

Ipostaze ale unor procese de curgere gravitațională întâlnite în flișul est-carpatic de vârstă Paleocen–Eocen, Siriu – Valea Buzăului

Gheorghe Brănoiu, Dumitru Frunzescu

În zona Siriu, pe cursul superior al Văii Buzăului, depozitele paleocen–eocene ale Unității de Tarcău apar sub litofaciesul intern, de Tarcău, clasic divizat (Săndulescu, 1984) în: 1. orizontul bazal al gresiei de Tarcău; 2. gresia de Tarcău inferioară; 3. strate de Giurgiu – Ghelînța; 4. gresia de Tarcău superioară; 5. strate de Podu Secu; 6. marne cu globigerine (fig. 1). Limita inferioară, cu Senonianul, e către topul stratelor de Horgazu iar limita superioară, cu Oligocenul este către topul marnelor cu globigerine și gresii micaferă. În ritmele flișoide ale depozitelor paleocen–eocene predomină petrofaciesul arenitic reprezentat prin gresii și graywacke lito-feldspatice, feldspato-litice și litice al căror liant este un ciment calcitic și o matrice din material siliciclastic silto-lutitic. Petrofaciesul arenitic este asociat cu petrofaciesul ruditic subordonat (reprezentat prin para și ortoconglomerate *matrix* și *clast supported*, ale căror, îndeosebi, metaclaste de tip cuarțite, gnaise, micașisturi sunt prinse într-o matrice arenitică) și alternează cu petrofaciesul lutitic reprezentat din argile verzi-roșii, argilite cenușii negricioase și marne (Anastasiu, 1995). Acestea sunt grupate în serii de secvențe de tip *thinner upward* și *fining upward* (Anastasiu et al., 1997). Stratonomia, criteriile compoziționale, texturale, abundența structurilor mecanice sau biotice plasează ritmele paleocen–eocene în categoria depozitelor de curgere gravitațională, înregistrând diferite ipostaze ale acestora. S-au înregistrat faciesurile (Roban, 2000): F1 – paraconglomerate (*bouldery*) nestratificate; F2 – ortoconglomerate (*pebbly*) în strate groase amalgamate; F3 – paraconglomerate slab stratificate și gresii grosiere; F4 – gresii grosiere stratificate; F5 – gresii medii, stratificate; F6 – gresii fine, stratificate; F7 – gresii fine în strate subțiri și argile; F8- argile laminitice și calcare fine stratificate.

Astfel, se întâlnesc stadii de la alunecare de tip *creep* sau *slump* la curgeri gravitaționale de sediment de tip: curgeri cu matrice argiloasă (curgeri debritice – *debris flow* și curgeri măloase – *mud flow*, curgeri granulare, curgeri fluidizate și lichefiate, curenți de turbiditate. Faciesurile corespondente (fig. 2) organizate în asociații sunt relevante pentru variate elemente arhitecturale sau subambianțe: de canal, de lob sau de tranziție canal - lob, de câmpie bazinală. Urmărirea recurențelor (fig. 3) va facilita apoi modelarea de facies și analiza bazinală.

Lucrarea detaliază unele exemple de curgeri debritice pe baza cărora se fac considerații teoretice (fig. 4-7) și interpretative (fig. 8, 9).

Astfel, un superb exemplu de curgere debritică (fig. 10) se află la 50 m sub contactul formațiunilor eocene și oligocene, unde se dezvoltă o megasecvență de 10-15 m de curgere de tip *debris-flow* către *mud-flow*. Curgerea are aspect de paraconglomerat cu matrice lutitică, măloasă, în care raportul claste/matrice este de 10% claste și 90% matrice; cuprinde elemente de dimensiuni metrice (*boulders*), până la centimetrice (*cobbels*). Blocurile izolate reprezintă fragmente alungite de gresii contorsionate de tip Tarcău, fragmente de marnocalcare sau fragmente de șisturi argiloase, galeți moi. Litoclastele ruditice fine sunt metaclaste (cuarțite, șisturi sericitoase, șisturi cloritoase) sau sediclaste (gresii de tip Tarcău, graywacke feldspato-litice sau lito-feldspatice, galeți moi, șisturi argiloase. Matricea curgerii este arenitică micaferă fină la argiloasă, în secțiuni subțiri prezentând un amestec de detritus siltic și minerale argiloase. Pe ansamblu, secvența debritică prezintă o textură fluidală. Aspectul haotic este subliniat de lipsa structurilor planare a granoclasărilor. Totuși, majoritatea clastelor mari sunt concentrate în partea inferioară a unității. Către top apar mici intervale, aparent paralel stratificate, deranjate la stadiul de *slump*. Clastele de formă elongată subliniază textura ondulat fluidală, aproximativ paralelă cu stratificația generală. Lipsesc structurile biotice. Limita inferioară este plană, tranșantă și fără caracteristici erozionale. Limita superioară este, de asemenea netă, dar foarte neregulată. Depunerea rapidă a unui pachet suprajacent de gresii grosiere, microconglomeratice în strate metrice și submetrice, cu stratonomie *thinner upward* și granulometrie *fining upward*, când curgerea se afla încă nediagenizată, a favorizat apariția unor structuri de suprasarcină (*load casts*) exagerate asociate cu structuri de tip *dyke-ur* sedimentare, *flame* și structuri de pierdere a apei. Culoarea unității debritice este cenușie în spărtură proaspătă și slab maroniu-roșcată prin oxidare.

Din punct de vedere teoretic, curgerile cu matrice argiloasă (curgeri debritice – *debris flow* și curgeri măloase – *mud flow*) sunt curgeri noroioase în care granule mari ce se întind până la dimensiunea bolovănișului, sunt susținute într-o matrice de sediment fin și apă interstițială care are suficientă putere coezivă pentru a opri din sedimentare particulele mai mari, dar nu destulă putere pentru a stânjeni curgerea. Curgerile debritice pot apare pe pante line sau abrupte în medii subaeriene sau subacvatice.

