









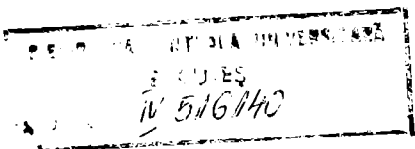
**EMIL VESPREMEANU**

**PEDIMENTE, PIEMONTURI  
ȘI GLACISURI  
ÎN DEPRESIUNEA  
MUREȘULUI DE JOS**

**EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI**

**1998**

Referenți științifici: Prof. dr. STERIE CIULACHE  
Prof. dr. MIHAI GRIGORE



132/99

**B.C.U. București**



C199901386

© Editura Universității din București  
Șos. Panduri, 90-92, București - 76235; Telefon/Fax 410.23.84

---

---

Tiparul s-a executat sub c-da nr. 240/1996,  
la Tipografia Editurii Universității din București

---

---

ISBN - 973 - 575 - 264 - 6

## CUPRINS

Prefața . . . . .	5
1. Introducere . . . . .	7
2. Depresiunea Mureșului de Jos. Regionarea reliefului . . . . .	11
2.1. Regionări propuse anterior . . . . .	11
2.2. Metode de regionare . . . . .	12
2.3. Regionarea reliefului . . . . .	13
3. Pedimentele . . . . .	15
3.1. Conceptele de pediment, pediplenă și pediplanatie . . . . .	16
3.2. Pediplanatia reliefului din Depresiunea Mureșului de Jos . . . . .	31
4. Piemonturile și ciclurile piemontane în evoluția reliefului . . . . .	44
4.1. Conceptul de piemont . . . . .	44
4.2. Ciclurile piemontane vechi . . . . .	55
4.3. Tranziția de la ciclul de pedimentatie Deva la ciclul piemontan pliocen-cuaternar . . . . .	57
4.4. Ciclul piemontan Lipova . . . . .	62
4.5. Morfologia reliefului Dealurilor Lipovei . . . . .	79
5. Defileul Mureșului . . . . .	84
5.1. Morfologia reliefului defileului Mureșului . . . . .	86
5.2. Morfogeneza reliefului defileului Mureșului . . . . .	109
6. Masivul Bulza . . . . .	110
7. Concluzii asupra evoluției reliefului din Depresiunea Mureșului de Jos . . . . .	113
<i>Bibliografie</i> . . . . .	115





## PREFAȚĂ

Prezentăm, în paginile care urmează, rezultatele unui studiu de geomorfologie realizat în urmă cu un sfert de veac.

Cercetările noastre din anii 1968-1971 aveau ca obiect tentativa de explicare a structurii și evoluției reliefului unei regiuni depresionare foarte întinse, situată între Apusenii Sudici și Masivul Poiana Rusca. Ne-a preocupat, atunci, înțelegerea originii și dezvoltării formelor vizibile ale suprafeței Pământului pe o perioadă de timp de 300-350 milioane de ani.

Am demarat cercetările noastre pe teren cu convingerea că obiectul geomorfologiei constă în descrierea, analiza și explicarea reliefului la toate scările, începând cu marile ansambluri structurale și terminând cu suprafețe mici de versant care, deoseori, nu depășesc suprafețe de ordinul sutelor de metri pătrați.

Înțelegerea scării de abordare conduce la elaborarea unei anume metodologii specifice numai scării respective. Pentru studiul morfogenetic al unei regiuni atât de heterogene ca Depresiunea Mureșului de Jos se impunea cartarea trăsăturilor majore ale reliefului reprezentate prin pedimente, piemonturi și glacisuri. Se acordă atenția maximă suprafețelor de nivelare (land surfaces) de diferite tipuri și origini, ignorate total de cercetarea geologică. În același timp se utilizează întreaga informație geologică necesară, ca și informații climatice, hidrologice și biogeografice. Pe baza corelațiilor și cartărilor entitatea de relief diagnosticabilă la o anumită scară poate fi explicată morfogenetic cu șanse mari de succes în orizontul de timp respectiv.

În esență metodologia noastră este morfologică și istorică și se bazează pe trinitatea davisiană structură-procese-timp. În dialogul nostru cu natura ne-am ferit cu grijă de capcanele reducționismului, ca și de cele ale istorismului îngust. Am pornit de la realitățile din teren reprezentate prin ceea ce s-a numit poate nu foarte potrivit, "suprafețe de nivelare" (land surfaces). Aceste suprafețe plane pot și trebuie cartate corect pe hărți la scări potrivite. Pornim deci de la premise strict morfologice și morfometrice. Abia apoi se trece la studiul raporturilor morfografice și morfometrice între suprafețele cartate, pentru ca în ultima etapă a cercetării să se încerce datarea vârstei lor. În cele din urmă va rezulta tabloul succesiunii etapelor de modelare a reliefului în intervalul de timp luat în considerare. În procesul explicării argumentele geologice (structură, litologie fosile, vulcanism) au rol important. Dar, în timp ce vârstele geologice se pot modifica în funcție de progresele tehnicilor de datare cronologică, succesiunea reală a etapelor morfogenetice rezultată din analiza morfologică, nu se va modifica decât în cazul cartărilor incorecte pe teren.

Succesiunea proceselor generatoare de forme de relief nu este nici uniformă, nici reversibilă în timp. Rareori ciclurile se desfășoară în întregime

trecând prin toate fazele. Cel mai adesea ciclurile sunt întrerupte de evenimente cu caracter ireversibil, deseori catastrofice. În funcție de punctul de plecare pe curba ciclului evoluția reliefului poate lua direcțiile cele mai neașteptate.

Bazându-se pe premisele expuse succint mai sus, lucrarea de față încearcă explicarea originii și dezvoltării reliefului din Depresiunea Mureșului de Jos. Ne-am menținut în limitele specific geo-grafice ale cartării morfologice, cartografierii și corelațiilor. Am evitat teoricismul matematic, modelarea, experimentul, utilitarismul, considerându-le nepotrivite scării de abordare și scopurilor urmărite de noi.

Nu contestăm importanța cercetărilor la nivelul microscalei și prelucrării metamatice a rezultatelor, dar le considerăm doar specifice altor căi de abordare din geomorfologie.

Rezultatele cercetărilor noastre de teren din anii 1968-1971 au rămas nepublicate, motivele fiind multiple și fără importanță acum. Publicăm totuși aceste rezultate pornind de la două constatări: 1) în ultimii 25 ani nu s-au înregistrat noutăți în explicarea reliefului regiunii respective; 2) rezultatele noastre pot constitui puncte de plecare pentru cercetări noi.

Dorim ca această lucrare să constituie un imbold pentru reluarea cercetărilor morfogenetice, în ultimii ani, din păcate neglijate în favoarea altor abordări în geomorfologie. Avem convingerea că asemenea cercetări sunt de natură să aducă încă multe noutăți în toate regiunile țării și desigur, în Depresiunea Mureșului de Jos.

**Autorul**

## INTRODUCERE

Între dealurile piemontane care mărginesc contactul dintre Carpații Vestici și depresiunea Pannonică, dealurile Lipovei, situate între Mureș și Bega, dețin un loc principal prin extensiune, complexitate morfologică și originalitate morfogenetică.

Regiune bine delimitată prin sectoare de discontinuitate marcate foarte clar în peisajul actual, dealurile Lipovei nu pot fi totuși separate (mai ales din punct de vedere morfogenetic) de cadrul mult mai larg în care s-au format: depresiunea tectonică din munții Poiana Rusca și munții Highiș, Drocea, Zărand.

Aria depresionară, reprezintă unitatea morfostructurală în cadrul căreia, pe parcursul evoluției s-au individualizat mai multe subunități de relief, printre care dealurile Lipovei ocupă locul central. Credem că numele pe care îl propunem, Depresiunea Mureșului de Jos, exprimă destul de clar poziția în cadrul Carpaților sud-estici, respectând astfel unul din criteriile principale pentru denumirea unei regiuni geografice (poziția).

Deși cercetată încă de la începutul secolului, gradul de cunoaștere geografică se află în etapa studiilor generale, cu caracter preliminar.

Primele observații geomorfologice au fost efectuate în perioada 1850-1900 de către geologii austrieci, germani și maghiari, care lucrau în cadrul Institutului de geologie de la Budapesta. Pe lângă datele pur geologice, acești cercetători aduc și contribuții geomorfologice, asupra cărora ne vom opri în text, la locul potrivit (P.Hauer und G.Stache, 1863; P.Schrockenstein, 1870; T.Noth, 1887; B.Inkey, 1891; F.Schefarzic, 1896, 1899, 1900, 1907; J.Halavats, 1897, 1903; A.Koch, 1900; A.Nopcsa, 1905; J.Kandic, 1906).

După 1905, cercetările lui L. Sawicki reprezintă cele dintâi observații sistematice asupra munților Apuseni, munților Poiana Ruscăi și sectoarele limitrofe, inclusiv dealurile Lipovei. Bun observator, L.Sawicki sesizează principalele probleme geomorfologice din regiune, dar interpretările sale au limitele inerente epocii, fiind deseori forțate. L. Sawicki rămâne singurul geograf care încearcă reconstituirea morfogenetică bazate pe cercetări detaliate efectuate asupra unor spații largi. Cercetările următoare vor aborda morfogeneza pornind de la observații locale, în puncte considerate cheie.

R.Ficheux (1934) analizează două sectoare (înșeuarea de la Holdae și vechiul curs al Mureșului de la sud-vest de Lipova) despre care crede că sunt foarte importante pentru cunoașterea defileului Mureșului. Scurtul rezumat

publicat, nu conține decât date generale, lipsind tocmai dovezile hotărâtoare care ar fi venit în sprijinul ipotezei sale.

Mai târziu, Gh. Pop (1947) încearcă să valideze ipoteza lui R.Ficheux efectuând o analiză morfologică mai detaliată. Din păcate autorul nu încearcă corelarea acestor analize cu observații efectuate pe spații mai vaste.

M.Paucă (1954, 1971), în încheierea studiilor sale geologice face o serie de considerații morfologice, bazate pe concepția sa geologică asupra bazinelor din estul depresiunii Pannonice. Acest eminent geolog realizează primele sinteze asupra unei importante părți a depresiunii Pannonice și bazinelor aferente.

Alte lucrări mai recente (V. Tufescu 1947, 1957; P. Coteț și C. Grumăzescu, 1967; N.Orghidan, 1969), reiau, în mare parte, rezultatele predecesorilor (mai ales ale lui Sawicki), pe baza unor rezultate recente ale unor științe parageografice (în special geologie).

Gr. Posea (1967, 1969), reluând problema văii transversale a Mureșului se pronunță în special prin formarea ei prin captare (1967), dar mai târziu arată posibilitatea unui Mureș preoponțian care curge spre actuala vale a Begheiului, iar după aceea s-a format un nou curs adâncit peste aglomerate piroclastice de la Zam (1969).

M. Iancu și M. Parichi (1971) prezintă un studiu asupra regiunii, referindu-se la relief, soluri și vegetație, dând și o hartă morfologică. Se admite antecedenta Mureșului.

În ceea ce privește regionarea geomorfologică, se remarcă contribuțiile lui R. Ficheux (1929), V.Mihăilescu (1936, 1946, 1957, 1963, 1966), P.Coteț și C.Martiniuc (Monografia geografică a R.P.R., 1960) și M. Bleahu (1969).

Regionările făcute până în prezent se referă la rama montană și mai puțin la aria depresionară; caracterul acestor regionări este general, detaliile lipsind total.

Succinta reprezentare a stadiului actual al cunoașterii ne permite desprinderea câtorva concluzii: singurele cercetări mai aprofundate au fost efectuate în urmă cu 70-80 ani, prezentând limitele inerente epocii; de atunci, studiile geomorfologice au fost rare și au avut un caracter exclusiv local, cu toate neajunsurile extrapolării concluziilor pe spații mai largi. Regionările au caracter general. Studiile de până acum cuprind numeroase vederi divergente cauzate atât de dificultățile analizelor geomorfologice pe spații întinse, cât și folosirii unei singure ipoteze de lucru sau a corelării lipsite de semnificații reale.

În această situație a fost necesară reluarea de la început, a cercetării geomorfologice pe întreg spațiul depresiunii Mureșului de Jos.

Necesitatea cercetării geomorfologice a acestei unități depresionare se impunea cu stringență, atât din motive economice, cât și teoretice. Elaborarea unor studii de geomorfologie și geografie aplicată este imposibilă fără o cunoaștere morfogenetică detaliată; într-adevăr, fără cunoașterea modului în care a evoluat relieful de la origini și până în prezent, nu se poate stabili cum va evolua în viitor, problemă care rămâne crucială pentru orice intervenție a omului asupra naturii (amenajări de orice fel). Nu trebuie neglijate nici aspectele legate de necesitatea cunoașterii unor probleme teoretice, de mare importanță, cum ar fi: raporturile dintre bazinele Transilvan și Pannonic prin

culoarul dintre munții Apuseni și munții Poiana Ruscăi, natura și originea suprafețelor de eroziune, geneza și evoluția piemonturilor de acumulare, precum și faptul că toate aceste probleme se pot extrapola pe spații mult mai largi, din Caprații Vestici. Se poate spune că depresiunea Mureșului de Jos este regiunea de a cărei cunoaștere geomorfologică depinde în mare măsură, elucidarea unor probleme ale morfologiei părții vestice a țării.

Fiind vorba de un relief piemontan, în sensul cel mai larg al cuvântului, de la început s-a trecut la consultarea unui număr cât mai mare de lucrări asupra piemonturilor de acumulare, pedimentelor și glacisurilor. S-a reușit să se consulte cea mai mare parte a literaturii mondiale asupra acestor probleme, începând cu primele încercări ale anilor 1870 și terminând cu sintezele recente, aceasta ne-a obligat să abordăm monografic problemele piemonturilor, pedimentelor și glacisurilor, să precizăm noțiunile (azi încă controversate) și să le aplicăm la regiunea de care ne-am ocupat.

Cercetările de teren au stat la baza acestor lucrări. Spațiul foarte întins pe care s-a lucrat (peste 5 000 km<sup>2</sup>) a necesitat un mare număr de zile în teren. În perioada 1968-1971 au fost efectuate 15 deplasări totilizând 280 de zile în care au fost parcurși cu piciorul peste 3 500 km. Observațiile efectuate din avion sau helicopter, în șase zboruri, au ajutat la formarea unei imagini clare asupra acestei vaste regiuni, care nu poate fi altfel cuprinsă cu privirea.

Au fost efectuate deplasări în toate anotimpurile, căutând să surprindem aspectele dinamicii sezoniere a modelării actuale. În timpul inundațiilor catastrofale din luna mai 1970 am străbătut, în condiții extrem de dificile, majoritatea sectoarelor sinistrate, observând dinamica fenomenului în toate cele șase zile dramatice. Am participat, o lună mai târziu, la reconstituirea procesului în lungul întregului defileu al Mureșului. În acest fel ne-am putut face o imagine clară asupra desfășurării modelării la nivelul luncilor mari sau văilor afluate, în timpul unor viituri extraordinare.

Toate aceste cercetări au urmat o anumită ordine. Într-o primă etapă s-a efectuat recunoașterea generală a vastei arii depresionare cuprinsă între linia celor mai mari înălțimi din masivele Highiș, Drocea, Zărând, pe de o parte și din masivul Poiana Rusca, pe de altă parte. Spre est, cercetările noastre s-au oprit la Deva, iar spre vest în Câmpia Mureșului și a Timișului. În această primă etapă s-a urmărit realizarea unei prime regionări delimitându-se subunitățile de relief din cadrul unității morfostructurale.

Etapă a doua a cercetărilor de teren a cuprins observații și măsurători detaliate în fiecare subunitate de relief care interesa în mod special. S-au efectuat analize morfometrice detaliate asupra versanțelor și suprafețelor plane sau ușor înclinate. Deși se umărea cu minuțiozitate analiza părții am căutat să nu pierdem din vedere nici un moment întregul, corelând permanent faptele observate. Materialul adunat în cursul unei deplasări era imediat prelucrat, căutându-se de fiecare dată integrarea rezultatelor obținute.

Etapă finală a cercetării a fost axată, mai ales, pe integrări, impuse de sinteza morfogenetică. S-a căutat ca această sinteză să se bazeze pe situația reală din teren, exprimată, pe cât posibil cifric.

Gradul destul de avansat al cunoașterii geologice a ușurat, în mare măsură, cercetările la teren și interpretările morfogenetice. Totuși, o serie de

aspecte, legate mai ales de geocronologia pliocenului, rămân încă incerte, ceea ce implică rezerve în datarea unor etape de dezvoltare a reliefului. Pe măsura dezvoltării cunoașterii geologice, se vor lămurii și aceste aspecte, încadrarea temporală a etapelor de dezvoltare a reliefului putându-se corecta.

În afară de această limită impusă de stadiul dezvoltării geologiei, în lucrare s-a acordat o atenție mai redusă cercetării de detaliu a proceselor actuale. Astfel de cartări necesitau folosirea aerofotogramelor celor mai recente și hărților la scări foarte mari, precum și o îndelungată cercetare stațională la teren. Nu am avut posibilitatea unor asemenea cercetări, datorită suprafețelor foarte mari care trebuiau cercetate, precum și a timpului redus care ne-a stat la dispoziție. În acest fel studiul detaliat al modelării actuale a reliefului rămânând o sarcină de viitor.

Principalele sarcini care ne stăteau în față au fost: regionare geomorfologică detaliată; cartarea morfologică a nivelurilor morfologice (supraete de nivelare, glacisuri, terase, lunci); încadrarea nivelurilor morfologice într-o scară evolutivă reală; reconstituirea evoluției morfogenetice a reliefului dealurilor Lipovei ca parte integrantă a depresiunii Mureșului de Jos;

Trebuiau în final lămurite două probleme fundamentale:

1) Dealurile Lipovei reprezintă, într-adevăr, un relief piemontan, sau nu; dacă da, în ce constă originalitatea morfologică și morfogenetică a acestui piemont.

2) Geneza și evoluția defileului Mureșului ca subunitate a depresiunii Mureșului de Jos.

Lucrarea de față caută să elucideze problemele schițate sumar mai sus, pe baza unui bogat material factic cules pe teren și interpretat prin toate metodele geomorfologice sau a unor științe parageografice pe care le-am considerat utile.

Pe parcursul desfășurării cercetării s-a cristalizat concepția noastră asupra genezei și evoluției reliefului din Depresiunea Mureșului de Jos. Considerăm Dealurile Lipovei ca o parte a unui relief piemontan complex care ocupă întreaga depresiune și care s-a format în două faze principale de evoluție: faza piemontului de acumulare miocen și cea a piemontului de acumulare pliocen cuaternar. Prima fază piemontană debutează cu mișcările tectonice din faza tectonică stirică, în urma cărora se formează depresiunea; continuă cu acumularea submersă (în Marea Tortoniană) și apoi subaeriană (în sarmațianul mediu) a unei stive de sedimente care alcătuiau un vast piemont acumulativ. Acest prim piemont a fost distrus, în cea mai mare parte, în sarmațianul superior-meotian, pe locul lui formându-se o câmpie de eroziune, din care, probabil, proeminau martori. A doua fază piemontană începe cu mișcările rhodanice și transgresiunea pontiană; predomină acumulare submersă, mai ales deltaică, după care a urmat o scurtă etapă de acumulări piemontane subaeriene peste câmpia deltaică. Fragmentarea piemontului reprezentat prin câmpia piemontană nivelată de un vast glacis de eroziune, începe în pliocenul superior și se continuă în prezent. Originalitatea

evoluției piemonturilor acumulative din depresiunea Mureșului de Jos constă în predominarea acumulărilor subacvatice deltaice față de acumularea subaeriană, care reprezintă un episod scurt și puțin important în evoluția progresivă a piemontului.

## **2. DEPRESIUNEA MUREȘULUI DE JOS. REGIONAREA RELIEFULUI**

Deoarece în literatura de specialitate persistă încă numeroase confuzii privind regionarea spațiului cuprins între munții Apuseni și munții Poiana Rusca, considerăm necesar să expunem, la început, stadiul actual al cunoașterii, pentru ca apoi să trecem la regionarea propriu-zisă, așa cum rezultă din cercetările noastre de teren.

### **2.1. Regionări propuse anterior**

Toate lucrările, geografice sau geologice, care se ocupă de această parte a țării, recunosc existența unui compartiment depresionar situat între munții Poiana Rusca și masivele montane joase din sudul munților Apuseni, neclar delimitate între ele și purtând diferite numiri. În cadrul compartimentului depresionar sunt separate mai multe subdiviziuni, deseori după criterii arbitrare. Ne vom opri, pe rând, întâi asupra ramei montane și apoi asupra depresiunii.

Rama sudică a depresiunii este reprezentată de horstul cristalin al munților Poiana Rusca și nu ridică probleme deosebite în subdivizare.

Rama nordică, dimpotrivă, datorită unei mari complexități petrologice și structurale, a suscitat numeroase controverse în ceea ce privește subdivizarea, exprimate în cele patru principale opinii: ale lui R.Ficheux, V.Mihăilescu, Monografia R.P.R., - M. Bleahu.

R. Ficheux (1929), împarte spațiul montan dintre Câmpia Tisei și valea Ampoiului în două subunități bine distincte: munții Zărandului (formați din masivele Highiș și Drocea), situați între câmpia Tisei și linia Bârzava-Buceava și munții Metaliferi, situați la est de această linie. Împărțirea reflectă parțial structura, în sensul că se ține seama de relieful dezvoltat pe șanțul geosinclinal al metaliferelor.

V.Mihăilescu este de acord, un timp, cu schema lui R.Ficheux (V.Mihăilescu, 1936), dar apoi revine (1946), propunând altă regionare. Între câmpia Tisei și culoarul Beiuș-Deva se situează munții Zărandului, cu trei subunități: Highiș, Drocea și Măguraia. Într-o nouă schemă (1957), menține această împărțire generală, dar în cadrul fiecărei subunități separă noi subdiviziuni: munceii Șiriei, Măguriceii și prispa Săvârnișului. În ultima variantă (1963), V.Mihăilescu face o nouă subîmpărțire a munților Zărand, care ar fi alcătuiți din munții Drocii, munții Bonteiului și Măguraiei.

Monografia geografică a R.P.R. (1960) aduce câteva precizări noi, mai ales în ceea ce privește structura. Sunt separate trei tipuri de relief: Codru-Moma (munți joși, cristalini pleneplenizați), reprezentați prin munții Highiș și Drocea; tipul Săvârșin (munții vulcanici joși cu relieful selective pe clipe de calcar și martori vulcanici, cu întinse suprafețe de eroziune și relief carstic), reprezentat, în regiunea care ne interesează, printr-o fâșie îngustă situată între Deva și Zam. Căutând să delimiteze relieful pe baza unor criterii structurale și petrografice, această schemă separă arbitrar, tipuri care nu se individualizează în peisaj.

M.Bleahu (1969), după ce revizuește critic regiunile propuse anterior, încearcă o nouă regionare bazată pe analiza atentă a structurii petrografiei, morfologiei și morfometriei. Astfel ajunge la concluzia că se pot separa clar două sectoare: în vest masivul Highiș, iar în est, munții Metaliferi; sectoarele sunt separate prin fosa Drocea. În cadrul munților Metaliferi sunt separate o serie de masive dintre care, în teritoriul studiat se află masivul Măguraia.

Spațiul depresionar cuprins între munții Apuseni și munții Poiana Rusca a fost numit de V.Mihăilescu (1963, 1966) depresiunea Beghei - Lăpuge, în cadrul căreia distinge două subdiviziuni: una reprezentată prin podișul deluros pliocen al Lipovei și alta, prin defileul Mureșului între Deva și Lipova. După același autor, în dealurile Lipovei s-ar putea separa două secotări cu... "masive de șisturi cristaline, fliș ori formațiuni vulcanice, rămase izolate în delarurile neogene"..., care apar marcate pe harta generală cu subdiviziunile principale ale Carpaților Sud-estici ca subunități ale dalurilor Lipovei. Pe aceeași hartă apar conturate și dealurile piemontane ale munților Poiana Rusca. Mai recent, însă, V.Mihăilescu (1966), pe harta din figura 17, nu indică pe bordura nord-vestică a munților Poiana Rusca decât două subunități de relief: câmpia Begheiului și piemontul Lugojuului. Frapează mai ales extensiunea câmpiei Begheiului pe locul unde se află, în realitate, dealurile piemontane care coboară radiar din munții Poiana Rusca.

Rezumând, se constată că între munții Apuseni și Poiana Rusca nu există nici o regionare detaliată a reliefului.

## **2.2. Metode de regionare**

Analiza reliefului din toate punctele dominante și din avion, împreună cu analizele morfometrice și morfografice, ne-au condus la identificarea unor subunități de relief, pe criteriul individualizării în peisajul actual al Depresiunii Mureșului de Jos.

