

CURS I

Modelarea scurgerii în bazine hidrografice

Cauzele scurgerii solide (eroziunii solului)

Acestea sunt:

- clima (precipitații, vânt, temperatură);
- relieful (înălțimea, panta, forma, lungimea, expoziția);
- solul;
- vegetația;
- factorii litologici (roca de bază);
- factorii antropici (sociali – economici).

Forme de eroziune produse de apă (eroziunea hidrică)

Formele de eroziune produse de apă sunt [*Bâcov, 1978*]:

- eroziune prin impact – se declanșează sub acțiunea energiei picăturilor de ploaie;
- eroziune în suprafață (decapantă) – se datorează atât efectului dat de impactul picăturilor de ploaie, cât și scurgerii curenților de apă dispersați pe un teren în pantă (curenți bidimensionali), constă în îndepărtarea stratului superficial relativ uniform de sol pe mare întindere prin acțiunea de scurgere laminară a apei și prin mici șiroiri;
- eroziune în adâncime (trașantă) – atunci când scurgerea și eroziunea acționează vertical. Formele eroziunii în adâncime sunt (eroziunea contemporană): rigole, ogașe și ravene. Dezvoltarea eroziunii în adâncime, care dă naștere la șiroiri și ravinație, se produce numai acolo unde s-a creat un dezechilibru în peisajul natural prin intervenția antropică. Eroziunea naturală (eroziunea geologică veche) se desfășoară mai întotdeauna în ritm lent, de pe urma cărora rezultă forme de relief deosebite de cele datorate eroziunii accelerate (antropice): văiuga, vâlceaua, viroaga și valea râului;
- eroziunea prin valuri – în zonele litorale;
- eroziunea prin irigație – datorită debitării pe terenurile în pantă irigate a unor importante volume de apă pentru irigare și evacuării apelor excedentare;
- eroziunea prin sufozie – procesul prin care materialul este erodat dintr-un orizont de sol sau dintr-o rocă sedimentară prin acțiunea apei ce se deplasează în lungul unor linii de drenaj definite și care creează goluri subterane;

- alunecările de teren – apele de suprafață pot influența stabilitatea versanților prin umezirea pământului și ridicarea nivelului apei subterane, prin erodarea terenurilor și apariția formațiunilor eroziunii în adâncime care înlătură sprijinul versanților; apele subterane sunt cauza principală a celor mai multe alunecări de teren datorită presiunii apei din pori, presiunii de filtrare a apei subterane. Apa modifică și caracteristicile fizico – mecanice ale rocilor.

Câteva din formele de eroziune produse de apă se pot vedea în imaginile următoare: [www.netc.net.au, 2005; www.seafriends.org.nz, 2005]



Eroziune decapantă



Eroziuni datorate șiroirii apei pe suprafața versantului



Ravenă



Ravenă puternic dezvoltată



Alunecare de teren



Eroziunea malurilor albiilor cursurilor de apă



Eroziuni prin sufozie

Formarea, structura și proprietățile aluviunilor

Formarea aluviunilor [Giurma et al, 1987; Popovici, 1991] are loc prin procesul care constă în desprinderea și transportul particulelor de la suprafața uscatului de către agenții dinamici externi (precipitațiile, vântul etc.) și din depunerea acestor particule la diferite distanțe de locul de desprindere.

Factorii care influențează dezvoltarea eroziunii sunt: clima (precipitațiile, vântul, temperatura), relieful, solul, vegetația, factorii litologici sau roca de bază și factorii social - economici (factori antropici).

Precipitațiile influențează prin impactul picăturilor de ploaie, care este o acțiune mecanică de izbire între picături și sol. Energia cu care o picătură acționează asupra solului este:

$$E = \frac{mv^2}{2} \quad (1)$$

unde: m = masa picăturii de ploaie; v = viteza picăturii, având efecte distructive cu atât mai mari cu cât gradul de acoperire al solului cu vegetație este mai redus.

O altă relație de calcul a energiei cinetice a ploii este [Di Silvio, 1998]:

$$E = \int_{\text{durata ploii}} \frac{1}{2} v^2 \rho \cdot i \cdot dt \quad (2)$$

unde: ρ – densitatea apei; i – intensitatea ploii; t – timpul.

Viteza picăturii de ploaie (cm/s) se determina cu formula lui W. Schmidt [Stanciu,2002]:

$$v = 10^6 \left(\frac{0.787}{r_p^2} + \frac{503}{\sqrt{r_p}} \right)^{-1} \quad (3)$$

unde: r_p – raza picăturii ploii (cm), care se determină în funcție de intensitatea ploii. O formulă mai simplă de determinare a energiei cinetice a picăturii de ploaie este cea dată de Wischmeier [Popovici, 1991]:

$$E = 210.3 + 89 \cdot \lg i \quad (4)$$

unde i este intensitatea ploii.

O picătură de ploaie poate dispune în cădere, în momentul impactului, de o energie cinetică de aproape 1000 de ori mai mare decât aceeași cantitate de apă care s-ar scurge la suprafața solului sub forma unei pânze continue.

