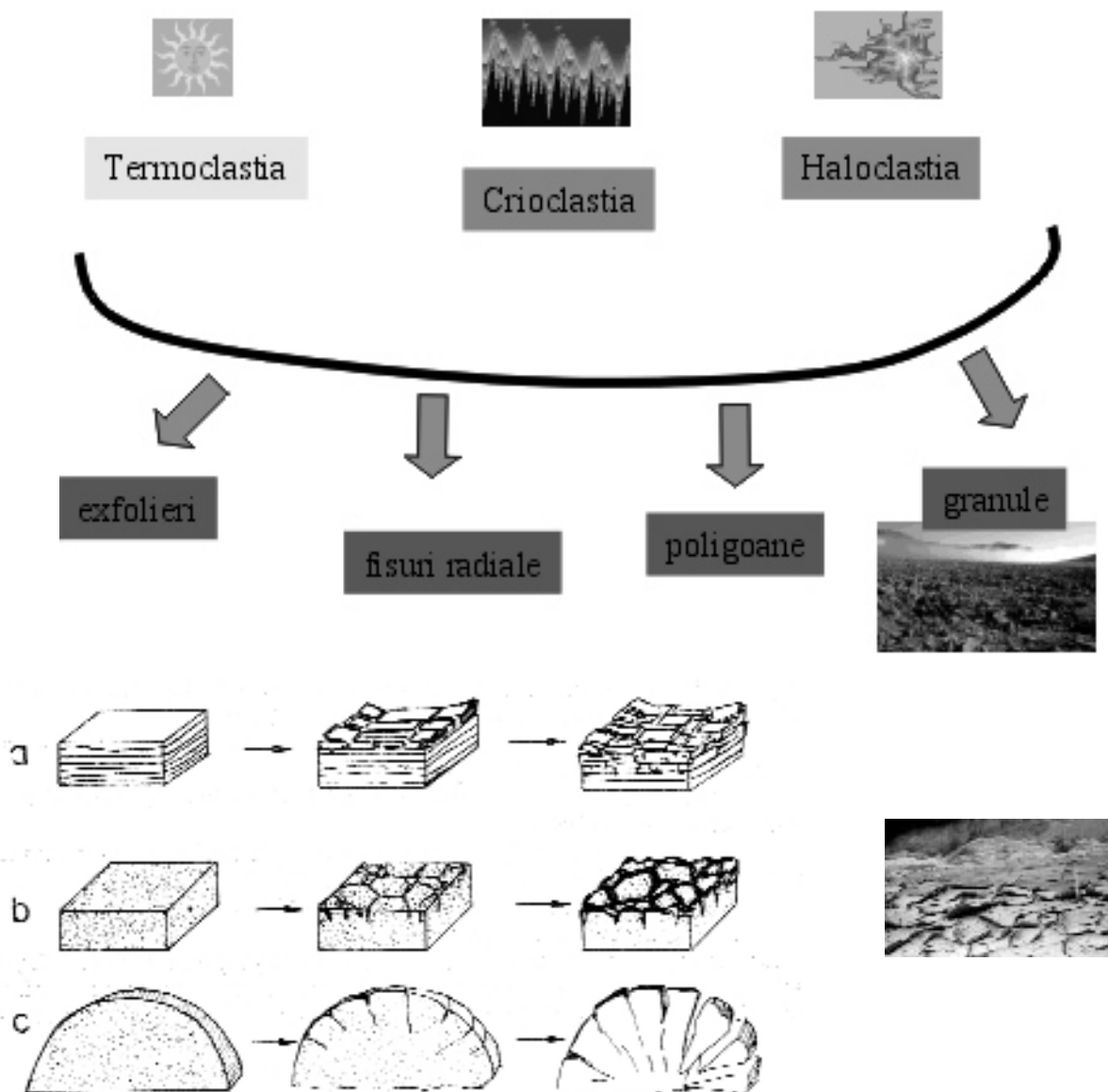


Fig. 1.1 Exfolieri (a), fisuri de contractie (b) rupturi radiale (c) în corpuri elipsoidale: de la stânga la dreapta este redat sensul evolutiei proceselor de termoclastie.

Forma cea mai înaintată de fragmentare este dezagregarea granulară, prin care sunt generate granoclaste - particule monominerale ce corespund cristalelor inițiale din constituția rocilor, și litoclaste - particule poliminerale păstrând compoziția, structura și textura rocii inițiale. Dimensiunile lor sunt centimetrice și subcentimetrice, iar detritusul rezultat prin "meteorizarea" unui granit constituie un gruss.

Alături de geometria produselor de dezagregare, mecanismele de formare a clastelor sunt atribuite la patru procese fundamentale: termoclastie, crioclastie, haloclastie și umectare-uscăre.

· Procesele de termoclastie sunt controlate de insolatie, adică expunerea rocilor la radiațiile solare și de variațiile termice, diurne și sezoniere, la care sunt supuse suprafețele rocilor. Fragmentarea prin insolatie și repetarea ciclurilor de încălzire-răcire se realizează frecvent în rocile alcătuite din minerale cu coeficienți de dilatare termică diferiți (granite cu hornblenda, arcoze, gnaise cu biotit etc.) și este foarte activă în regiunile desertice și temperate în care extremele termice acoperă un interval de 60 - 70 °C și, respectiv, de 40 - 50 °C.

Efectele variațiilor termice diurne sunt de patru categorii:

- a) individualizarea de "solzi" milimetrice, prin exfoliere în special la suprafața rocilor cu texturi planare (filite, argile, micasisturi);
- b) apariția fisurilor de contractie, cu geometrie poligonală și dispoziție perpendiculară pe suprafața expusă la soare în rocile omogene și, de regulă, izotrope din punct de vedere mecanic (gresii, tufuri, aplice, argile);
- c) dezvoltarea de rupturi (fisuri) radiale în corpurile sferice sau cu suprafețe curbe, elipsoidale și nasterea unor fragmente cu aspect de prisme triunghiulare (în pillow-lave, cum se poate vedea în curgerile bazaltice din platoul Niculitel sau din Munții Drocea);
- d) dezagregarea granulară a rocilor omogene - izotrope termic - cu formare de "claste" păstrând conturul cristalelor primare. Toate aceste procese sunt mai active când rocile preexistente nu sunt umectate; în prezența apei ele sunt foarte lente.

Procesele de crioclastie conduc la formarea clastelor prin acțiunea repetată a gelivității (alternarea perioadelor de îngheț-dezghet) și, de aceea, ele sunt active în regiunile cu temperaturi medii în jur de 0 °C (regiunile subpolare și regiunile montane cu înălțimi mai mari de 2 000 m). Forța de distrugere este generată de presiunea ce ia naștere în procesul de înghețare a apei și este eficientă atunci când sunt îndeplinite și alte condiții cum ar fi:

- existența în rocile supuse crioclastiei a unor porozități efective care să permită circulația liberă a apei;
- coeficienți de compresibilitate mici și rezistențe mecanice reduse (gresii, filite) vezi tabelul 1.1; cantitatea (volumul) de apă care există în pori și cu care intensitatea proceselor crioclastice este direct proporțională;
- temperaturi cuprinse între - 5° și +15 °C;
- numărul ciclurilor îngheț-dezghet.

De exemplu, presiunea (p) exercitată de înghețarea apei și cristalizarea gheții într-un calcar este dependentă de coeficientul de compresibilitate al rocii (X_r) și de densi-

tatea pe care o atinge gheata (r) în timpul racirii. Astfel:

în care X_g este coeficientul de compresibilitate al ghetii, iar
 $X_r = 0,5 \cdot 10^6$

Tabelul 1.1. Coeficientii de dilatare volumetrica (A) si compresibilitate (B) ai unor minerale din roci

Minerale	A = $10^{-6}/^{\circ}\text{C}$ la 0 - 100 $^{\circ}\text{C}$	B = $10^{-6}/\text{bari}$ la 0 - 100 $^{\circ}\text{C}$
cuart	34	2,70
oligoclaz	12	1,74
andezin	13	1,59
ortoclaz	14	2,12
augit	18	1,07
Roci	"a"	kg/cm ²
granit	0,75	700 - 1 500
bazalt	0,54	1 500 - 2 000
calcar	0,80	300 - 800
gresie	1,00	800 - 1 200