Cele patru tipuri de mecanisme de susținere a sedimentului trebuie înțelese ca termeni extremi ai unui spectru de procese de curgere și adesea coexistă mai multe mecanisme. În diferite stadii din istoria aceleiași curgeri, un mecanism sau altul poate fi dominant (fig. 4). O masă de sediment a putut fi lichefiată printr-un seism sau prin presiunea valurilor asociate unei furtuni majore și dacă ea începe să curgă la vale, granulele sunt inițial susținute de pierderea în sus a fluidului din pori. Prin accelerare în josul pantei, forfecarea internă ar produce un component de presiune dispersantă, deși mecanismul dominant de susținere granulară ar putea continua să fie pierderea fluidului din pori. Mai departe accelerarea ar putea determina ca masa de sediment - apă în mișcare să devină turbulentă, precedând astfel un curent de turbiditate de densitate ridicată. Amestecul (implicarea) apei în curgere sau depunerea unei părți a sedimentului (sau combinarea acestora) ar putea cauza fie o diluare treptată a curgerii principale pentru a forma un curent de turbiditate de densitate relativ joasă, fie ar putea produce o curgere separată de joasă densitate asociată curgerii originale de densitate ridicată. Dimpotrivă, dacă un curent de turbiditate se mișcă pe pante mai reduse și începe să încetinească, sedimentul mai grosier ar putea deveni concentrat în partea inferioară a curgerii, și cu decelerarea mai departe acea parte a curgerii ar putea deveni separată printr-o discontinuitate granulometrică și de concentrare de restul curgerii. Dacă partea inferioară a curgerii încetinește mai departe, ea poate înceta de a fi turbulentă și în ultimele stadii ale mișcării, dacă masa de sediment „îngheață” de la fund în sus, granulele ar putea fi susținute în principal de pierderea în sus a fluidului din pori. În acest caz, aspectul principal, de curent de turbiditate din timpul stadiilor timpurii ale curgerii, trece la aspectul tranzitoriu, de sediment lichefiat, al curgerii.

Tipul de curgere ce prevalează în timpul depunerii de sediment ar putea să difere de cel care a dominat cea mai mare parte a duratei de curgere; s-ar putea ca trăsăturile conservate ale patului de sediment să fi fost mai puternic afectate de cele câteva momente ultime ale curgerii decât pe cea mai mare parte a perioadei de curgere ce a precedat depunerea.

Conceptele și terminologia curgerilor gravitaționale de sediment au fost inițial sistematizate de Middleton și Hampton în 1973 și au fost neesențial perfecționate de Carter, 1975, Nardin et al. 1979; Lowe, 1979, 1982.

Flotabilitatea, ca mecanism aplicat curgerilor debritice a fost discutat de Hampton (1979) și Pierson, 1981. O mai bună înțelegere a curgerilor gravitaționale de sediment și în special, a curgerilor înalt concentrate, precum curgerile granulare sau debritice, impune prezentarea unor noțiuni specifice de hidraulică. Plecând de la principalele ecuații ale hidraulicii, s-a încercat a se răspunde în ce măsură comportarea hidraulică a curgerilor gravitaționale de sediment diferă de curgerea gravitațională a fluidelor (râurilor) și în ce măsură depinde ea de mecanismele de susținere a sedimentului specifice fiecărui tip de curgere. Vom examina în continuare, fiecare din procesele majore de curgere gravitațională de sediment.

Curgerile debritice și curgerile măloase sunt curgeri gravitaționale de sediment ce se comportă ca și fluide plastic Binghamiene, adică au o rezistență de cedare ce trebuie depășită înainte de a curge. Sunt explicate teoretic prin lucrările lui Johnson (1970) și Hampton (1972, 1975). Pentru astfel de substanțe stressul de forfecare este legat de viteză printr-o ecuație de tip:

$$\tau = \tau_c + \mu_s \frac{dU}{dY} \quad (1)$$

unde τ_c este stressul critic de forfecare care trebuie să fie depășit înainte ca o deformare (adică curgerea) să fie posibilă, μ_s este vâscozitatea amestecului sediment-apă. Modelul se poate explica presupunând că stressul critic de forfecare e alcătuit din două componente: (1) o componentă de coeziune (datorată prezenței în matricea curgerii a particulelor fin granulare coezive argiloase) și (2) o componentă legată de stressul normal efectiv intern, ca în ecuația dată anterior pentru curgeri fluidizate și lichefiate; modelul ce rezultă este denumit modelul vâscos al lui Coulomb.

Din observații asupra curgerilor debritice subaeriene, sunt estimate pentru acestea, viteze de ordinul a câțiva metri pe secundă. Curgerile sunt generate pe pante, care uzual sunt mai abrupte de 10° , dar se pot întâlni și pe pante foarte reduse sub 1° sau 2° ($0,015$ la $0,05^\circ$). Curgerea este mai curând laminară decât turbulentă.

Proprietățile particulare ale unor curgeri debritice rezultă din prezența unei matrice fin-granulare. Particulele fine au două funcțiuni importante. (1) Ele conferă o vâscozitate foarte ridicată matricei măloase; datorită acesteia, matricea nu este ușor pierdută din spațiile poroase dintre particulele mai mari. Vâscozitatea mare a matricei impune, de asemenea, vitezele medii ale curgerii moderat reduse, chiar pentru curgeri la scară mare (prea reduse pentru a înlesni tranziția către o curgere turbulentă). (2) Matricea măloasă are coeziune ridicată, de aceea suficientă rezistență pentru a susține în curgere, granule mai mari. Funcție dintre combinația dintre rezistența matricei și presiunea dispersantă pot fi transportate granule de dimensiunea blocurilor, chiar dacă curgerile se deplasează foarte lent. Granulele mai mari nu sunt neapărat concentrate spre baza curgerii, și chiar pot fi proiectate spre exteriorul matricei, la topul curgerii, atâta timp cât forța totală de gravitație care acționează asupra lor (gravitație minus flotabilitate) nu depășește rezistența matricei granulelor de dedesubt.