Această regionare nu reflectă decât realitatea actuală în care limitele de subunități sunt destul de estompate și dificil de trasat. De aceea am fost nevoiți să apelăm la metoda morfogenetică și morfocronologică de regionare, care constă în urmărirea evoluției limitelor fiecărei subunități în timp și în stabilirea unei ierarhii de subunități după vârsta, rolul și funcțiunile lor în cadrul unității morfostructurale.

Numirea subunităților a fost greu de stabilit, datorită sărăciei toponimelor pentru majoritatea sectoarelor deluroase, sau chiar pentru unele sectoare



montane. Aceasta se datorează, în primul rând, extensiunii largi a reliefulor monotone, puțin diferențiate, greu de cuprins cu privirea, elemente de natură să suscite mai puțin interesul și imaginația localnicilor, explicându-se astfel, cel puțin parțial, penuria de toponime. Am căutat să menținem toponimele cele mai folosite, eliminând pe cele nesemnificative sau rar întâlnite, precum și numele livrești date de diverși autori numai pe baza analizei hărții.

### **2.3. Regionarea reliefului**

Unitatea morfostructurală de relief este reprezentată prin ceea ce numim "Depresiunea Mureșului de Jos", un spațiu depresioanr cuprins între munții Highiș-Drocea-Zărand (spre nord) și munții Poiana Rusca (spre sud). Spre vest, depresiunea comunică larg cu vasta depresiune Pannonică, iar spre est cu depresiunea Transilvaniei prin intermediul culoarului Deva-Brănișca. Această unitate de relief reprezintă una din cele mai mari depresiuni-golf care bordează marginea estică a depresiunii Pannonice (fig.1).

#### Rama depresiunii și regionarea ei

Limitele depresiunii Mureșului de Jos sunt bine conturate de rama montană la nivelul susprafeței Deva (400-500 m). Caracterul ramei montane este unitar în sud și heterogen în nord. Astfel în sud limita este clară prin prezența masivului Poiana Rusca. În nord, de oriunde ar fi privită rama depresiunii, ea apare ca o succesiune de culmi domoale, rotunjite, împădurite, care se ridică brusc din Câmpia Tisei și se continuă până în culoarul Deva-Brad-Halmagiu. Cu tot caracterul morfografic unitar, criteriile morfostructurale și morfogenetice obligă diferențierea acestui spațiu montan în trei subdiviziuni principale: masivul Highiș, masivul Drocea și munții Zărandului.

Masivul Highiș reprezintă un bloc cristalin paleozoic, rămășiță dintr-un bloc continental mult mai extins, fracturat în etape succesive și adus prin denudație ulterioară la forma actuală. Este situat între Câmpia Tisei, spre vest, Depresiuna Zărand, în nord, defileul Mureșului în sud și de contactul dintre cristalinul paleozoic și sedimentarul cretacic, în est.

Masivul Drocea, situat între depresiunea Zărandului și defileul Mureșului, este delimitat de masivul Highiș (pe contactul geologic amintit mai sus) prin văile Bârzava și Păiușeni. Acest masiv corespunde sedimentarului fosei Drocea, foarte clar delimitată petrologic între cristalinul Highișului și eruptivul Zărandului. Este bine individualizat în peisaj prin înălțime (max. 805,4 m), față de sectoarele înconjurătoare mai joase. Aceste caractere apar clar marcate privind din avion.

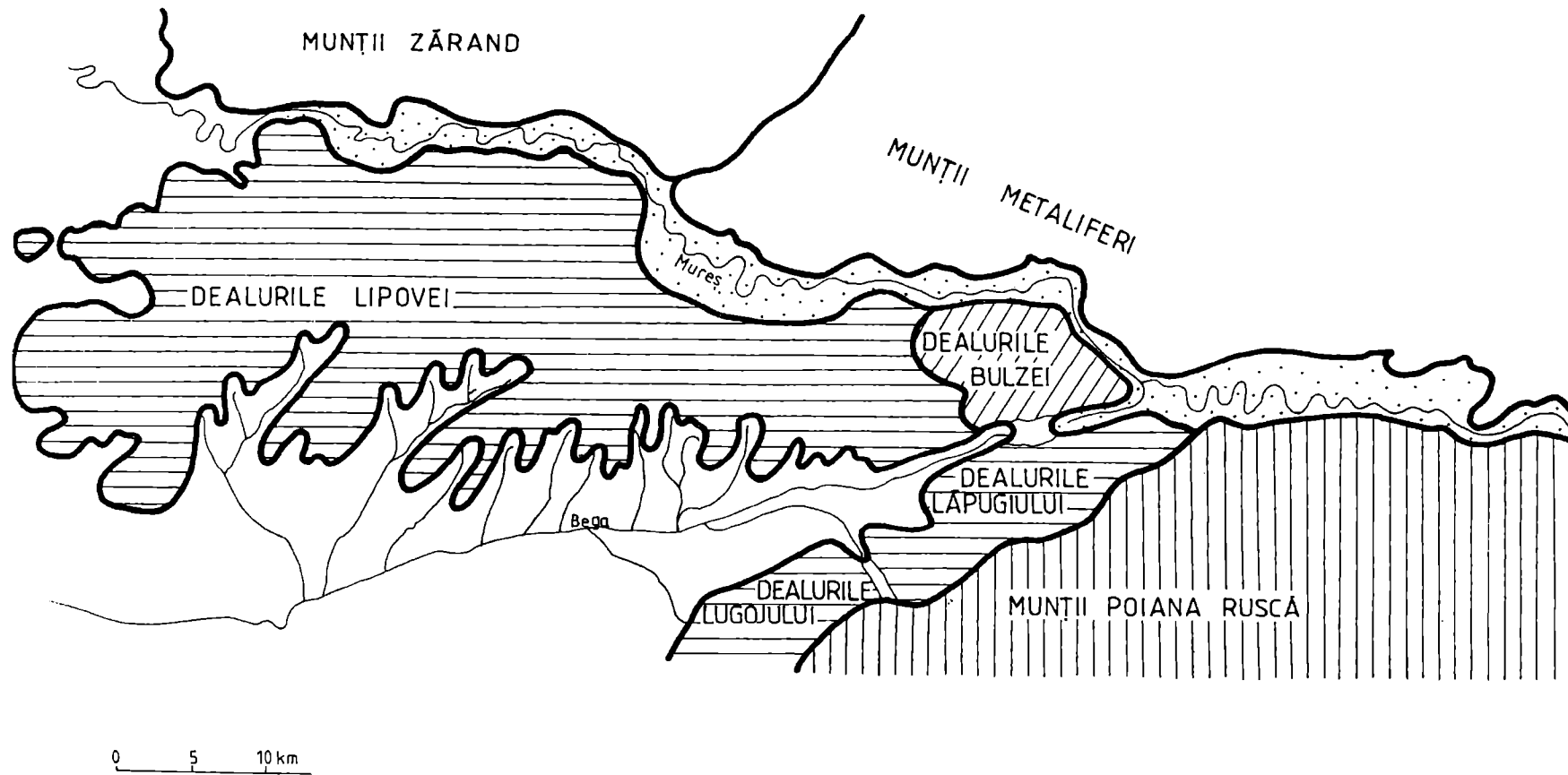


Fig. 1. Regionarea reliefului depresiunii Mureșului de Jos.

Munții Zărandului sunt alcătuiți în cea mai mare parte din eruptiv mezozoic (ofiolite), încadrându-se în geosinclinalul metaliferilor de aceea îl considerăm o unitate din Munții Metaliferi, cuprinsă între masivul Drocea (limita este clară pe văile Julița și Dălășeasca) și Culoarul Deva-Brad-Hălmagiu. Spre sud Defileul Mureșului și Depresiunea Iliia constituie o limită clară, iar spre nord, contactul cu eruptivul neozoic și Culoarul Deva-Brad-Hălmagiu îl delimitează, de asemenea, suficient de clar. Munții Zărand, ca subunitate a munților Metaliferi, au fost numiți de către M. Bleahu (1969), după V. Mihăilescu, Munții Măgureaua. Utilizarea acestui toponim este foarte restrânsă; de asemenea, extinderea toponimului Măgureaua de la vârful cu același nume, pentru un teritoriu atât de vast, nu este întemeiată. De aceea preferăm toponimul Zărand, care are marele avantaj al circulației largi.

### Regionarea depresiunii Mureșului de Jos

Depresiunea Mureșului de Jos, încadrată între aceste limite montane cuprinde următoarele subunități de relief (fig.1): Defileul Mureșului, Dealurile Bulzei, Dealurile Lăpugului, Dealurile Begheiului, Dealurile Lugoșului, Depresiunea Făget, Depresiunile de contact dintre cristalinul munților Poiana Ruscă și dealurile piemontane.

Stabilim astfel următoarea ierarhizare:

I. Depresiunea Mureșului de Jos, reprezintă unitatea morfostructurală, generată prin procese tectonice; în cadrul ei s-au individualizat, pe parcursul evoluției, toate celelalte subunități.

II. Prima generație de subunități: etajul superior al defileului Mureșului, Dealurile Bulzei și o parte din Dealurile Lăpugului. Un rol important în formarea acestor subunități a avut-o vulcanismul miocen, precum și procesele de eroziune.

III. A doua generație de subunități este reprezentată de Dealurile Lipovei, Dealurile Begheiului, Dealurile Lăpugului, etajul inferior al Defileului Mureșului, Depresiunea Făget, depresiunile de contact din nordul munților Poiana Rusca.

## **3. PEDIMENTELE**

Încă de la sfârșitul secolului trecut studiul pedimentelor a luat o mare amploare în sud-vestul Americii de Nord, influențând dezvoltarea unei adevărate orientări în școala de geomorfologie din Statele Unite.

Pedimentele sunt forme de relief cu largă răspândire pe întreaga suprafață a Pământului. Ele nu se pot confunda cu glacisurile. De altfel, noțiunea de pediment este mult prea răspândită pentru a se putea renunța la ea.

### 3.1. Conceptele de pediment, pediplenă și pediplanatie

#### 3.1.1. Etimologie, sfera noțiunii

Termenul de pediment derivă de la "Pyramid" în seria: pyramid, perimint, periment, pedo-, pede-, pedi-ment (New English Dictionary).

Termenul a fost folosit în domenii variate, dar mai ales în arhitectură, pentru a denumi partea triunghiulară a coroanei frontului construcțiilor aparținând stilului grec. Secundar se mai folosește și pentru a indica partea de la baza unei construcții monumentale, în sensul de fundație sau pavament, prin derivarea de la pes-, pedem (picior). Introducerea în geornorfologie a termenului de pediment se datorează lui G.K. Gilbert. Acest eminent geolog, în serviciul lui United States Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountains, întreprinde o serie de expediții în vestul Statelor Unite. Cele trei lucrări principale cuprind rezultatele cercetărilor sale efectuate mai ales în munții Henry (G.K. Gilbert, 1875, 1877, 1882). Termenul este folosit pentru prima dată pentru a denumi suprafețele pietroase de la poalele munților, acoperite sau nu cu un strat subțire de aluviuni (G.K. Gilbert, 1882, pag. 183).

Mai târziu, în anii 1894 și 1895, W.J. Mc Gee hidrolog, etnograf și matematician, organizează două expediții în districtul Sonora din sud-vestul Arizonai. Acest geograf este mai puțin preocupat de pedimente, pe care le numește "walley plain", "rock-plain" și numai într-un singur loc, la pag.92, folosește termenul de pediment în sens metaforic. În afară de problemele etnografice care formau scopul expedițiilor sale, este preocupat și de aspectele hidrologice. Asistând la o ploaie foarte violentă cercetează cu atenție desfășurarea scurgerii sub forma pânzelor de apă măsurând vijelios versantele, proces bine cunoscut de localnici sub numele de flood-sheet sau shetflood.

Meritul lui W.J. Mc. Gee consta în faptul că a stabilit legile, caracterul și formele de desfășurare a scurgerii din regiunile aride. În nici un caz nu poate fi considerat autorul noțiunii sau termenului de pediment, sau autorul teoriei planatiei laterale și pediplanatiei așa cum s-a susținut deseori. Ceea ce s-ar putea denumi teoria pedimentelor sau pediplanatiei rezultă din câteva sute de lucrări publicate asupra acestui subiect, dintre care apar, punctând evoluția cunoașterii prin salturi calitative, lucrările lui: A.C. Lawson (1923, 1915, 1932), K.Bryan (1922, 1925, 1926, 1932, 1935, 1940), D.Johnson (1931, 1932 a și b), W.M. Davis (1905, 1907, 1930 a și b, 1936, 1938), A.D. Howard (1942), L.C. King (1948, 1949, 1953, 1962, 1968), Yi-Fu Tuan (1959, 1962, 1966), D.A. Warnke (1969).

Termenul de pediment are numeroase sinonime: valley plain, rock plain, conplain, suballuvial platform, greaded plain, bolson plain, gravel-caped plain, rock floor, bench, rock fan, rock-cut bench.

Azi se folosesc alături de termenul de pediment, care predonimnă net, următoarele sinonime: rock floor (podea pietroasă) și rock plain (câmpie

pietroasă), temeni care reflectă realitatea morfolitică. Sfera actuală a noțiunii de pediment cuprinde accepțiunea de mai sus.

Elementelor peripedimentului (bajada și playa), li s-au acordat întâi semnificații litologice și morfografice, iar lapoi, li s-a stabilit semnificația morfogenetică. Astfel, W.M. Davis (1938) considera bajada ca o "conceal a convex rock-floor", deci ca pediment fosilizat cu aluviuni grosiere, care reprezintă penultimul stadiu spre un relief complet aplatizat. Termenul de "Playa" provine de la numele localității Las Playas din sudul deșertului Thule. Inițial (I.C. Russel, 1895 și C.H. Keyes, 1908), termenului i se acordă o semnificație litologică în sensul de "playa deposits" (depzite de playa), care cuprind argilele și sărurile acumulate în partea centrală a bazinelor ocupate temporar de lacuri și vehiculate de vânt după evaporarea apei. W.M. Davis (1905) consideră playa ca locul de acumulare al tuturor materialelor provenite din munții înconjurători, formându-se ceea ce se numește "aggradates area" (arie sau suprafață de acumulare), reprezentând ultima etapă a ciclului arid. Mai târziu, W.M. Davis (1938) reia problema playei în comparație cu bajada. Consideră aceste două părți ale cuvetelor intermontane ca două etape de evoluție diferite. Deosebirea dintre ele constă în calibrul materialelor detritice; pe bajada predomină net materialele grosiere, iar pe playa, cele fine și foarte fine. În accepțiunea modernă, prin playa se înțelege partea situată la extremitatea inferioară a pedimentului, caracterizată prin predominarea fracțiilor foarte fine, provenite din meteorizarea fracțiilor grosiere de pe versantele montane, pedimente și bajada, antrenate și triate de scurgerrea în pânză, depuse în lacurile temporare, fiind apoi resortate de către vânt. G.K. Gilbert (1880) a descris primul asemenea procese în regiunea lacului Bonneville.

### 3.1.2. Elementele sectorului piemontan de tip pediment

Piemonturile din regiunile aride și semiaride se caracterizează printr-o succesiune de elemente (fig.2) apărute în decursul evoluției:

- pedimentul sensu stricto ("rock-floor"), reprezentat prin arealele pietroase ușor înclinate, acoperite cu un strat subțire de sfărâmături detritice (1,8m după Mc Gee; 1,5m după K.Bryan; 2m după R.Blackwelder, O.E.Childs); înclinarea caracteristică a pedimentelor este de 4-10°; când panta crește la 20° pedimentele sunt numite "pediment scarp" (D.A. Warnke, 1969);

- peripedimentul (A.C. Howard, 1940), reprezentat de continuarea suprafeței erozive a pedimentului spre centrul cuvetelor intermontane, prin suprafața pânzelor aluviale de acumulare. Peripedimentul este alcătuit, la rândul său, din două părți: bajada (C.F. Tolman, 1909) și playa (R.J. Russel, 1895).

- peripedimentul (A.C. Howard, 1940), reprezentat de continuarea suprafeței erozive a pedimentului spre centrul cuvetelor intermontane, prin suprafața pânzelor aluviale de acumulare. Peripedimentul este alcătuit, la rândul său, din două părți: bajada (C.F. Tolma, 1909) și playa (R.J. Russel, 1895).



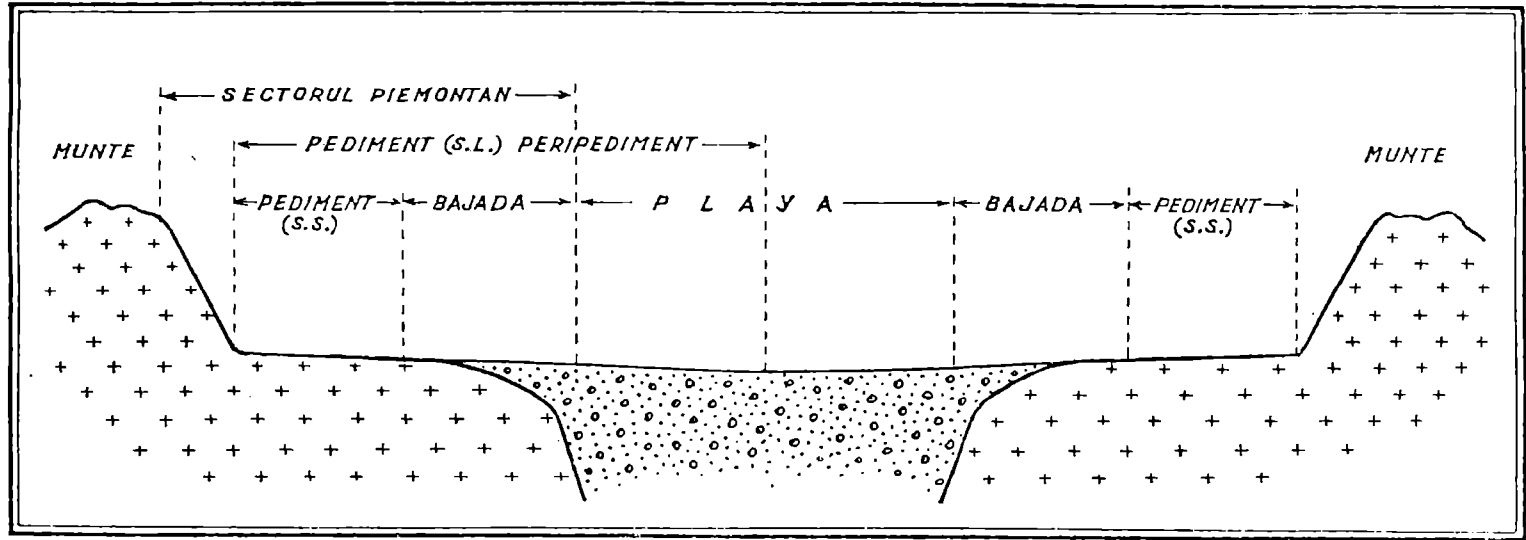


Fig. 2. Elementele morfologice ale sectorului piemontan de tip pediment.

Pedimentul sensu lato reprezintă asocierea dintre pedimentul sensu stricto și peripediment.

### **3.1.3. Racordul pedimentului cu muntele. Knick-ul**

Racordul sectorului piemontan, al pedimentului, cu sectorul montan se face, de obicei, printr-o ruptură bruscă de pantă, numită Knick, care reprezintă un punct de netă discordanță între cele două sectoare.

Asupra genezei rupturii de pantă au fost elaborate peste 25 de ipoteze, începând cu aceea a lui G.K. Gilbert (1875) și terminând cu concepția recentă a lui P.Rahn (1965, 1966). Knick-ul rezultă în urma acțiunii planajiei laterale. După deplasarea râurilor Knick-ul se menține prin curgerea difuză, proces în care un rol important îl are procentul de fracții grosiere care rămân pe versante. Când predomină fracțiile grosiere Knick-ul este bine marcat, în timp ce fracțiile fine duc repede la mascarea rupturilor și la formarea unui racord lin.

### **3.1.4. Condițiile necesare formării pedimentelor**

Geneza și evoluția pedimentelor este legată de trei condiții esențiale: tectonica, litologia și clima, la care se adaugă alte două condiții, relativ secundare: extensiunea ariei depresionare și extensiunea masei montane alăturate depresiunii tectonice.

#### Condiția tectonică

Încă de la primele cercetări efectuate în Nevada, Utah și California, regiuni clasice prin pedimentele lor, G.K. Gilbert (1871, 1872) a relevat rolul tectonicii în geneza reliefului. Toate cercetările următoare au confirmat aceste observații.

Două reprezentări schematice indică rolul tectonicii (fig.3), desigur idealizând realitatea care este mult mai complicată, datorită numeroaselor planuri de prăbușire care alcătuiesc faliele, precum și faptul că multe blocuri montane, în timpul ridicării sunt săltate inegal. Oricum fenomenul tectonic de formare al horsturilor și grebenelor, reprezintă procesul prin care se rupe starea anterioară a reliefului ceea ce determină apariția unui dezechilibru în circulația materiei și energiei, marcată printr-o stare de dezordine maximă. Totodată se introduce în sistem o mare cantitate de energie, mai ales cinetică.

Formarea pedimentului reprezintă procesul prin care se tinde spre echilibrarea acestei stări de dezordine în circulația materiei și energiei. De aceea considerăm condiția tectonică esențială, fără de care geneza pedimentelor nu poate avea loc.

#### Condiția litologică

Circulația materiei în sistem se face după un anumit program. Conform definiției lui N.M. Amosov, 1965 (pag.14), prin program se înțelege: "schimbarea posibilă a sistemului în viitor determinată de structura lui". Astfel programul pedimentației impune prezența unei roci dure, cea mai favorabilă

fiind granitul. Lipsa acestor roci determină programul de organizare al sistemului, evoluția reliefului luând alte traiectorii.

### Condiția bioclimatică

Mediul cel mai favorabil organizării rapide a sistemului după programul pedimentăției, este reprezentat prin mediul bioclimatic semiarid, care asigură circulația intensă și rapidă a unei mari cantități de materie și energie, prin favorizarea meteorizației, eroziunii și transportului.

Procesele de pedimentăție pot avea loc și în alte climate, dar intensitatea lor este maximă în regiunile semiaride calde de tipul climatului din regiunea Marele Bazin (sud-vestul Statelor Unite). Acest climat se caracterizează prin predominarea anotimpului secetos (8-9 luni pe an) și repartizarea foarte neuniformă a precipitațiilor lichide. În deșertul Mojave, la Port Mojave, curba cantității medii de precipitații indică un deficit din aprilie până în noiembrie; în schimb precipitațiile maxime pot fi foarte abundente în anotimpul secetos. La Fort Mojave, media anuală este de 125mm, iar cantitatea maximă de precipitații este înregistrată în sezonul secetos (într-o singură aversă) a fost de 58 mm (în octombrie).

Condițiile favorabile întrunite, se vor forma versante piemontane de tip pediment, care vor evolua până la o formă larg curbată, foarte extinsă, numită diferit: peneplenă (V.M. Davis 1905, 1931, 1938), conoplenă (I.H. Ogilvie, 1905), panfan (A.C. Lawson, 1915), coalescing pediments (K. Bryan, 1925), pediplenă (A.C. Howard, 1942; L.C. King, 1953, 1962). Singurul termen care se menține azi este cel de pediplenă, introdus în geomorfologie recent (A.D. Howard, 1942), dar acceptat imediat și generalizat, atât pentru a denumi forma de relief "finală", cât și pentru a denumi procesele care duc la apariția ei (peneplația).

### **3.1.5. Ipoteze asupra genezei pedimentelor**

În decursul timpului au fost elaborate diferite ipoteze, unele cu mai multe variante, încercând să explice geneza pedimentelor.

Se pot separa umrătoarele grupe de ipoteze: planația laterală, scurgerea în pânză, eroziunea diferențială, nivelarea deșertică, exhumarea, degradarea versantului montan și retragerea lui paralelă cu planul inițial (back-wearing), degradarea treptată a versanțelor montane (down-wearing), ipoteza mixtă.