Date experimentale obtinute de Birot (1982) arata ca punctul de înghet al apei în capilare este o functie a dimensiunii porilor la - 1 $^{\circ}\text{C}$... 2 $^{\circ}\text{C}$ pentru pori cu diametrul de 3 000 - 2 000 Å si la - 7 $^{\circ}\text{C}$ pentru pori cu diametrul de 75 Å . Fragmentarea unor probe de calcar supuse crioclastiei poate afecta între 30 - 100 % din volumul lor initial la trecerea lor prin 50 cicluri înghet (- 20 $^{\circ}\text{C}$) - dezghet (+20 $^{\circ}\text{C}$). Dar, dincolo de acest exemplu, rocile se comporta foarte diferit, la crioclastie. Gresile cuartoase puternic cimentate se fragmenteaza în proportie de 1 - 5 % în 500 cicluri, iar cele litice, slab cimentate, pâna la 100% în 500 cicluri; riolitele cu "porozitate" de 11 % se fragmenteaza 2 - 10 % în 300 cicluri, iar granitele proaspete au generat într-un experiment pe o suprafata de 6 m² - o cantitate de 120 g detritus dupa 300 cicluri înghet, (la - 25 $^{\circ}\text{C}$ timp de 8 ore) - dezghet, (la + 30 $^{\circ}\text{C}$ în 6 ore). În raport cu tipul de climat rece de pe Glob se constata ca variatiile termice mai mici si temperaturile negative mai apropiate de 0 $^{\circ}$ (asa cum este cazul zonelor "islandeze" (- 5 $^{\circ}\text{C}$... +15 $^{\circ}\text{C}/24$ ore) sunt mai favorabile crioclastiei decât variatiile caracteristice zonelor "siberiene" (- 30 $^{\circ}\text{C}$... +20 $^{\circ}\text{C}/48$ ore). Astfel de parametri permit, de fapt, si succedarea unui numar mai mare de cicluri de gelivatie, care grabesc fragmentarea rocilor preexistente prin exfoliere si dezagregare granulara. Forma si dimensiunile clastelor sunt întotdeauna dependente de compozitia si structura rocii preexistente.

· [Procesele de haloclastie](#), adica de generare a clastelor datorita expansiunii retelei cristaline a sarurilor prin încălzire si hidratare, sunt, active în acele roci în care solutii saturate în carbonati, sulfati si cloruri cristalizeaza în spatii semiînchise, capilare, dezvoltând presiuni mari asupra peretilor porilor si fisurilor. De exemplu, prin încălzire, reseaua NaCl sufera o expansiune termica de trei ori mai mare decât a cuarului, iar sulfatii si carbonatii de Na si Ca dezvoltă în urma expansiunii prin hidratare presiuni de ordinul sutelor de kg/cm². Astfel, din datele experimentale ale lui Mortensen si Birot (1982) a reiesit:

$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ - 338 kg/cm²

$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ - 458 kg/cm²

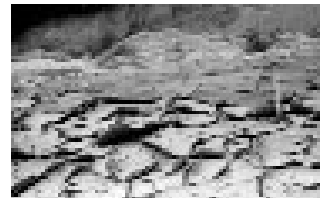
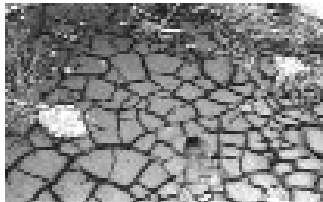
$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ - 1 094 kg/cm²,

iar pierderea în greutate a unor probe de granite (cuburi cu latura de 7 cm introduse în solutii saline saturate) a fost de 14 - 25 g în prezenta Na_2SO_4 , 6 - 7 g a Na_2CO_3 si 2 - 3 g a MgSO_4 .

Se poate, aprecia ca fragmentarea rocilor sub influenta acestor procese este mai rapida când solutiile care le penetreaza se apropie de compozitia solutiilor din sol, când cantitatea de sulfati (de Na) este mult mai mare decât, cea de cloruri si când rocile prezinta spatii libere cu forme si dimensiuni diferite. Astfel de conditii exista mai ales în zonele aride din vecinatatea marilor si oceanelor cu salinitate ridicata care alimenteaza pânze freatice situate în depozite cu capilaritate accentuata.

Umectarea si uscarea. Variatiile termice ale atmosferei, alaturi de un aport periodic de apa la suprafata unor roci, determina procese de umectare si uscare. Alternanta lor repetata la suprafata rocilor poroase, a argilelor, influenteaza starea fizica a acestora; în paturile superficiale apar crapaturi poligonale si apoi descuamari în solzi. În perioadele si în zonele cu evaporatie intensa este stimulata circulatia ascendenta a solutiilor prin pori si formarea de eflorescente sau cruste de saruri. Experientele lui Birot (1962) au ilustrat rolul procesului de umectare-uscarea; prin introducerea unor esantioane, în mod alternativ, timp de 12 ore în apa, la temperatura camerei si timp de 12 ore în mediu uscat, la 70 °C, el a obtinut, dupa 12 luni, o dezagregare a probelor între 0,5 - 2 % fata de volumul initial.

* * *

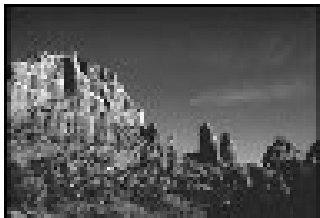


Pentru a completa imaginea factorilor care contribuie la dezagregarea rocilor în ariile continentale trebuie avut în vedere si rolul organismelor animale si vegetale care traiesc în relatie cu un substrat litic (spongieri, echinizi, anelizi sau licheni, alge, vegetatie arboricola etc.). De exemplu, radacinile arborilor instalati deasupra zonelor stâncoase patrund pe fisuri pâna la adâncimi de 5 - 15 m si exercita presiuni considerabile (30 - 50 kg/cm²) asupra peretilor fisurilor. Largirea fisurilor favorizeaza circulatia apelor si desprinderea blocurilor de roca;

· Forta distructiva a apei si aerului în miscare. Eroziunea fluviala, ablatiunea marina si corozia constituie, în regiunile bine deschise si cu relief accidentat, principalele procese prin care rocile se dezagrega. Actiunea mecanica exercitata de scurgerea apelor torentiale si a râurilor în interiorul ariilor continentale sau actiunea valurilor asupra tarmurilor înalte au ca rezultat slabirea coeziunii rocilor si fragmentarea lor pâna la desfacerea în particule componente. Declansarea acestor forte își gaseste suportul în impactul maselor de apa si aer cu suprafata libera a rocilor. Mai ales în cazul aerului, actiunea distructiva este sensibila numai în acele situatii în care acesta

poate antrenă fragmente - nisipoase sau chiar mai grosiere - pe care să le proiecteze în pereții stâncilor; acțiunea acestor agenți continuă prin transportul materialului fragmentat spre locurile de depunere. Rocile sedimentare cu stratificată pronunțată - sisturile argiloase, marnele - cele metamorfice cu sistozitate evidentă - filitele - au față de acțiunea erozivă o rezistență considerabil mai mică decât gresile și calcarele masive sau micasisturile și gnaisele. În rocile magmatice eroziunea decurge mai lent și este accelerată numai acolo unde aceste complexe de roci sunt afectate de diaclaze.

Dezagregarea rocilor preexistente în ariile continentale și transportul materialului rezultat spre bazinele de sedimentare sunt procese cu acțiune lentă dar constantă, controlate și de relief. Este de notat că prin dezagregare se mărește suprafața specifică a produselor formate dintr-un anumit volum de roca, ceea ce facilitează, în continuare desfășurarea proceselor chimice de alterare a rocilor.



Dinamica clastelor

Din zonele de fragmentare-dezagare spre locurile de acumulare, clastele urmeaza un drum ce leaga doua areale situate la altitudini diferite, si care tinde, pentru o anumita etapa din evolutia lor sa restabileasca un echilibru gravitacional. În istoria unor sedimente si roci clastice, miscarea clastelor spre nivele din ce în ce mai joase se poate repeta de mai multe ori. Pe suprafete orizontale deplasarea particulelor detritice sub actiunea apei si aerului în miscare este mai lenta si genereaza acumulari mai putin importante.

Pe suprafetele înclinate, sub actiunea fortei gravitationale sunt antrenate clastele libere sau volume întregi de detritus necoeziv (asa-numitele "sedimente mobile") spre baza pantei. În acest proces miscarea clastelor poate fi accelerata de alti factori de mediu - apa, aer, gheata - astfel ca, în final, la baza versantilor, se formeaza acumulari cu grosimi considerabil mai mari decât, pe suprafetele orizontale.

a. Cauzele miscarii clastelor; mecanisme de transport

Mecanica acestui proces îmbraca doua aspecte:

- 1) al legilor care controleaza deplasarea individuala a fiecarui clast si
- 2) al legilor care controleaza deplasarea colectiva a clastelor.