Pentru un fluid plastic Binghamian tranziția de la curgerea laminară la turbulentă depinde, nu numai de numărul lui Reynolds, ci și de numărului lui Bingham:

$$B = \frac{\tau_c \cdot d}{\mu_s U} \quad (2)$$

Relația critică este prezentată în figura 5. Se observă că pentru numere Bingham de 100, bune în gama valorilor posibile pentru materiale în curgere debritică naturală, numerele critice Reynolds se ridică la valori de cca. 50 000. Datele experimentale nu sunt abundente și nu se extind la numere Bingham foarte mari, dar se pare că la numere Bingham mari, limita dintre curgerea laminară și curgerea turbulentă aproximează relația:

$$1000B = R_{ec} \quad (3)$$

care este echivalentă condiției pentru turbulență:

$$\rho U^2 / \tau_c > 1000 \quad (4)$$

Hiscott și Middleton (1979) au sugerat că acest număr adimensional ar fi ceea ce se numește numărul Hampton. (Acest criteriu nu include vâscozitatea sau grosimea curgerii).

Astfel, pentru rezistențe la forfecare tipice (după determinări pe curgeri naturale, Johnson, 1970) de 10 dyn/m², turbulența nu ar începe până ce curgerea nu a atins viteze mai mari de 3 m/s. Folosind ecuația vitezei de la curgerile turbidite:

$$v = 0,7 \left[\frac{\Delta \rho}{\rho + \Delta \rho} g h \right]^{1/2} \quad (5)$$

s-a estimat vâscozitatea unor curgeri turbidite observate (Sharp și Nobles, 1953) la cca. 10⁴ poise.

Folosind o valoare mai prudentă, de ordinul 10³ poise, și aplicând ecuația vitezei medii a unei curgeri gravitaționale laminare pe plan înclinat:

$$U = \frac{\gamma' d^2}{3\mu} \quad (6)$$

se sugerează că aceste viteze ar fi putut fi atinse pe pante relativ abrupte (0,05) de curgeri subaerene mai groase de cca. 1,5 m. Pentru curgeri subacvatice ar fi reclamate grosimi mai mari. Aceste calcule sunt inevitabil grosolane, deoarece proprietățile marilor curgeri debritice submarine pot fi estimate cu totul aproximativ. Ele sunt suficiente pentru a arata că curgerile debritice la scară mică și medie sunt laminare dar probabil curgerile la scară mare ar putea fi turbulente, cel puțin în parte.

Curgerile debritice laminare vor prezenta fenomenul de „dop rigid” în interiorul curgerii (fig. 6). În mod necesar va exista o regiune în cuprinsul curgerii debritice subacvatice unde stressul de forfecare cade sub rezistența detritusului (debriurilor). În această parte centrală a curgerii, debriurile nu vor fi deformate, dar vor fi purtate de-a lungul curgerii ca un dop rigid.

Până aici, s-a presupus că curgerile debritice subacvatice vor avea proprietăți similare celor ale curgerilor debritice subaerene. Totuși, ar fi de așteptat că multe curgeri gravitaționale de sediment vor conține oarece material fin granular și de aceea, vor avea o „matrice” apoasă cu ceva rezistență, deși concentrarea și astfel, rezistența vor fi mult mai mici decât cele arătate de cele mai spectaculoase curgeri debritice subaerene.

Hampton (1975) a argumentat că o curgere, cu mai puțin de 10% din greutate, argilă, ar putea avea suficientă tărie pentru a susține granule de nisip, și de a forma astfel, curgere debritică submarină fin granulară (nisipoasă).

După Hampton (1975), apa marină cu doar 15% caolină a fost competentă de a susține granule de nisip de până la 0,5 mm în diametru. O astfel de matrice argilă-apă are o rezistență de doar cca. 10 dyn/cm² și o vâscozitate de doar câteva ori mai mare decât cea a apei. De aceea, este clar că, curgeri relativ mici (de exemplu, de cca. 1 m grosime) vor atinge ușor viteze suficiente pentru a provoca turbulența (cca. 1 m/s) pe pante tipice canioanelor submarine. Odată ce turbulența este inițiată, ea se va răspândi în cadrul curgerii și va distruge orice dop rigid care s-ar fi putut forma în centrul curgerii: mai mult, într-o curgere turbulentă, stressul mediu de forfecare va cădea la zero, la nivelul de viteză maximă, dar stressul actual de forfecare variază larg, din cauza pătrunderii unor mari vortexuri în partea centrală a curgerii. De aceea, e improbabil ca curgerile cu concentrație redusă a mărului în „matrice” să se deplaseze pe pante submarine abrupte ca și curgeri laminare. Dar ele pot reveni, de la stadiul de curenți de turbiditate turbulenți, la curgeri debritice laminare, dacă se mișcă departe de părțile cu canale, mai abrupte, ale conurilor submarine, către părțile distale, aplatizate ale conurilor sau către câmpiile bazinale.

Ar fi de notat, că o curgere gravitațională măloasă turbulentă care, în plus, e purtătoarea unei substanțiale sarcini de nisip, are unele proprietăți în comun atât cu curenții de turbiditate, cât și cu curgerile debritice. Dacă proprietățile hidraulice ar fi determinate, în principal, de turbulență, o astfel de curgere ar fi denumită un curent de turbiditate. Dar turbulența nu ar fi singurul mecanism de susținere al granulelor grosiere (nisip), întrucât experimentele lui Hampton au arătat că matricea măloasă își menține oarecare rezistență chiar dacă ea este forfecată. Rezultatul ar fi estomparea părții de frecvență ridicată, și scară mică a spectrului turbulenței și menținerea nisipului în dispersie, ținut de tăria matricei, chiar dacă intensitatea turbulenței în curgere era prea redusă pentru a susține.

Cercetători japonezi (Takahashi, 1978, 1980) consideră multe curgeri debritice ca fiind curgeri în care, nu numai tăria matricei și flotabilitatea, ci și interacțiunile granulare susțin granulele nisipoase. Pentru majoritatea cazurilor ei consideră că teoria lui Bagnold explică caracteristicile curgerilor mai bine decât o face modelul Johnson-Hampton. Totuși, în această accepțiune, rămâne dificil de explicat mișcarea curgerilor pe pante mai mici de 10–15°, dacă ele nu sunt conduse de o curgere de curent suprajectantă.