Prin șocul produs de picăturile de ploaie, structura solului este distrusă, particulele fine de sol sunt dislocate, ridicate în aer și împrăștiate, producând o astupare a porilor la suprafața solului și drept urmare se formează o crustă care contribuie la micșorarea infiltrațiilor și la intensificarea scurgerii lichide și solide. În figura 1 se prezintă transportul prin impact a agregatelor de sol în diferite condiții de pantă ale terenului și unghi de cădere a precipitațiilor.

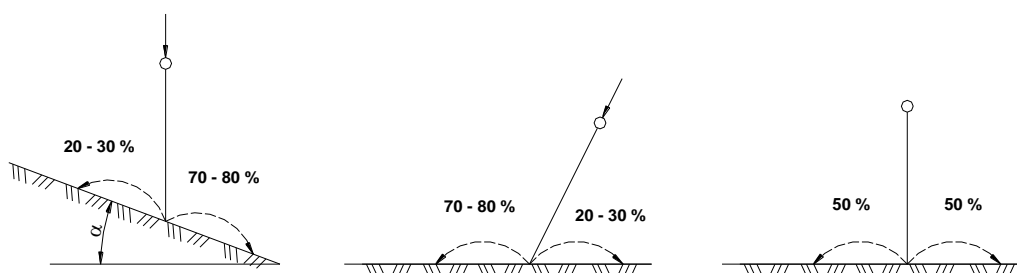


Fig.1 Transportul prin impact a agregatelor de sol în diferite condiții de pantă ale terenului și unghi de cădere a precipitațiilor (după Popovici, 1991)

Precipitațiile influențează și prin scurgerea care rezultă din ploi și din topirea bruscă a zăpezilor (manifestată pe versanții cu pante mari și înșoriți). În procesul eroziunii o mare importanță o prezintă ploile rezezi, torențiale, deoarece au o mare

putere de a disloca și deplasa mici particule de sol, de a forma pânze continue de apă pe terenurile în pantă sau șuvoaie cu mare forță de rupere și transport.

Se estimează că în timpul unei ploi torențiale de 50 mm cu o durată de 20 minute (intensitate de 2,5 mm/min) pe un hectar de teren descoperit (fără vegetație), au fost dislocate datorită picăturilor de ploaie 240 tone de sol. Cantitatea de sol dislocată în timpul unei ploi torențiale se poate determina cu una din următoarele relații [Gerard, 1981; Bâcov, 1978]:

$$G = k \cdot d_p \cdot v^{1.4} \quad (5)$$

$$e = k \cdot v^{4.33} d_p^{1.07} i^{0.63} \quad (6)$$

$$e = 0.1E - 0.515 \quad (7)$$

unde: G – greutatea solului dislocat; k – constantă care depinde de tipul de sol; d_p – diametrul picăturii de ploaie; e – cantitatea de sol dislocată în t/ha.

Influența vântului depinde de viteza și frecvența acestuia, de structura și textura solului, de gradul de expunere, de gradul de acoperire cu vegetație, de starea de umiditate a terenului, de fenomenul de îngheț și dezgheț etc. Cantitatea de sol pierdută prin eroziunea eoliană (t/ha.an) se poate evalua cu formula lui Chepil – Woodruff:

$$e = A \frac{P}{(n \cdot T)^a} \quad (8)$$

unde: A, a – parametrii determinați experimental; P – fracțiunea din sol cu diametrul sub 0.84 mm; n – rugozitatea absolută a suprafeței solului; T – cantitatea de resturi vegetale.

Temperatura influențează prin fenomenul de îngheț - dezgheț, în urma căruia se intensifică dezagregarea rocilor, iar când condițiile de umiditate sunt prielnice, influențează prin procesul de alterare.

Relieful este factorul natural cu rol esențial în declanșarea și întreținerea eroziunii, condiționând atât mișcarea apei pe versanți cât și pierderile de sol. Elementele caracteristice ale reliefului (versanților) prin care influențează eroziunea sunt: înălțimea, panta, forma, lungimea și expoziția.

Influența solului se manifestă prin rezistența la eroziune în timpul scurgerilor și prin capacitatea de infiltrație. Rezistența solului la eroziune este determinată în principal de coeziune și permeabilitate, care la rândul lor depind de structură și textură.

Vegetația naturală formată din păduri și ierburi perene oferă o protecție foarte bună a solului, spre deosebire de vegetația cultivată care datorită lucrărilor de mobilizare a solului contribuie la accelerarea eroziunii.

Factorii litologici sau roca de bază au influență directă asupra proceselor de eroziune, prin rezistență sau lipsa de rezistență, determinând într-o mare măsură apariția și dezvoltarea proceselor de degradare a terenurilor și mai ales a eroziunii în adâncime și a deplasărilor de teren.

Factorii social - economici se referă la acțiunile omului asupra terenurilor, care trebuie să asigure folosirea rațională a pământului, să intervină cu acțiuni îndreptate spre conservarea solului pe pante și diminuarea proceselor de eroziune, însă uneori a contribuit direct și la declanșarea degradării terenurilor. Astfel de acțiuni defavorabile sunt: defrișarea masivă a pădurilor în zone în care, pentru protecția solului, a apelor, a climatului și a peisajului, reclamau scutul lor protector; gospodărirea irațională sau abuzivă a fondului funciar, prin aplicarea unei agrotehnici necorespunzătoare pe terenurile în pantă, deștelenirea pajiștilor naturale situate pe pante mari și cultivarea acestora cu plante anuale; pășunatul irațional și în general neacordarea priorității folosinței celei mai potrivite pe astfel de terenuri; amplasarea greșită a drumurilor pe versanți și parcelarea terenurilor din deal în vale (pe linia de cea mai mare pantă). La cele de mai sus se adaugă și lipsa unor măsuri eficiente pentru diminuarea scurgerilor, care au favorizat distrugerea rapidă a solurilor prin eroziune, scăderea accentuată a fertilității sale.