Cauzele fundamentale ale initierii miscarii clastelor sunt:

- 1) eforturile fizice care le afecteaza pentru a le tracta pe substrat, salta sau ridica în suspensie, caz în care, în raport cu o conditie constanta a mediului, compozitia particulelor este determinata de proprietatile lor (diametru, forma, densitate etc.) si
- 2) gravitatiea, cu efect universal, care pune în miscare volume (mase) mari de particule, adesea, concomitent cu miscarea lor "individuala".

Stricarea echilibrului static în care se afla o masa de claste în punctul de initiere a miscarii este declansata întotdeauna de fortele de forfecare, care le modifica coeziunea interna, rupe contactele fragile dintre ele (pentru multe claste doar puncte de repaus), si într-un câmp gravitacional, activ - al unui versant - le pune simultan în miscare.

Dinamica clastelor pe o panta, exprimata prin durata si rata deplasarii, este controlata strict de relatia care se stabileste între componenta tangentiala a gravitatii pe de o parte si cea normala pe de alta parte. Forfecarea gravitacionala actionând în josul unei pante poate deplasa particulele sedimentare (chiar daca în acest proces nu sunt implicate fluide); clastele se vor misca usor si-si vor schimba pozitia unele în raport cu altele daca stressul de forfecare g_t , este mai mare decât forta de frecare g_n si actioneaza paralel si spre baza pantei care face cu orizontala un unghi α (fig. 1.2). Rezistenta la forfecare a particulelor este definita de relatia :

$$g.N/q.T = \tan \beta$$

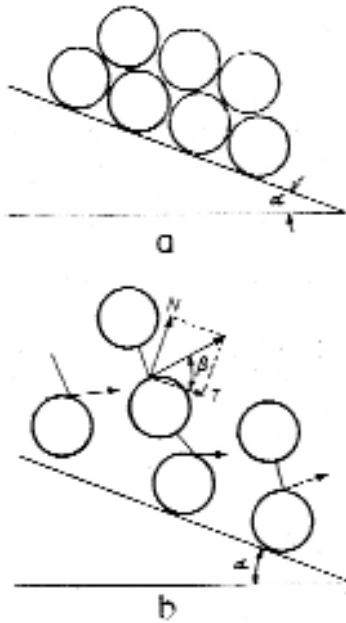


Fig. 1.2. Actiunea forfecarii gravitationale asupra clastelor localizate pe o panta [30] a - când $g_n > g_t$; b - când $g_t > g_n$.

unde T este paralela la planul de forfecare;

N - directia normala la panta pe care sunt deplasate particulele;

b - unghiul mediu de ciocnire dintre particulele, considerat si un analog dinamic al coeficientului de frictiune.

Un grup de particule este tinut în repaus când $g_n > g_t$. Intrarea în miscare a unei mase de particule atrage după sine o creștere a volumului initial - o expansiune dinamica - datorita, în primul rând mării spatiului intergranular. "*Dilatatia*" dinamica, denumita si "*efectul Bagnold*", constituie, în final o functie a intensitatii forfecarii. Momentul de declansare a forfecarii si comportarea particulelor în miscare pot fi apreciate daca consideram ca particulele au forma de sfera si daca analizam relatiile lor geometrice pe baza parametrului I. În forma liniara "concentratia I" este:

$$I = \text{diametrul sferei} / \text{distanța medie de separare a particulelor}$$

sau

$$I = 1 / (C_x/C)^{1/3} - 1$$

în care:

C_x , este concentratia maxima pentru un volum când toate sferile sunt în contact si când distanta medie de separare a particulelor = 0;

C - concentratia volumului de particule considerat.

Când sferile sunt în contact I este infinit, iar forfecarea unui volum de particule apare posibila când I este mai mare de 22. La valori $I = 14 - 22$, un amestec granule-apa se comporta ca o pasta granulata, iar la valori $I < 14$, ca un fluid Newtonian.

În domeniul sedimentar, deplasarea particulelor este o conditie a acumularii

clastelor si se realizeaza cu particularitati specifice fiecarui mediu de transport (apa, aer sau gheata).

b. Dinamica clastelor în mediul subacvatic

Deplasarea clastelor în mediul acvatic este un proces complex, care cuprinde, simultan, miscarea fluidului si miscarea clastelor. Înțelegerea mecanismelor de deplasare individuala a particulelor prin intermediul fluidelor si deplasarea în masa a acestora impune cunoasterea unor principii si legi hidrodinamice care actioneaza constant în mediile naturale.

Principii hidrodinamice; proprietatile fluidelor

Mediul natural acvatic are proprietatile unui fluid caracterizat printr-o, mare mobilitate. Componenta lichida este greu compresibila si cu densitate constanta la o temperatura data, iar cea gazoasa este usor compresibila si, de aceea, fara densitate constanta. Miscarea fluidelor în mediul natural este determinata direct, de fortele care actioneaza asupra lor, în special de forta gravitationala. Viteza de deplasare este însa în functie si de densitatea si vâscozitatea lor, precum si de fortele de frecare cu substratul.

Deoarece particulele înglobate în fluid se deplaseaza odata cu el, se poate considera ca aceiasi parametri controleaza si comportarea lor.

Viteza de deplasare a unui curent de apa este determinata de corelatia care se stabileste între forta gravitationala (paralela cu linia pantei) si fortele de rezistenta care se nasc prin frecarea apei cu alt curent, cu peretii canalului de scurgere sau cu patul suprafetei peste care el se deplaseaza. Cu cât forta de rezistenta nascuta la contactul curentului cu substratul sau este mai mica decât forta gravitationala, cu atât viteza curentului este mai mare. În functie de viteza de deplasare a curentului si caracterul miscarii apelor curgerea poate fi laminara sau turbulenta (fig. 1.3).

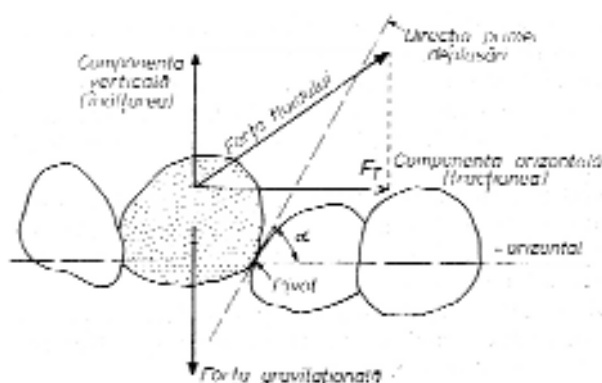


Fig. 1.3. Fortele care actioneaza în timpul curgerii turbulente asupra unui granul încadrat pe substrat de alte granule [3].

Curgerea laminara se caracterizeaza prin miscarea liniara, pe trasee paralele, a particulelor de lichid în interiorul curentului si este specifica volumelor de apa care se deplaseaza cu viteze foarte mici (mm/s) pe un substrat neted; în prezenta unui obstacol, miscarea liniara a particulelor de apa se face dupa o curba care-l înconjură. În natura curgerea laminara este rara si caracterizeaza zone foarte înguste, în locurile de deplasare a unor curenti în strate subtiri; se poate întâlni la curgerea apelor subterane ce se deplaseaza cu viteze mici peste un substrat argilos sau în patul albiilor, la varsarea fluviilor în mare. Prin depasirea vitezei critice si la cresterea debitului curentului, curgerea laminara trece în curgere turbulenta.

În **curgerea turbulenta**, vectorul vitezei are o directie variabila în fiecare punct al curentului, dar tinde sub unghiuri diferite spre directia sa principala; temporar si local, mase de apa mai mari sau mai mici se misca independent de directia generala a curentului. Aceste modificari de directie si viteza dau nastere la vârtejuri. Ele apar frecvent în jurul obstacolelor sau deasupra substratelor neregulate.

Daca în curgerea laminara fortele tangentiala sunt identice si reflecta integral vâscozitatea dinamica conform relatiei lui Newton, în curgerea turbulenta aceasta relatie este modificata de existenta vârtejurilor. Ea devine

$$Ct = (r+h) dv/dy$$

în care: h este coeficientul de vâscozitate a vârtejurii;
r - vâscozitatea dinamica a fluidului;
dv/dy - rata deformatiei.