Deci, curgerile debritice și măloase constau dintr-un amestec de nisip fin și particule argiloase (>10%) cu puțină apă (numai 40-80%) formând o matrice măloasă ce are vâscozitate și frecare internă ridicată, și ca urmare, tărie coezivă (din fracția argiloasă) și flotabilitate (din densitatea matricei = 1,5 - 2,00 g/cm³, față de 1,1 - 1,2 g/cm³, sau mai puțin, la curenții de turbiditate) suficiente pentru a susține claste foarte mari și chiar blocuri. Blocurile plutesc pe sfărâmături ca rezultat al diferențelor mici de densitate dintre ele și amestecul de sfărâmături - nisip - argilă - apă, la care se adaugă rezistența coezivă a mărului argilă-apă. În curgeri cu densitate și vâscozitate ridicată, blocurile pot rămâne aproape de suprafață până când stressul de forfecare ajunge mai mic decât rezistența matricei. „Înghetarea” curgerii este desăvârșită, fie prin creșterea coeziunii (înghețare coezivă) și a densității (înghețare fracțională) legat de pierderea apei, fie prin reducerea gradientilor de pantă.

Curgerile debritice pot fi mai bogate în claste grosiere, și datorită rezistenței ridicate a matricei au sortare redusă (fig. 6), iar cele măloase au, tipic, o matrice argiloasă mai bogată. Distincția dintre ele este aproximativă. Blocurile mari sunt adesea concentrate la frontul sau pe părțile laterale ale curgerii.

Mai puțin material grosier poate exista lângă baza curgerii, unde are loc forfecarea. Vitezele de deplasare variază între 5 și 15 m/s și scad rapid cu creșterea densității și vâscozității. Curgerile cu conținut redus de apă se vor deplasa lent în josul unei pante și trec în ceea ce se numește soliflucțiune (târâre = engl. *creep*). Cele cu conținut de apă mai ridicat se pot mișca mai repede. În curgeri debritice, cu frecare internă mare, cea mai mare parte a forțelor de forfecare vor fi dispuse de-a lungul fundului curgerii, astfel că încărcătura de deasupra se mișcă, mai mult sau mai puțin, ca o masă cu deformare internă mică. Aceasta ajută la reducerea rezistenței totale la frecare a mișcării. Rezistența la forfecare și vâscozitate tind a scădea cu creșterea ratei de forfecare, adică cu accelerarea mișcării.

În mod normal, curgerile debritice și măloase au proprietăți *tixotropice*: forțele de forfecare trebuie să atingă un prag, critic înainte ca deformarea (forfecarea) să aibă loc, și după deformare, materialul pierde cea mai mare parte a rezistenței sale la forfecare. Această proprietate este în mod special dezvoltată în argile smectitice (cu montmorillonit). Sub stressul de forfecare, apa va fi eliberată, lubrifiind mișcarea pe planele paralele ale edificiului bazat pe filosilicați. Totuși, o parte din apa stratului bazal de sediment, în care se produce deformarea, se va pierde în sedimente subjacente și frecarea va crește din nou.

De asemenea, frecarea va crește, dacă claste mari ajung în zona de forfecare bazală. În consecință, curgerea debritică evoluează adesea, intermitent.

Stabilitatea mълului pe pante și proprietățile curgerilor mълoase depind de compoziția mineralului argilos din mъл și de geochimia apei din pori și a ionilor adsorbiți. În apă, diferența de densitate dintre sediment și ambient este, de departe, mai redusă decât pe uscat, așa că unghiul de taluz trebuie să fie mai mare pentru curgeri având același unghi de frecare internă. Pe de altă parte, curgerile submarine de mъл, nu pierd apa crescând, astfel, vâscozitatea, ci captează ușor mai multă apă, pe parcursul mișcării.

Depozitele de curgere debritică (*debris flow* = DF) și olistostrome (=debrite foarte groase, extinse) constau dintr-o matrice mediu – fin granulară și o proporție variabilă de „*matrix supported clasts*” (fig.7). Debritul tipic este bogat în claste eterogene granulometric, provenite din sedimente mai vechi și roci din cuprinsul bazinului (intraclaste) sau din surse din afara bazinului (extraclaste). În olistostrome, clastele izolate pot fi de dimensiunile blocurilor (denumite olistolite), frecvent observate în zone de melange tectonic. În interior, majoritatea debritelor sunt lipsite de orice stratificație sau imbricare a clastelor. Cu excepția topului debritelor, urme „*in situ*” ale organismelor perforatoare sunt omise complet. Uneori, claste alungite sunt aliniate orizontal indicând direcția de curgere. Baza debritelor poate fi erodată. Când, în mod special, pe pante abrupte este implicat material grosier granular, el arată ca și dopuri de curgere ale canalelor. Sedimentele bazale arată adesea o zonă subțire de forfecare. Partea inferioară a debritului este frecvent invers gradată datorită înghețării friționale de progradare. Partea mai de sus poate arăta gradare normală indistinctă. Topul debritului (DF) este fie net, fie trece într-un turbidit suprajacent (*turbidite sand* =TS sau *turbidite mud* =TM) formând, astfel, un cuplet compus (DF - TS/TM). Pe alocuri, topul debritului, poate fi împrăștiat de curenți și astfel, poate trece la un strat „*clast - supported*”. Uneori, un debrit sau un depozit de curgere mълoasă (*mud - flow*) este direct urmat de un debrit subsecvent sau de o racordare în sus a aceluiași și *mud-flow* (vezi fig. 7a).