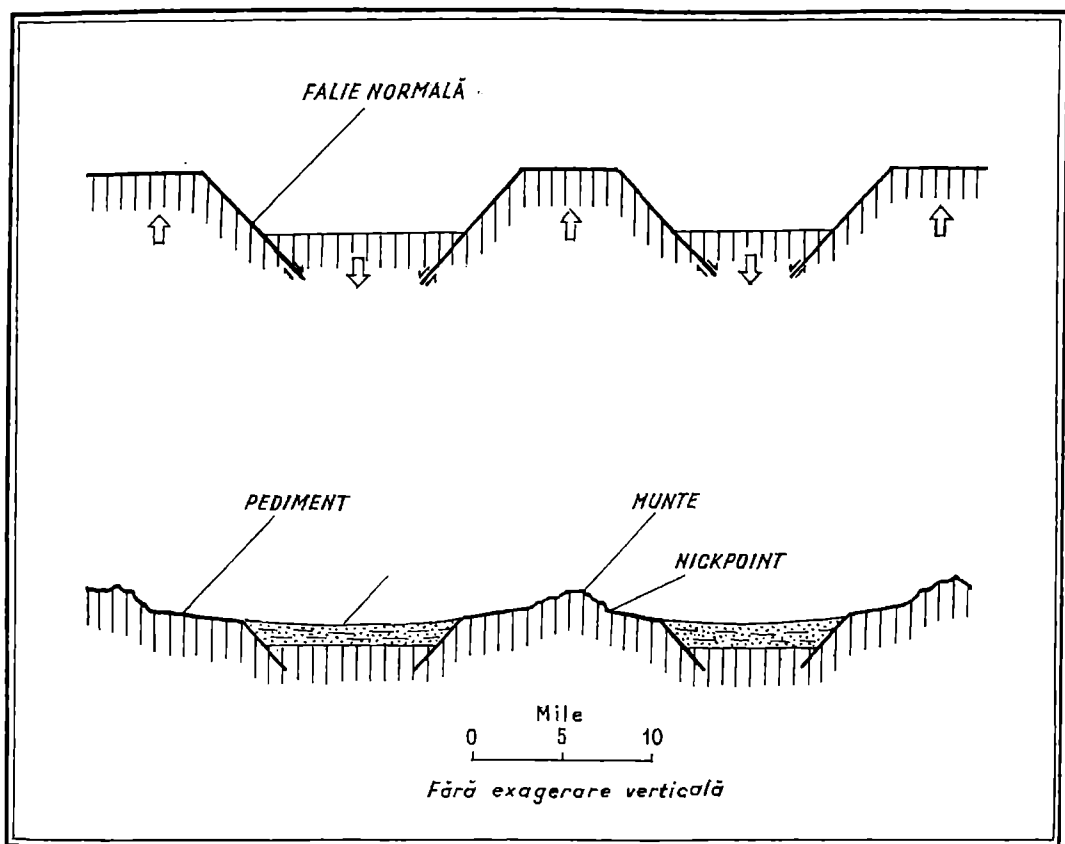


Fig. 3. Secțiune morfologică idealizată prin regiunea  
Marele Bazin (după P. H. Rahn, 1967, pag. 594).

## Ipoteza planației laterale

G.K. Gilbert este primul care abordează geneza întinselor suprafețe plane, atât de caracteristice vestului american. Într-o primă lucrare, destinată expunerii rezultatelor cercetărilor sale geologice asupra unor regiuni din Nevada, Utah, California și Arizona, G.K. Gilbert (1875) sugerează că ruptura de pantă care apare între munte și câmpie s-ar datora eroziunii produse de valuri (wavecut cliff). Apoi se ocupă cu "planation by lateral corrasion" (planația prin eroziune laterală). Potrivit acestei ipoteze, un curs de apă, deubșând în munte încărcat cu aluviuni, se deplasează constant lateral, generând astfel un con aluvial, dacă tendința este de acumulare, și un con pietros acoperit cu un strat aluvial subțire, dacă predomină eroziunea. Modelarea va fi cu atât mai intensă și mai eficace când cursul de apă, încărcat cu aluviuni, atacă un piemont format din roci cu duritate egală sau mai redusă decât cea a aluviunilor.

Ideile lui G.K. Gilbert nu au fost reținute de contemporanii săi, abia mulți ani mai târziu fiind apreciate. Astfel, imediat după publicarea studiilor lui G.K. Gilbert, sau câțiva ani după aceea, se neglijează posibilitatea formării pedimentelor prin planație laterală, proces considerat greu de reținut, deși fusese descris cu toată claritatea. Nu este de mirare că V.J. Mc Gee (1897, pag. 111) afirmă: ... "se observă un fenomen obscur produs de variațiile cursurilor de apă, ca Susquehanna și alte râuri peimontane, care în anumite părți ale cursului lor tind să erodeze mai mult lateral decât vertical".

S. Paige (1908), fără a-l menționa pe G.K. Gilbert, descrie modul în care prin eroziunea laterală desfășurată, mai ales la marginea evantaiului aluvial (conuri de dejecție) poate produce o pantă pietroasă tăiată în frontul montan.

Abia în a doua decadă a secolului se acordă importanța cuvenită acestui proces morfogenetic. Astfel K. Bryan (1922, 1925), consideră fundamentală această posibilitate de planație, subliniind că: ... "The pediment is greatly increased in size by lateral migration of the streams at and below the mouth of canyons", (K. Bryan, 1922, pag. 57).

Acest autor numește procesul cu termenul sugestiv de "canyon cutting".

Contribuții la această ipoteză mai aduc și P.B. King (1936), D.Blackwelder (1939, pag.137), D. Johnson (1932 a și b), W.M. Davis (1932, 1938), Yi-fu Tuan (1959), K., Wiche (1963), P. Rahn (1965), D.A. Warnke (1969).

Problema planației laterale se pune, de fapt, sub două aspecte:

- planația efecută de către deplalsările laterale ale râurilor care coboară din munte, debușând pe pedimente; acesta ar fi procesul de "canyon cutting", desfășurându-se cu maximă intensitate la gurile prin care râul debușează prin munte;

- planația produsă de către numeroasele canale de șiroire care brăzdează pedimentul în timpul ploilor violente și care își schimbă continuu locul.

Cercetările recente (P. Rahn, 1965, 1966; D.A. Warnke, 1969) acordă procesului de "lateral corrasion by passing-streams", rolul principal în geneza pedimentelor din sud-vestul Arizonei. P. Rahn (1966, pag. 224) conchide: ... "Conceptul de eroziune laterală a râurilor este procesul esențial responsabil de retragerea versantelor, rezultând pedimente... Topografia regiunilor aride poate fi cauzată de un proces eroziv general, care este eroziune laterală, iar microrelieful este datorat diferitelor caracteristici ale meteorizației în asociație cu diferite tipuri de roci".

În concluzie, de la G.K. Gilbert, care a sugerat primul, aproape cu 100 de ani în urmă, ideea planației laterale, până în zilele noastre, au fost descrise diferite tipuri de planație cauzată de efectul lateral al scurgerii sub diferitele ei tipuri (streamflood, sheetflood, sheetwash, rillwash).

Se remarcă două atitudini: una exclusivistă, care consideră pedimentele ca rezultat exclusiv al planației laterale (D. Johnson, 1932; P. Rahn, 1966), și alta, în care planația laterală ocupă un rol mai mult sau mai puțin important (S. Paige, K. Bryan, E. Backwelder, W.M. Davis, A.D. Howard, Yi-fu Tuan, K. Wiche, I. Mensching etc.).

#### Ipoteza eroziunii în pânză (sheet erosion by sheetflood)

W.J. Mc Gee (1897), după ce descrie detaliat procesul de scurgere în pânză se ocupă, pe scurt, de rolul său ca agent modelator al reliefului. Acest tip de scurgere este considerat ca agent de transport, eroziune și accidental de depunere (W.J. Mc Gee, 1897, pag. 1077). Eroziunea este deosebit de puternică, provocând: ... "tend ever to retrogress into the mountains" (idem, pag. 110). Autorul nu aprofundează însă, aceste idei, lăsând în final impresia de confuzie.

R.Ch. Keyes (1908), cu toate că afirmă că procesul de floodsheets, cum îl numește el, este foarte răspândit și de mare importanță în "plainforming erosion", crede că W.J. Mc Gee a exagerat mult rolul său în formarea pedimentelor. Prin cercetări la teren, constată că rolul sheetflood-ului este important abia după formarea pedimentului, în procesul de perfectare a lui.

S. Paige (1912) consideră, de asemenea, că scurgerea în pânză este un rezultat al ieșirii râului pe pediment și nu o cauză a formării lui, afirmând: ... "Sheetflood is considered a result of the rock-cut plains, and not a cause of the plains" (S. Paige, 1912, pag. 450)..

Pe aceeași linie se înscriu și cercetările următoare, între care trebuie amintită analiza deosebit de profundă efectuată de W.M. Davis (1938).

#### Ipoteza formării pedimentelor prin eroziune diferențială

J.A. Uden (1907) arată că în sectoarele cu diferențieri litologice are loc erodarea mai rapidă a straturilor mai puțin dure, straturile dure rămânând în relief. Procesul modelator principal ar fi, după A.J. Uden, scurgerea în pânză.

Această ipoteză aplicată mai târziu la glacisuri, a fost, în general, respinsă, deoarece pedimentele se formează rareori pe astfel de straturi și litologii.

### Ipoteza nivelării deșertice ("desert leveling")

Ipoteza a fost elaborată aproape simultan de S.Passarge (1904, 1905), D.Hill (1905) și C.R. Kayes (1908). Conform acestei ipoteze, vântul are o importanță deosebită ca agent modelator, procesul numindu-se "eolian erosion". Procesul se poate desfășura împreună cu scurgerea în pânză, dar rolul acesteia din urmă rămâne subordonat. C.P. Berkey and F.K. Morris (1927) ajung la concluzii asemănătoare în deșertul Gobi.

Ipoteza nivelării deșertice nu s-a impus, datorită faptului că acordă ponderea principală unui agent de modelare cu rol secundar, care produce numai șlefuirea ulterioară a pedimentelor.

### Ipoteza exhumării

S.Paige (1912), pornind de la observația, efectuată de mulți alți geomorfologi, că pedimentele pietroase sunt acoperite în cea mai mare parte a lor cu aluviuni, ajunge la concluzia că expunerea la zi a suprafeței pietroase nude reprezentate de pedimentul propriu-zis, se datorează exhumării acestuia de sub stratul de sfârâmături. Cauza exhumării ar fi, de natură tectonică (faleri și ridicări în bloc), care creează condiții evacuării aluviunilor spre avale (idem, pag. 444-445).

A.C. Lawson (1915) acordă, de asemenea, un rol deosebit exhumării în etalarea benciurilor subaerene, din cele subaluviale.

W.M. Davis (1931) consideră pedimentele din lungul părții nord-vestice a munților Santa Catalina, ca formate prin exhumarea cuverturii aluviale după ridicările tectonice anterioare formării lor.

Yi-fu Tuan (1959) reia ipoteza exhumării, arătând că este un proces caracteristic pedimentelor. Forma de manifestare a exhumării variază de la pediment la pediment. Oricum, martorii vechii suprafețe aluviale atestă că multe pedimente au fost extinse prin exhumare. Cauza exhumării este legată de creșterea gradientului pantei piemontane, care poate fi produsă de scăderea nivelului local de bază, prin eroziune în adâncime pe râurile axiale, sau prin deformările structurale datorate ridicării în bloc a zonei montane.

De remarcat că ipoteza exhumării se referă la modalitatea de expunere la zi a pedimentului deja format, dar aflat într-un stadiu penultim de dezvoltare: stadiul de benci subaluvial ("suballuvial bench"). Este deci vorba de un proces de definitivare a pedimentului ca suprafață pietroasă, la zi.

### Ipoteza formării pedimentelor prin backwearing

A fost elaborată de către A.C. Lawson (1915), fiind reluată și fundamentată de M. Bryan (1925, 1936), W.M. Davis (1938), C. Sauer (1930), J.L. Rich (1935), J. Gilluly (1937), J..A. Mabbut (1952), Blachin ad Pye (1956), L.C. King (1953, 1956, 1963).

Primele elemente ale acestei ipoteze apar în lucrarea lui G. Paige (1912), care întrevide posibilitatea evoluției versantelor tăiate în roci dure prin retragerea lor paralelă cu planul inițial.

A.C. Lawson (1915) reia problema, elaborând deductiv ipoteza "backwearing-ului". Conform acestei ipoteze, forma originală a versantului era

reprezentată prin fața blocului faliat, mărginit de o arie depresionară. Acest front montan inițial este omogen atacat de eroziune, de alterare și dezagregare, iar sfârâmăturile sunt continuu îndepărtate spre baza versantului, de unde sunt deplasate de ape, ceea ce permite continuarea atacului rocii de către agenții subaerieni. Astfel versantul se retrage paralel cu el însuși în ritm uniform, iar la baza lui se dezvoltă o suprafață stâncoasă îngustă pe care sunt transpotate sfârâmăturile și care, ulterior va fi acoperită de aluviuni.

Retragerea frontului montan nu este legată neapărat de moștenirea unei înclinări inițiale a blocului faliat, ci unor relații complexe dintre desfășurarea diferitelor procese de meteorizare și deplasare a sfârâmăturilor, pe diferite tipuri de roci. Unghiul de retragere este relativ constant și mai rapid la început, devenind din ce în ce mai lent, cu cât ciclul evoluează.

K. Bryan (1925, 1936) reia ipoteza lui Lawson pe baza experienței sale vaste căpătată pe teren, mai ales în Papago country, Arizona. K. Bryan arată menținerea constantă a înclinării versantului, în sensul că versantele cu bolovani mari vor fi mai înclinate decât cele pe care predomină fracțiile mici.

W.M. Davis (1938) merge mai departe, afirmând că rata retragerii feței versantului va fi aproape perfect egală cu rata meteorizației rocii respective. În acest fel vede Davis posibilitatea retragerii versantului sub aproximativ același unghi. De altfel, acest geomorfolog acordă o mare importanță formării pedimentelor prin backwearing, afirmând: ... "exceptând migrația gurii superioare a golfurilor intramontane cauzate de acțiunea râurilor (stream action), pedimentele din munții granitici sunt rezultatul desfășurării independente a procesului de uzare a versantului (backwearing), în care, meteorizația împreună cu ploaia și spălarea torențială atacă întreaga înălțime a feței muntelui, (W.M. Davis, 1938). Concluzia sa este fără echivoc: ... "that the aria of such a rock-floor is not increased by the lateral erosion of sheetflood or streamfloods at mountain base, but only by the backwearing of the mountain face (idem, pag. 1412).

#### Ipoteza formării pedimentului prin down-wearing

W.M. Davis (1938) arată că în regiunile fără mișcări tectonice violente care să genereze planuri de falii și denivelări, ci numai ridicări lente ale blocurilor montane, evoluția reliefului se face prin down-wearing. Prin acest termen înțelege uzarea lentă a versanților, cu reducerea treptată a altitudinilor, rezultând un relief rotunjit, din care proemină stânci rare. Principala deosebire față de backwearing constă în faptul că se pleacă de la orice versant și roci în general negranitice.

Cercetările ulterioare acordă o importanță cu totul redusă acestei ipoteze.

#### Ipoteza mixtă

Tendența de a privi pedimentele ca forme poligenetice a apărut încă din a doua decadă a secolului al XX<sup>lea</sup> în lucrările lui K. Bryan, K. Blackwelder, după care umrează din ce în ce mai mulți.

W.M. Davis (1938) arată clar că numai în anumite situații se formează pedimente exclusiv prin backwearing dar, de obicei, la acest proces participă numeroase altele.

J. Gilluy (1937) arată că: "un proces poate domina într-un loc și altul în altă parte, dar toate sunt operative". Aceeași părere o are și R.P. Sharp (1940).

Interesantă este și teoria comprehensivă a lui Yi-fu Tuan (1959), conform căreia relieful inițial format prin procese tectonice este transformat prin eroziune și acumulare. Procesele de degradare au dus la apariția a două tipuri de suprafețe pietroase: frontul montan și benciurile subaluviale (suballuvial benches). În timp ce frontul montan este continuu diminuat, benciurile se extind. Desfășurarea acestor procese este legată de stabilitatea tectonică. Când au loc modificări de natură să favorizeze eroziunea și adâncirea verticală a râurilor, începe procesul de exhumare, care va duce la expunerea pedimentelor propriu-zise ca cele ale peisajului. Extensiunea pedimentului depinde de mărimea blocului montan, precum și de extensiunea transportului cuverturii aluviale. Dar, extensiunea pedimentului este cel mai strâns dependentă de stadiul în care se află secvența de degrațioanlă: dacă exhumarea se produce în stadiul timpuriu de degradare, pedimentul expus va fi îngust; dacă exhumarea va avea loc într-un stadiu mai avansat de degradare, extensiunea pedimentului va fi cu atât mai mare cu cât stadiul de degradare va fi mai avansat.

În ceea ce privește juxtapunerea proceselor erozive de pe frontul montan cu cele acumulative din depresiune, Tuan crede că este vorba de o consecință a denivelării și nu trebuie neapărat asociată cu climatul semiarid. Procesele morfogenetice care se asociază în geneza pedimentelor sunt: meteorizarea, deplasările de mase, scurgerea de diferite tipuri.

LW. Thornbury (1965) este alt susținător al ipotezei mixte. Atribue formarea pedimentelor la: ... "o combinație de procese: meteorizarea, shettwash, sheetflood și planația laterală. Aceste trei procese sunt combinate în proporții diferite de către variate individualități regionale, dar întotdeauna predomină unul din procese".

Încheiem expunerea ipotezelor asupra formării pedimentelor cu fraza lui W. Thornbury, care reflectă stadiul actual în ceea ce privește controversa opiniilor despre morfogeneza acestor interesante forme de relief.

Credem că, în nici un caz, pedimentele nu pot fi atribuite unui singur proces, ci unei combinații de procese, în care ponderea fiecăruia variază în funcție de specificul regional respectiv. Este vorba de procese care, în interacțiunea lor, tind să echilibreze circulația materiei și energiei în sistemul deschis respectiv, după programul pedimentului. Credem că acest complex de procese se poate numi pedimentație.

### **3.1.6. Pedimentația ca proces complex de nivelare generală a reliefului.**

Dacă durata pedimentației este suficient de mare, iar stabilirea tectonică se menține un timp îndelungat, ea devine proces de nivelare generală a reliefului, putând afecta spații de mărimea continentelor. Se formează astfel

pediplane, iar procesul complex desfășurat la scară continentală și în perioade de timp de ordinul a zeci de milioane de ani se numește pediplanație.

Două concepții se înfruntă încercând explicarea modului în care pedimentația poate deveni pediplanție, adică, proces de nivelare generală a reliefului continental: concepția mai veche a lui W.M. Davis și cea elaborată recent de către L.C. King.

Când se apelează la concepția lui W.M. Davis în privința pedimentelor (L.C. King, 1953, 1962, 1967; H. Bauling, 1956) nu se ia în considerație ultima lucrare a marelui geomorfolog tipărită, postum, în 1938. Poate titlul derutează, dar în realitate este prima și cea mai cuprinzătoare sinteză efectuată asupra modelării reliefului din regiunile aride, în general și asupra pedimentelor în special. Multe din ideile cuprinse în acest ultim eseu fuseseră expuse anterior (1905, 1930, 1935, 1936), dar aici sunt prezentate toate elementele concepției davisiene clădită pe o excelentă cunoaștere a terenului. Se pare, de asemenea, că după ce cunoscuse ideile lui W. Penck își modifică unele păreri, reușind în această ultimă lucrare o integrare a tot ce exista mai bun în geomorfologie la acea dată.

Contribuția lui W.M. Davis constă mai ales în analiza diferențiată a condițiilor în care se formează pedimentele; în regiunile granitice sau negranitice, în regiuni drenate spre nivelul general de bază, sau în cele cu nivelul endoreic, în sectoarele cu fronturi montane faliat rectiliniu, sau în sectoarele de debușare a râurilor din munte. Sunt analizate detaliat procesele morfogenetice principale (sheetflood, streamflood, planația laterală, procesele gravitaționale).

Din întreaga lucrare a lui W.M. Davis rezultă foarte clar ideea de evoluție a reliefului de la primă formă, care poate fi considerată numai în sens figurat inițială, spre o formă care nu este finală, ci reprezintă numai o etapă de trecere spre un nou stadiu de modelare.

Conform concepției lui W.M. Davis, munții tineri, recent faliați, sunt caracteristici prin abrupturi de falie pronunțate în general rectilinii, din care debușează, prin canioane, râurile montane spre depresiunea tectonică alăturată. Frontul montan, bine conturat datorită proceselor tectonice, intră sub acțiunea agenților subaerieni și prin meteorizație, procese gravitaționale, scurgere, se retrage în general paralel cu fața sa inițială. În cele din urmă rezultă un dom larg, boltit, acoperit cu un strat de materiale detritice. Acesta este procesul complex de uzare a versanților montane faliați, numit *backwearing*.

Retragerea frontului montan este diferită de la un punct la altul, în legătură cu sectoarele prin care ies râurile din munte. Aici se formează adevărate golfuri intramontane, care înaintază continuu în spațiul montan printr-un proces la care participă atât *backwearing*-ul, cât și eroziunea laterală a râurilor; capătul din amonte al golfului se retrage astfel spre interiorul muntelui. Apoi sub influența scurgerii în pânză, suprafețele golfulor intermontane alăturate sunt racordate, rezultând pedimente juxtapuse. Dezvoltarea golfului intramontan se face în legătură cu migrația văii și cu lărgirea unghiului apical al golfului, iar suprafața acestuia este controlată de scurgerea în pânză.

În munții negranitici sau necristalini, formarea pedimentelor este atribuită de W.M. Davis, procesului de down-wearing, care constă în reducerea treptată a interfluviilor prin dezvoltarea organismelor torențiale de toate rangurile, la care se adaugă extensiunea golfurilor intramontane.

Rezultă deci că în concepția lui W.M. Davis, formarea pedimentelor este atribuită la două procese complexe care pot interfera cu planajul lateral la gurile canioanelor. Aceste două procese sunt backwearing-ul sau backweathering-ul și down-wearing-ul, ele de obicei acționând corelativ în ceea ce Davis numește "back-wearing and down-wearing degradation". Corelația dintre aceste procese este complicată și de adăugarea planajului lateral, care are rol accelerator.

Într-un stadiu avansat de evoluție munții granitici sunt reduși la un dom cu profil convex, care trece prin intermediul unui punct de inflexiune, la un profil concav, caracteristic flancurilor. Toate părțile versantului sunt solidare între ele, fiecare depinzând de cel aflat deasupra sau dedesubtul lui.

Ultimul stadiu de evoluție al munților din regiunile aride este atins datorită scurgerii în pânză, care continuă degradarea, perfectând suprafața și reducând din ce în ce mai mult convexitatea domului.

Se ajunge astfel în regiunile aride, ca și în cele umede la o peneplană (W.M. Davis, 1938, pag.1390), de la care, prin procese tectonice se poate trece la altă formă de relieu, care va intra într-un nou ciclu de evoluție.

În concluzie, concepția lui W.M. Davis, în problema planajului lateral general al reliefului din regiunile aride, prin dezvoltarea pedimentelor (de rock-floor) cuprinde două postulate fundamentale: a) procesul tectonic care generează relieful cu horsturi și grabene; b) denudația reliefului prin back-wearing și down-wearing, la care se adaugă obligatoriu, planajul lateral produsă de râurile montane la ieșirea din munte prin canioane.

Geomorfologul sud-african de origine engleză L.C. King, folosind progresele recente ale geologiei și geografiei, precum și vasta experiență obținută prin cercetări în toate continentele, încearcă elaborarea unei concepții noi, pe care o consideră originală (L.C. King. 1948, ;1953, ;1957, 1962, 1963, 1967, 1968).

Inițial L.C. King pleacă de la concluziile cercetărilor sale efectuate în Africa de Sud. Analizând suprafețele de nivelare dispuse în trepte, în ordinea apariției lor (cea mai înaltă treaptă este reprezentată de suprafața cretacică, apoi se dispun în ordine, suprafețele miocenă și pliocenă), ajunge la concluzia că acestea nu sunt peneplene, ci pediplene. Geneza lor ar începe după L.C. King prin adâncirea ("incizia") puternică a văilor; "valuri" de eroziune urcă regresiv pe râurile principale și apoi pe afluenți. După adâncirea talvegurilor începe procesul de pedimentare, prin retragerea paralelă a versantelor văilor proaspăt formate și reducerea reliefului până la stadiul de inselberguri, care în cele din urmă sunt transformate în bornhardturi, mici forme reziduale, proeminând din pediplenă. Înainte ca o pediplenă să se fi perfectat, o nouă incizie a râurilor va duce la reluarea procesului.

Criticând concepția lui W.M. Davis, L.C. King arată că în realitate nu există peneplene, ci numai pediplene, formate exclusiv prin back-wearing.



Concepția lui L.C. King se bazează pe analiza versanțelor și a dezvoltării lor în diverse climate. Consideră, după R. Wood (1942) că un versant standard ("Standard Hillslope") are patru elemente: muchia crestei, abruptul, povârnișul cu sfârâmături și pedimentul. Un versant este "normal" când cele patru elemente ale sale sunt proporțional dezvoltate; evoluția ulterioară decurge în sensul reducerii la maximum a primelor trei elemente, prin atrofierea lor, în favoarea extinderii pedimentului. Procesul este caracteristic tuturor regiunilor globului, cu excepția locurilor unde modelarea este condusă de ghețari și vânt.