Adâncimea apei	Viteza curentului, m/s	Nr. Lui Froude
1 cm	0,31	1
10 cm	0,99	1
1 m	3,12	1
10 m	9,90	1
100 m	31,32	1

Tabelul 1.2. Relatia dintre adâncimea apei, viteza curentului si numarul lui Froude (din Reineck si Singh, 1973)

Modificarile de viteza care marcheaza trecerea de la curgerea laminara la cea turbulenta pot fi usor apreciate prin coeficienti lipsiti de dimensiuni, cum ar fi numarul lui Reynolds (Re) si numarul lui Froude (Fr). Numarul lui Reynolds se calculeaza cu relatia

$$Re = v \cdot L \cdot \rho / \mu$$

în care: v este viteza curentului;
L - înaltimea curentului;
ρ - densitatea apei;
μ - vâscozitatea dinamica;
p - presiuni la baza coloanei de apa.

În cazul existentei unor particule sferice în calea curentului curgerea laminara se real-

izeaza când $Re < 0,1$, regimul de tranzitie spre curgerea turbulenta când $Re > 1$ (dar, de obicei, între 40 - 120) iar curgerea turbulenta propriu-zisa când $Re > 300$.

Numarul lui Froude (Fr) este sugestiv pentru caracterizarea conditiilor hidrodinamice ale curentului si se poate calcula cu formula

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{g \cdot L}}$$

în care: V este viteza curentului;
 g - acceleratia gravitatiei;
 L - adâncimea curentului;

$Fr < 1$ caracterizeaza curgerea lenta care nu antreneaza sedimentele din patul curentului;

$Fr > 1$ caracterizeaza curgerea rapida care antreneaza sedimentele din patul curentului ; el poate fi atins fie prin cresterea vitezei si mentinerea constanta a adâncimii, fie prin reducerea adâncimii si mentinerea constanta a vitezei.

În natura, conditiile curgerii rapide pot fi realizate numai în ape putin adânci. În tabelul 1.2 sunt date adâncimile apei si viteza curentului pentru care se obtine $Fr = 1$. Ele sugereaza ca numai întâmplator se realizeaza o curgere rapida în ape a caror adâncime variaza de la câtiva mm la câtiva m. în mediul marin, vitezele de 1 m/s sunt rare (de obicei ajung la 2 m/s), iar în mediul fluvial viteza de 9 m/s se realizeaza în conditii exceptionale.

Miscarea clastelor. Desprinderea particulelor din substratul curentului si modul de deplasare a lor în cadrul unui curent sunt conditionate de dimensiunea lor si de viteza de deplasare a apei. Notiunile de competenta si capacitate definesc relatiile dintre acesti parametri si precizeaza raporturile dintre sedimente si caracterul curgerii - laminare sau turbulente.

Competenta unui curent reprezinta o masura a celei mai mari dimensiuni a particulei pe care acesta o poate misca si se exprima prin relatia:

$$f [d \text{ gs-g s.m.r}] = 0$$

în care d este diametrul particulelor;
 $gs - g$ - diferenta dintre greutatea specifica a granulelor si a apei;
 s - stresul de forfecare;
 m - vâscozitatea fluidului;
 r - densitatea fluidului.

Din acest punct de vedere competenta concretizeaza începutul miscarii unor particule si a fost exprimata grafic pentru curgerea laminara si cea turbulenta de catre Shield. Figura 1.4 reda conditiile necesare pentru începerea miscarii sedimentelor în cazul curgerii laminare pe substrat neted (plan) format din granule cu $\dot{C} = 0,16$ mm si în cazul curgerii turbulente pe un substrat rugos format din granule cu $\dot{C} = 7,2$ mm. Astfel, valoarea vitezei de forfecare (V_f) necesara pentru punerea în miscare a granulelor în conditiile curgerii laminare este egala cu 1,25 cm/s, iar a curgerii turbulente cu 8,3 cm/s, ceea ce echivaleaza cu un stress de forfecare $t = 70$ dyne/cm².

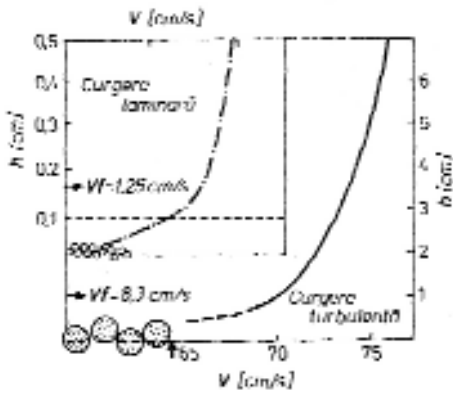


Fig. 1.4 Curbele curgerii laminare si turbulente in functie de adancimea substratului si viteza curentului.

Tabelul 1.3. Viteza curentului si dimensiunea maxima a granulelor transportate în diferite medii naturale (dupa Kukal, 1971)

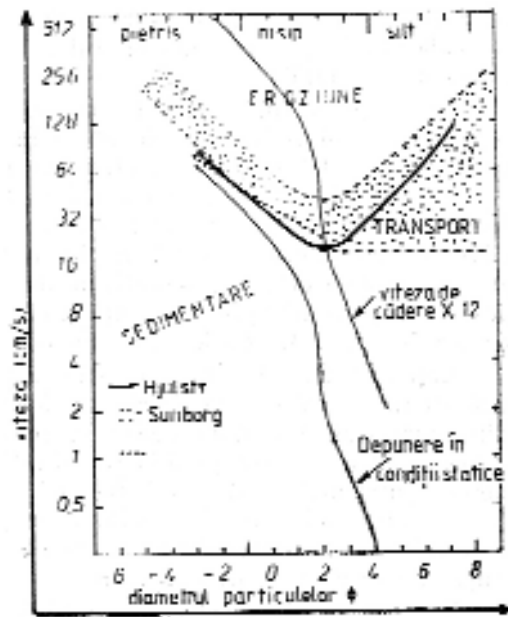
Mediul	Viteza curentului cm/s	Diametrul maxim al granulelor transportate, mm
Fluvial cursul superior	1 000	1 000
cursul mediu	300	250
cursul inferior	200	150
Tidal	150 - 160	120
Curenti oceanici	330	5
Curenti marini	20	3
Curenti litorali	100	100
Curenti lacustri	10	0,8
Curenti de adâncime	25	3,5
în oceane		
În mari	10	0,8
pe self	20	3

Hjulstrom (1935) a exprimat **competenta** curentului pentru transportul particulelor cu diferite dimensiuni ca o functie a vitezei critice a curentului. Pe diagrama lui Hjulstrom conditiile deplasarii granulelor sunt redade comparativ cu conditiile eroziunii si sedimentarii lor (fig. 1.5.) Alura, aparent anormala, a limitei transport-eroziune în domeniul dimensiunilor mici (< 0,05 mm) se datoreste fortelor coezive care leaga între ele particulele de silt si argila si nu permit, astfel, desprinderea lor imediata din depunere în substrat. Din aceasta cauza, granulele de nisip pot fi transportate la viteze mai mici ale curentului decât cele pelitice. Viteza curentului pentru miscarea unor particule de diferite dimensiuni este redada în tabelul 1.3.

Capacitatea unui curent defineste rata deplasarii sedimentelor de fund, fiind o functie complexa în al carui calcul trebuie luate în considerare dimensiunile granulelor, volumul, puterea curentului, forma substratului, precum si alte conditii hidrodinamice. Acest lucru a facut dificila pâna acum, punerea sa în ecuatie.

Transferul de energie a fluidului asupra particulelor îmbraca diverse forme si are drept consecinta punerea în miscare a acestora. La trecerea unui curent peste un sediment clastic necoeziv echilibrul mecanic este stricat de forta de impact (coliziune) a flu-

Fig. 1.5. Condițiile de eroziune, transport și sedimentare ale clastelor, exprimate în funcție de viteza curentului și diametrul particulelor [30].



idului exercitată asupra clastelor, de fluctuațiile de presiune din cadrul curentului și de fenomenul de "lift force" (forța ascensională).

În curgerea turbulentă fluctuațiile de presiune se manifestă atât deasupra interfeței sediment-apa cât și în masa fluidelor interstițiale; de asemenea, fluctuațiile de presiune sunt transmise spre apele de fund atunci când un val traversează un punct considerat. Adesea, descreșterea de presiune deasupra unui astfel de punct are drept consecință activarea clastelor printr-o mișcare ascendentă normală la interfața sediment-apa. Aceste fluctuații pot cauza, de asemenea, oscilații în masa sedimentelor necoezive slab sortate și, astfel, "iesirea" spre suprafața a clastelor grosiere. De aceea, fluctuațiile de presiune pot fi considerate una din cauzele granoclasării inverse.