Depozitele curgerilor mълoase (depozite de *mud-flow*) (fig. 7b) au multe lucruri în comun cu debritele și nu există o limită netă între acești doi termeni finali ai aceluiași grup. Depozitele de *mud - flow* au o matrice mълoasă cu un conținut ridicat de silt (sau microfosile) și conțin doar o mică cantitate de claste (mai ales intraclaste), care sunt frecvent deformate de procesele de *slumping* și curgere ce le precede. Local, amestecul de pietriș și alt material grosier din canioane submarine conduce la mъл sau lutit (*mudstone*) ruditic. Datorită lipsei de structuri, matricei omogene și legăturii cu șocuri seismice, erupții vulcanice și/sau tsunamis, depozitele de curgere gravitațională, de volume și areale de extindere enorme, sunt denumite variat de diferiți cercetători: „*omogenite*” (Cita și Ricci Lucchi, 1984) sau, referitor la strate groase, frecvent cu origine compusă „*megaturbidite*” sau „*seismoturbidite*” (Mutti, 1984).

Interpretând, faciesul F1 este depus în urma unui proces *debris-flow* coeziv, localizat proximal față de sursă (fig. 8, 9). Orientarea paralelă a clastelor alungite, indică o curgere laminară. Limita plană inferioară este tipică pentru curgeri plastice în care clastele sunt suportate îndeosebi, de forța matricei. Originea limitei neregulate superioare este rezultatul unor procese de înghețare a curgerii, compactare post depozitională a matricei mълoase precum și efecte de suprasarcină și eroziune legate de acumularea rapidă a gresiilor conglomeratice suprajacente.

Bibliografia

1. **Einsele G.:** *Sedimentary Basins*, Springer-Verlag, Berlin, 1992
2. **Frunzescu D.:** *Noțiuni de sedimentologie*, Edit. Premier, Ploiești, 2000;
3. **Ghibaudo Guido:** *Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and clasification*, Sedimentology, vol. 39, p. 423-454, 1992;
5. **Mutti E.:** *Turbidite sandstone*, 158 pp., 55 pl. Instituto di Geologia Universita di Parma, AGIP, Milano, 1992;
6. **Reading H.G.:** *Sedimentary Environments - Processes, Facies and Stratigraphy*, 688 pp., London, Berlin, Tokyo, 1996;
7. **Roban R.D.:** *Analiza și distribuția structurilor de bioturbație în cadrul depozitelor turbidite din flișul Est –Carpatic de vârsta Paleocen - Eocen, Siriu – Valea Buzăului*, Universitatea București, 2000.
8. **Vârban B., Derer Chr., Anastasiu N., Roban R., Popa M.,** *Achitecture of turbidite systems as revealed by the East Carpathians Eocene Sequences („Tarcău Formation”- Siriu, Romania)*, Revue Roumaine de Geologie, Geophysique et Geographie, Academia Română, București, 2002.

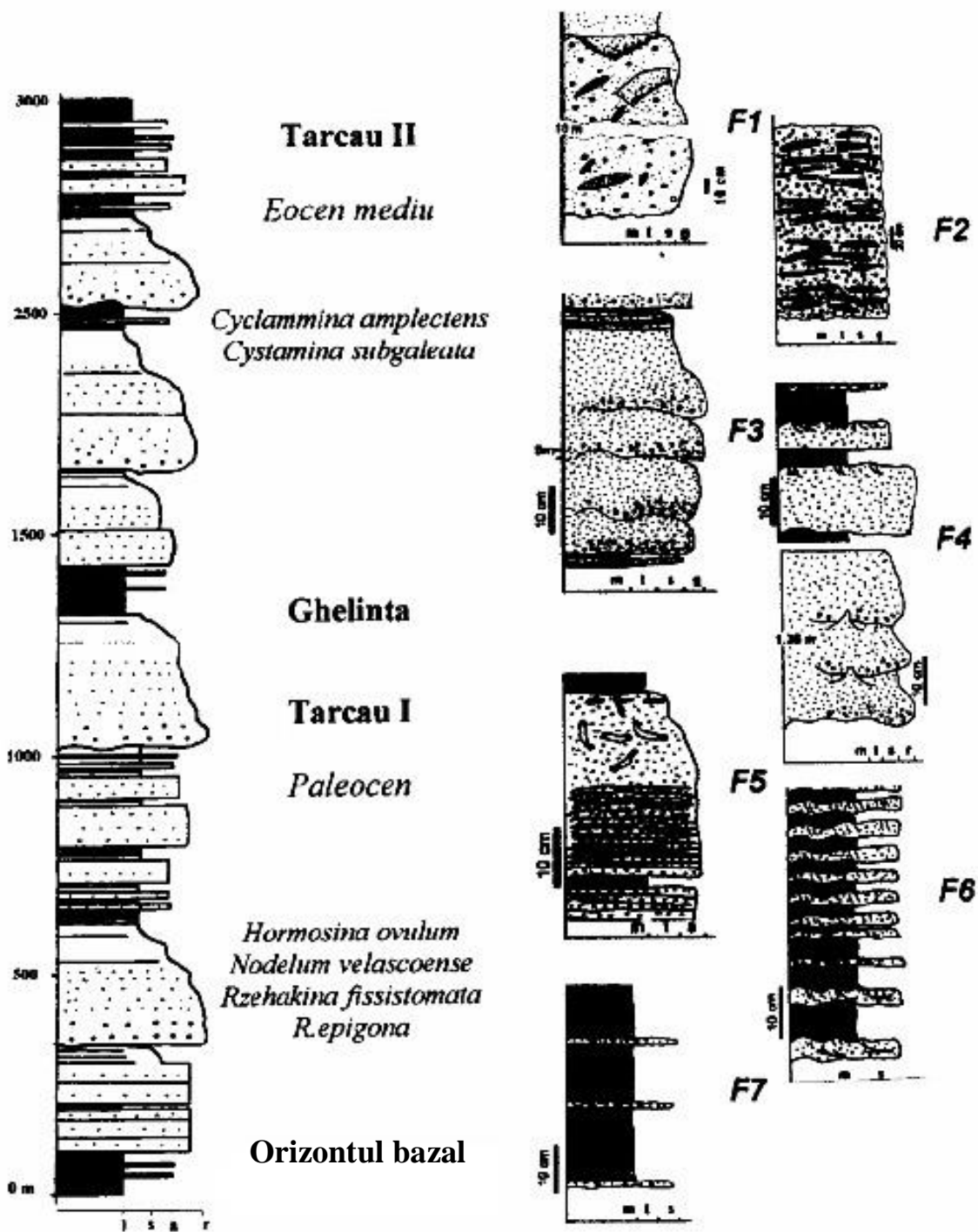


Fig. 1. Orizonturile gresiei de Tarcău (după Roban R., 2000).