Factorii esențiali de care depinde evoluția versanțelor și în general a reliefului sunt, după L.C. King: "...hard, massive rock types and planets or reliefs ...The physical properties of earth materials govern the development of bornhardts, as indeed of all hillslopes, wherever they are" (...tăria, tipul de rocă masivă și abundența reliefului! ... Proprietățile fizice ale materialelor terestre conduc dezvoltarea bornhardturilor și desigur, oriunde ar fi ele, a tuturor versanțelor"). - (L.C. King, 1962, pag.153).

Rolul climei este redus numai la condiționări indirecte (dezvoltarea vegetației, abundența și ritmul precipitațiilor etc.). Cert este că: ... "all forms of hillslope occur in all geographic and climatic environments" (orice formă de versant poate apărea în orice mediu climatic) (L.C. King, 1962, pag. 153).

Este deci vorba de o adevărată homologie a tuturor landșafturilor, la baza căreia stă evoluția standard a reliefului a cărei caracteristică, în condiții optime, constă în regimul de precipitații cel mai eficient pentru transportul sfârâmăturilor rezultate din meteorizația intensă; este deci vorba de mediul semiarid, considerat de către L.C. King ca normal. Detaliile de modelare a versanțelor se stabilesc în legătură cu devierile de la situația standard normală, reprezentată prin acest meid. Aceste devieri pot fi spre creșterea umidității sau aridității, ceea ce duce la modificări ale meteorizației și transportului.

Evoluția standard a reliefului se face în cadrul ciclului epigen de eroziune sau cum a fost denumit de King, ciclul de pediplanație. Acest ciclu cuprinde succesiunea umrătoarelor procese dominante, în ordinea apariției lor: incizia râurilor și dezvoltarea văilor; retragerea versanțelor; pedimentația.

Predominarea unora din aceste activități va caracteriza stadiul respectiv: de tinerețe, maturitate sau bătrânețe. Esențialul constă însă în comportamentul versanțelor. Se începe de la o suprafață mai ult sau mai puțin plană, care poate fi o veche pediplenă, și se ajunge la o altă suprafață quasi-plană, care este o asociere de forme multi-concave, reprezentând pediplene. Aceasta nu este o formă finală, ci doar o etapă spre alt ciclu.

Ciclul de pediplanație este considerat de L.C. King ca universal și răspunzător de nivelarea celei mai mari părți a Globului, iar pedimentele ar reprezenta majoritatea suprafețelor existente azi.

Concepția lui L.C. King, expusă sumar mai sus, cuprinde numeroase elemente preluate de la predecesorii săi (S. Paige, A.C. Lawson, K. Bryan, W.M. Davis, A.D. Howard). Meritul său constă în încheierea unei concepții noi, a ciclului standard epigen de eroziune, bazată pe evoluția pedimentelor ca parte componentă a versanțelor piemontane.

Ca element nou în concepția lui L.C. King, poate fi considerat rolul redus pe care-l acordă tectonicii. Într-adevăr, după acest autor evoluția versantului începe, de obicei, nu pe fața unui bloc faliat, ci pe versantul unei văi recent adâncite. Versantul ia o anumită pantă caracteristică văii, rocii și climatului, pantă care își menține înclinarea pe toată durata ciclului (L.C. King, 1953, pag. 723). |

În ceea ce privește gama bogată de noțiuni pe care pune accentul, subliniind originalitatea lor (cum ar back-wearing, pediplenă etc), acestea nu sunt nici noi și nici originale, ele constituind obiect de discuții în ultimii 80 de ani.

Mai multe lucrări publicate de L.C. King în anii '70 confirmă concepția sa, iar în ultima sa sinteză (L.C. King, 1981) integrează aceste idei într-o abordare globală pe baza ultimelor rezultate ale megageomorfologiei.

\*

\*

\*

După cum s-a arătat mai sus, pedimentele sunt considerate (mai ales în școala geomorfologică americană și în cele apropiate) ca piemonturile regiunilor semiaride și aride.

Deosebirea dintre piemonturile de acumulare tipice, formate în regiunile semiaride de tip mediteraneean și pedimente, sunt nete. Piemonturile de acumulare sunt forme acumulative constituite de râurile cu bazin hidrografic extins peste un spațiu montan larg dezvoltat și înalt. Sunt forme mai simple, în general locale, rareori putând influența evoluția generală a reliefului. Spre deosebire de piemonturile de acumulare, pedimentele pot fi considerate ca niște elemente ale versantului de racord dintre munte și depresiune. În cazul în care se ia în considerație numai suprafața pietroasă (pedimentul sensu stricto) este vorba de un element al piemontului din regiunile semiaride sau aride. Dacă se ia în considerație întreaga porțiune situată între knick și playa (pedimentul sensu lato), atunci, desigur, este vorba de piemontul erozivo-cumulativ.

Spre deosebire de piemonturile de acumulare tipice, morfogeneza piemonturilor erozivo-acumulative (deci pedimentul sensu stricto) este legat mai ales, de evoluția versanțelor unor munți nu prea înalți și extinși ca suprafață. Acest tip de piemonturi pot evolua spre forme de nivelare generală a reliefului (pediplene).

## **3.2. Pediplanția reliefului din Depresiunea Mureșului de Jos și regiunile limitrofe**

### **3.2.1. Relieful în etapa predepresionară. Ciclul Borăscu**

Din cele arătate în prima parte a lucrării reluăm aici ideea principală: unitatea de relief este reprezentată printr-un vast compartiment depresionar, situat între Munții Poiana Rusca și Munții Apuseni, ca o prelungire a depresiunii Pannonice spre Depresiunea Transilvaniei. În decursul evoluției depresiunii Mureșului de Jos s-au format, ca elemente derivate, subunitățile sale de relief, între care Dealurile Lipovei ocupă locul principal.

În legătură cu specificul unității geomorfologice, istoria formării și dezvoltării reliefului trebuie abordată începând cu etapa predepresionară.

Pornim de la o serie de fapte geologice bine precizate (I., P. Voitești, 1938; N. Oncescu, 1960, 1965; V. Ianovici și colab., 1959; M. Paucă, 1954, 1971; D. Ciupagea, M. Paucă și Tr. Ichim, 1970) din care rezultă următoarele:

Ca urmare a orogenezei laramice, munții Apuseni, munții Poiana Rusca și cea mai mare parte a Carpaților Meridionali sunt ridicați în bloc, rezultând o masă continentală mult extinsă spre vest față de limita actuală a munților.

Această masă continentală era formată din câteva masive vechi (blocurile cristaline Codru, Highiș, Poiana Rusca), reunite și cicatrizate prin formațiuni mai recente inclusiv cele maestrichtiene. Vechile linii ale fracturilor profunde, din mezozoic se păstrează..

Relieful continental a fost denudat o lungă perioadă de timp, aproape întreg paleogenul, în condiții caracterizate prin tectonică intermitent activă, cu înălțări repetate (în fazele pireniană, helvetică și savică); prin litologie și structură heterogene; prin climă cu nuanțe care variau între tropical umedă și aridă; prin nivel de bază variabil, datorită unor transgresiuni și regresiuni (transgresiunea eocenă, regresiunile din oligocen și acvitanian).

În aceste condiții, relieful heterogen rezultat după orogeneza laramică a fost transformat într-o suprafață de denudație, care nu poate fi decât poligenetică. Deși au fost afectate mai multe tectonice și climatice, această suprafață nu poate fi considerată policiclică. În perioadele de relativă stabilitate tectonică și climatică, denudația tindea spre atingerea unui profil de echilibru al văilor și versantelor, la care se ajungea, probabil, spre sfârșitul acestor perioade de stabilitate. Accentuarea mișcărilor tectonice și modificările climatice, rup periodic stadiile de echilibru, reactivând eroziunea. Amplitudinea relativ redusă a mișcărilor tectonice și ritmul lor lent, nu au însă ca rezultat decât perfectarea suprafeței, care aparține unei singure etape. Fiind un ciclu de modelare care a afectat întreg teritoriul Carpatic, lăsând în urmă singura peneplenă tipică numită de Emm. de Martonne, Borăscu, credem că acest nume poate fi păstrat pentru a denumi etapa. Suprafețele rămase în relieful actual la diferite altitudini, în diferite

masive montane, își pot păstra numirile locale. Astfel, în Munții Poiana Rusca se numește suprafața Poienilor, iar în Apuseni, Fărcașa.

Procesele de planaj care au activat în această etapă sunt diferite, în funcție de litologie și climat. Se pare că a predominat planajul "de savană" în Munții Gilău-Muntele Mare (Gh. Pop, 1964, 1968), pedimentajul și peneplajul tipic, în rest.

Rezultatul denudației din ciclul Borăscu se materializează prin suprafața care trece din Munții Apuseni în Munții Poiana Rusca. Topografia ei se caracterizează prin predominarea formelor plane. Din punct de vedere morfogenetic această suprafață poate fi considerată ca o formă de echilibrare maximă prin care s-a ajuns prin denudație, într-o îndelungată perioadă de timp (aproape 50 milioane de ani), pornindu-se de la un relief complex mai ales montan. În regiunea studiată, urmele suprafeței modelate în ciclul Borăscu, se păstrează numai în masivul Poiana Rusca, la altitudinea de 950-1200m, fiind reprezentată prin poduri netede, ușor înclinate spre periferie, fragmentate de rețeaua hidrografică (fig.4).

### **3.2.2. - Formarea depresiunii tectonice**

Ca urmare a distrofismului deosebit de intens din faza sterică se formează un nou complex de fracturi care se adaugă la cel preexistent. Pe liniile acestor fracturi au avut loc prăbușiri cu diferite denivelări care au afectat porțiuni foarte intense din suprafața formată în etapa Borăscu. Resturile prăbușite ale acestei suprafețe apar astăzi în Dealurile Bulzei (sub erupтивul pliocen), în fundamentul depresiunii Ilia și Dealurile Lipovei.

Liniile rupturale profunde, dovedite gravimetric (C. Calotă și I. Zborea, 1963; C. Gheorghiu și colab., 1967; V. Ianovici și colab., 1969, pag.377) au favorizat erupții vulcanice intense, începând din tortonian și continuând intermitent până în pontianul superior (H. Savu, 1969; M. Mureșan, 1964; A. Dușa, 1969; V. V. Ianovici și colab., 1969).

Procesul tectonic de formare a Depresiunii Mureșului de Jos s-a desfășurat pe etape, începând din helvețian, până în badenianul superior. Paralel cu procesele tectonice are loc transgresiunea badeniană, în timpul căreia marea va atinge o extindere pe care nu o va mai avea niciodată după aceea (I.P. Voitești, 1938; M. Paucă, 1934, 1971; Emilia Seulea, 1967, 1969; N. Oncescu, 1965; A. Dușa, 1969; V. Ianovici și colab., 1969).

În perioada maximului transgresiunii (badenian mediu) lanțul Carpatic se prezenta ca un arhipelag; Depresiunea Mureșului de Jos făcea legătura dintre "laguna" transilvană și restul mării Badeniene.

După formarea depresiunii se trece la o nouă etapă de modelare a reliefului, în care se formează suprafața mijlocie.

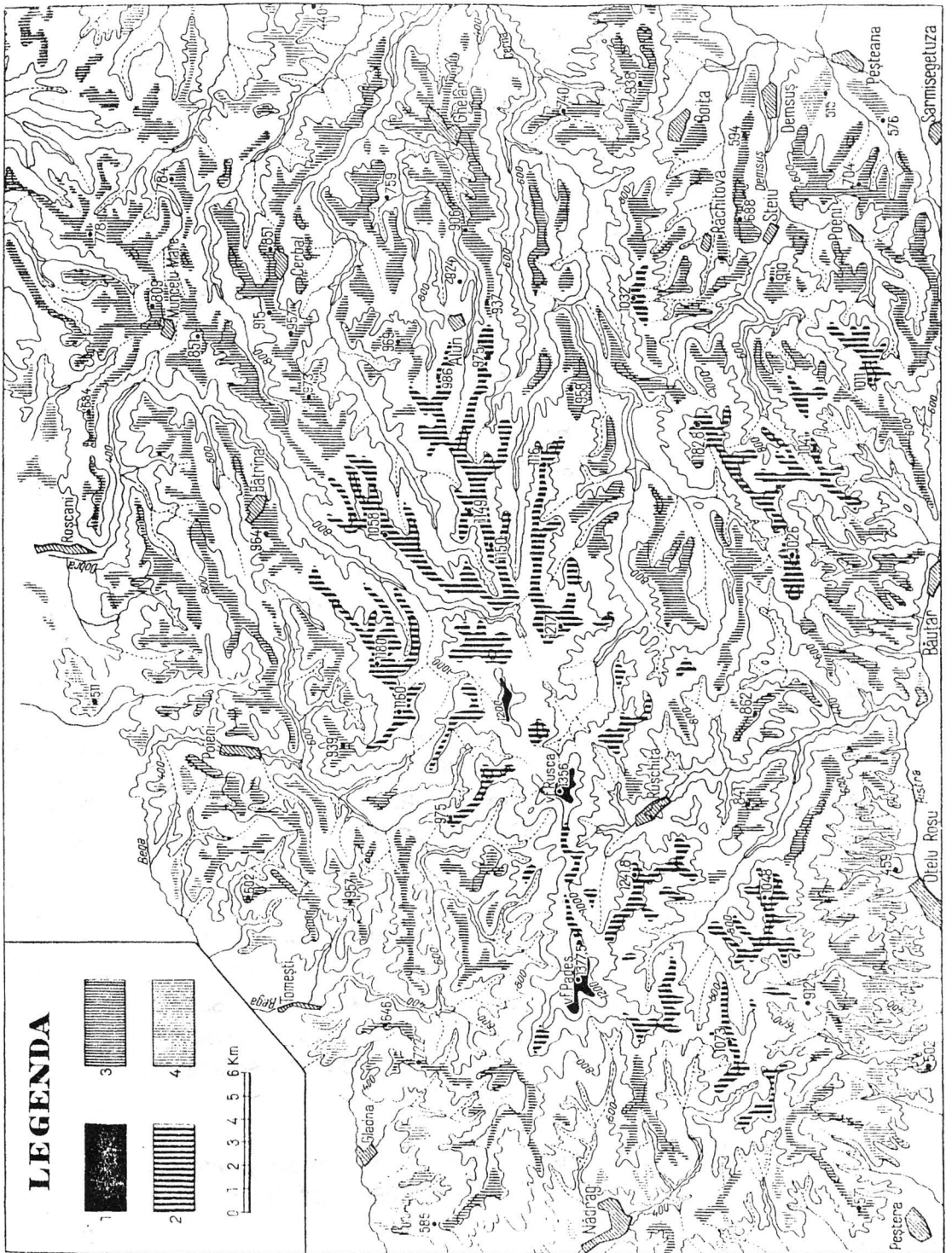


Fig. 4. Harta suprafețelor de nivelare din M. Poiana Ruscă. Legendă: 1 - suprafața Ruscăi; 2 - suprafața Poieni, 3 - suprafața Pădureni; 4 - suprafața Deva.

### 3.2.3. Suprafața Pădureni - Țara Moșilor

Morfologia și extensiunea actuală din vârful Măgura Sârbi, din Vârful Chihu sau din dealul Fețelor, se observă o suprafață care, dă linia orizonturilor în munții Poiana Rusca și Munții Zărand, trecând peste depresiunea Iliia.

În munții Poiana Rusca când este privită din vârful Broscanului sau vârful Gruncului, situate în apropierea comunei Nuncelul Mare, suprafața se prezintă în toată extensiunea ei, în jur de 800m, sub forma unor culmi netede, dominând întreg orizontul. Rețeaua hidrografică care o fragmentează adânc este radiașă, spre axul depresiunii Iliia și spre nord-est (fig.4). Numele cel mai potrivit al acestei suprafețe este "suprafața Pădurenilor" în munții Poiana Rusca, în legătură cu cele 40 de așezări ale unei așezări străvechi, numite Pădureni; în Munții Zărand și Metaliferi credem că se poate păstra numele dat de către Emm. De Martone (1922) de "suprafața Țara Moșilor".

Platforma rețeașă cristalină a Munților Poiana Rusca și variațiilor formațiunii petrologice ale Munților Zărand, înclinându-se ușor către Mureș, ca un pediment uriaș. Aspectul de pediment este frapant când privim din dealul Broscanului (809,4m) sau dealul Făților (511m).

În cadrul suprafeței se pot separa două trepte una inferioară, la 600-750m și alta superioară, la 800-950m.

Suprafața Pădurenilor suportă o acoperire subțire de pietrișuri, evidentă mai ales în jurul localității Muncelul Mare. Analiza granulometrică și petrologică a galeților din aceste pietrișuri indică valori medii ale indicilor, ceea ce reflectă o rulare, aplatizare și asimetrie, datorită transportului de către ape curgătoare în mediu semiarid pe suprafața pedimentelor (A. Cailleux et J. Tricart, 1959); caracterul petrologic al galeților și bolovanilor (cristalin, cuarț, cuarțit), denotă proveniența lor din imediata apropiere. Și azi se observă în jurul vârfurilor pietroase (de exemplu în jurul vârfului Gruncul Mare), numeroase elemente colțuroase cu diametrul de 40-50mm rezultate din dezagregarea actuală a cristalinelor. Aceste elemente se acumulează pe o distanță de câteva sute de metri în jurul vârfurilor, rămânând colțuroase, deoarece nu mai sunt condiții pentru rulare și aplatizarea lor. Frecvent, această curmătură de pietrișuri este suprapusă unei scoarțe de alterare cu grosimi de 10-14m rezultate din degradarea, în loc, a sistemelor cristaline.

#### Mediul de modelare

Depozitele detritice de culoare cărămizie, ca și formarea acumulărilor de sare gemă din depresiunea Transilvaniei, indică prezența unui climat arid. Conform datelor geologice prelucrate pe suprafețe mai extinse, rezultă că în timpul badenianului mediu-superior, existau condiții ecologice: "...extrem de vitrege determinate de o ariditate excesivă, când dezvoltarea organismelor încetase cu totul, atât în apele lagunelor, cât și pe uscatul înconjurător" (D. L. Ciupagea, M. Paucă, Tr. Ichim, 1970, pag. 74 și 170), ceea ce

este confirmat și de analiza granulometrică a pietrișurilor din cuvertura de pe suprafața Pădurenilor.

Tectonica se menține în regim relativ inactiv, înregistrându-se o perioadă de calm.

În acest mediu, modelarea suprafeței Pădurenilor s-a desfășurat în două faze: una corespunzătoare treptei de 800-850m (ulterior prelungită până la 950m) și alta, corespunzătoare treptei de 600-650m.

#### Formarea treptei superioare

În această primă fază se modelează treapta de 800-850m prin procese de abraziune marină lângă țărmuri și prin pedimentație, în rest.

Abraziunea era produsă de acțiunea valurilor asupra țărmului mării tortoniene, la maximul transgresiunii, când extensiunea mării atinge proporții nemaîntâlnite apoi niciodată. Ulterior, falezele evoluează prin pedimentație.

Pedimentele din Munții Poiana Rusca se dezvoltau activ, fiind favorizate atât de climat și de litologie, cât și de inactivitatea tectonică relativă. O rețea de râuri efemere (ephemeral streams) divaga pe această suprafață ușor înclinată, atacând racordul cu suprafața superioară (suprafața Poienilor) și rulând elementele colțuroase rezultate din dezagregarea șișturilor cistaline.

Dezvoltarea pedimentelor se făcea atât prin uzura versantelor și retragerea lor după planuri mai mult sau mai puțin paralele cu planul inițial (backwearing), cât și prin eroziunea laterală a rețelei hidrografice efemere și divagante care le brăzda la ploile rare, dar foarte violente. Caracterul divergent-radiar al rețelei hidrografice s-a păstrat odată cu supraimpunerea ei, rămânând azi ca martor al aspectului inițial. Acest caracter divergent a fost atribuit (V. Mihăilescu, 1963) unei ridicări în boltă a întregului masiv, ceea ce nu se confirmă geofizic (S. Stoenescu, S. Dumitru, St. Airinei, A.Codercea, 1963). De altfel același caracter divergent apare și în Munții Zărand.

În acest fel se extinde, prin pedimentație, treapta de 800-850m, pe seama suprafeței Poienilor, formată în etapa Borăscu.

Spre sfârșitul badenianului începe regresivitatea mării. Eroziunea se accentuează, datorită scăderii nivelului de bază. Sunt create astfel condițiile adâncirii rețelei hidrografice care brăzda pedimentele.

Legătura marină dintre bazinul Transilvan și restul mării se menține până în sarmațianul inferior, după cum denotă prezența vohinianului superior în sectorul Ohaba-Lăpugiu-Fintoag (I. Huică și V. Dragu, 1970).

#### Formarea treptei inferioare

Înteruperea legăturii marine dintre bazinul Transilvan și lacul din depresiunea Pannonică, survenită în messinian, reprezintă o perioadă în care denudația ia o altă direcție. Exondarea messiniană a fost susținută de multă vreme de către M. Paucă (1959, A. Dușa (1969), D. Ciupagea, M. Paucă, Tr. Ichim (1970), I. Huică și V. Dragu (1970), M. Paucă (1971) și a fost confirmată recent în bazinul mediteranean de G. Clauzon (1982).

Relieful rămas după exondare se caracteriza prin existența unei suprafețe nivelate la 800-850m altitudine actuală. Suspendată deasupra unei cuvette largi, deschisă în "pâlnie" spre est și vest. Aspectul general era asemănător, până la identitate, cu cuvettele intramontane din regiunea Marele Bazin, situat în sude-vestul Americii de Nord, descrise de către G.K. Gilber și W.M. Davis.

În condițiile exondării, a ridicărilor tectonice în bloc (în cadrul fazei moldavice) și a unui mediu bioclimatic arid modelarea reliefului se făcea prin pedimentare.

Râurile efemere transportă și rulează pietrișuri și bolovănișuri, care se mai păstrează la nord de Săcămaș. Se forează treapta inferioară la altitudinea actuală de 600-750m și se modelează în continuare treapta superioară de la 800-850m.

Procesul de formare al treptei inferioare este legat, de procesele de versant și de eroziunea laterală a cursurilor de apă, care se adânciseră în treapta superioară, debușând prin guri "în pâlnie" și măturând radiar spațiul din jurul acestor guri. În acest fel erau întrunite toate condițiile pedimentării: existența blocurilor montane faliat și denivelate, prezența rocilor dure, cristaline, clima semiaridă, rețea hidrografică montană puțin extinsă, datorită masei montane relativ reduse, situate la peste 800 m (altitudine actuală).

Formarea suprafeței mijlocii s-a desfășurat aproape identic ca în Munții Poiana Rusca și în sudul Munților Apuseni. Timpul nu ne-a permis efectuarea unor cercetări detaliate în Munții Apuseni, dar observațiile efectuate din câteva puncte dominante din Munții Zărand și masivele Drocea și Highiș, ca și observațiile din avion, relevă similitudini frapante.

Cele două trepte ale suprafeței Pădurenilor sunt bine distincte numai în câteva puncte, situate la sud de Ilia. În rest trecerea se face lent, datorită evoluției ulterioare a versantului.

Suprafața superioară (Poieni) apare prăbușită în fundamentul depresiunii Ilia și sub depozitele piroclastice din dealurile Bulzei. Pe seama acestei suprafețe, rămasă suspendată la 1000-1200m se formează treapta de 800-850m și apoi cea de 600-700m. Procesele de pedimentare continuă sub diferite aspecte, astfel încât în zilele noastre treapta superioară se extinde până la 950m, iar cea inferioară, până la 780m.

În concluzie suprafața mijlocie este o suprafață de tip pediplană, modelată într-un ciclu care debutează cu mișcările tectonice stiriace, este strâns legat de transgresiunea badeniană și se încheie cu regresiunea din messinian când se instalează o stare staționară provizorie reprezentată prin pedimente parțial juxtapuse.

Este deci vorba de un ciclu incomplet, ajuns până în prima fază de pediplanare și întrerupt de mișcările tectonice din faza moldavică.

În perioada de exondare messiniană sunt reluate procesele de pedimentare, la un nivel inferior, formându-se treapta inferioară, reprezentată prin pedimente cu caracter de nivel de vale.



### 3.2.4. Suprafața Deva

Sesizată de către L. Lockzy (1882) și K.Papp (1906), suprafața cu altitudinea de 400-500 m este cercetată mai atent de către L. Sawicki (1912), care, pe baza observațiilor de la Zam, o consideră ca terasă a Mureșului: ... "ea aparține sistemului IV de terase, al cărui talveg s-a ridicat de la Lipova până aici, cu cca. 100 m". (pag. 47).

Emm. de Martonne (1922, 1924) este primul care îi acroadă valoarea de suprafață de denudație, numind-o Feneș-Deva și stabilindu-i vârsta ca pliocenă. Constată totodată caracterul de "glacis" pe bordura sudică a munților Apuseni, clar vizibil de la cetatea Deva.

Această observație denotă că eminentul geomorfolog întrevedea modul de formare al suprafeței.