Deplasarea unui curent acvatic în patul "albiei" sale cu o anumită viteză (limită) poate genera prin mecanismul de lift force (forța care, determină înălțarea avionului deasupra solului) antrenarea ascendentă a unor claste de nisip sau silt până la o distanță de câteva ori mai mare decât diametrul particulelor; datorită inerției, particulele pot fi deplasate, pe distanțe scurte chiar după încetarea forței ascensionale. Când vâscozitatea fluidului învinge această inerție, clastele nu-si pot continua drumul și revin - grație gravitației - pe substrat.

Toate aceste forțe sunt responsabile pentru activarea clastelor în cadrul unui curent și explică mecanismele intime de deplasare individuală și în masa a particulelor detritice.

Mecanisme de transport

În mediul acvatic, clastele sunt transportate individual, particula-cu-particula și în masa, prin procese gravitaționale.

Transportul particula cu particula. Acest mecanism, identificat cu deplasarea individuală a particulelor, este activat de forța fluidului asupra particulelor considerate izolate. În masa unui curent de apă, particulele de sedimente sunt, antrenate în mișcare de deplasarea fluidului. Particulele aflate în contact parțial cu substratul formează o sarcină de fund, care este deplasată prin tracțiune și saltărie, iar cele independente de

substrat, reținute în apa datorită turbulenței curentului, formează o sarcină în suspensie;

Deplasarea particulelor pe substrat se poate efectua de către curent prin tracțiune (târâre și rostogolire) și saltare grație forțelor de impact exercitate de fluid și inerției particulelor în mișcare (fig. 1.6).

Tracțiunea particulelor de către fluide urmează adesea trasee paralele cu substratul și, deci, cu direcția stressului de forfecare. Inițierea mișcării particulelor este controlată de viteza medie critică a curentului, pentru o anumită adâncime a sa, și apare ca o funcție a diametrului lor. Târârea pe un pat lutitic coeziv a unor claste ruditece generează pe suprafața acestuia sănturi de dragaj, uneori cu un rid frontal (prin împingerea, în fața clastului, a materialului lutitic antrenat în mișcare). Prin tracțiune pe fund clastele arenitice și siltice din sedimentele necoezive se grupează în partea frontală a unui strat sub forma de lamine oblice (fig. 1.7). Prin deplasare prelungită clastele tracționate construiesc seturi de lamine grupate în structuri complexe, cunoscute sub denumirea de corpuri oblice laminare.

Bioclastele, în raport cu forma lor, se orientează și ele în acord cu direcția curentului sau direcția de propagare a crestei valurilor (fig. 1.8).

Rostogolirea reprezintă cel mai obișnuit mod de transport al clastelor în mediul fluviatil și depinde de forma particulelor și natura fundului. Granulele sferice se rostogolesc cel mai ușor pe suprafețe netede și, la aceeași viteză a curentului, mai repede granulele mici decât cele mari. Clastele ruditece, prin rostogolire, se orientează cu axa lungă transversal față de direcția curentului, iar atunci când repauzează în/sau pe nisip fin, mișcarea lor este precedată de excavarea nisipului din fața de către curenti turbionari.

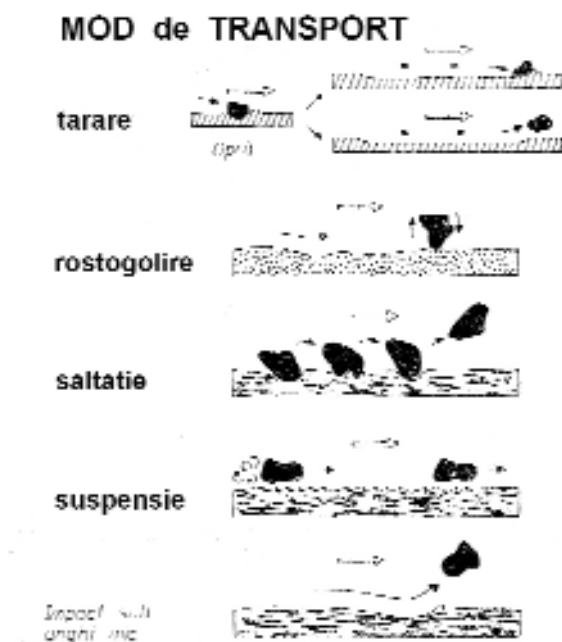
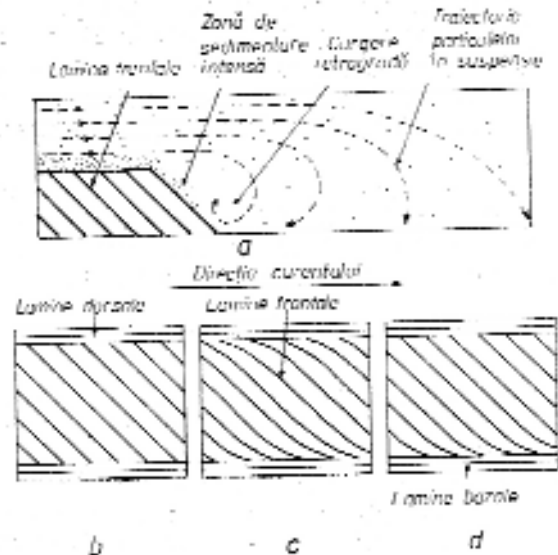


Fig. 1.6. Modul de deplasare a clastelor prin transportul patricula-cu-particula și efectele sale asupra substratului .

Fig. 1.7. Formarea laminelor oblice prin tractiunea clastelor pe fundul unui curent (a); pozitia laminelor frontale se modifica pe masura cresterii vitezei curentului si tinde sa devina tangentiala (b, c, d) la setul de lamine bazale.



Saltatia granulelor de pe suprafața patului se produce atunci când forța gravitației este temporar depășită de capacitatea de transport a curentului. Ea reprezintă mecanismul principal prin care o particulă clastică este ridicată în suspensie.

Forța verticală de ridicare a granulelor este exprimată prin ecuația Bernoulli, care stabilește că de-a lungul unui curent suma energiilor componente pe unitatea de masă a fluidului datorită presiunii (p/ρ), accelerației gravitației (gh) și vitezei (v) trebuie să fie constantă:

Prin saltatie sunt deplasate în medii turbulente granule cu diametru mediu cuprins între 0,4 și 0,06 mm atunci când viteza curentului este crescută. Dimensiunea maximă a granulelor ridicate prin saltatie depinde de adâncimea apei, viteza curentului și forma substratului. Viteza particulelor sedimentare deplasate prin saltatie este mai mică decât viteza curentului, iar uzura lor, datorită socurilor, este foarte puternică. Mișcarea prin saltatie este caracteristică sedimentelor fluviale și parțial celor din zonele de plajă și are ca efect, pe suprafața unui substrat lutitic coeziv, formarea de: caneluri discontinue; excavații de impact, circulare sau elipsoidale din ce în ce mai puțin adânci spre aval (spre

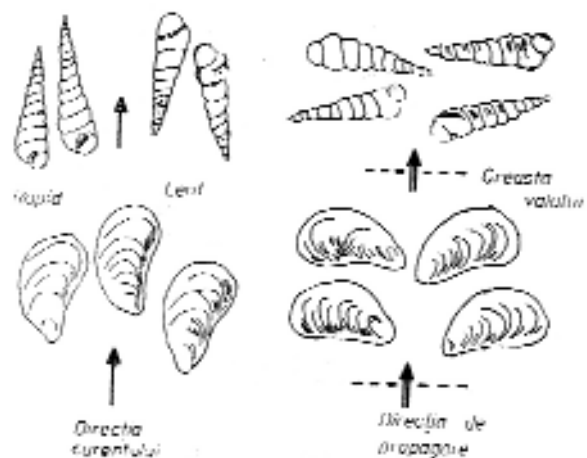


Fig. 1.8. Orientarea bioclastelor în raport cu direcția curentului și direcția de propagare a crestei valurilor .

sensul în care scade viteza curentului; urme de înfigere a obiectelor saltate.

Deplasarea în suspensie. Trecerea în suspensie a particulelor detritice se realizează atunci când componenta verticală a mișcării întrece viteza de depunere a particulelor și conduce la apariția sarcinii (debitului) în suspensie. Factorul principal în acest proces îl constituie forța ascensională provocată de curenții turbionari ascendenți care se formează la fund și care, la ridicare, transportă cu ei granulele desprinse. Particulele ridicate de curenții turbionari ascendenți sunt antrenate de curentul râului și transportate spre aval. Cantitatea de suspensii care definește gradul de turbulență a curentului depinde de densitatea, volumul și forma particulelor, densitatea și vâscozitatea lichidului și neregularitățile fundului. Dimensiunea maximă a granulelor care pot fi ținute în suspensie depinde de energia de turbulență a mediului de transport și este, de obicei, mai mică de 0,1 mm. Turbulența unui curent de apă poate fi menținută până la o densitate a amestecului sediment-apă de 2 g/cm^3 . Dincolo de această valoare, suspensia apoasă (turbulență) se transformă într-o "curgere în masă" (de noroi sau de nisip). Pentru menținerea în suspensie a unui nisip fin (clasa 0,125 - 0,250 mm), viteza de înaintare a curentului trebuie să fie de 50 cm/s.