Procesul de eroziune se manifestă atât pe versanții bazinelor hidrografice cât și în rețelele hidrografice aferente bazinelor.

Eroziunea manifestată în rețeaua hidrografică este în funcție de: alimentarea directă prin scurgere de suprafață a acesteia (mărimea debitelor lichide), rezistența terenului în care sunt săpate albiile, concentrația aluviunilor, natura sectoarelor de râu (de munte, deal sau câmpie) care dictează panta etc.

Cele mai mari cantități de aluviuni în râuri se înregistrează în perioada viiturilor datorită creșterii forței de antrenare a curentului lichid, cât și datorită înmuierii pământurilor din maluri.

Aluviunile rezultate în urma erodării malurilor și albiilor nu pot fi separate de aluviunile provenite de pe versanți.

Structura aluviunilor

Ținând seama de poziția pe care o ocupă în mișcare în masa curentului lichid, aluviunile se împart convențional în aluviuni în suspensie, aluviuni în semisuspensie și aluviuni de fund [Crețu, 1980].

Aluviunile în suspensie sunt răspândite neuniform în întreaga masă a curentului, dând apei un aspect de turbureală și culoare pământie.

Cantitatea de aluviuni în suspensie (eventual și în semisuspensie) existente la un moment dat în unitatea de volum de apă poartă numele de turbiditate și se exprimă în g/l, g/m³, kg/m³.

Aluviunile în suspensie au formă prismatică cu muchii ascuțite și cele mai mici dimensiuni ale lor sunt de ordinul micronilor.

Aluviunile de fund, târâte sau de contact sunt particule mai mari (nisip, pietriș, bolovani) care se deplasează prin rostogolire și prin salturi a căror frecvență, lungime și înălțime este funcție de dimensiunile lor și de viteza curentului de apă.

Celelalte aluviuni care se deplasează în masa de apă printre aluviunile de fund și cele în suspensie poartă numele de aluviuni în semisuspensie.

Proprietățile aluviunilor

Analiza proprietăților aluviunilor trebuie abordată din două puncte de vedere: al caracteristicilor particulelor necoezive izolate și al caracteristicilor depozitelor aluvionare în ansamblul lor [Cioc, 1975; Ichim et al, 1989; Florea et al, 1987].

Materialele aluvionare pot fi: (figura 2)

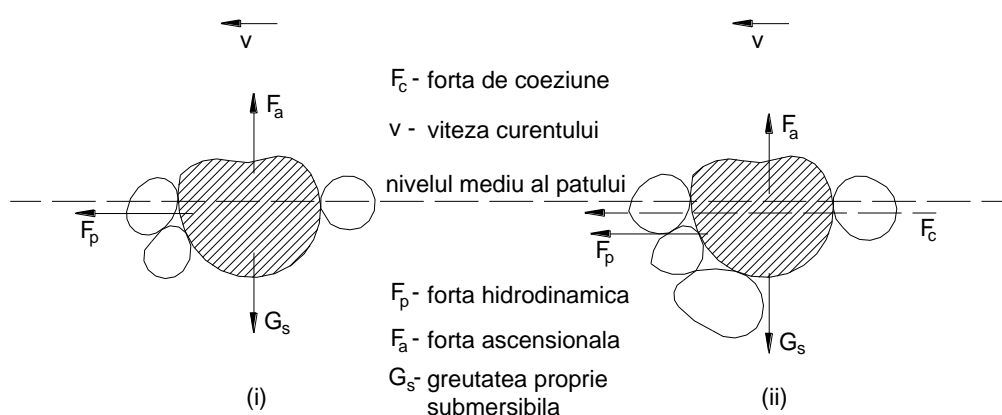


Fig.2 Sistemul forțelor care acționează asupra particulelor solide ale patului necoeziv (i) sau coeziv (ii) (după Ichim, 1989)

- materiale aluvionare necoezive, constituite din aglomerate solide discrete a căror eroziune și antrenare hidrodinamică depind numai de caracteristicile și proprietățile lor fizice (formă, dimensiune, greutate specifică, poziție relativă ș.a.), așa cum sunt nisipurile, pietrișurile și bolovănișurile; aluviunile necoezive sunt constituite din fragmente de roci și cristale având o compoziție mineralogică diversă funcție de locul de proveniență și de drumul parcurs;
- materiale aluvionare coezive, constituite din particule mult mai mici decât cele necoezive, a căror rezistență la corozione și antrenare depinde de forțele fizico-mecanice de coeziune; din această categorie fac parte materiale provenind din eroziunea solului cu conținut argilos ridicat, caracterizată printr-o rezistență la eroziune mai ridicată decât materialele necoezive.