Mai recent, M. Bleahu (1959), pe baza unor corelări între vulcanismul mio-pliocen și evenimentele tectonice care au afectat munții metaliferi, constată lipsa suprafeței pliocene, care ... "se poate explica doar prin faptul că platforma Abrud s-a ridicat continuu în tot timpul pliocenului, fără nici o stagnare care să permită ridicarea unor forme stadiale" (pag. 64). Deși autorul consideră că această situație este tipică numai părții estice și centrale a munților metaliferi, totuși o extinde și în sectorul Gurasanda-Pojoga (M. Bleahu, 1969, pag. 59). În afară de aceste cercetări generale nu au mai fost efectuate altele asupra nivelurilor din regiune.

#### Morfologia și extensiunea suprafeței Deva

Câteva puncte sunt foarte nimerite pentru observarea suprafeței Deva și caracterelor ei morfologice actuale; Cetatea Deva (368 m - fig. 5), Vârful Măgura Sârbii (418m) din depresiunea Ilia, vârful Chihu (540,2m) din nordul depresiunii Ilia, dealul Frăților (511m) și dealul Vulcanilor (472 m) din dealurile Lăpugiului, de lângă Tomești și Drăgănești, din nordul munților Poiana Rusca, din dealul Tocalu (365 m) și dealul Obseervatorului (250 m) din dealurile Lipovei, din dealurile Grădiște (368 m) și dealul Bordu (400 m) din vestul masivului Highiș.

Aspectul suprafeței în nordul depresiunii Ilia (fig.6) se caracterizează prin fragmentare accentuată, deseori fiind transformate în măguri izolate. Se poate totuși reconstitui înclinarea inițială a suprafeței spre axul depresiunii, ca un pediment tipic. Acest caracter apare evident din dealul Chihu (540 m). Suprafața urcă ușor spre nord (în munții Zărandului racordându-se prin pante destul de pronunțate cu suprafața Țara Moșilor. Pe văi înaintează sub formă de umeri bine conturați, terminându-se în bazinetul Băița, pe valea pietroasă până în bazinetul Vălișoara, pe valea Dumești până în bazinetul Luncușoara, pe valea Vorței până în bazinetul Vâsca. În cadrul interfluviilor extensiunea maximă este atinsă în dealul Lung, dealul Buruienilor, dealul Nevoieșului, dealul Târnova, dealul Muncelul, dealul Paltin, dealul Gornoneț. Ca mici petece în vârful Măgurilor apare în dealul Pleșu, dealul Brânișca, Măgura Sârbi, dealul Cernei etc.

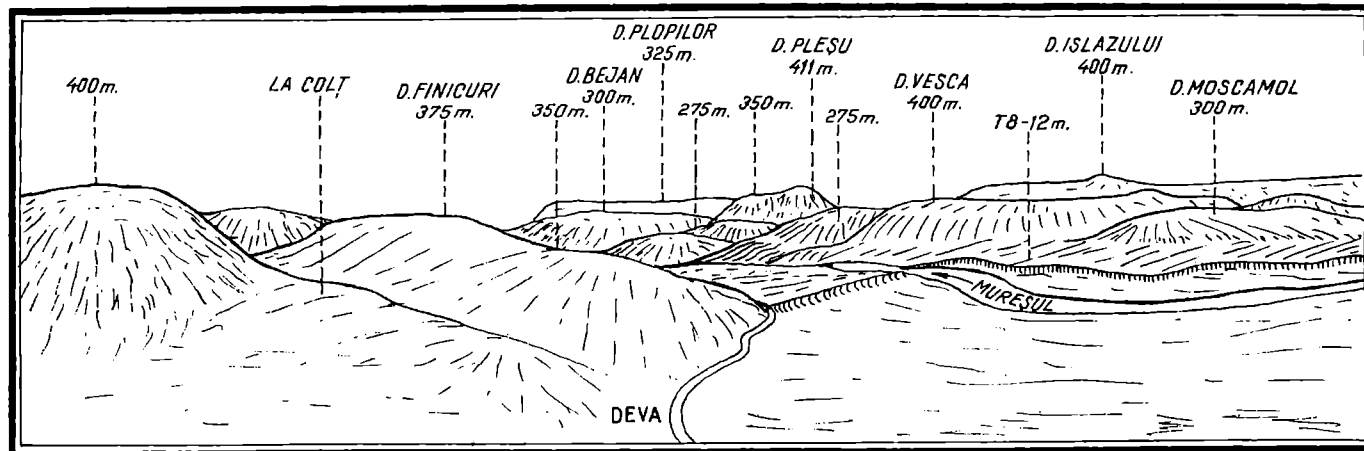


Fig. 5. Schiță panoramică din Vf. Cetatea Deva.

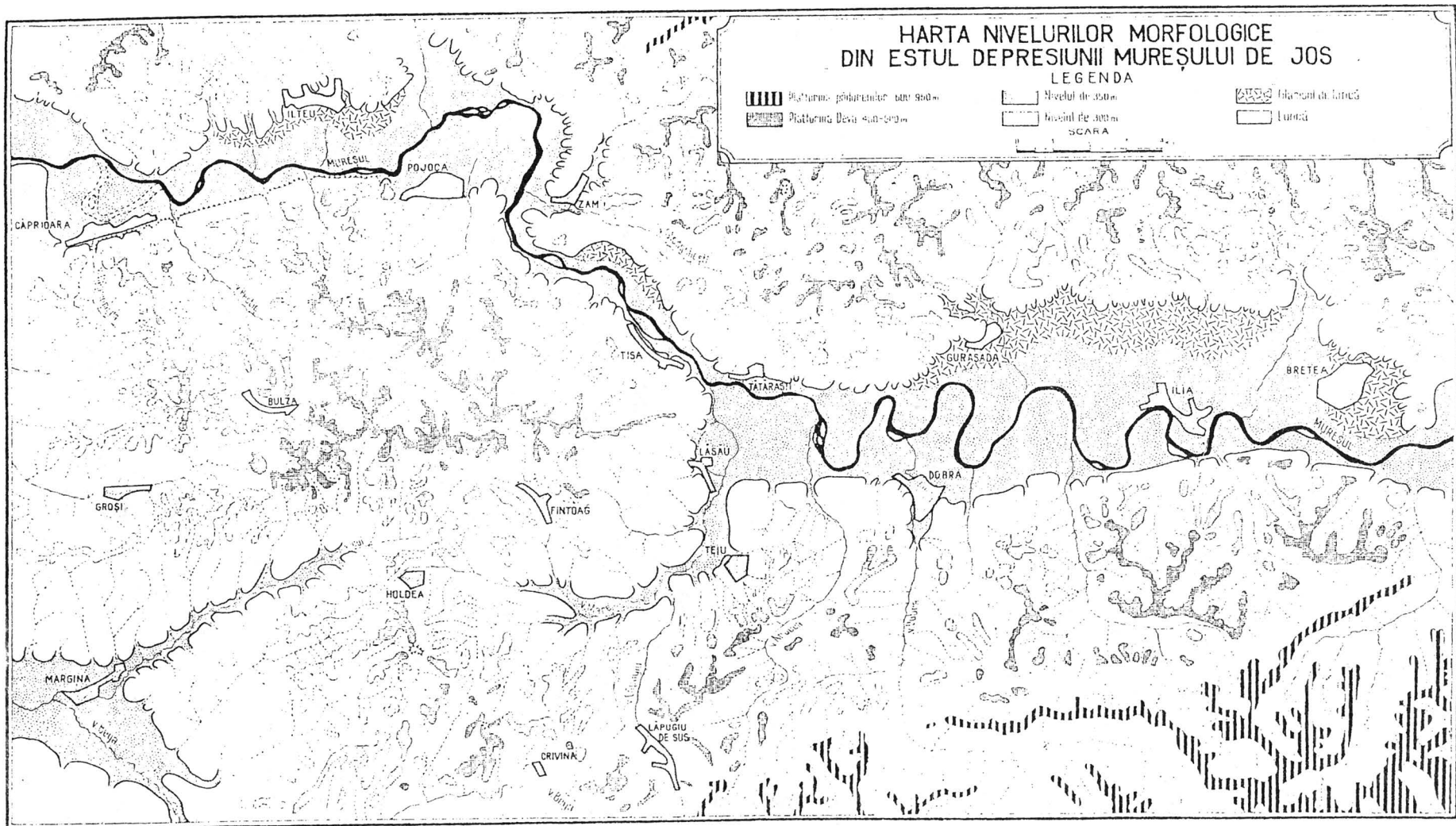


Fig. 6. Harta nivelurilor morfologice din estul depresiunii Mureșului de Jos.

În sudul depresiunii Ilia, suprafața este mai puțin extinsă. Mai dezvoltată, ca interfluvii destul de largi, apare în Dealul Gruța, Dealul Cortunu, Dealul Ciungi, Dealurile Strigoanea. Sub formă de măguri retezate apare în Dealul Brofii, Măgura Duma, Măgura Cornu, Măgura Rădulești, Măgura Săliște (461,9m). Ca și în nordul depresiunii (spre Munții Zărand).

Aspectul suprafeței în dealurile Bulzei se caracterizează prin fragmentarea accentuată, uneori fiind reduse la creste de intersecție. Aici nu este vorba însă de niveluri de Gipfelflur, ci de resturile suprafeței atacată de adâncirea rețelei hidrografice. Caracterul de suprafață apare evident din Dealul Fragulea (456,2 m), Dealul cu Calea (477,4 m), Dealul Pietriș (430 m), Dealul Calea Albă (437,5 m), Dâmbul Cornu (450 m). Sub formă de măguri retezate apare în Dealul Mare (410 m), Măgura Orlița (409 m), Dealul Runcului (390 m), Cioaca Giurica (390 m). Spre deosebire de rama montană, în dealul Bulzei suprafața nu mai apare în cadrul viitor, deoarece întreaga rețea hidrografică s-a dezvoltat prin adâncirea în această suprafață.

Aspectul suprafeței Deva în sudul munților Zărand și masivul

### Drocea

În nordul strâmtoarei Tătărăști-Zam suprafața este ușor extinsă în Dealul Usoi (430 m) și în Dealul Beceniori (440 m). Ca măgură este caracterizată în Măgura Glod (418,8 m), Vârful Măgura (450 m), precum și într-o serie de măguri situate în jurul comunei Glodghilești. Din Măgura Glod, ca și din Dealul Făților (din Dealurile Lăpugiuului) se observă cum suprafața trece din Munții Zărand, peste Defilleul Mureșului în Dealurile Bulzei și apoi în Dealurile Lăpugiuului și Munții Poiana Ruscăi.

În sectorul culoarului Zam-Săvârșin și în sectorul bazinetului Vârâdia, extensiunea suprafeței Deva este maximă. Interfluvii prelungi coboară din suprafața de 600-800m, înclinând ușor spre depresiunea Mureșului de Jos, ca pedimente tipice, suspendate și fragmentate de rețeaua hidrografică.

Din cele arătate mai sus relativ la extensiunea suprafeței Deva rezultă următoarele concluzii:

- suprafața se dezvoltă altitudinal între 400-500 m, urcând până la 550-560 m;

- suprafața se prezintă sub două aspecte principale: ca interfluvii și ca măguri retezate;

- extensiunea maximă este atinsă în sudul Munților Zărand dar este încă bine păstrată în relief și în nordul și nord-vestul Munților Poiana Ruscăi ca și în dealul Bulzei;

- suprafața înclină ușor către axul Depresiunii Mureșului de Jos, pretutindeni prezentând caracterul unui pediment suspendat, ulterior fragmentat de rețeaua hidrografică.

Formațiunile geologice intersecțate de suprafața Deva și relațiile cu vulcanismul mio-pliocen

Suprafața Deva este sculptată în formațiuni foarte diferite. Astfel, în sudul depresiunii (spre munții Poiana Rusca) se dezvoltă pe stratele de Deva (cretacic mediu superior), pe eruptivul neogen și pe formațiunile sedimentare detritice badeniene. În dealurile Bulzei se dezvoltă pe depozitele piroclastice, predominant andezitice, ca și eruptivul mai vechi. În nordul depresiunii Ilia și

în sudul masivelor Drocea și Highiș suprafața Deva interesează formațiunile sedimentare cretacee (flișul cretacic inferior și stratele de Deva), eruptivul mezozoic (ofiolite, granitoide), eruptivul neogen și formațiunile sedimentare detritice tortoniene și sarmațiene. Suprafața a retezat deci o mare varietate de formațiuni, atât ca vârstă cât și ca litologie. Remarcăm faptul că extensiunea maximă este pe ofiolite și pe eruptivul neogen, deci pe roci dure, fapt care nu poate fi atribuit exclusiv conservării ei în condiții mai bune pe acest substrat. Interesează, mai ales pentru datarea ei că suprafața reteză vulcanitele neogene. De aceea ne vom opri pe scurt asupra relațiilor cu vulcanismul miopliocen.

Pe rama nord-vestică a munților Poiana Rusclăi, datorită fracturilor profunde reactivitate de faza stiriacă s-au produs erupții în mai multe faze (Ionescu, Kreutner, Mureșan, 1970; H. Savu, 1956):

- faza întâia, în badenian, cu formarea unui mare coș riolitic între Tomești și Românești;

- faza a doua cu șapte erupții succesive, desfășurate în badenianul superior și transgresiunea pontiană (H. Savu, 1956, pag. 122).

În sudul munților Zărand, Metaliferi și în dealurile Bulzei, vulcanismul are aceleași cauze, desfășurându-se tot pe axele fracturilor mezozoice și neogene (V. Ianovici și colab., 1969; A. Dușa, 1959), identificându-se mai multe procese de erupții (A. Dușa, 1959, pag. 91);

- complexul erupțiilor mixte desfășurate între cretacic superior-helvețian, reprezentate prin varietăți de andezite și riolite;

- complexul piroclastic, cu vârsta miopliocenă, desfășurat în mai multe faze de erupții.

Analiza piroclastitelor din dealurile Bulzei dau indicații morfogenetice și morfocronologice foarte interesante. Astfel V.C. Papiu (1954) și A. Dușa (1969) descriu prezența unor depozite lacustre pontiene intercalate între stratele de piroclastite, ceea ce denotă, cel puțin parțial, depunerea subacuatică a piroclastitelor în timpul maximului transgresiunii pontiene. De aici se poate deduce aspectul paleogeografic al depresiunii Mureșului de Jos în perioada maximului transgresiunii pontiene: din apele golfului ieșea Insula Bulaza pe care se depuneau piroclastitele andezitice; prezenta depozitelor detritice pontiene peste piroclastite, indică stagnarea erupțiilor în timpul, sau poate înaintea, maximului transgresiunii pontiene (A. Dușa, 1969, pag. 92).

Toate aceste relații cu vulcanismul permit stabilirea unei concluzii morfocronologice: din moment ce suprafața Deva este "tăiată" în eruptivul pliocen inferior, retezând și formațiunile sedimentare detritice badeniene și sarmațiene, vârsta ei nu poate fi decât pliocenă (pontian inferior-pontian mediu).

### Pietrișurile de suprafața Deva

Suprafața Deva suportă o cuvertură de pietrișuri rulate, ușor de cercetat pe Măgura Glod (418,8 m) de lângă Zam, la Pârnești-Lupești-Daia (spre nord-vest de Săvârșin), în dealurile Bulzei, în dealurile Lăpugiuului (mai ales în dealul Făților la 511 m) și în nord-vestul munților Poiana Ruscăi. Redăm mai jos două analize semnificative ale pietrișurilor din dealul Făților și din Măgura Glod.

În dealul Lăpugiului, pe dealul Făților se află o cuvertură de pietrișuri, care atinge 1,5m grosime. Organismele torențiale secționează această cuvertură în câteva locuri. Compoziția petrologică este alcătuită din cristalin (care predomină), cuarț, cuarțit provenind din munții Poiana Ruscăi. Granulometric, elementele componente variază între pietrișul mic-mare și bolovani. Elementele grosiere (pietriș mare și bolovani) reprezintă 40% și sunt perfect șlefuite. Analiza granulometrică indică, după normele stabilite de A. Caillax și J. Tricart (1959), că galeții au fost rulați într-un mediu la fel ca pe țărnișele din Attica și pe Peloponez în zilele noastre.

Pe dealul Măgura Gold (412 m), de lângă Zam, se menține o cuvertură subțire de pietrișuri formată din cuarț (predominant), diorite, andezite și elemente rare din calcar, toate provenind din sectorul montan situat la nord. Granulometria frapează prin similitudinea cu pietrișurile de pe dealul Făților ceea ce indică aceleași condiții de rulare. Asupra acestor pietrișuri s-au oprit mai mulți cercetători geologi sau geografi, printre care amintim pe L. Loczy (1881), L. Sawick (1912), M. Orghidan (19691). După L. Sawicki (1912) aceste pietrișuri reprezintă rămășițe din depozitele detritice pontiene în care s-a adâncit Mureșul. Pe această bază susține epigeneza Mureșului în sectorul Tătăprăști-Zam. Aceeași explicație o dă și N. Orghidan (1969, pag. 128-129).

Condițiile de formare a suprafeței Deva. Suprafața Deva s-a forma în condițiile tectonice, climatice și de nivel de bază din pliocenul mediu.

Condițiile tectonice. Mișcările tectonice din faza attică au atât caracter ruptural, cât și de ridicare în bloc a munților. Fracturile și prăbușirile afectează mai ales masivele Highiș, Drocea și o parte din munții Zărand. Se definitivează astfel rama nordică a depresiunii Mureșului de Jos. În rest, munții sunt ușor ridicați în bloc. În fundamentul depresiunii Pannonice sunt reactivitate unele compartimente de subsidență. După perioada de paroxism a fazei attică intensitatea mișcărilor tectonice scade mult, menținându-se numai un diastrofism lent.

Nivelul de bază. concomitent cu mișcările tectonice din faza attică are loc transgresiunea pontiană, care deși nu o egalează în intensitate pe cea bandeniană, este suficient de intensă pentru ca la maximum ei (pontianul inferior) să se unească lacul Transilvan cu cel Pannonic prin strâmtoarea dintre munții Apuseni și munții Poiana Ruscăi (A. Sumeghi, 1944; M. Paucă, 1954; Susne Gillette, 1961; D. Ciupagea, M. Paucă, Tr. Ichim, 1970, pag. 176). S-a considerat chiar că apele lacului Transilvan au fost evacuate și prin "Poarta Mureșului", alături de cea a Someșului (D. Ciupagea, M. Paucă, Tr. Ichim, 1970, pag. 176).

Credem că vechile linii de țărnișuri situate sub altitudinea de 500 m (evidente în masivele Highiș și Drocea, ca și în nord-vestul munților Poiana Ruscăi, caracterul unitar al suprafeței Deva în jurul întregii Depresiuni, caracterul parțial submers al erupțiilor din dealurile Bulzei și sedimentele pontiene care se suprapun în unele locuri peste aceste erupții sunt argumente suficient de bine fondate pentru a fi luate în seamă atunci când susținem existența legăturii dintre lacul Transilvan și cel Pannonic prin depresiunea Ilia.

Condiții bioclimatice. L. Loczy (1913) critică acest punct de vedere pe baza analizei resturilor fosilifere de mamifere pliocene descoperite în

Ungaria. M. Pecs (1969, 1961, 1965) confirmă cercetările lui B. Bulla, descriind mediul ca tipic semiarid cu alternanța unui sezon cald și secetos, cu un sezon cald și umed. Argumentează prin bogata faună cu Hipparion, cămile (Procarnallus gracilia), rinoceri (Rhinoceros leptorhinus), gazele (gazella bravicornis), girafe (hellodotherium ap.), pantere (Panthera ap.) etc.

În România, E.Pop (1936, pag. 133) și Gr. Posea (1962, pag. 105) descriu același climat pentru pliocenul mediu - începutul pliocenului superior.

Alături de argumentele faunistice și floristice pentru existența unui mediu semiarid pledează și datele litologice (caracterul depozitelor și granulometria galeților), despre care am vorbit mai sus.

Mediul climatic semiarid, cu vegetația săracă și larg dispersată, favorizează mult dezvoltarea unei eroziuni areale intense.

Geneza suprafeței Deva. Începutul formării acestei suprafețe este legat de maximul transgresiunii pontiene, când eroziunea litorală taie o treaptă de abraziune în detrimentul suprafeței mijlocii Pădureni-Țara Moșilor. Procesul morfogenetic se desfășoară în două secvențe:

- formarea treptei de abraziune care va deveni repede un pediment litoral, în sensul dat de R. Coque (1962) acestei noțiuni în Tunisia presahariană.

- extensiunea pedimentului prin eroziune laterală și prin retragerea versantelor.

Aspectul unitar al suprafeței Deva, în jurul întregii depresiuni a Mureșului de Jos, dovedește că modelarea ei s-a făcut pornind de la un nivel de bază comun, reprezentat prin transgresiunea pontiană, într-un mediu climatic semiarid indicat și de granulometria galeților prin procese de pedimentație, pornind de la treapta de abraziune și de la evoluția falezei acesteia.

### **3.2.5. Concluzii asupra suprafețelor de nivelare din masivul Poiana Rusca**

Blocul cristalin Poiana Rusca a format obiectul denudației începând din cretacic, deci într-un interval de cca. 150 mil. ani. Această îndelungată denudație s-a desfășurat neuniform, relieful fiind afectat de mai multe cicluri morfogenetice cu durate diferite, marcat în relieful actual prin cele trei suprafețe de nivelare: suprafața Poieni, suprafața Pădureni și suprafața Deva. Toate suprafețele sunt bine înscrise în relieful actual sub forma podurilor netede, ușor înclinate spre periferia masivului, secționate adânc de văile ce pătrund radial din exterior (fig.4). Conservarea suprafețelor în perioade atât de lungi de timp se datorează rocilor cristaline foarte rezistente.

Privind în ansamblu repartiția suprafețelor de denivelare apare o asimetrie evidentă datorată extensiunii largi a suprafeței Pădureni spre vest și a suprafeței Poieni spre sud-vest. Această asimetrie este întărită și de deplasarea nucleului înalt spre sud-vest față de centrul de greutate al masivului.

Pe baza celor afirmate mai sus se poate schița în actuala etapă de cunoaștere următorul tablou morfogenetic rezultat din desfășurarea ciclurilor de pediplanație:

1) .Ciclul de pediplanație pre-Borăscu, desfășurat în cretacic superior, cu formarea pediplenei pre-Borăscu reprezentată în relieful actual prin câțiva martori la peste 1 300 m. Această suprafață apare în fundamentul depresiunii Ilia ca suprafață fosilizată.

2) Ciclul de pediplanație Borăscu, desfășurat în paleogen, cu formarea suprafeței Poieni, care reprezintă resturile unei pediplene tipice.

3) Ciclul de pedimentație Pădureni desfășurat în miocen cu formarea suprafeței Pădureni care reprezintă resturile unui pediment.

4) Ciclul de pedimentație Deva, desfășurat în pliocen, cu formarea suprafeței Deva care reprezintă resturile unor pedimente marginale. Ciclul Borăscu a avut ca rezultat o pediplanație generală a reliefului carpatic, pe când tot ce a urmat reprezintă numai cicluri locale și de aceea le numim cu termenii locali.

## **4. PIEMONTURILE ȘI CICLURILE PIEMONTANE ÎN EVOLUȚIA RELIEFULUI**

Evoluția reliefului din Depresiunea Mureșului de Jos cunoaște, începând din pliocenul mediu o trecere treptată de la procesele de pedimentație la un ciclu piemontan tipic.

Consecvent principiului necesității unor premise teoretice, ca și în partea a doua a lucrării, începem cu analiza și precizarea noțiunilor de bază, lpe care le considerăm foarte utile având în vedere și rolul didactic impus prezentei abordări.

### **4.1. Conceptul de piemont**

Termenul de piemont a apărut spontan, ca toponim, în Europa. În Italia toponimul "Piedimonte" este frecvent folosit pentru a denumi partea cea mai înaltă a Câmpiei Padului, iar două orașe din Campania și unul din Sicilia au fost denumite "Piedimonte" după relieful în care sunt amplasate (P. Taillefer, 1951; Gr. Posea, 1970).

Din Europa, termenul a trecut în America de Nord, probabil prin intermediul numeroșilor emigranți italieni, care asemănau spontan unele regiuni din estul Lumii Noi cu locurile de baștină. Credem că așa se explică faptul că termenul de "Piemont" apare în literatura geografică și geologică americană de la sfârșitul secolului trecut, pentru a denumi platoul dintre munții Apallași și Câmpia Atlantică. Același termen este folosit în vestul Statelor Unite, în sensul de regiune situată la baza muntelui (G.K. Gilbert, 1877, 1895) sau pentru a denumi sectoarele cursurilor râurilor situate imediat lângă ieșirea din frontul montan, în depresiune: "Piedmont riveres" (W.J. Mc Gee, 1897). De altfel W.J. Mc Gee folosea încă din 1890 termenul de "Piedmont plateau" pentru a indica regiunea de racord dintre munte și depresiune.