Mișcarea sedimentelor în suspensie este caracteristică atât râurilor, în cursurile lor inferioare, cât și curenților marini. Repartiția sedimentelor în suspensie, în secțiunea unui curent (în cea a unui râu în mod deosebit), nu este uniformă, densitatea lor crescând de la suprafață spre fund și de la margini spre centru.

Suspensiile turbulente sunt de două feluri: 1) suspensii gradate formate prin interacțiunea apei cu substratul necoeziv și în care debitul solid scade cu departarea de substrat și 2) suspensii uniforme, cu debit solid constant, care-și datoresc proprietățile lipsei de interacțiune dintre curentul de apă și substrat.

Deplasarea particulelor în suspensie, urmată de depunerea lor diferențială - conform vitezei de sedimentare -, conduce la structuri construcționale cu granoclasare normală; din suspensiile turbulente se depun succesiv claste cu diametrul din ce în ce mai mic.

Transportul în masă.

Procese gravitaționale. Acțiunea forței gravitaționale asupra unei mase de sedimente necoezive în echilibru instabil, sau asupra unor mase de roci fragmentate în blocuri aflate în extremitatea "de sus" a unei pante poate declanșa deplasarea lor spre baza pantei. În primul caz, "transportul" materialului îmbracă forma unei curgeri gravitaționale, iar în cel de al doilea a unei alunecări gravitaționale.

Curgeri gravitaționale ("gravity flow"). Curgerile gravitaționale reprezintă deplasări simultane ale sedimentelor și ale fluidului interstital, care modifică radical structura internă a sedimentului inițial. Curgerea sedimentului este inițiată pe pante cu unghiuri mai mari de $4 - 5^\circ$ și se produce cu o viteză de 5 - 15 m/sec (fig. 1.9). Masa alunecată, saturată adesea și cu fracțiune argiloasă, are o comportare plastică și este activată în principiu de trei tipuri de forțe: a) presiunea lichidului interstital; b) interacțiunea dintre granule; c) coeziunea matricei. Procesele acționează, de regulă, selectiv, ca o funcție a dimensiunilor preponderente ale clastelor din sediment și pot trece de la unul la altul (a@b@c) pe măsura ce dimensiunile particulelor scad. Declanșarea acestor forțe inițiază, la rândul lor, trei tipuri de curgeri gravitaționale: 1) curgeri fluidizate, 2) curgeri cu pre-

siune dispersanta si 3) curgeri mîloase.

Pîna la sesizarea acestor aspecte privind transportul în masa literatura de specialitate a fost dominata de conceptul curenților de turbiditate prin care s-a explicat originea sedimentelor clastice acumulate la baza povârnisurilor continentale (turbidite).

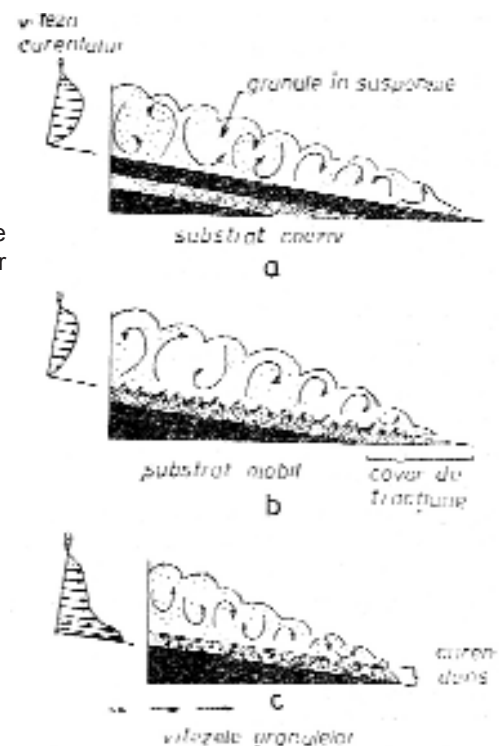
· Curgerile fluidizate reprezinta mase lichefiate de sedimente turbiditice si arenitice care curg pe pante cu înclinare mica ($3 - 10^\circ$) sub forma unui lichid vîscos. Amestecul de sedimente si apa se acumuleaza foarte aproape de baza pantei si pierde treptat, lichidul interstitial. El ajunge sa se consolideze prin mecanismul de înghetare a curgerii si sa corespunda, din punct de vedere litologic, cu turbiditele proximale.

· Curgerile cu presiune dispersanta (grain flow) caracterizeaza depozitele de nisipuri care curg pe pante cu înclinare mai mare de $15 - 18^\circ$. Presiunea dispersanta rezulta din interactiunea clastelor de nisip în prezenta apei. Viteza lor de deplasare poate fi mai mare decât a curgerilor fluidizate, iar produsele generate (avalanse de nisip) depasesc ca arie de raspîndire zona de ocurenta a acestora. Echivalentul "turbiditic" al unor astfel de curgeri îl reprezinta fluxoturbiditele.

· Curgerile mîloase si curgerea fragmentelor (mud flow, debris flow), sunt dominate de ponderea fractiunii argiloase (întotdeauna $>10\%$) în amestecul de nisip si apa si sunt activate de presiunea exercitata asupra clastelor grosiere de catre "matrice" (fractiunea pelitica). Curgerile argiloase au viteze de deplasare cuprinse între 5 si 15 m/s si se materializeaza în "mud flow-uri; atunci cand antreneaza si blocuri în depozite slab sortate de tipul *diamictitelor*, ele devin *debris-flow-uri* si sunt foarte asemanatoare din punctul de vedere al constitutiei granulometrice cu *tillitele* (argile cu blocuri).

Curgerea de noroi (lahar) generata de eruptia vulcanului Nevado del Ruiz (la 13 nov. 1985), Columbia, si de topirea zapezii din zona craterului sau s-a deplasat pe o lungime de 50 km cu o viteza de 160 km/ora si a acoperit o suprafata de 40 km²; grosimea sa a variat între 3 si 40 m. Ea exemplifica foarte bine produsul unei curgeri gravitationale.

Fig. 1.9. Deplasarea curgerilor gravitationale (sau a curenților de turbiditate) în raport cu substratul lor: a - coeziv; b - necoeziv; c - covor de tractiune cu viteza mai mare



· **Curentii de turbiditate** au fost mentionati pentru prima oara de Daly (1936) în legatura cu formarea vailor submarine. Treptat, ei au fost considerati si cauza conurilor de dejectie submarine. Sunt curenti episodici de apa densa, cu suspensii de sedimente, care se deplaseaza cu viteze mari (>100 km/ora) pe pante cu înclinari mai mari de 3 - 4°. Datorita traiectului lor unidirectional si încarcaturii de sedimente au o mare putere de eroziune. La originea lor se afla aportul mare de mâl continental în anotimpul ploios, valurile înalte si cutremurele care distrug echilibrul labil al sedimentelor din extremitatea selfului continental, le ridica în suspensie si le expune actiunii gravitatiei. Modul lor de manifestare explica amestecul de material cu granulatii foarte diferite, existenta materialului grosier la distante mari de tarm si transportul acestuia în directii care nu-si gasesc un echivalent în structura generala a depozitelor.

În 1965 Ewing si Thorndike si apoi Stanley (1969) au argumentat rolul sedimentologic pe care îl au curentii de turbiditate cu "densitate scazuta" si viteza mica. Conform conceptului lor, sedimente fiind silturi si mълuri aduse de râuri sunt antrenate de hula spre marginea selfului, de unde, preluate de curenti, sunt împinse spre povârnisul continental. Alunecarea lor în acest sector se face prin curgere lenta, gravitacionala, cu viteze de 10 cm/s. O asemenea suspensie difuza poate întâlni capatul unui canal (sau canion) pe care, intra si curge unidirectional sub actiunea gravitatiei. Acesti curenti nu au putere eroziva dar pot cara cantitati mari de material, pe care îl împrastie la baza pantei sub forma de nivele subtiri, slab stratificate.