Proprietățile materialelor aluvionare necoezive sunt:

- greutatea specifică, γ_1 (t/mc) cuprinsă între 2,50 și 2,70, valoare rotunjită în calcule la 2,65;
- textura și rugozitatea de suprafață a particulelor determinată de conținutul de componente minerali cu stabilitate redusă la acțiunea distructivă fizico-chimică a apei și aerului;
- intensitatea acțiunilor agenților distructivi, dintre care importantă este ciclicitatea fenomenelor de îngheț - dezgheț;
- interacțiunea dintre particulele aluvionare învecinate;
- forma geometrică a particulelor - este descrisă cu ajutorul unor coeficienți de formă definiți pe baza:
 - volumului particulei, sub forma unor coeficienți volumici (constanta de volum K, definită prin raportul dintre volumul mediu real al particulei și cubul diametrului d al unei sfere circumscrise proiecției orizontale a granulei în poziția ei cea mai stabilă în timpul mișcării în curentul fluid)
 - ariei suprafeței particulei, sub forma unor coeficienți de suprafață (sfericitatea ϕ), definită ca raport al ariei suprafeței exterioare a particulei și aria suprafeței unei sfere de volum egal)
 - axelor de coordonare proprii ale particulelor. În sedimentologia inginerescă, cea mai largă utilizare o are coeficientul axial, propus de Albertson (1954), definit ca

$$S_F = \frac{c}{\sqrt{ab}} \quad (9)$$

unde: a este dimensiunea maximă, b este dimensiunea intermediară și c dimensiunea minimă a particulei;

- mărimea particulelor aluvionare necoezive este descrisă cantitativ de următoarele diametre specifice standardizate de American Geophysical Union (1947) și U.S. Inter-Agency Committee on Water Resources (1957):

- diametrul nominal, definit ca diametrul unei sfere având același volum ca și volumul particulei;
- diametrul de sedimentare, definit ca diametrul unei sfere având aceeași greutate specifică ca și cea a particulei aluvionare și care în aceeași masă de lichid și în aceleași condiții are aceeași viteză de sedimentare (mărime hidraulică);
- diametrul de cernere, definit ca diametrul unei sfere egal cu mărimea laturilor ochiurilor pătrate ale sitei de cernere prin care trece întreaga cantitate de material aluvionar prelevat;
- diametrul mediu, definit ca

$$d_{med} = \sqrt{abc} \quad (10)$$

unde: a, b și c sunt respectiv dimensiunile maxime, medii și minime ale particulei după axele de coordonate proprii;

- viteza de cădere (mărimea hidraulică) definită ca viteza medie finală de sedimentare a particulei care cade liber într-o masă infinită de apă distilată

$$w = \sqrt{\frac{3 \text{gd} (\rho_s - \rho)}{4 C_R \rho}} \quad (11)$$

unde: g - accelerația gravitațională; d - diametrul granulei sferice; C_R - coeficientul de rezistență la înaintare, dependent de sfericitate și de numărul lui Reynolds; ρ_s - densitatea particulei solide; ρ - densitatea apei.

În regimul laminar de mișcare avem formula lui Stokes

$$w = \frac{gd}{18} \frac{\rho_s}{\rho - 1} \quad (12)$$

Proprietățile maselor și depozitelor aluvionare:

- greutatea specifică, definită ca greutatea unității de volum a materialului aluvionar în stare uscată;
- dimensiunile particulelor solide din masele și depozitele aluvionare sunt extrem de variate, de la microni la zeci de centimetri. Dintre parametrii statistici caracteristici cu importanță în cercetările de geomorfologie și hidraulice se menționează:
 - cuarțitele $d_{25\%}$, $d_{50\%}$, $d_{75\%}$
 - percentilele $d_{16\%}$, $d_{84\%}$
 - mediana $d_{50\%}$
 - diametrul mediu d_m
 - diametrul efectiv d_{10}
 - coeficientul Hazen $\left(\frac{d_{60}}{d_{10}} \right)$
- porozitatea materialelor aluvionare, definită ca raportul dintre volumul golurilor și volumul total al probei. Variază în funcție de compoziția componentelor masei aluvionare, gradul de compactitate, dimensiunile particulelor, gradul de expunere la contactul cu apa;
- unghiul de frecare interioară, depinde de compoziția granulometrică, dimensiunile, forma, poziția relativă a particulelor componente, coeziunea materialului, gradul de compactitate.

Scurgerea solidă pe suprafața versanților și în albie are trei faze: antrenare, transport, sedimentare. În figura 3 se prezintă distribuția acestor faze funcție de viteza apei și de tipul de material de la suprafața solului [www.seafriends.org.net, 2004]:

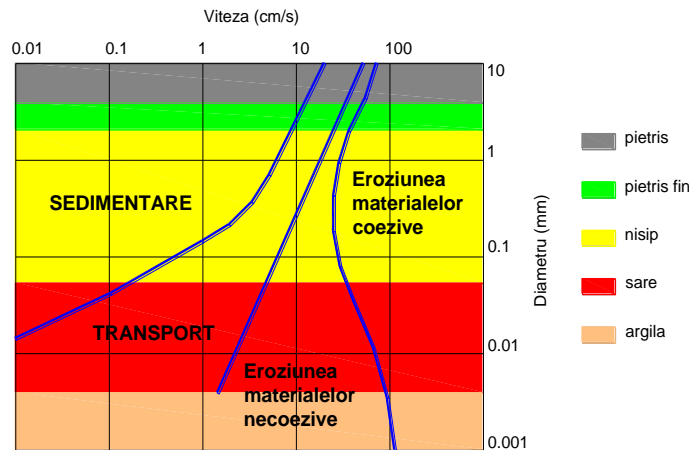


Fig.3 Distribuția fazelor scurgerii solide

Antrenarea particulelor solide sub acțiunea unui curent de apă

Analiza, explicarea și exprimarea cantitativ - analitică a condițiilor critice de antrenare hidrodinamică a aluviunilor trebuie să aibă la bază următoarele concepte:

- viteza critică de antrenare, ce consideră impactul curgerii fazei lichide asupra particulelor sau maselor aluvionare;
- efortul tangențial critic de antrenare, care consideră impactul forței hidrodinamice de antrenare a curentului fazei lichide asupra particulelor sau maselor aluvionare;
- forța de ridicare sau portanță, care consideră impactul diferenței de presiune datorat gradientului de viteză a curgerii fazei lichide de antrenare a particulelor sau maselor aluvionare;

concepte teoretice care sunt fundamentate pe studiul echilibrului particulelor aluvionare, dezvoltat sub acțiunea forțelor sau momentelor de antrenare / răsturnare - rezistență / stabilitate induse de curgerea fazei lichide.

Forțele care acționează asupra particulelor solide în cursurile de apă

- se clasifică în [Florea et al, 1987]:

a) Forțe masice - proporționale cu masa granulei:

- forța de greutate $G = mg = \gamma_s V$, unde m - masa și V - volumul particulei solide de greutate specifică γ_s ;
- forța arhimedică F_A , reprezintă forța ce se exercită pe verticală, în sens ascendent asupra unei particule, $F_A = \gamma_f V$, unde γ_f greutatea specifică a apei;

- greutatea particulei submerse $G' = G - F_A = (\gamma_s - \gamma_f)V$;
- forța de inerție F_i , este forța care se opune mișcării particulei solide

$$F_i = m \frac{dv_s}{dt} \quad (13)$$

unde $a = \frac{dv_s}{dt}$ este accelerația particulei solide în regim tranzitoriu;

- forța de reținere datorată ciocnirilor particulelor solide între ele F_r , forță care se opune mișcării particulelor

$$F_r = \xi_v mv_s^2 / 2 \quad (14)$$

unde ξ_v este un coeficient dimensional cu valoni dependente de forma granulei, iar v_s , viteza inițială a particulei de masă m ;

- forța centrifugă F_c , dirijată după normala principală la traiectoria curbilinie a unei particule solide în mișcare

$$F_c = mv_s^2 / R \quad (15)$$

unde R este raza principală de curbură a traiectoriei particulei;

- forța de atracție newtoniană F_n , care acționează asupra particulei solide datorită acțiunii exercitate din exterior de altă sau alte granule vecine;
- forța de frecare cu peretele albiei F_f , este forța care se opune mișcării granulei solide

$$F_f = fmv_s^2 / 2 \quad (16)$$

unde f - coeficientul de frecare al particulei de masă m ;

b) Forțe de suprafață - al căror modul este proporțional cu mărimea particulei:

- forța de presiune dinamică frontală F_d , factorul motor al mișcării granulei solide într-un curent fluid, este egală cu rezistența la înaintare F_R ;
- forța de rezistență la înaintare F_R , este forța care apare pe o particulă solidă în cursul deplasării acesteia și care se opune mișcării acesteia, acționează după direcția tangentei la traiectoria particulei

$$F_R = C_R A \gamma v_r^2 / 2g \quad (17)$$

unde C_R coeficientul de rezistență la înaintare, γ greutatea specifică a fluidului, v_r viteza relativă dintre fluid și granulă, A aria secțiunii particulei solide normale la direcția vectorului viteză;

- forța portantă F_p , este o forță normală pe verticala vectorului viteză, ce apare datorită mișcării particulei într-un câmp neuniform de viteze. Se determină cu formula Kutta-Jukovski

$$F_p = \rho v_r \oint_C v_r ds \quad (18)$$

unde ρ este densitatea apei, C este o curbă închisă care delimitează conturul particulei, ds elementul de arc;

- forța Magnus F_M , forța generată de un curent fluid asupra unei particule solide care se rotește în jurul axei sale, se exercită pe direcția normalei la vectorul viteză relativă v_r

$$F_M = 2\pi\rho v_r r^2 \omega \quad (2.19)$$

unde ω este viteza unghiulară de rotație și r raza sferei ce aproximează particula solidă;

- forța Karman F_K , este o forță laterală, normală pe direcția vectorului viteză relativă v_r generată de neuniformitatea repartiției de viteze din aleea vârtejurilor alternante Bernard - Karman, care apar în domeniul de valori ale numărului Reynolds $40...10^5$

$$F_K = C_K A \rho v_r^2 / 2 \quad (20)$$

unde C_K este un coeficient numeric cu valori dependente de forma particule solide și de numărul lui Reynolds.