Fig. 2. Schițele faciesurilor litologice identificate.

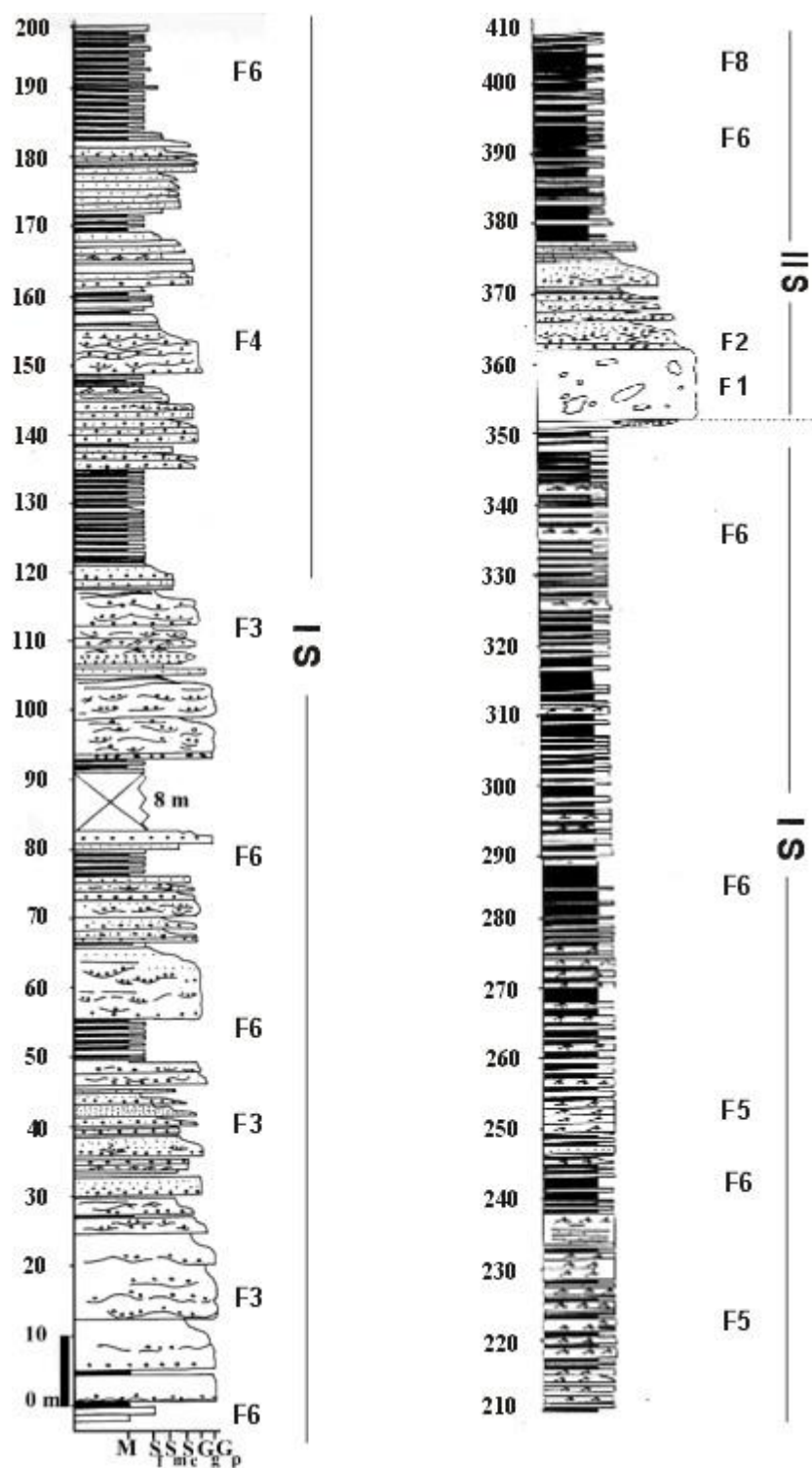


Fig. 3. Succesiunea faciesurilor în coloana stratigrafică sintetică.