În cadrul școlii geomorfologice americane termenul de piemont este din ce în ce mai des folosit, după 1900.

Primele diferențieri sunt făcute de către R.Ch. Keyes (1908), care distinge în regiunea Marele Bazin trei sectoare:

- sectorul montan ("dissected highland");
- sectorul versantului piemontan ("graded piedmont slopes");
- sectorul câmpiei centrale de acumulare ("agraded central plain" sau "playa").

S. Paige (1912) merge mai departe cu zonarea, separând pedimentul ca parte esențială a versantului, numit de el "Piedmont rock floor", format din două părți: o parte pietroasă nudă numită "rock-out bench" și o parte acoperită cu aluviuni, numită "subaerial bench", spre deosebire de "subserial bench" sau "subaerial platform" (A...C. Lawson, 1915, pag. 34-37).

D. Johnson (1932) separă trei sectoare caracteristice pentru munții din regiunile aride: o zonă centrală, caracterizată prin degradare activă, o zonă intermediară, reprezentată prin pediment, numită "zone of lateral erosion" și o zonă externă, care cuprinde bajada, cu paratea ei cea mai joasă numită playa.

Yi-fu Tuan (1959) consideră că piemontul ca o suprafață situată la poalele munților, care poate avea natură erozivă sau acumulativă. Deosebește mai multe tipuri de suprafețe piemontane:

- pedimentul, care este o suprafață piemontană tăiată în rocă, urmată de o continaură aluvială ("alluvial outskirt") și,
- piemontul acumulativ, care poate fi continuarea cumulativă a pedimentului ("alluvial outskirt") sau poate fi independent cu "alluvial fan" (evantai aluvial), deseori de dimensiuni foarte mari.

Recent se merge pe principiul deosebirii clare a versantelor piemontane din regiunea Marelui Bazin, caracterizate prin succesiunea piedment-bajada-playa, de piemonturile situate pe coasta californiană sau atlantică, care sunt, de fapt, piemonturi de acumulare tipice.

În cadrul școlilor geomorfologice europene termenul de "Piemont" apare mai târziu și este datorat lui P. Vidal de la Blache și Emm. De Martonne (F. Taillefer, 1951), care îl folosesc pentru a denumi câmpiile aluvionare de racord dintre munți și depresiuni; este deci vorba de o formă acumulativă construită ulterior proceselor tectonice. Aceste câmpii se pot prezenta azi în diferite grade de fragmentare, ca urmare a evoluției lor descendente, alcătuind chiar un relief deluros.

Rezumând cele prezentate mai sus rezultă că noțiunii de piemont i se atribuie două sensuri:

- piemontul de acumulare, care reprezintă forma de relief construită de râuri la contactul muntelui cu depresiunea tectonică alăturată din necesitatea echilibrării circulației materiei și energiei la nivelul rupturii apărute în sistem prin procese tectonice; este forma tipică regiunilor semi-aride de tip mediteranean;

- pedimentul formă de eroziune și acumulare generată la contactul dintre munte și depresiune prin procese complexe de versant și prin eroziunea laterală a apelor curgătoare; este forma caracteristică regiunilor aride de tipul Marele Bazin.

Spre deosebire de aceste forme piemontane, glacisurile sunt forme de racord, de eroziune, de acumulare sau mixte (erozivă - acumulare), între orice sectoare denivelate (de obicei este vorba de denivelări minore) din cadrul piemonturilor acumulative sau altor forme de relief.

Ne vom opri mai jos numai asupra piemonturilor de acumulare la care se restrâng, de fapt, sensul actual al noțiunii de piemont.

### Apariția și fundamentarea noțiunii

P. Vidal de la Blanche și Emm. de Martonne sunt considerați întemeietorii noțiunii științifice de piemont acumulativ.

Fundamentarea noțiunii este datorată lui Emm. de Martonne care în mai multe lucrări se ocupă de diferite regiuni piemontane, dar mai ales de piemonturile din jurul Carpaților Meridionali.

A urmat o perioadă în care cunoașterea piemonturilor de acumulare înregistrează o stagnare datorată orientării geomorfologiei europene în alte direcții (terase pliocene și pleistocene marine sau fluviatile, glaciațiunea cuaternară, suprafețe de nivelare).

Numai H. Baulig (1928, 1935) se oprește în treacăt, asupra piemonturilor din Platoul Central Francez și din America de Nord.

Studiul aprofundat efectuat de F. Taillefer (1951) asupra piemontului Pirineilor francezi, în afară de contribuțiile importante de natură teoretică, impulsionează cercetarea piemonturilor.

În România, preocuparea pentru studiul piemonturilor acumulative este din ce în ce mai serioasă.

Noțiunea de piemont a fost introdusă în geografia românească de către V. Mihăilescu (1936-1937), care aplică considerațiile sale teoretice în analiza Piemontului Getic (V. Mihăilescu, 1945), primul studiu regional asupra piemonturilor din România. Mai târziu, V. Mihăilescu (1957) reia problema piemonturilor într-un studiu de sinteză, care abordează majoritatea aspectelor morfologice și morfogenetice ale acestor forme de relief. În aceeași perioadă, P. Coteș (1956), I. Sîrcu (1953), M. Iancu (1956-1957), V. Gârbacea (1956), C. Martiniuc (1956), H. Grumăzescu (1957) contribuie la fundamentarea acțiunilor și la cunoașterea unor piemonturi din România.

După aceste prime cercetări urmează etapa studiilor aprofundate regionale, mai ales în cadrul elaborării unor teze de doctorat (Gr. Posea, 1959, 1962, 1970; Gh. Niculescu, 1960, 1965; I. Berindei 1965; D. Paraschiv, 1965, Tr. Naum, 1967; E. Vespremeanu, 1972; N. Aur, 1975). Numeroase alte cercetări, precum și sintezele apărute (Gr. Posea și Valeria Velcea, 1964; Gr. Posea și N. I. Popescu 1973 a și b), întregesc tabloul cunoașterii actuale a piemonturilor din România, care poate fi schițat astfel: piemonturile din unele depresiuni intracarpate, cea mai mare parte a piemonturilor vestice și meridionale, precum și unele piemonturi din Depresiunea Transilvaniei sunt bine cunoscute; rămân insuficient studiate piemonturile orientale și unele piemonturi meridionale, cum este cazul unei bune părți a Piemontului Getic. Problemele tectonice ale piemonturilor sunt în preocuparea actuală a geomorfologiei, în ultimul timp elaborându-se modele ale ciclurilor piemontane (E. Vespremeanu, 1972).

Pe plan mondial, după apariția lucrării lui P. Taillefer, au apărut numeroase contribuții la cunoașterea piemonturilor de acumulare. Se remarcă, mai ales, școala de geomorfologie din Franța prin numeroase teze de doctorat asupra unor regiuni piemontane: G. Viers (1960), R. Coque (1962-1970), R. Gebert (1962-1968), P. Joly (1962), J. Masseport (1962), Y. Brayard (1963), J. Borde (1966), G. de Montjuvent (1969) etc.

### Caracterizarea morfologică a piemonturilor de acumulare

Aspectul morfologic al unui piemont acumulativ, diferă în funcție de etapa de evoluție în care se află. Ne vom referi, mai jos, numai la morfologia piemontului aflat în etapa ultimă a evoluției ascendente, adică a piemontului format, înainte de fragmentarea lui.

Aspectul unui piemont de acumulare format, este de câmpie umedă sau chiar mlăștinoasă, larg deschisă, situată între munte și o regiune joasă alăturată acesteia (câmpia de nivel de bază). Aceasta este câmpia piemontană ("Plain de piemont"), reprezentând suprafața de acumulare superioară a piemontului.

Înclinarea câmpiei piemontane spre câmpia de nivel de bază diferă în funcție de două elemente principale (F. Taillefer, 1951):

- dimensiunile funcțiilor detritice din care este construit piemontul; înclinarea va fi cu atât mai mare cu cât fracțiile detritice vor fi mai grosiere;
- mărimea câmpiei piemontane; înclinarea va fi cu atât mai redusă cu cât câmpia piemontană va fi mai extinsă.

În profil longitudinal forma pantei câmpiei piemontane este larg concavă, asemănându-se mai mult cu forma profilului de echilibru al văilor. Forma profilului transversal este larg bombată sau ondulată, amintind de forma marilor conuri de dejecție simple sau juxtapuse.

Limitele piemonturilor sunt ușor de stabilit la contactul cu muntele, unde limita este dată de contrastul altitudinal reprezentat printr-o ruptură de pantă. Spre câmpie la nivel de bază, limita nu mai este netă și liniară, ci gradată și franjurată datorită eroziunii.

Pe măsură ce rețeaua hidrografică se adâncește, fragmentând piemontul, aceste trăsături morfologice primare sunt transformate din ce în ce mai mult, la început prin eroziune la suprafață, cu formarea de glacisuri și mai târziu prin eroziune liniară, cu adâncirea văilor și fragmentarea piemontului.

### Morfogeneza piemonturilor de acumulare

Pentru ca piemonturile de acumulare să se poată forma sunt necesare o serie de condiții ale mediului intern și extern al scoarței terestre, un anumit circuit al materiei și energiei. Aceste condiții au fost enunțate de către Emm. de Martonne (1901, 1936), dar ele au fost stabilite cu precizie abia recent (P. Taillefer, 1951; Gr. Posea, 1962, 1970; E. Vespremeanu, 1972, 1992).

Se deosebesc mai multe condiții morfogenetice: tectonică, bioclimatică, arealistică, la care se adaugă nivelul de bază.

Condiția tectonică este esențială, fără de care nu pot apărea piemonturile de acumulare. Indiferent de tipul mișcărilor tectonice, principalul

constă în formarea unui relief denivelat, în care blocurile sunt mobile (ridicarea blocurilor montane și subsidență în bazine) și de obicei lente.

Procesul tectonic, prin crearea denivelării, provoacă ruptura stării geomorfologice anterioare, indiferent dacă este vorba de o stare staționară (de echilibru relativ) sau nu. Pentru formarea unor piemonturi este necesar ca blocul montan să fie în continuă ridicare lentă, în special în perioada evoluției ascendente a piemontului. Subsidența din bazinele alăturate este, în mare măsură efectul sedimentării în compartimentul respectiv. Dacă rata subsidenței nu depășește rata acumulării, procesul evoluției ascendente a piemontului va fi activ. În caz contrar, evoluția ascendentă va fi mult frânată.

Condiția bioclimatică este o altă condiție esențială pentru geneza piemonturilor, care impune ca scurgerea să fie violentă, iar vegetația să fie rară și discontinuă. Climatele semiaride, musonice și mediteraneene sunt cele mai propice formării piemonturilor.

Climatul musonic, caracterizat printr-o perioadă secetoasă și alta foarte ploiasă, este favorabil formării unor piemonturi întinse, cu condiția ca vegetația să permită aceasta. Astfel s-a format piemontul Himalaya, a cărui formă tipică se află în Punjab (F. Taillefer, 1951; A. Gansser, 1964).

Climatul mediteraneeen favorizează formarea piemonturilor datorită violenței ploilor rare, care antrenează cantitățile enorme de materiale detritice dezagregate în sezonul secetos. Transportul se face prin viituri foarte violente. În acete regiuni, piemonturile se află și azi în perioada evoluției ascendente (de exemplu, piemontul Fioul). Uneori se formează piemonturi cu dimensiuni mai mici, foarte înclinate, ca niște conuri de dejecție, numite "ranas" (M. Derruau, 1964); acestea sunt caracteristice regiunilor circum-mediteraneene și californiene.

Climatele care permit dezvoltarea unei cuverturi bogate nu sunt favorabile formării piemonturilor. În climatele tropical-umede, datorită vegetației bogate, precum și alterării chimice intense, formarea piemonturilor este exclusă. În climatele temperate cu repartizarea relativ uniformă a precipitațiilor și în condițiile unei cuverturi vegetale continue, formarea piemonturilor este frânată. Totuși în cazul unor regiuni cu nivel de bază relativ închis, se pot forma piemonturi de acumulare (de exemplu piemontul Săcele).

Mediul bioclimatic cel mai favorabil formării piemonturilor rămâne cel mediteraneeen și cel semi-arid.

Condiția hidrologică. Numim astfel condiția care impune necesitatea existenței unor bazine hidrografice suficient de mari, astfel încât să poată asigura cantitatea de material detritic necesar construirii piemontului. Rețeaua hidrografică trebuie să fie suficient de dezvoltată și să aibă la dispoziție suficient spațiu pe care să-l erodeze în continuare. Astfel cantitatea de material detritic va fi redusă, iar formarea piemontului va fi frânată. Este necesar să se pornească de la început, de la o rețea hidrografică organizată, care să aibă posibilitatea să se adâncească în continuare.

Condiția arealistică. Pentru ca un piemont să fie extins să se poată forma, nu este necesar numai ca frontul montan să fie suficient de larg pentru a permite bazinelor hidrografice să se adâncească și să erodeze o cât mai mare cantitate de material detritic, ci și ca spațiul depresionar să fie extins. O depresiune vastă va permite repartizarea aluviunilor pe un front larg în jurul

gurilor de debușare a râurilor din sectorul montan, iar prin juxtapunerea conurilor de dejecție va rezulta un piemont de acumulare tipic, larg etalat.

Desigur, nu trebuie neglijat rolul extensiunii frontului montan, pe care se vor dezvolta bazinele hidrografice respective (Gr. Posea, 1970).

Rolul nivelului de bază. Piemonturile se pot forma, atât în mediul subaerian, cât și, parțial, în mediul submers. În primul caz, dacă nivelul de bază este relativ închis și apropiat se vor forma piemonturi în cele mai diferite climate (excepând climatul tropical-umed). În cel de al doilea caz, oscilațiile nivelului de bază vor influența mult evoluția piemontului și mai ales durata perioadei submerse. La trecerea în etapa următoare, emersă, rolul nivelului de bază rămâne important, influențând intensitatea eroziunii în munte.

Posibilitatea ca piemontul să se formeze și submers a fost analizată de F. Taillefer (1951). Credem că rămâne una din etapele evoluției ascendente a piemonturilor, pentru foarte multe regiuni piemontane.

În concluzie, condițiile formării piemonturilor de acumulare impun prezența unui relief denivelat, eroziunea din bazinele hidrografice să fie intensă și cantitatea de material cărat de râuri în depresiune să fie cât mai mare. Toate procesele evoluției ascendente ale piemonturilor de acumulare impun un climat care să asigure intensitate mari scurgerii, precum și un nivel de bază relativ închis și apropiat.

\*

\*

\*

Importanța acestor condiții morfogenetice a fost diferit apreciată. Astfel, F. Taillefer (1951) acordă climei rolul dominant, G. Viers (1960) și ceilalți autori, consideră atât clima cât și tectonica condiții esențiale pentru formarea piemonturilor de acumulare.

În România, V. Mihăilescu (1957) consideră că geneza piemonturilor de acumulare este în legătură cu un fapt principal: existența unei denivelări bine marcate între munte și o depresiune alăturată. Fără a nega rolul climei, autorul nu se oprește asupra acestui factor morfogenetic.

Gr. Posea (1962, 1970) insistă asupra celor două condiții morfogenetice fundamentale: tectonică și climatică, la care se adaugă și necesitatea ca frontul montan alăturat să fie extins, iar nivelul de bază să fie relativ închis pentru a se acumula cât mai multe aluviuni.

Pentru formarea unor piemonturi de acumulare larg extinse este necesar ca toate condițiile morfogenetice analizate mai sus să fie întrunite. Totuși, pot fi considerate drept condiții absolut necesare: tectonica, clima și existența unui spațiu montan larg, alături de o depresiune întinsă.

Trecerea, prin procese tectonice, de la o anumită stare, mai mult sau mai puțin staționară, la altă stare, impune necesitatea reorganizării sistemului. Când condițiile morfogenetice expuse mai sus sunt satisfăcute, reorganizarea se va desfășura după modelul genezei piemonturilor de acumulare, care o dată formate se vor prezenta ca niște câmpii în cadrul cărora s-a ajuns la o echilibrare a proceselor de eroziune și acumulare între munte și depresiunea tectonică alăturată.

Spre deosebire de pedimente, rolul esențial în formarea piemonturilor de acumulare revine rețelei hidrografice permanente, care va depune conurile de dejecție, rezultând piemontul de acumulare.

**Etapa de acumulare.** După procesul tectonic, uneori chiar și în timpul desfășurării lui, începe acumularea materialului detritic cărat de râuri de munte. În cazul în care depresiunea tectonică este neinvadată de ape, conurile se vor depune în mediu subaerian. De multe ori, însă depunerea începe subacustic.

Problema mediului de sedimentare a fost analizată de F. Taillefer (1951). După acest autor sedimentarea piemontană poate avea loc atât subaerian cât și subacustic.

Sedimentarea subaeriană este tipică piemonturilor. Râurile, la ieșirea din munte, depun aluviunile cărate, sub forma unor conuri de dejecție ("alluvial fans", "cone of dejection"), prin procese tipice acestora.

În funcție de modificările tectonice și climatice, noi generații de conuri se suprapun peste cele vechi, formațiunea de acumulare continuând să se dezvolte în toate direcțiile.

Procesul de acumulare este imediat urmat de cel de eroziune (P. Birot, 1952), datorită energiei eliberate după depunerea încărcăturii de adâncire, dar atâta timp cât pe văi nu se ajunge la o echilibrare relativă a profilurilor, nu se trece la fragmentarea conurilor, ci se vor forma numai cursuri provizorii, puțin adâncite în suprafața conurilor.

Cu timpul, prin juxtapunerea mai multor generații de conuri de dejecție se ajunge la stadiul de câmpie piemontană, care reprezintă forma corespunzătoare unei stări de echilibru a circulației materiei și energiei între munte și depresiune.

În anumite condiții acumularea debutează în mediu subacustic și numai după un anumit timp trece la stadiul de acumulări subaeriene, cu trăsăturile care le-am descris.

F. Taillefer (1951) consideră acumularea subacustică (mai ales cea submarină) ca una din posibilitățile formării piemonturilor, exemplificând cu acumulările din zona de vărsare a Gangelui sau acumulările din marile gropi oceanice (Kermadec, Tonga, Sonde, Filipine, Tuscarora), unde sunt stocate cantități enorme de sedimente. Aceste depozite "de piemont" formează racordul cu muntele după retragerea mării, alcătuiind un piemont peste care se poate suprapune altul, mai recent. Cu toate acestea F. Taillefer nu se ocupă în detaliu cu această posibilitatea morfogenetică, menționând-o numai.

Procesul de acumulare submersă apare atunci când, după mișcăprile tectonice (sau sincron cu ele) are loc o transgresiune marină sau sunt întrunite condiții pentru formarea lacurilor prin închiderea unor depresiuni.

Acumulările submerse ale râurilor mici sunt asemănătoare conurilor de dejecție tipice, când apele în care are loc sedimentarea, sunt puțin adânci. Dacă adâncimea apelor este mare, repartizarea sedimentelor se va face, pe suprafața platformei continentale, relativ uniform, datorită curenților și în general, procesului de omogenizare, caracteristic acestui mediu.

Râurile mari și fluviile construiesc delte, în care sedimentarea este tipică.

Pentru ca aceste forme de acumulare submerse să devină piemonturi credem că sunt necesare câteva condiții principale:

- acumularea să fie cât mai intensă, astfel încât forma submersă să devină cât mai repede emersă;
- să intervină o regresie a nivelului apelor;
- calibrul aluviunilor să fie suficient de grosier încât să nu fie spălate ușor la retragerea apelor;
- pe forma emersă, acumularea trebuie să continue chiar pentru scurt timp, cu o fază subaeriană; numai astfel se va "consolida" piemontul și se va forma o câmpie piemontană.

Este deci vorba de succesiunea a două faze de acumulare cu trăsături litologice foarte diferite. Trecerea de la faza submersă la cea emersă este determinată, mai ales tectonic. Chiar atunci când o acumulare submersă de orice fel devine emersă fără influența tectonicii, este nesară o regresie pentru etalarea viitorului piemont și reactivării eroziunii în munte.

Etapa nivelării piemontului. După ce sistemul a fost "echilibrat", adică starea de dezordine produsă tectonic a fost înlocuită printr-o stare de ordine reprezentând echilibrul dinamic la toate nivelurile sistemului, se trece la altă etapă de evoluție a piemontului.

Menținerea condițiilor climatice în limitele semiaride favorizează procesul de plantație laterală. Astfel pe văile montane se vor forma bazinele intramontane de eroziune, la ieșirea râurilor din munte pe piemont se vor forma pedimente locale, iar în cadrul câmpiei piemontane se va forma un glacis care o va rețea, păstrând, "în con", adânc pe valea principală și menținându-se în relieful actual ca nivel de vale.

Deseori, etapa de glacisare este urmată de o altă etapă de acumulare, în urma căreia glacisul va fi fosilizat. Apoi se trece, din nou, la o etapă de eroziune predominant laterală, rezultând un nou glacis.

### Distrușgerea piemonturilor de acumulare

Piemontul construit, reprezintă, după cum se exprimă plastic geomorfologul francez F. Taillefer (1951), o formă moartă. Ea va fi atacată de eroziune datorită modificărilor condițiilor climaterice și tectonice în care s-a format și glacisat piemontul. După F. Taillefer (1961), rolul climei este dominant. După alții (G. Viers, 1960; R. Coque, 1962; P. Gaberet, 1962; etc.) și tectonica ar avea un rol în acest proces.

Cert este că dacă geneza și evoluția ascendentă a piemontului de acumulare este favorizată de un climat semiarid, evoluția lui descendentă (deci fragmentarea lui) se datorează climatelor mult mai umede.

Conservarea piemontului (ca formă relictă) depinde și de o serie de interrelații din cadrul sistemului. De exemplu, frecvent creșterea cantității de precipitații favorizează dezvoltarea rapidă a vegetației, iar piemontul se va conserva timp îndelungat.

Fragmentarea activă nu începe decât atunci când sunt întrunite toate condițiile favorabile. Modul în care se desfășoară fragmentarea depinde de variația nivelului de bază și de climă. De multe ori, etapele adâncirii rețelei hidrografice sunt întrerupte de perioade de glacisare, fragmentarea fiind frânată succesiv. Astfel se formează glacisurile etajate. Numai atunci când modificările mediului sunt bruște și intense are loc fragmentarea rapidă și intensă a piemontului.

Pe măsură ce fragmentarea progresează, aspectele morfologice și morfometrice se modifică.

Morfografic se trece prin mai multe stadii, începând cu platurile piemontane și terminând cu câmpia erozivă-acumulativă din care proeminează martori. Morfometric are loc reducerea coeficientului de masivitate și creșterea aerației.

Asupra succesiunii fazelor evoluției descendente a piemonturilor sunt mai multe puncte de vedere.

F. Taillefer (1951) deosebește patru stadii:

- stadiul de glacis aluvial, care corespunde ultimei etape de acumulare a piemontului; de aici începe fragmentarea;
- stadiul de platou, corespunzător fragmentării piemontului de către văi și desprinderii parțiale de munte;
- stadiul de "serres", în care fragmentarea este mai accentuată; rămân interfluvii atacate de eroziune, cu formarea de badlands-uri;
- stadiul de câmpie de eroziune, dezvoltată pe locul piemontului.

Acest autor urmărește deci evoluția descendentă a piemontului după succesiunea de forme rezultate din această evoluție.

În România, V. Mihăilescu (1957) deosebește patru faze, conducându-se după procesele care au loc în fiecare fază:

- faza piemontului aluvionar propriu-zis (câmpia aluvionară de piemont);
- faza fragmentării pe verticilă a câmpiei aluvionare;
- faza peneplenizării (piemontul peneplenizat);
- faza fragmentării pe verticilă a piemontului peneplenizat.

Într-o altă lucrare (citată de P. Coteț, 1956), V. Mihăilescu indică următoarea succesiune:

- faza câmpiei aluvionare de piemont;
- faza detașării de munte prin sculptarea depresiunilor de contact și a dealurilor de eroziune;
- faza transformării zonei piemontane în regiune deluroasă;
- faza transformării în piemont de eroziune.

P. Coteț (1956), ghidându-se după gradul de fragmentare, deosebește patru faze:

- faza piemontului inițial;



- faza sculptării parțiale;
- faza faza sculptării înaintate;
- faza sculpturii complete.

Gr. Posea (1962, 1970) descrie desfășurarea evoluției descendente a piemonturilor tot în patru faze, care nu apar însă obligatoriu pe orice piemont. Pentru identificarea fiecărei faze sunt folosite atât formele, cât și procesele, preferându-se procesele:

- faza de platouri piemontane sau faza desprinderii piemontului de munte;
- faza de început a fragmentării longitudinale;
- faza fragmentării transversale;
- faza fragmentării totale.