Antrenarea particulelor izolate

1. Metode bazate pe viteza critică de antrenare [*Ichim et al, 1989*]

Se consideră albia unui curs de apă având patul înclinat constituit din particule aluvionare necoezive, care își ating, la un anumit moment, starea critică de antrenare sub acțiunea curgerii fazei lichide. Sistemul forțelor care acționează asupra particulei aluvionare individuale este constituit din (figura 4):

- componenta din lungul curgerii F_p a forței hidrodinamice totale de antrenare F , paralelă cu suprafața înclinată al patului

$$F_p = C_p \frac{\rho v_f^2}{2} c_1 d^2 \quad (21)$$

- componenta ascensională F_a , a forței hidrodinamice totale de antrenare F , normală pe suprafața înclinată al patului

$$F_a = C_a \frac{\rho v_f^2}{2} c_2 d^2 \quad (22)$$

- greutatea proprie submersată G_s , a particulei

$$G_s = c_3 d^3 g (\rho_s - \rho) \quad (23)$$

unde v_f - viteza la fund a curentului fazei lichide; C_a - coeficientul de rezistență față de forța de antrenare; C_p - coeficientul de rezistență față de forța de portanță; d - diametrul caracteristic al particulei; c_1, c_2, c_3 - coeficienți de proporționalitate; ρ_s, ρ - densitățile fazei lichide și solide; A - suprafața particulei aluvionare.

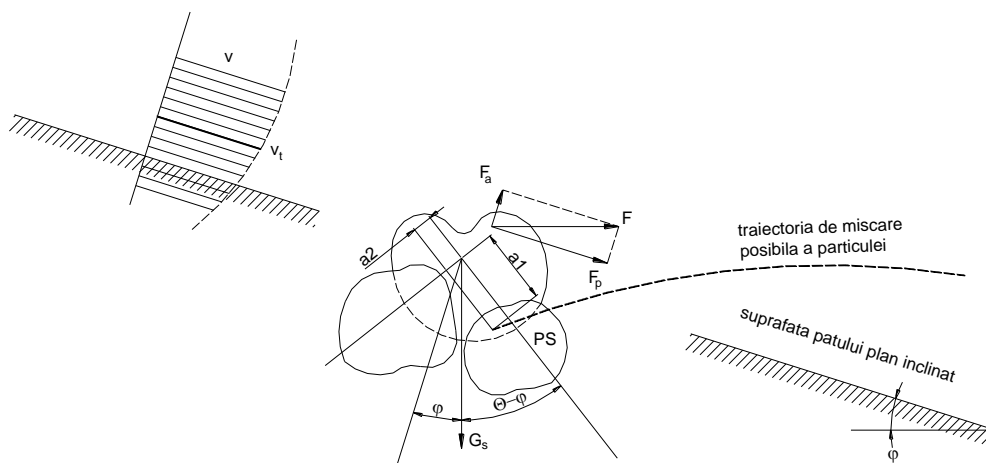


Fig.4 Sistemul forțelor care acționează asupra particulelor necoezive izolate de pe suprafața patului albiilor cursului de apă (după *Ichim, 1989*)

Dacă se explicitează starea limită de echilibru instabil al particulei pe baza raportului unitar al forțelor de antrenare și rezistență se obține:

$$\frac{F_p + G_s \sin \phi}{f(G_s \cos \phi - F_a)} \approx 1 \quad (24)$$

unde $f = \tan \theta$ este coeficientul de frecare dintre particula aluvionară și restul patului, iar θ unghiul de frecare interioară al materialului aluvionar al patului.

Acestei stări limită de echilibru instabil îi corespunde momentul declanșării mișcării prin rostogolire / alunecare a particulei aluvionare pe suprafața patului, când viteza de fund v_f atinge valoarea critică v_{cr} .

Ecuția (2.24) se transcrie:

$$C_p \frac{\rho v_{cr}^2}{2} c_1 d^2 + c_3 d^3 g (\rho_s - \rho) \sin \theta = \operatorname{tg} \theta \left[c_3 d^3 g (\rho_s - \rho) \cos \theta - C_a \frac{\rho v_{cr}^2}{2} c_2 d^2 \right] \quad (25)$$

care, după transformări succesive, permite explicitarea vitezei critice de antrenare v_{cr} capabile să declanșeze mișcarea prin târâre, rostogolire sau alunecare a particulei sub forma:

$$v_{cr} = \alpha_v \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d} \quad (26)$$

unde coeficientul α_v constituie un parametru sedimentologic depinzând de proprietățile și caracteristicile celor două faze și de condițiile hidraulice ale curgerii, fiind definit ca

$$\alpha_v = \sqrt{\frac{2c_3(\operatorname{tg} \theta \cos \phi - \sin \phi)}{C_p c_1 + C_a c_2 \operatorname{tg} \theta}} \quad (27)$$

În prezent există peste 300 de metode de rezolvare a stării critice de antrenare prin viteza critică de antrenare.

În literatura de specialitate există și metode de determinare a vitezei critice de antrenare, bazate pe unele simplificări:

- metoda BRAHMS (1753), care consideră că asupra particulei acționează doar greutatea proprie submersată G_s și forța hidrodinamică de izbire a curentului de fluid F_p , particula este cubică de diametru d relativ mare într-un curent de apă de adâncime h , ajunge la

$$v_{cr} = a \sqrt{g d} \quad (28)$$

unde a - constantă numerică variabilă între 1,5 - 9, stabilită experimental.

Limite: nu intervine adâncimea curentului h , particula se consideră de formă foarte simplă, în realitate ea este de formă rotunjită, mai mult sau mai puțin regulată.