Alunecari gravitationale. Alunecari gravitationale se numesc deplasarile pe panta ale blocurilor masive coezive sau ale sedimentelor plastice în raport cu o suprafata lubrefianta. În functie de natura materialului deplasat si de modificarile produse în structura interna a acestuia, alunecarile gravitationale pot fi nestratificate (când se produc fara deformari interne ale blocurilor deplasate) si interstratificate (când afecteaza sedimente plastice, mai putin componente, si interstratificate în sedimente coezive) (fig. 1.10).

Alunecarile gravitationale sunt initiate în fruntea falezelor marine sau a teraselor submarine din sectoare cu instabilitate tectonica si afecteaza suprafete mari pe pantele din fata acestora. Cele mai frecvente produse ale alunecarilor nestratificate sunt olistostromele sau formatiunile detritice cu olistolite (denumire acordata blocurilor alunecate, cu volume variabile, de ordinul zecilor si sutelor de km²). O caracteristica a olistostromei o constituie provenienta comuna (din aceeasi arie sursa) a blocurilor si a matricei pe care le înglobeaza sedimentele în curs de depunere.

Efectele deplasarii clastelor. Un curent de apa caracterizat prin viteza, putere si sarcina (debit solid), interactioneaza cu particulele pe care le transporta si, de foarte multe ori cu substratul sau patul sau. Foarte rar, curentii sunt neutri si deplaseaza în întregime sarcina lor sedimentara fara a schimba sediment cu substratul. De cele mai multe ori, însa, efectele curentilor acvatici produc modificari atât în proprietatile clastelor transportate cât si în morfologia substratului, prin aparitia la interfata sediment-apa a structurilor erozionale. Când forta de tractiune si mentinere în suspensie a clastelor coboara sub limita impusa de efectul gravitatiei acestea se acumuleaza si capata variate structuri constructionale, exprimând prin particularitatile lor regimul de curgere al curentului.

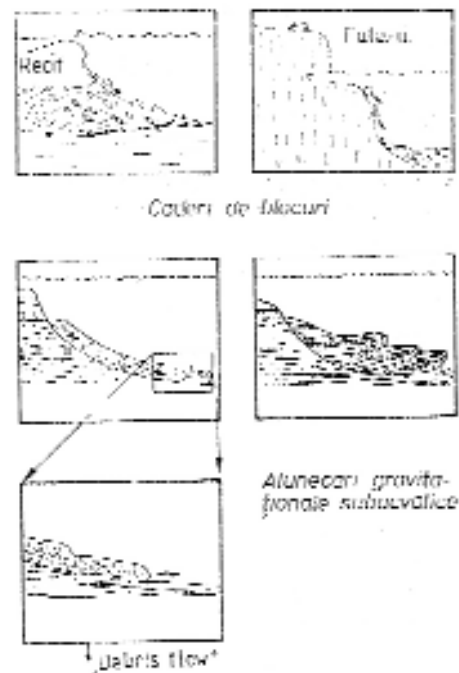


Fig. 1.10. Căderi de blocuri și alunecări gravitaționale nestratificate; fruntea unei alunecări (sau fațesul ei distal) poate îmbrăca structura unei curgeri măloase ("debris flow")

Efectele curenților asupra clastelor. Principalele modificări pe care le suferă particulele clastice dintr-un sediment în timpul transportului de către curenți de apă constau în: spargerea granulelor în fragmente colțuroase datorită ciocnirilor; pulverizarea granulelor mici prinse în ciocnirea granulelor mari; abraziunea determinată de frecarea între granule (pietrisuri și blocuri); și creșterea gradului de rulare a clastelor; scăderea dimensiunilor în josul curențului (micsorarea dimensiunilor se face mai rapid la fragmentele mari decât la cele mici). O masă de sedimente eterogene poate, prin transport, să se separe într-o succesiune de acumulări omogene, formate din pietris, nisip, silt și argilă, ceea ce creează o sortare progresivă. Rezistența la abraziune este o funcție a durității mineralelor și crește de la sulfati și carbonati către silicati: seria baritina, sideroza, fluorina, goethit, disten, hematit, apatit, diallag, rutil, hornblenda, zircon, epidot, granat, sfen, staurolit, microclin și cuarț a fost astfel ordonată de Thiel și reflectă creșterea rezistenței la abraziune.

Efectele curenților asupra substratului. Un curent, de apă încărcat, cu particule în suspensie sau tractând claste de diametre și forme diferite traversează în drumul său fie sedimente coezive, de regulă lutitice, fie sedimente arenitice (nisipuri) adesea necoezive (mobile). El exercită asupra substratului o acțiune erozivă a cărei intensitate depinde de competența sa și regimul de curgere.

Pe suprafața unui sediment lutitic pe care curge curentul se pot forma structuri erozionale numite mecanoglife, determinate de caracterul turbulent al curgerii și de unele obiecte transportate. De o mare diversitate morfologică și genetică - caneluri de eroziune, santuri de dragaj, urme de saltărie și de rulare - mecanoglifele apar la suprafața sedimentului sub forma unor excavatii liniare, circulare sau elipsoidale.

Solitare sau formând asociații caracteristice, canelurile de eroziune se ordonează în siruri paralele cu direcția curențului (de transport al materialului clastic) (fig. 1.13). Datorită rugozității și aderenței clastelor, între viteza de eroziune a curențului și diametrul particulelor din substrat nu există o relație liniară (v. fig. 1.7). Din diagrama lui Hjulstrom

se poate sesiza ca erodarea lutitelor consolidate necesita curenti mai puternici, similari cu cei care imprima deplasarea pietrisurilor.

Evolutia canelurilor de eroziune (flute marks) este controlata de asa numitul fenomen de "separare a curgerii" (Allen, 1969) ce se manifesta în aval de o neregularitate a fundului făcând sa apara un vârtej (vortex) ce actioneaza pe o directie independenta de cea a curentului principal. Când depresiunea erodata nu mai permite curgerea retrograda, vortexul devine instabil si dispare, iar canelura se pierde în suprafata stratului.

În conditiile curgerii cu viteza redusa se formeaza *mecanogliffe* care, în linii mari, sunt paralele cu directia curentului (riduri longitudinale); curentii mai puternici genereaza, de regula, aliniamente transversale pe directia curentului. Într-o succesiune de depozite clastice în care nivelele lutitice alterneaza cu nivelele arenitice, astfel de structuri se pot conserva prin mulajul formelor erozive depresionare (din lutite) la partea inferioara a stratelor arenitice; în nisipuri si pietrisuri, astfel de urme nu se conserva.

Obiectele transportate de curent (fragmente de argile, oase de pesti, bioclaste, galeti) lasa pe suprafata substratului urme diverse, discontinui sau continui, sugerând atât forma obiectului, cât si consistenta sedimentului subiacent. În lutite coezive se formeaza santuri cu profil în V, care trec treptat, spre sensul de deplasare a obiectului si la iesirea lui din sediment, la un profil în forma de U. Deplasarea pe substrat, a unui material moale genereaza o asociatie de striuri apropiate si perfect paralele.

Patul alcatuit din sedimente necoezive, nisipoase, își modifica morfologia în corelatia directa cu puterea curentului si regimul curgerii (fig. 1.11). Miscarea sedimentelor pe fund conduce la aparitia unor forme de relief pozitive numite ondulatii de curent (sin. ripple marks) si la modificari în structura interna a sedimentului: se formeaza laminatii oblice. În timpul unui regim de curgere inferior (viteza sub 50 cm/s, puterea curentului $tv < 0,5$ si numarul lui Froude < 1) formele de fund si structurile interne trec prin trei faze:

a) faza cu *pat plan* (substrat neted) mentinut în cazul curgerii

laminare pentru sedimente cu particule având diametrul $> 0,6$ mm; faza este însoțita de o laminatie paralela a depozitelor;

b) faza microondulatiilor generate de curenti cu viteza cuprinsa între

10 si 20 cm/s; ondulatiile au flancurile asimetrice (line spre amonte si abrupte spre aval) si creste paralele sau sinuoase; lungimea lor este independenta de diametrul granulelor din sediment, iar amplitudinea este mica; distanta între creste se mentine sub 30 cm, iar tractiunea particulelor conduce la aparitia laminatiei oblice la scara mica;

c) faza megaondulatiilor generate de curenti mai rapizi (viteza mai mare de 25 cm/s). Crestele își pierd continuitatea si paralelismul, urma lor în plan devine linguoida sau semilunara, iar distanta dintre creste depaseste 60 cm si creste cu adâncimea apei; laminatiile oblice apar la scara mare.