Reluând problema evoluției piemonturilor pe baza analizei detaliate a reliefului dealurilor Lipovei și a dealurilor piemontane care bordează Munții Poiana Ruscăi, E. Vespremeanu (1972) elaborează modelul evoluției piemonturilor de pe rama verticală a Carpaților Vestici. Acest model morfogenetic cuprinde trei etape: prima reprezentând etapa construcției piemontului (evoluția ascendentă), a doua fiind o etapă de denudație prin procese de spălare în suprafață (glacisare), iar ultima fiind etapa de distrugere a piemonturilor și transformarea lor în forme de relief derivate (evoluția descendentă). În acest fel, modelul evoluției piemonturilor vestice ar cuprinde următoarea succesiune de stadii:

A - evoluția ascendentă a piemontului

- a) acumularea submersă a conurilor piemontane;
- b) acumularea subaeriană a conurilor piemontane;
- c) formarea câmpiei piemontane.

B - nivelarea câmpiei piemontane prin procese de spălare în suprafață specifice climatului semiarid, cu formarea glacisului piemontan superior.

C - evoluția descendentă a piemonturilor

a) formarea platourilor și culmilor piemontane; trecerea de la câmpia piemontană la această fază se face în momentul în care se trece de la eroziunea în suprafață la eroziunea liniară cu adâncirea rețelei hidrografice;

b) formarea dealurilor piemontane prin fragmentarea platourilor și culmilor pe măsura dezvoltării rețelei hidrografice;

c) distrugerea dealurilor piemontane și formarea pe locul piemontului a câmpiei de eroziune și acumulare.

În cadrul evoluției descendente a piemonturilor se poate stabili o succesiune de forme începând cu câmpia piemontană glacisată, continuând cu platourile, culmile, dealurile piemontane și încheindu-se cu câmpia de eroziune și acumulare cu dealurile martori. În funcție de condițiile locale specifice, unul din aceste stadii poate lipsi. De asemenea, nu poate fi vorba de o succesiune riguroasă, fiecare stadiu nefiind strict delimitat spațial și temporal. Trecerea de la un stadiu la altul se face treptat, trecând prin mai multe forme intermediare. Se ajunge astfel gradat ca trăsăturile vechiului stadiu să fie înlocuite cu cele ale noului stadiu, care apoi vor predomina.

Ciclul piemontan a fost definit (E. Vespremeanu, 1972, 1988) ca o succesiune de etape morfogenetice debutând cu o stare de dezordine cauzată tectonic, trece prin mai multe stări (unele chiar de echilibru

temporar), încheindu-se cu o stare staționară mai îndelungată reprezentată printr-o echilibrare a tuturor profilurilor și lprin condiții care favorizează menținerea acestei stări. Dar această din urmă stare nu este finală, ci numai o etapă spre noi direcții de evoluție.

### Structura depozitelor piemontane din România

Piemonturile sunt formate din depozite detritice transportate în regim torențial și depuse fie submers, fie emers. Un tip special de acumulare piemontană este cea vulcanică.

Piemonturile formate exclusiv din acumulări subaerene sunt mai puțin răspândite. Astfel piemonturile Cărpiniș-Cetățele și Satra din Țara Lăpușului sunt formate dintr-o stivă de pietrișuri depuse direct pe suprafețele de nivelare anterioare ciclului piemontan respectiv (Gr. Posea, 1959, 1962). Aceeași structură este caracteristică și piemonturilor actuale, funcționale.

Piemonturile formate predominant din acumulări submerse. În această categorie se încadrează majoritatea piemonturilor vestice, după cum s-a arătat mai sus.

Piemonturile formate din acumulări mixte, subacuatică și subaerene, cu predominarea acumulărilor subaerene sunt frecvente în cadrul sectorului piemontan meridional (Piemontul Getic). Aici, peste umplutura pliocen inferioară formată din argilă, nisipuri și pietrișuri se află un strat de pietriș gros, tipic piemontan.

Piemonturile formate din aglomerate vulcanice sunt prezente în depresiunea Dornelor, unde au fost descrise depozite formate din piroclastite și cenuși vulcanice, la care se asociază auxiliar tufuri fine (Tr. Naum, 1967).

### Răspândirea piemonturilor în România

Așezarea piemonturilor față de cercul carpatic este un criteriu nu numai strict pozițional, dar prezintă numeroase semnificații morfogenetice, având în vedere comportamentul tectonic și neotectonic diferit al fiecărei ramuri carpatice și a spațiilor alăturate lor.

Pozițional se deosebesc două tipuri de piemonturi: piemonturile extracarpatică (din vorland) și piemonturile intracarpatică.

Piemonturile extracarpatică s-au format alături de cele trei ramuri carpatice, după care le și subîmpărțim în piemonturi orientale, ale curburii, meridionale și vestice.

Piemonturile orientale, dezvoltate inițial pe rama estică a Carpaților Orientali se prezintă azi numai ca urme ale vechilor cicluri, mai ales a celui miocen superior. Depozitele piemontane respective au fost prinse în procese complexe de edificare a Subcarpaților.

Piemonturile curburii. Carpații curburii au reprezentat o regiune propice desfășurării ciclurilor piemontane. Se întâlnesc aici resturi ale ciclului miocen superior, piemonturi formate în ciclul pliocen-cuaternar, aflate în stadiul evoluției descendente, faza platourilor piemontane (Piemontul Râmnicului) și piemonturi actuale, funcționale care se prezintă sub forma conurilor piemontane ale Dâmboviței, Ialomiței, Prahovei și Buzăului. Prezența

piemonturilor funcționale actuale este legată și de condițiile neotectonice favorabile (înălțarea ușoară a munților și subsidență în câmpie).

Piemonturile meridionale se prezintă, de asemenea, sub mai multe forme: urme ale vechilor piemonturi, platouri piemontane și conuri piemontane actuale. Piemonturile vechi, formate în ciclurile miocen inferior și miocen superior se prezintă numai ca urme. Piemonturile formate în pliocen cuaternar sunt cunoscute sub numele general de "Piemontul Getic". Acestea păstrează ca platouri piemontane desprinse din munte, uneori transformate în culmi și creste piemontane și se subîmpart în mai multe subunități: piemontul Motrului, al Oltețului, al Cotmenei, al Argeșului și al Căndeștilor. Piemonturile actuale funcționale sunt puține, aici încadrându-se conul piemontan al Argeșului.

Piemonturile vestice. Rama vestică a Carpaților Vestici a prezentat, de la formarea sa în tortonian, cele mai favorabile condiții pentru dezvoltarea ciclurilor piemontane. Așa cum s-a arătat mai sus, aici s-au desfășurat ciclurile pliocen superior și pliocen cuaternar, ultimul lăsând în relieful actual platouri, culmi, creste și dealuri piemontane prezente în toate depresiunile vestice. Piemonturile actuale sunt reprezentate prin marile conuri ale Mureșului și Timișului.

Piemonturile intracarpatice. În interiorul cercului Carpatic se individualizează în primul rând Depresiunea Transilvaniei în care s-au dezvoltat piemonturi cu caracter circumdepressionar. Bine păstrate în relief sunt piemonturile formate în ciclul pliocen, cuaternar: Piemontul Cărpiniș și Șatra din Țara Lăpușului, piemonturile Cibinului și Sadului, în sud-estul depresiunii, piemontul Făgărașului în sud. Excepție fac vechile bazine de sedimentare Zlatna, Brad, Rusca Montană, Timiș, unde apar resturi din acumulările piemontane aparținând ciclurilor miocen inferior și miocen superior. Ca piemonturi tipice depresiunile intramontane sunt: piemontul Negrești din Țara Oașului, al Gutinului din depresiunea Maramureșului, al Poienii, Bucinișului și Sărișorului din depresiunea Dornelor, al Gheorghienilor din depresiunea Giurgeu, al Ciucului din depresiunea Ciuc, piemonturile din depresiunea Brașovului, piemontul Clopotiva din depresiunea Hațeg etc.

Ca o concluzie generală a celor arătate mai sus putem afirma că piemonturile din România au reprezentat, în mai multe etape un tip principal de relief, ocupând spații întinse, atât în interiorul, cât și în exteriorul Carpaților. Evoluția reliefului, cu momente de accelerare a proceselor, a dus la fragmentarea și distingerea majorității piemonturilor. Numai în Piemontul Getic și în unele piemonturi vestice trăsăturile piemontane se păstrează încă foarte clar. Piemonturile actuale, funcționale, cu dimensiuni mici intrând în categoria conurilor de dejecție.

## **4.2. Cicluri piemontane vechi în depresiunea Mureșului de Jos**

În condițiile specifice burdigalianului și helvețianului apar condiții favorabile genezei piemonturilor, atât în avant-faza cât și în aria intracarpatică.

În avant-faza carpatică se diferențiază două sectoare cu regim de sedimentare diferențiat de condițiile tectonice: sectorul oriental și sectorul meridional. Sectorul oriental, situat aproximativ pe actualul amplasament al

Subcarpaților și peste o parte din Carpații Orientali, se caracterizează prin procese lente de ridicare, predominând sedimentarea fracțiunilor fine. Regiunea Pietricica-Pleşul este singura în care apar fracțiunile grosiere denotând un regim piemontan. Acumulările erau orientate N-S și NE-SV, iar proveniența materialului detritic era legată de vorland (E. Săulea, 1969). Este greu de considerat aceste depozite ca resturi ale unor piemonturi tipice rezultate dintr-un ciclu piemontan. Se pare că a fost vorba de o sedimentare deltaică, iar caracterul sincinematic evident al sedimentării confirmă lipsa condițiilor tectonice favorabile desfășurării ciclului piemontan complet. Sectorul sudic este foarte deosebit, aici mișcările tectonice din faza savică tardovă fiind mult mai active. În condiții favorabile se desfășoară un ciclu piemontan complet, fapt relevat și de caracterul postcinematic al acumulării molasei (E. Saulea, 1959).

În aria intr-carpatică reprezentată prin Depresiunea Transilvaniei aflată în legătură cu Depresiunea Petroșani, și prin câteva bazine de sedimentare (Zlatna, Brad, Rusca Montană, Timiș) apar condiții foarte diferite. Cu excepția unor sectoare mici (Preluca) unde se dezvoltă o sedimentare mai ales deltaică (E. Saulea, 1969), în aria intr-carpatică nu apar condițiile favorabile ciclului piemontan.

Ciclul piemontan miocen superior. Ciclul piemontan miocen superior s-a dezvoltat pe teritoriul României diferit în funcție de condițiile specifice celor trei ramuri carpatice și a bazinelor adiacente.

Rama verticală a Carpaților Vestici, după mișcările rupturale din faza sterică, oferă condiții favorabile reprezentate prin: versantul tectonic puternic denivelat al munților, bazinul Pannonic alăturat foarte întins, ridicări lente ale blocurilor montane și subsidență în bazinul Pannonic, climă aridă. Apare deci o perioadă de interferență a condițiilor morfogenetice favorabile declanșării ciclului piemontan miocen superior. Inițial sedimentarea debutează în Marea Tortoniană. Apoi, exondarea din bessarbian-meotianul mediu (M. Paucă, 1954, 1971; A. Dușa, 1969; D. Ciupagea, M. Paucă, Tr. Ichim, 1970; I. Huică și V. Dragu, 1970), favorizează o acumulare subaeriană intensă, continuată până la atingerea echilibrului profilurilor. Acestei etape îi corespunde treapta a doua a suprafeței Pădureni din munții Poiana Ruscăi (E. Vespremeanu, 1972). Se trece apoi la distrugerea piemonturilor, etapă desfășurată probabil aproape în întregime, fapt confirmat de mica cantitate a depozitelor piemontane care apare în succesiunea straturilor din estul depresiunii Pannonice. Se poate vorbi deci de un ciclu piemontan complet.

În bazinul Transilvan s-au format, de asemenea, piemonturi întinse, ale căror urme apar azi în D. Feleac, la poalele M. Trascău și în depresiunile Hațeg și Petroșani. Se poate presupune existența unui piemont larg extins pe latitudinea estică a depresiunii Transilvaniei, care însă a fost distrus de vulcanismul pliocen-cuaternar.

Pe rama estică a Carpaților Orientali existau condiții tectonice și climatice favorabile formării unui piemont asemănător cu actualul Piemont Getic. Ciclul piemontan a fost însă întrerupt de mișcările plicative care au generat Subcarpații.

Carpații de Curubră Meridionali nu au prezentat condiții pentru declanșarea ciclului piemontan, aici lipsind piemonturile miocen superioare.

### **4.3. Tranziția de la ciclul de pedimentare Deva la ciclul piemontan pliocen cuaternar. Nivelul 350m și geneza lui**

Tranziția de la ultimul ciclu de pedimentare la ciclul piemontan pliocen-cuaternar se face într-o perioadă afectată de numeroase schimbări tectonice și de nivel de bază, în care s-au desfășurat procese de plantație locale marcate în relief prin mai multe trepte de eroziune. Dintre acestea cea mai mare importanță revine nivelului 350 m.

În depresiunea Mureșului de Jos, nivelul 350 m este bine marcat, atât în rama depresiunii ca o treaptă sub suprafața Deva, cât și în dealurile Bulzei, pe care le înconjoară atingând extensiunea maximă în nord-vest și vest, pe calcarele de Stramberg. În dealurile Lipovei apare numai ca martor în dealul Tocalu.

La intrarea în depresiunea Ilia, nivelul se prezintă ca o tereasă (în dealul Pleșu, în dealul Brănișca, dealul Bejan, dealul Poienilor), dar pe rama nordică a depresiunii Ilia se extinde, căpătând aspect de nivel (dealul Taurului, măgura Bretea, între măgura Sârbi și Gurasanda în dealul Paltin, în dealul Gurguleu, dealul Pleșa-Bob). Pe rama sudică a depresiunii este mult mai larg extins (în dealul Cornetului, dealul Fața Satului, dealul Făgețelu, toate situate între Bruznic și Dobra; spre Teiu este bine marcat retezând dealul Dobra și dealul Teiu). În toate aceste sectoare altitudinile nivelului variază între 350 m și 375 m, dar menținându-se în jur de 360 m. Lateral urcă până la 375 m.

În Defileul Mureșului apare bine marcat numai în sectoarele strâmturii Tătărești-Zam și culoarul Zam-Săvîrșin, unde se extinde ca nivel de vale pe ambele laturi ale defileului. În avale de Săvîrșin nivelul apare numai pe latura nordică, fiind retezat în ofiolite și cristaline care au favorizat conservarea sa, nivelul având aici extensiuni maxime. Pe latura sudică a defileului, în aval de Săvîrșin, acest nivel apare rareori (numai în dealul Tocalu și dealul Varnița).

Formarea nivelului de 350 m se face prin procese care se desfășoară după modelul general stabilit pentru întreaga depresiune Pannonică (E. Vespremeanu, 1972).

Astfel, în Depresiunea Ilia se formează întâi o treaptă de abraziune, care evoluează ulterior prin pedimentare favorizată de rețeaua hidrografică adâncită în suprafața Deva, care eroda intens lateral la ieșirea pe treapta de abraziune; roca dură, cristalină, favorizează, de asemenea, formarea pedimentelor prin dezvoltarea proceselor de evoluție a versanților (backwearing).

În jurul Dealurilor Bulzei se formează o treaptă de abraziune care retează calcarele dure de Stramberg. Aici nu au fost condiții pentru extinderea nivelului de pedimentare, deoarece lipsește o rețea hidrografică capabilă să exercite o planare laterală suficient de intensă, iar aglomeratele piroclastice nu favorizau procesele de retragere al versanților (backwearing).

După retragerea apelor spre vest rămâne, între Dealurile Bulzei și Munții Zărand, un culoar larg reprezentat de vechea suprafață de abraziune și fundul culoarului existent anterior. Geologic, prezența culoarului a fost confirmată (V. Ianovici și colab., 1969, pag. 238-240), iar noi o

acceptăm pe baza unui argument morfologic: extensiunea și morfologia nivelului 350 m în Dealurile Bulzei și în sudul Munților Zărand, în sectorul Tătărăști-Zam, precum și continuarea nivelului pe văi, va umeri, terminându-se în telvegul unor bazine intramontane mici.

În concluzie, nivelul reprezintă o treaptă inferioară a suprafeței Deva, care face legătura dintre suprafețele de eroziune tipice și nivelurile de vale sau de glacis, dezvoltate în pliocenul superior-cuaternar.

Retragerea nivelului apelor lacului Pannonic și importanța sa pentru evoluția reliefului în pliocenul superior cuaternar. Încadrăm aici analiza privind regimul retragerii apelor lacului Pannonic în pliocenul superior, deoarece are o deosebită importanță pentru întreaga desfășurare a ciclului piemontan.

Scăderea nivelului apelor începe în pliocenul mediu, spre sfârșitul pontianului inferior, când au loc mișcările tectonice din faza rhodanică.

Cercetările geofizice au indicat faptul că intensitatea acestor mișcări a fost diferită în cadrul lanțului carpatic: foarte intense în Carpații Orientali, mai puțin intense în Carpații Meridionali și foarte puțin intense în Apuseni și Poiana Ruscăi (A. Dușa, 1969, pag. 101; V. Iancovici și colab., 1969; V. Ciupagea, M. Paucă, Tr. Ichim, 1970, pag. 117).

În regiunea studiată aceste mișcări au determinat înălțarea ușoară a blocurilor motane și accentuarea subsidenței în bazinele depresiunii Pannonică. Se pare că nu au avut loc ridicări diferențiate pe blocuri, deoarece, peste tot se remarcă racordarea aproape perfectă a suprafeței Deva peste depresiunea Mureșului de Jos. Aceasta ne face să credem că întreaga regiune a fost ridicată ușor în bloc. Inclusiv fundamentul depresiunii Ilia și dealurile Lipopvei.

Cea mai importantă consecință a mișcărilor rhodanice a fost retragerea apelor spre est și vest, ceea ce a dus la exondarea depresiunii Ilia.

Cu această primă retragere începe o îndelungată perioadă în care nivelul lacului Pannonic scade, retrăgându-se spre vest. Pentru evoluția reliefului din depresiunea Mureșului de Jos interesează în cea mai mare măsură regimul retragerii apelor și de aceea ne vom opri mai atent asupra lui.

Scăderea nivelului de bază reprezentat de lacul Pannonic poate fi urmărită prin analiza liniilor de țărături rămase în urma stagnării mai mult sau mai puțin îndelungi a nivelului la diferitele altitudini și păstrate în relieful actual în jurul depresiunii. A fost studiată atent morfologia versanțelor vestice ale masivului Highiș (E. Vespremeanu, 1972), precum și versanțele din jurul depresiunii Pannonică, atât prin cercetări personale în Ungaria, cât și din datele existente în literatură.

Ne vom opri numai asupra nivelurilor situate sub altitudinea de 350 m, deoarece geneza acestui din urmă nivel a fost analizată mai sus.

În masivul Highiș, pe rama sa vestică, apare o succesiune de trepte descrise parțial de către L. Sawicki încă din Iprima decadă a secolului (1912). Sawicki atribuie aceste trepte abraziunii produse de lacul Pannonic, vârsta lor fiind: pliocen superior pentru treapta de 200 m, pliocen inferior pentru cea de 250 m și pontian pentru nivelul de 300 m.

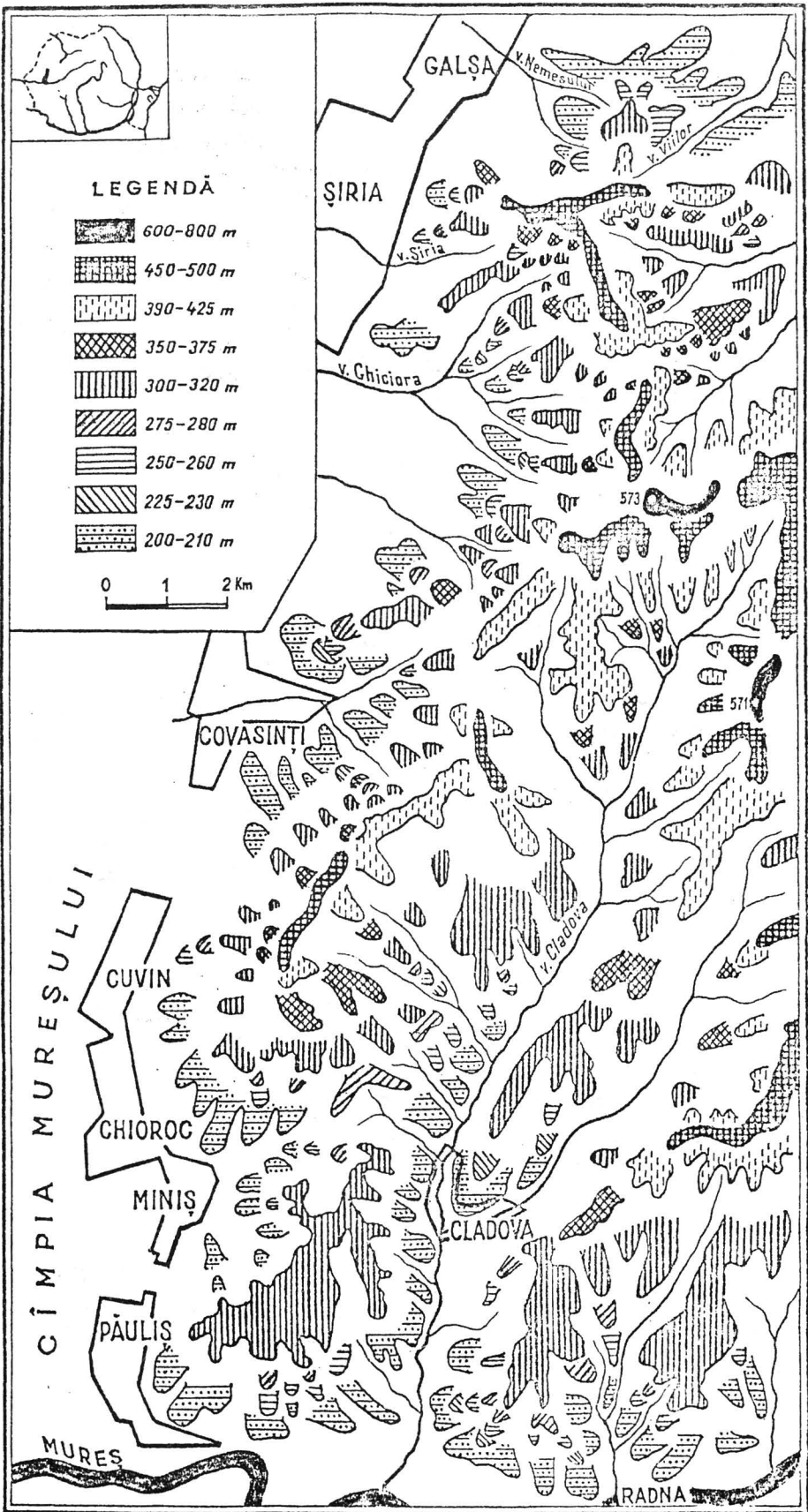
I. Mac și P. Tudoran (1971) reiau de pe pozițiile teoriei pedimentației, aplicată deja la depresiunea Pannonică de către M. Pecs (1960, 1965), problema treptelor din vestul masivului Highiş. Autorii descriu un pediment care ar broda întreg masivul, prezentând mai multe trepte atribuite unui proces de eroziune selectivă, în afară de faptul că ignoră cu totul prezența lacului Pannonic, ca și a suprafețelor de eroziune și a nivelurilor din regiunile limitrofe, nu explică diferența importantă de nivel dintre suprafața "pedimentului" (în jur de 300 m) și nivelul actual al câmpiei Tisei (în jur de 100 m). "Pedimentul" apare suspendat, iar câmpia s-ar fi format printr-o intensă eroziune necesară îndepărtării cuverturii detritice groasă de aproape 200 m, larg estinsă. Aceasta este complet contrar datelor litologice, care indică peste tot acumulare și nu eroziune.

În cercetările noastre am pornit de la o analiză detaliată a versantelor (prin metoda A. Young și Savigear) și de la cartarea detaliată a lor. Au fost cartate toate suprafețele plane, unele fiind apoi grupate în complexe după afinitățile dintre ele. Datele obținute au fost racordate pe spații largi (defileul Mureșului, dealurile Lipovei, nord-vestul munților Poiana Ruscăi, unele masive din Ungaria).

Aceste cercetări indică faptul că versantele s-au dezvoltat în 10 secvențe, fiecareia corespunzându-i două faze. Interesează mai ales treptele plane sau ușor înclinate, corespunzătoare fazei a doua (fig. 7). Extensiunea acestora nu este în legătură cu durata mai mare a procesului de planaj de la nivelul respectiv. Sub 350m au fost identificate următoarele trepte altitudinale: 300-320m, 275-280m, 250-260m, 225-230m, 200-210m (altitudini absolute). Extensiunea acestora este foarte diferită dar predomină clar suprafețele cu altitudinea absolută 300-320m (29,8% din totalul suprafețelor plane); celelalte trepte au extensiuni mult mai reduse, apărând numai ca trepte înguste sau umeri.