- metoda VELIKANOV (1929), care consideră că asupra particulei acționează forțele G_s , F_p , F_a , particula de formă oarecare, ajunge la

$$v_{cr} = a_1 \sqrt{gd} \quad (29)$$

unde

$$a_1 = \sqrt{15 + \frac{6}{d(\text{mm})}} \quad (30)$$

Limite: nu apare adâncimea curentului h , valabilă pentru nisipuri omogene mijlocii și mari cu $d = 0,1 - 5,0$ mm.

- metoda LEVI, consideră un strat omogen de suprafață egală cu unitatea $S = 1$, forța frontală se înlocuiește cu efortul tangențial τ de frecare dintre curent și strat, consideră forțele G_s , F_a , ajunge la

$$v_{cr} = a_2 \sqrt{gd} F\left(\frac{h}{d}\right) \quad (31)$$

Limite: apare h , însă toate relațiile se referă la antrenarea izolată a particulelor.

Concluzii:

$h/d < 10$ viteza critică nu depinde de adâncime

$10 < h/d < 60$ influența adâncimii este moderată

$h/d > 60$ influența adâncimii este pronunțată.

- metoda GONCEAROV (1954), consideră aceleași forțe ca mai sus, face verificarea stabilității la răsturnare a particulei aflată într-un strat de aluviuni, ajunge la

$$v_{cr} = a_3 \sqrt{gd} F\left(\frac{h}{d}\right) \quad (32)$$

2. Metode bazate pe efortul tangențial critic de antrenare [*Ichim et al, 1989*]

Considerând cele prezentate la paragraful precedent, cu observația că forța F_p de izbire a particulei de către curentul de fluid se poate scrie utilizând τ_0 , efortul tangențial de antrenare,

$$F_p = A\tau_0 = c_1 d^2 \tau_0 \quad (33)$$

Starea limită de echilibru instabil a particulei aluvionare se poate explica pe baza raportului unitar al momentelor de răsturnare și stabilitate în jurul punctului de sprijin al forțelor F_p și G_s , (deci neglijând componenta ascensională F_a și forțele de contact sau de legătură intergranulară), obținându-se:

$$\frac{M_r}{M_s} = \frac{\beta F_p a_2 \cos \theta}{G_s a_1 \sin(\theta - \phi)} = \frac{\beta c_1 d^2 \tau_0 a_2 \cos \theta}{c_3 d^3 g(\rho_s - \rho) a_1 \sin(\theta - \phi)} \approx 1 \quad (34)$$

în care β este un coeficient care ține seama de gradul și intensitatea turbulenței curgerii fazei lichide în jurul particulei aluvionare, de gradul de expunere și de interacțiunea particulelor învecinate, iar a_1 , a_2 , sunt brațele forțelor de rezistență și de antrenare.

Corespunzător acestei stări limită de echilibru instabil, respectiv al declanșării mișcării particulei, efortului tangențial de antrenare τ_0 îi corespunde valoarea critică τ_{cr} , pentru care ecuația se transcrie sub forma:

$$c_3 d^3 g(\rho_s - \rho) a_1 \sin(\theta - \phi) = \beta c_1 d^2 \tau_{cr} a_2 \cos \theta \quad (35)$$

care permite explicitarea efortului tangențial critic de antrenare τ_{cr} capabil să declanșeze mișcarea particulei

$$\tau_{cr} = \alpha_t (\rho_s - \rho) g d (\operatorname{tg} \theta \cos \phi - \sin \phi) \quad (36)$$

în care coeficientul α_t constituie un parametru sedimentologic depinzând de curgerea turbulentă a fazei lichide, de poziția, de expunerea și gradul de înclăștare intergranulară a particulelor aluvionare, fiind definit de expresia:

$$\alpha_t = \beta \frac{a_1 c_3}{a_2 c_1} \quad (37)$$

- relația SCHOKLITSCH (1914) pentru determinarea τ_{cr}

$$\tau_{cr} = \sqrt{0,201 \gamma (\gamma_s - \gamma) \lambda d^3} \quad (38)$$

unde γ_s , γ greutatea volumetrică ale fazei solide și lichide; λ coeficient de formă al particulelor (relație stabilită pentru condiții experimentale de laborator).

- relația KREY (1925) (valabilă numai pentru aluviuni cu $d > 0,006$ m)

$$\tau_{cr} = 0,076 (\gamma_s - \gamma) d \quad (39)$$

- relația KRAMER (1935)

$$\tau_{cr} = 16,67 (\gamma_s - \gamma) d_m / U \quad (40)$$

unde d_m , diametrul mediu al particulelor; $U = S_b/S_a$ coeficientul de neuniformitate a aluviunilor naturale neomogene; S_a , S_b suprafețele determinate de curba granulometrică și diametrul $d_{50\%}$

- efortul tangențial critic de antrenare se poate determina și din graficul din figura 5, determinat de Lane în 1953 [Graf, 1971].

Antrenarea particulelor în masă

Prin studiul mișcării unei particule izolate se explică doar unele aspecte ale fenomenelor complexe care constituie mișcarea aluviunilor. Cantitatea de materie aluvionară transportată în unitatea de timp se numește debit solid. Nu se iau în considerare două categorii de materii solide transportate de curentul apei: corpurile plutitoare din materie organică și gheața sub diversele ei forme [Mateescu, 1961].