Trecerea la un regim de curgere superior (viteza curentului mai mare de 50 cm/s) este marcata de revenirea într-un prim moment la un substrat neted (a doua faza cu fund neted) si apoi la o morfologie cu antidune ("faza antidunelor"). Antidunele, denumite astfel de Gilbert pentru capacitatea lor de a se deplasa spre amonte, reprezinta forme instabile, care urmaresc îndeaproape suprafata curentului.

Prin actiunea prelungita a unor curenti, formele care apar la suprafata substratului pot migra; rata medie a migrarii creste cu viteza curentului si cu diametrul clastelor, iar acolo unde coexista mega- si microondulatii viteza de deplasare a primelor este mai mica

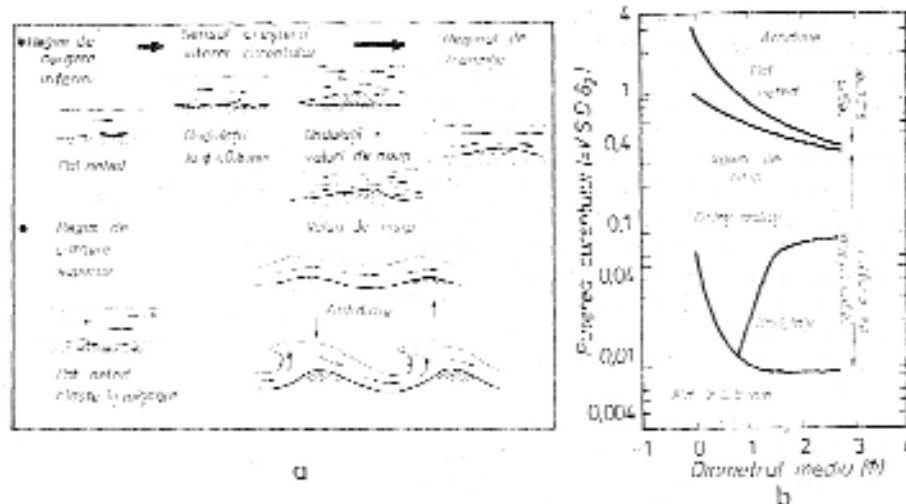


Fig. 1.11. Efecte generate de curent în substratul necoeziv ca o functie a puterii sale, a regimului de curgere (a) si a diametrului mediu al particulelor (b) .

decât microondulatiile. Coleman citeaza viteza de deplasare a unor megaondulatii cuprinse între 30 -100 m/ 24 ore.

La suprafata scoartei terestre transportul materialului clastic prin intermediul apei se realizeaza în ariile continentale prin torrenti si organisme fluviale (râuri si fluvii), iar în bazinele marine si oceanice sub influenta valurilor, mareelor si curentilor litorali, de larg etc.

Acumularea clastelor

Materialul terigen, fragmentat prin dezagregare în aria sursa si deplasat prin variate mecanisme, ajunge sa se depuna în momentul în care echilibrul dintre claste si mediul lor de transport se strica. Acest lucru se întâmpla când deasupra unei arii de sedimente, forta gravitacionala devine mai mare decât puterea si competenta mediului care a deplasat sau care poarta în suspensie materialul. Stabilitatea clastelor în mediul lor de depunere este asigurata în ariile depresionare cu fund plat. Forma pe care o îmbraca acumularile de sedimente clastice exprima simultan morfologia bazinului, mecanismul de transport al materialului, debitul curentului si, implicit, rata de sedimentare, ritmul subsidentei si, prin aceasta, oscilatiile nivelului de baza în raport cu care se produce acumularea. De aceea, geometria depozitelor sedimentare de origine mecanica apare mult mai complexa decât stratul - un corp tabular delimitat de fete plane. Alaturi de acesta corpurile lentiliforme, cordoanele, corpurile conice cu sectiune elipsoidala (conurile de dejectie) sunt si ele foarte frecvente. Tranzitia de la o "geometrie" la alta se poate realiza atât temporal (într-o succesiune stratigrafica) cât si areal (într-o unitate litostratigrafica) si sugereaza schimbari esentiale ale conditiilor de sedimentare.

Funcție de toti acesti factori colmatarea unui bazin prin aport de material terigen poate începe marginal sau central si poate continua fie centripet, fie centrifug. Cresterea unei stive de sedimente clastice se realizeaza prin agradare, progradare si acretie laterala (fig. 1.12).

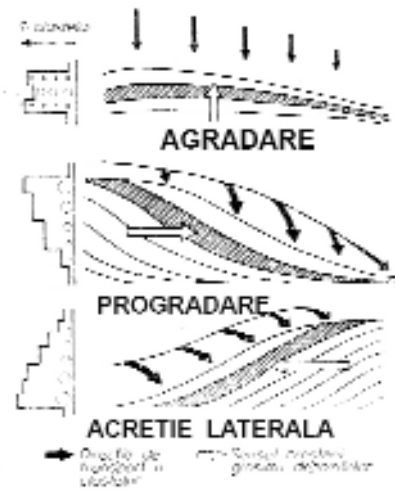


Fig. 1.12. Mecanisme fundamentale de acumulare a depozitelor clasice într-un bazin de sedimentare

Prin **agradare**, sedimentele se acumulează vertical, de jos în sus și formează în centrul bazinului corpuri tabulare strate - cu suprafețe plane de separație. O astfel de unitate de sedimentare este bine delimitată spațial, atât granulometric cât și structural, și se întâlnește în depozitele de larg (și pelagice).

Prin **progradare** (înaintare), acumularea sedimentelor are loc de la marginea bazinului spre interior și îmbracă forma unor corpuri lenticulare (strate efilate), cu suprafețe sigmoide de separație. Adesea, astfel de corpuri sunt imbricate și se recunosc prin laminațiile oblice. Sursa materialului se află în aria continentală limitrofa bazinului. Seriile prograde se recunosc prin granoclasări inverse (specifice, de altfel, bazinelor în care nivelul de baza coboară - regresivune). Acumularile de tip deltaic ilustrează cel mai bine acest proces de colmatare.

Prin **acretie laterală** (îngramadire) sedimentele clasice se deplasează de la centrul spre marginea bazinului, grație sistemului de curenți centrifugi; acumularile acretionare au, de asemenea, aspect lentiliform și suprafețe sigmoide, dar înclină spre marginea bazinului și se dezvoltă sub forma unor cordoane paralele cu tarmul. Succesiunile de sedimente acumulate prin acretie se recunosc prin granoclasare normală și sunt, de regulă, caracteristice bazinelor subsidente controlate de mișcări eustatice pozitive (în timpul unor transgresiuni).

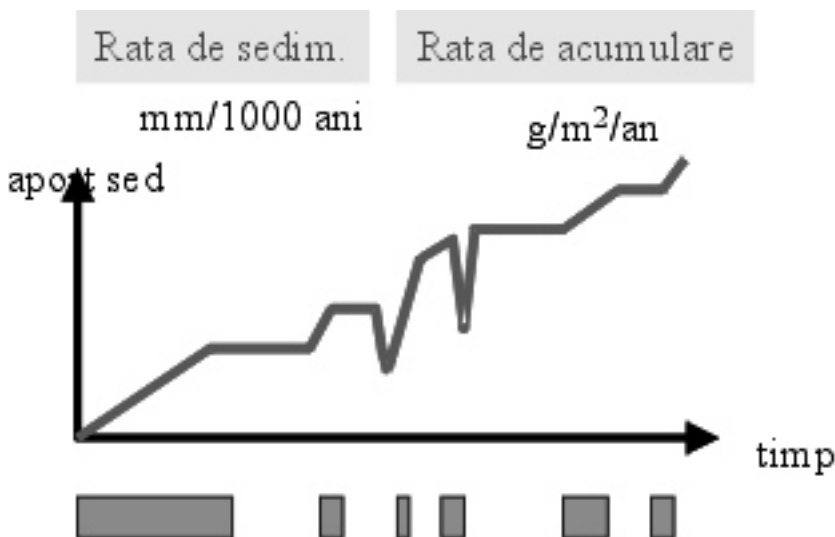


Fig. Curba sedimentării și hiatusului în timpul colmatarii unui bazin.

În bazinele cu suprafața mare și morfologie variată pot exista toate aceste forme de acumulare, ceea ce face ca sedimentele clastice să prezinte variații laterale de facies. Perioadele de acumulare a clastelor alternează, de regulă, cu perioade de pauză în sedimentare - *hiatusuri* - sau de acumulări cu rate foarte mici. Intervalul de timp al unui hiatus - ca și cel de acumulare - poate varia mult de la un loc la altul, iar suprafața stratigrafică care separă două unități de sedimentare - *diastemul* - să fie neregulată; în astfel de situații și corpul de sedimente subiacent capătă o morfologie complexă.