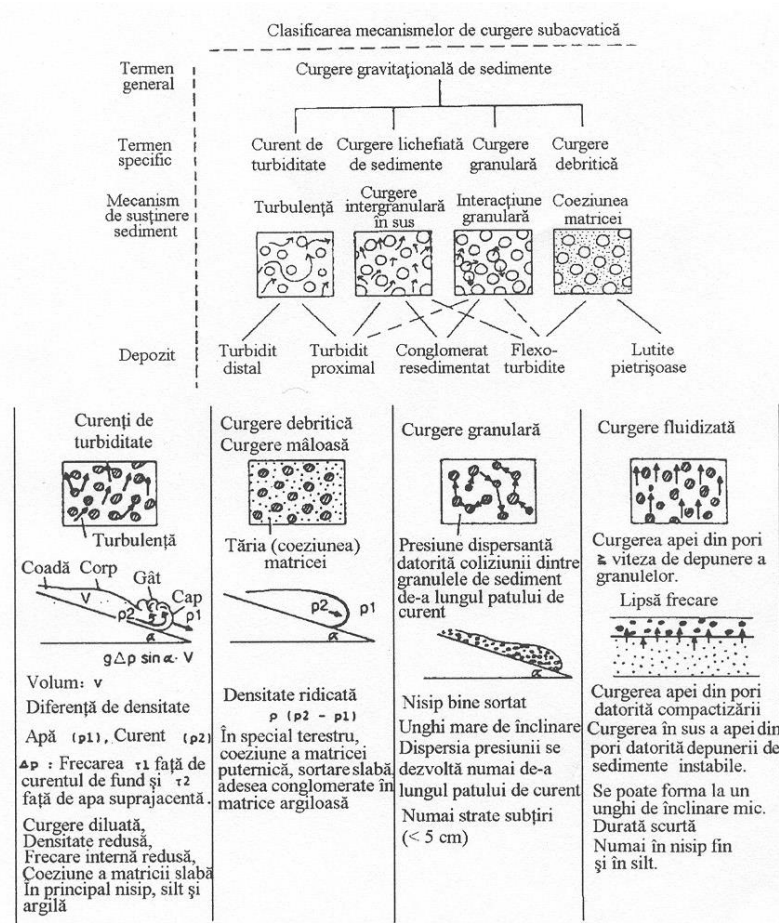


Fig. 4. Schița principalelor tipuri de curgeri gravitaționale pe pante submarine, mecanismele de susținere aferente și tipuri de depozit (modificat după Middleton și Hampton, 1973, din Lowe, 1973 și Bjorlykke, 1989).

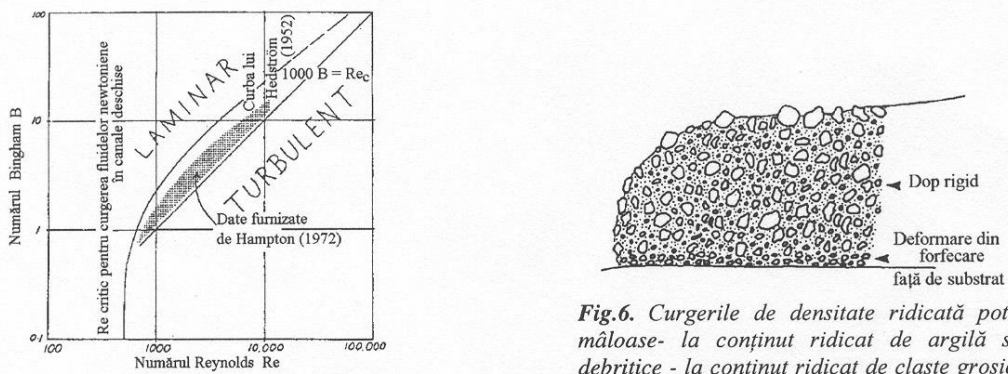


Fig.5. Relația numărului Bingham față de numărul critic Reynolds pentru turbulență în domeniul plastic Binghamian. Datele experimentale sunt pentru curgere în conducte dar scările au fost ajustate la valori corectate pentru curenți de turbiditate, folosind grosimea curgerii ca indiciu pentru lungime (după Hampton, 1972).

Fig.6. Curgerile de densitate ridicată pot fi măloase- la conținut ridicat de argilă sau debritice - la conținut ridicat de claste grosiere (arenite, rudite). Densitatea tinde spre 2 g/cm³ și flotabilitatea și vâscozitatea ridicată permit blocuri mari în suspensie. Stressul de deformare e concentrat la fund.