Debitul solid se consideră compus din: debitul târât de fund și cel purtat în suspensie. O demarcație precisă nu există între aceste două tipuri de aluviuni, deoarece la viteze mai mici nu există decât debit de fund, la viteze mari parte din aluviunile de fund trec în suspensie, iar la viteze și turbulență și mai mare, toată masa aluvionară este purtată în suspensie.

Dacă urmărim modificarea albiei când viteza medie a curentului crește peste viteza critică de antrenare, constatăm că albia nu este erodată uniform, părțile fundului de lângă maluri fiind mult mai puțin erodate decât mijlocul. Pe fundul albiei se formează creste transversale (încrețituri, dune, ripluri) care au o deplasare proprie foarte lentă. În afară de transportul aluviunilor în sensul curentului principal, mai există mișcări ale aluviunilor datorate curenților secundari (în curbe, unde datorită forței centrifuge nivelul apei de pe malul concav este mai ridicat decât cel de pe malul convex și dă naștere unui curent în secțiunea transversală care coboară pe lângă malul concav pe care-l afuiază, trece la fund și se ridică spre malul convex unde depune o parte din aluviuni).

Sedimentarea particulelor aluvionare

Viteza medie a curentului la care particulele de aluviuni se depun, numită viteză critică de sedimentare, se exprimă în funcție de mărimea hidraulică a aluviunilor și de caracteristicile geometrice și hidraulice ale curentului cu aluviuni în suspensie (mai ales de viteza apei și de panta terenului / albiei).

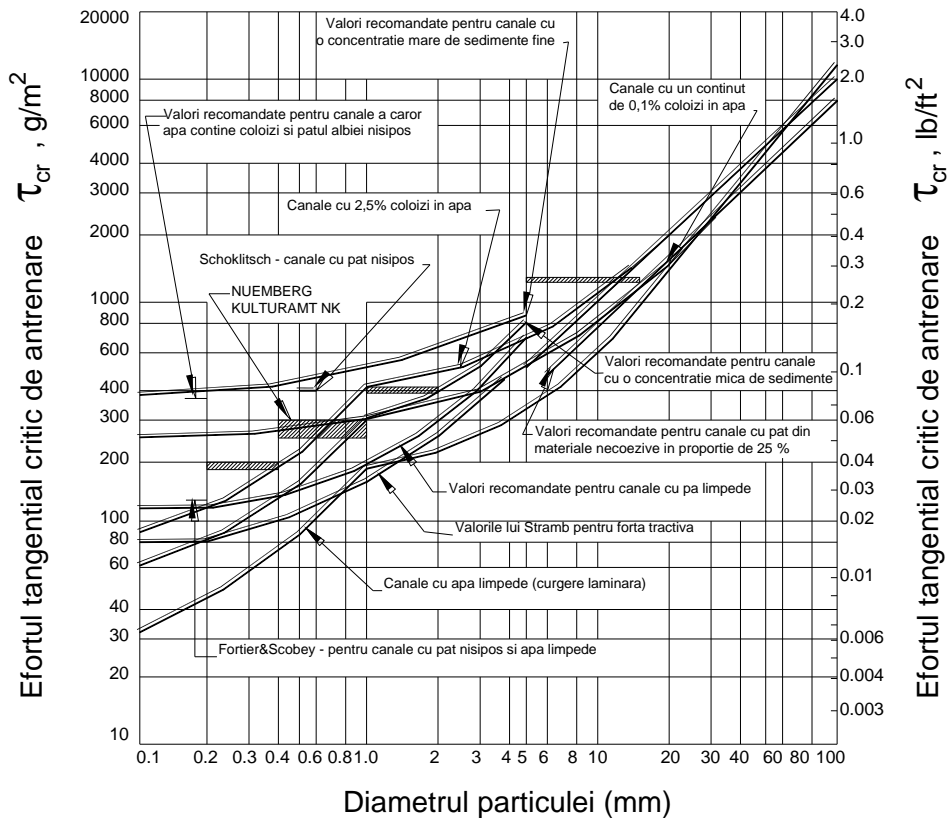


Fig.5 Efortul tangențial critic de antrenare funcție de diametrul particulei (după Lane, 1953)

După Zamarin [Hâncu et al, 1985], se pot folosi relațiile:

$$v_{sed} = 12.73 \cdot w \cdot \frac{t^{2/3}}{(R \cdot S_0)^{1/3}} \quad \text{pentru } w \geq 0.002 \text{ m/s} \quad (41)$$

$$v_{sed} = 0.2 \cdot t^{2/3} \cdot \left(\frac{w}{R \cdot S_0} \right)^{1/3} \quad \text{pentru } w < 0.002 \text{ m/s}$$

unde: v_{sed} – viteza de sedimentare (m/s); t – turbiditatea medie a curentului (kg/m^3); w – mărimea hidraulică a particulei (m/s); S_0 – panta terenului (m/m); R – raza hidraulică (m).

Chow a determinat pe baza experimentelor, [Chow, 1959], că viteza de sedimentare se plasează între limitele:

$$0.25 < v_{sed} < 0.9 \text{ m/s} \quad (42)$$

corespunzând particulelor foarte fine și nisipului mai grosier.