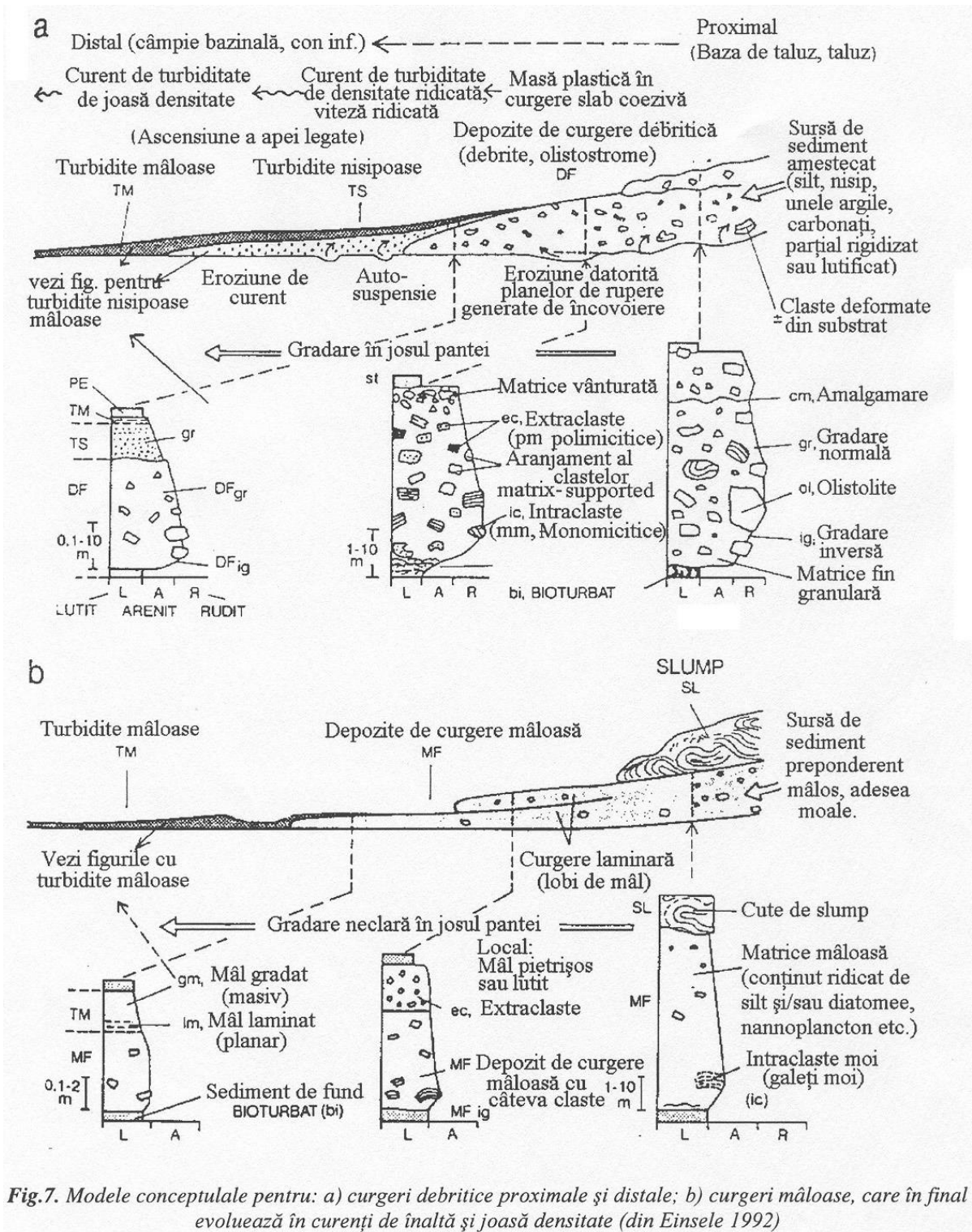


Fig.7. Modele conceptuale pentru: a) curgeri debritice proximale și distale; b) curgeri măloase, care în final evoluează în curenți de înaltă și joasă densitate (din Einsele 1992)

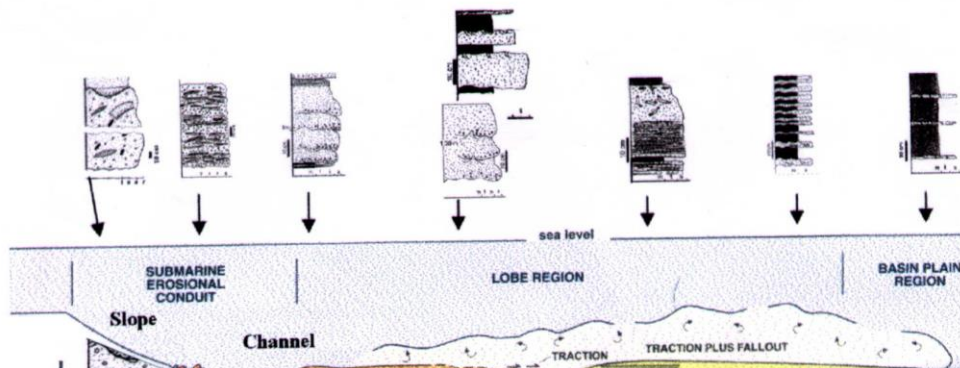


Fig. 8. Distribuția faciesurilor între zona de taluz și zona câmpiei bazinale (după Varban et al., 2002)

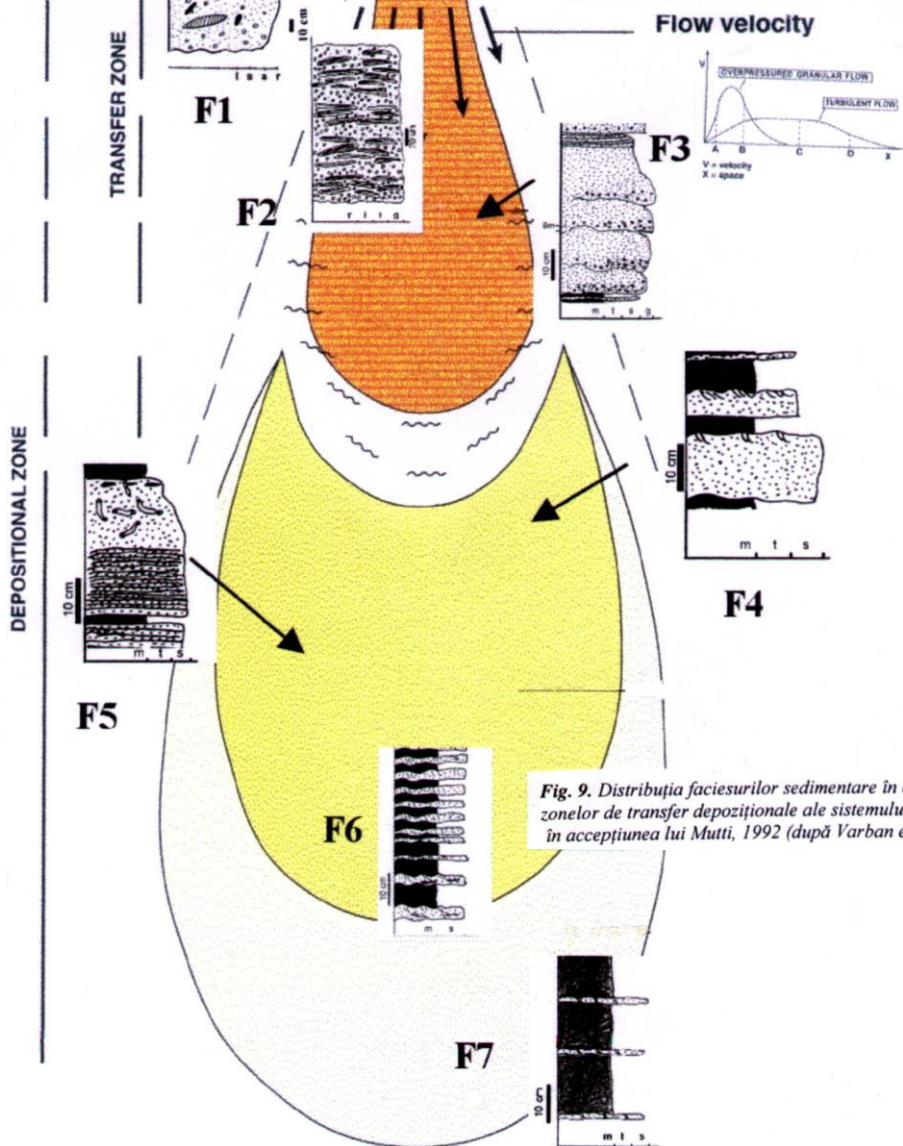


Fig. 9. Distribuția faciesurilor sedimentare în cadrul zonelor de transfer depozitionale ale sistemului turbiditic, în accepțiunea lui Mutti, 1992 (după Varban et al., 2002)



Fig. 10. Unitatea de curgere debritică de la Siriu, aval baraj: a, b – ansamblu; c – detaliu; d – limita superioară.