În ceea ce privește geneza acestor trepte credem că poate fi explicată numai datorată abraziunii. Aceasta apare ca indiscutabil nu numai pornind de la deducția logică că asemenea niveluri nu se puteau altfel forma pe promontoriul Highişului, dar și din prezența rupturilor de pantă din profilul longitudinal văii Cladova (fig. 8) și racordarea cu nivelurile morfologice din defileul Mureșului. De altfel este imposibil ca vechile țărături ale lacului Pannonic să nu fi lăsat urme.

Reconstituirea morfogenetică pe care am încercat-o indică modul în care s-a format succesiunea de trepte, începând cu suprafața Deva și terminând cu glacisul inferior care racordează versantele cu Câmpia. Astfel suprafața Deva (400-500m) s-a format prin abraziune și pedimentație, procesul de pedimentație fiind favorizat de mediul bio-climatic și durata mare a proceselor. Aceste condiții nu au mai fost întrunite la treptele situate sub 350m, care nu s-au mai extins.





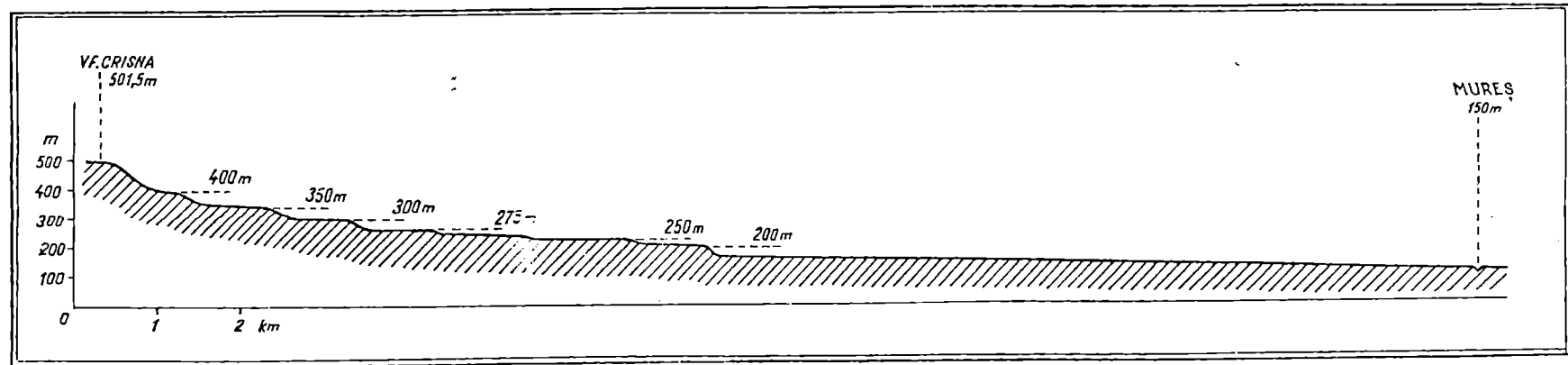


Fig. 8. Profil morfologic longitudinal pe V. Cladova.

Similitudinile frapante relevate de racordările pe întreaga depresiune Pannonică nu sunt desigur întâmplătoare. Or tocmai această identitate impune recunoașterea unui proces morfogenetic general, desfășurat în aceeași direcție și cu aproximativ aceeași intensitate pe spații largi, în mediu omogen.

Prezența lacului Pannonic în policen, prezență care nu poate fi explicată, oferă explicația: treptele nu pot fi decât vechi linii de țărmuri rămase bine înscrise în relief, acolo unde roca dură le-a conservat și distruse acolo unde roca era ușor erodabilă. Se confirmă astfel vechile ipoteze ale lui L. Locay (1881), L. Sawicki (1912) și parțial a lui R. Ficheux. Pentru treptele situate sub 350 se esclude pedimentarea.

Această incursiune în problema nivelurilor din jurul depresiunii Pannonice a fost necesară deoarece fundamentează câteva concluzii pe care se vor sprijini interpretările noastre morfogenetice din capitolele următoare:

a) după maximul transgresiunii pontiene a urmat retragerea sacadată a nivelului lacului Pannonic, în care, perioadelor de retragere lentă a nivelului le urma o perioadă de stagnare relativă, cu fluctuații de amplitudine redusă în jurul unei anumite cote. Cauzele retragerilor sunt legate de ridicarea lentă a munților, de unele scufundări ale unor compartimente din fundul lacului Pannonic, precum și de mediul semiarid cu umiditate deficitar, ceea ce provoca o evaporare intensă;

b) fiecărei perioade de stagnare îi corespunde o linie de țărm pe rama depresiunii Pannonice și în golfulurile ei. Cu cât durata stagnării

c) fiecare linie de țărm reprezintă deci un nivel de bază pentru rețeaua hidrografică și influențează hotărâtor, alături de climă, evoluția acesteia, precum și formarea teraselor;

d) treptele de abraziune pot evolua prin pedimentare, extinzându-se mult în frontul montan. Dar, acest proces are loc numai atunci când alături de retragerea versantului (backweqring) acționează și eroziunea laterală a unor cursuri de apă suficient de puternice pentru a eroda intens în jurul gurilor prin care debușează. Acesta este cazul suprafeței Deva și parțial nivelului de 350m, după cum s-a arătat mai sus;

e) întreaga evoluție a bazinului Pannonic s-a desfășurat în condiții aproape identice, ca urmare a nivelului de bază comun și intensității foarte reduse a mișcărilor tectonice, cel puțin după sfârșitul pontianului;

f) regimul de scădere al lacului Pannonic a fost următorul:

- retragerea a început datorită mișcărilor rhodanice, în pliocenul superior. Prima linie de țărm s-a stabilit la  $300 \pm 20$ m;

- urmează alternarea succesivă a șase stadii de scădere lentă, întrerupte de cinci stadii de stagnare (la 275m, 250m, 225m și 200m), când nivelul oscila cu amplitudini reduse în jurul unui punct care poate fi considerat fix.

#### **4.4. Ciclul piemontan Lipova**

##### **4.4.1. Stadiul conurilor deltaice submerse**

În perioada formării nivelului 350m în sectorul litoral al lacului Pannonic și pe platforma continentală nu prea adâncă, se depun însemnate

cantități de pietrișuri cărate de râuri din zona înaltă a munților Poiana Rusca. Pe raza nordică a depresiunii Mureșului de Jos (din Apusenii sudici), aportul de sedimente era mult mai redus datorită reliefului jos și puțin extins, care nu permitea organizarea unor bazine hidrografice mari. Se formează astfel o serie de conuri submerse, care se extind continuu până la exondarea definitivă. Se dezvoltă trei mari tipuri de conuri: conurile râurilor care coborau din munții Poiana Rusca, aducând pietrișuri grosiere, conurile râurilor care veneau din Apuseni, aducând cantități mici de sedimente destul de fine, conul depus de paleo-Mureș. Aceste conuri submerse formează primele acumulări piemontane, peste care se vor suprapune altele.

#### 4.4.2. Stadiul deltei paleo-Mureșului

Extensia bazinului paleo-Mureșului în depresiunile Strei, Hațeg, și probabil în Depresiunea Petroșani (Gr. Posea, 1969, 1970), precum și în masivele înconjurătoare (Sebeș, Parâng, Retezat, Poiana Rusca și Metaliferi) mărește mult debitul acestui râu, care trecea prin axul depresiunii Iliia și se vărsa în golful lacului Pannonic. Rezultatul extinderii bazinului nu este legat numai de creșterea cantității de aluviuni fine și foarte fine. Acestea proveneau din depozitele tortoniene și sarmațiene nisipoase situate în depresiunile Hațeg și Strei.

Conul de aluviuni al paleo-Mureșului se îngemăna cu vechile conuri de dejecție transformându-se treptat în deltă. Delta avea două brațe principale, din care deviau probabil mai multe spre vest de dealurile Bulzei. Unul din aceste brațe trecea prin fostul culoar marin dintre dealurile Bulzei și munții Zărand, despre care s-a vorbit mai sus, iar celălalt trecea printre dealurile Lăpugiului și dealurile Bulzei, spre sud-vest.

Relieful Depresiunii Mureșului de Jos în această perioadă se poate caracteriza prin următoarele trăsături reconstituite după nivelurile morfologice păstrate în relieful actual:

- depresiunea Iliia se prezenta ca un bazin în care nivelul de 350m rămăsese suspendat deasupra paleo-Mureșului, adâncit până aproape de 300m, cu tendința de eroziune laterală în jurul acestei altitudini;

- Masivul Bulza își pierde caracterul insular. Nisipurile albe fine și foarte fine care dovedesc caracterul litoral al nivelului de 350 m, sunt parțial spălate și transportate spre vest, azi apărând abundent, în amestec cu aluviuni mai grosiere pe nivelul 300m;

- sectorul Bătuța-Lipova-Zăbalț se ridică deasupra deltei cu prelungiri spre sud ale masivelor Highiș și Drocea;

- pe rama nord-vestică a munților Poiana Ruscăi râurile continuau să erodeze, iar conurile lor de dejecție aveau tendința de a deveni emerse;

- cele două brațe ale deltei paleo-Mureșului se aflau axate pe două treceri foarte lesnicioase: între dealurile Lăpugiului și dealurile Bulzei, iar între munții Zărand și dealurile Bulzei se afla un vechi graben (care și-a păstrat înfățișarea caracteristică și azi în culoarul Zam-Săvârșin datorită calcarelor dure de Stramberg) care funcționase anterior ca braț al lacului Pannonic, după cum s-a arătat mai sus.

Regimul de acumulare deltaic era lent, cu excepția perioadelor cu ploi violente, tipice climatului semiarid, când, ca urmare a intensificării scurgerii, se depun straturi de aluviuni mai grosiere. Acest regim este indicat în litologia depozitelor: alternanța nisipurilor fine și foarte fine cu straturile cărbunoase subțiri, intercalate între straturi cu pietrișuri mai grosiere depuse încrucișat.

Se formează un șes mlăștinos deltaic, puțin ridicat deasupra altitudinii de 300m, parțial juxtapus cu conurile de dejecție, acum emerse, ale râurilor care coborau din munții Poiana Ruscăi.

Astfel ia naștere cea mai mare parte a umplutirii detritice a Depresiunii Mureșului de Jos. Majoritatea subunităților de relief nu se individualizează încă. Datorită echilibrului relativ care se instalase pe profilurile văilor și versanțelor intensitatea eroziunii scăzuse mult, iar relieful se afla într-o stare relativ staționară. Cu aceeași se încheie stadiul deltei paleo-Mureșului.

#### **4.4.3. Stadiul acumulărilor piemontane subaerene și formarea câmpiei piemontane**

Echilibrul instalat spre sfârșitul stadiului anterior este rupt datorită a trei cauze principale: ridicarea ușoară a blocurilor montane, retragerea nivelului lacului Pannonic la cca. 275m (altitudine absolută actuală) și clima semiaridă de tip mediteraneean. Primele două cauze sunt strâns legate de mișcările tectonice din faza valahă.

Analiza a numeroase profiluri, aflorimente și a forajelor, oferă singurele puncte serioase de sprijin pentru stabilirea proceselor morfologice din acest stadiu și relațiile cu stadiul anterior. Din aceste analize se poate reconstitui următorul profil sinoptic (fig. 9): peste nisipurile albe fine, roșcate sau cenușii, în alternanță cu argilă, se depune un strat de pietrișuri cu elemente grosiere rulate, heterogene, în amestec cu nisipuri și bolovani; acest strat cuprinde și blocuri de cristalin cu diametrul de 1-2,5m. Limita dintre faciesul marin nisipos și faciesul proluvial este clar marcat printr-o crustă feruginoasă de 2-8cm grosime. Deasupra stratului proluvial se află un strat de argilă roșcată care suportă solul.

Nisipurile fine albe, roșcate, cenușii sau galbene, au fost determinate de M. Paucă (1952) în raportul geologic al lui V. Sincan, cu *Brusina*, *Congeria* sp., *Limnocardium* sp., *Ostracoda*. După același autor, mediul de sedimentare se caracteriza prin ape aproape complet îndulcite, cu adâncimi de minimum 100m.

Acest facies nisipos este delimitat la partea superioară printr-o trecere netă, liniară, formată evident prin eroziune. Limita este încrustată cu oxizi de fier și mangan, ceea ce denotă climatul arid în care s-a format.

Faciesul proluvial suprapus crustei feruginoase denotă o acumulare subaeriană în condițiile unei eroziuni și transport foarte violente. Stratificația este foarte neregulată: într-o masă argiloasă și nisipoasă sunt prinse pietrișuri, bolovani și blocuri heterogen rulate sau colțuroase. Asemănarea cu ceea ce A.C. Lawson (1915) a numit "fanglomeratas", "fangravels" sau "bajadabrecias" este evidentă.

Acest facies reprezintă acumularea tipic piemontană. Geneza lui este strâns legată de climatul mediteraneean semi-arid, care favoriza scurgerea torențială. Blocurile al căror diametru poate depăși 1,5m provin din rama montană alăturată, de unde s-au deplasat glisând, datorită propriei greutate, pe o masă argiloasă. La acest proces un rol important l-au avut și scurgerile noroioase de tip mudflow, după cum rezultă din natura acumulărilor.

Deasupra stratului reprezentat prin aceste sedimente heterogene, tipic proluviale, urmează un strat cu pietrișuri mici, trecând la nisipuri, ceea ce denotă o reducere a eroziunii. Deasupra urmează stratul de argilă roșcată, cuaternară și solul actual.

Rezultă deci că după perioada deltaică a urmat, în mediu semiarid (denotat de crusta feruginoasă), un stadiu tipic piemontan, cu durată destul de redusă, după cum rezultă din grosimea mică a depozitelor.

În urma acestor procese au loc modificări morfologice importante în Depresiunea Mureșului de Jos.

Astfel, datorită aportului mare de aluviuni grosiere venite din nord-vestul munților Poiana Ruscăi, brațul sud-vestic al deltei paleo-Mureșului își reduce din ce în ce mai mult activitatea, scurgerea concentrându-se pe brațul nordic. În procesul de barare al brațului sud-vestic un rol important l-au avut văile Abucea și Lăpugiu, după cum se va arăta în evoluția rețelei hidrografice.

După formarea acumulărilor piemontane subaerene relieful din Depresiunea Mureșului de Jos se prezenta în felul următor:

- în depresiunea Ilia, Mureșul eroda lateral perfectând nivelul de 300m, în sud-vestul depresiunii Ilia se află o trenă de conuri de dejecție care uneau dealurile Lăpugiuului cu dealurile Bulzei;

- brațul nordic al Mureșului preluase întreaga scurgere și avea tendința de adâncire în culoarul destul de larg dintre dealurile Bulzei și munții Zărand;

- la vest de meridianul masivului Bulza se întindea o vastă câmpie piemontană, formată din îngemănarea mai multor conuri de dejecție suprapuse peste formațiunile deltaice anterioare. Resturi din aceste piemonturi se păstrează azi în puține locuri: în dealul Tocalu, lângă Zăblaț și la sud de Ususău mai apar pietrișuri tipic piemontane cu granulomeria caracteristică. De aceea este foarte greu de stabilit înclinarea inițială a piemontului; se poate numai presupune că era slab înclinat (5-10°), având în vedere calibrul redus al materialelor din care erau alcătuite.

Principala formă rezultată din stadiul acumulărilor piemontane este câmpia piemontană a Lipovei, care se extindea pe aproape întreg teritoriul Depresiunii Mureșului de Jos. Deși episodul acumulărilor piemontane subaerene a fost scurt (în raport cu acumularea submersă mult mai lungă), totuși a fost suficient pentru a imprima trăsături tipic piemontane tuturor acumulărilor anterioare, modificând în întregime și peisajul morfologic.

#### 4.4.4. Nivelarea câmpiei piemontane

Stadiul de acumulare piemontană se încheie atunci când se ajunge din nou la o stare de echilibrare relativă a profilurilor. Eroziunea din sectoarele montane se reduce, iar cantitatea de materiale detritice transportate scade din ce în ce mai mult. Câmpia piemontană rămâne un timp în stare de echilibru relativ. Se trece apoi la stadiul umrător de modelare în care are loc glacisarea câmpiei piemontane.

##### Formarea glacisului superior

În climatul semiarid pe câmpia piemontană ușor înclinată cu vegetație discontinuă, la ploile rare, dar violente se desfășoară scurgerea în pânză (sheetflood și sheetwash) dezvoltându-se o foarte intensă eroziune în suprafață (shett erosion sau erosion areolaire). Câmpia piemontană este măturată de cursurile de apă de diferite categorii: râurile care coborau din munți și râurile efemere organizate în cadrul piemontului la ploile violente. Scurgerea alterna rapid între pânze subțiri și pânze groase, sau se organiza în canale cu diferite adâncimi, din toate acestea rezultând o foarte intensă eroziune cu efect mai ales lateral. Se formează un glacis de eroziune tipic, care reteza uniform întreg teritoriul dintre munții Poiana Ruscăi și Apusenii sudici. Nu trebuie neglijate nici procesele de versant care desfășurau pe rama depresiunii (mai ales backwearing) cu formarea de mici pedimente, în strânsă corelație cu glacisarea din câmpia piemontană.

Glacisul care a rezultat este un nivel general de glacis, care reteza, aproximativ la aceeași altitudine (în jur de 300m) întregul relief al Depresiunii Mureșului de Jos. Locul de pătrundere al glacisului superior în depresiunea Ilia era situat între dealurile Bulzei și Lăpușului, aproximativ prin dreptul actualei înșeuări de la Holden. Glacisul superior din compartimentul vestic al Depresiunii Mureșului de Jos, afectează depozitele proluviale care barează brațul sud-vestic al deltei paleo-Mureșului, pătrunzând deci "în con" în depresiunea Ilia și în Depresiunea Transilvaniei, devenind nivel general de glacis.

Se elucidează astfel și problema înșeuării de la Holdea, care a provocat atâtea discuții controversate; actuala înșeuare nu este altceva decât un fragment din vechiul glacis care penetra spre est printre dealurile Lăpușului și dealurile Bulzei.

Din glacisul superior se mai păstrează azi numai resturi reprezentate prin nivelul morfologic de 300m, evident încă în relieful dealurilor Bulzei, dealurilor Lăpușului, dealurilor Lipovei, precum și pe rama montană, unde este mult mai bine conservat.

Scăderea sacadată a nivelului lacului Pannonic determină trecerea la alt stadiu al nivelării piemontului, din care rezultă un complex de glacisuri îmbucate, pe care le-am numit glacisuri mijlocii. Aceste glacisuri s-au format la altitudinile de 275m, 250m, 225m, 200m și 175m. În profilul longitudinal toate înclină foarte ușor, datorită aceluiași proces descris la glacisul superior. În profil transversal, înclinarea este mai pronunțată, datorită evoluției ulterioare, tot prin glacisare.

Glacisurile medii sunt destul de bine conservate, apărând azi sub formă de culmi prelungi, separate de văi peste care corelarea se poate lesne realiza. Deși nu apar diferențieri marcante în ceea ce privește gradul de conservare, totuși se pot observa câteva sectoare în care succesiunea de glacisuri îmbucate apare completă: sectorul situat pe aliniamentul Leucușești-Dubești, sectorul Bodo-Bara-Ohaba Română-Ohaba Lungă, sectorul Bencecul de Sus-Brestoviț-Cuvejdia-Remetea Mică. În acest ultim sector apare, datorită fragmentării mai intense, procesul de separare al glacisurilor ca arii deluroase independente. Astfel, din glacisul de 250m s-au individualizat, prin adâncirea rețelei hidrografice, mai multe dealuri situate între comunele Sălciua Nouă, Remetea Mică, Buzad, Nădaș, apoi la sud de Altringen și Sintar, la vest și sud-vest de Cuvajdia, lângă Lighet, între Clarovăț-Bichici-Andrid-Teș. Aceleași procese mai apar numai la glacisul de 275m lângă Lighet și Cuvejdia.

Urmărite în profilul longitudinal al văilor Bega și Icu (fig.10), aceste glacisuri trec spre cursul lor superior, în forme asemănătoare cu tereasele. De fapt este vorba de partea "în con" a glacisurilor, sector poligenetic, care penetrează adânc pe văi, terminându-se în talvegul lor.

Pe glacisul superior începuse să se organizeze o rețea hidrografică autohtonă radiară, aflată în continuă adâncire. Retragera nivelului lacului Pannonic sub 275m lasă în urmă o suprafață plană și ușor înclinată, pe care debușau râurile în curs de adâncire în glacisul superior. Pe această suprafață proaspăt exondată scurgerea în pânză avea rolul modelator dominant alături de eroziunea laterală a râurilor cu scurgere intermitentă. Se formează un glacis vast în jurul altitudinii absolute de 275m, care se extindea în detrimentul glacisului superior.

După un model asemănător se formează glacisurile de la 250m, 225m, 200m. Pe măsură ce noile glacisuri se dezvoltau, cele vechi își restrâng suprafața, uneori fiind transformate în creste de intersecție, cum se poate observa în sectorul Hăugu de pe meridianul comunelor Făget-Birchiș.

Rezultă deci două concluzii principale:

- glacisurile mijlocii s-au format prin acțiunea eroziunii laterale de diferite tipuri, iar îmbucarea lor este rezultatul scăderii sacadate a nivelului lacului Pannonic și nu al mișcărilor tectonice sau modificărilor climatice;
- încă din perioada genezei glacisurilor mijlocii se începe fragmentarea piemontului, cu rezultatul său principal: geneza dealurilor Lipovei.

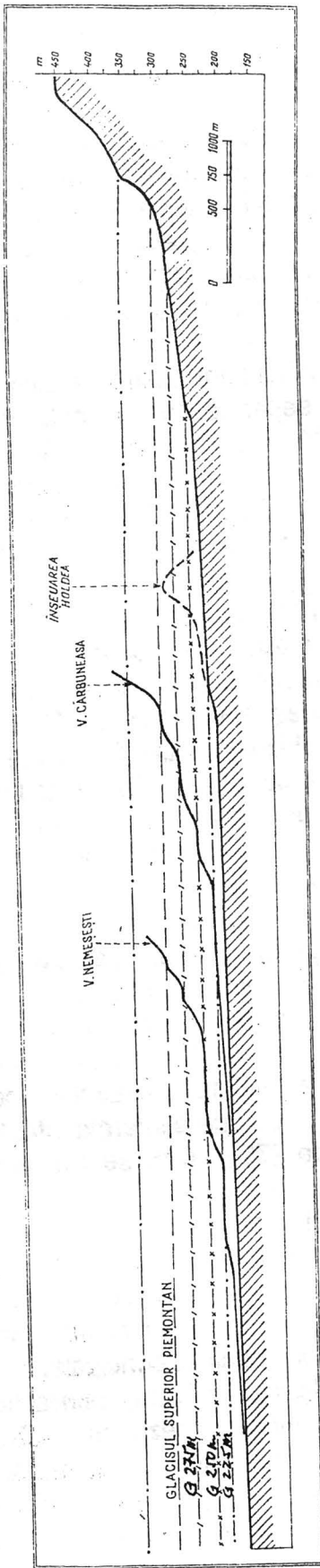


Fig. 10. Profil longitudinal pe V. Icuș.



#### 4.4.5. Fragmentarea piemonturilor și formarea dealurilor piemontane

După cum s-a arătat mai sus, încă din timpul nivelării piemontului (ne referim nu numai la câmpia piemontană, ci la piemont în sensul cel mai larg, deci la forma de acumulare în ansamblul ei) începe să se schițeze procesul de fragmentare pe verticală prin adâncirea rețelei hidrografice. Acest proces este însă lent, datorită menținerii nivelului de bază destul de ridicat. Numai odată cu retragerea nivelului lacului Pannonic se îndeplinesc condițiile pentru dezvoltarea accelerată a bazinelor hidrografice.

Retragerea lacului Pannonic spre centrul depresiunii are loc în levantinul mediu-superior, desfășurându-se rapid, după cum rezultă din alura versantelor din vestul masivului Highiș sub altitudinea de 200m. Se vorbește chiar de o "golire" ceea ce exprimă practic rapiditatea desfășurării procesului.

Fragmentarea piemontului și formarea dealurilor Lipovei se desfășoară în două stadii: stadiul culmilor piemontane, corespunzător fragmentării longitudinale radiară și stadiul dealurilor piemontane, corespunzător fragmentării transversale.

##### Formarea culmilor piemontane (fragmentarea radiară)

Activitatea de fragmentare, care începe chiar din timpul modelării glacisurilor, se intensifică din ce în ce mai mult, pe măsura dezvoltării bazinelor hidrografice.

Rețeaua hidrografică autohtonă se dezvoltă radiar în jurul platoului central care rămăsese din distrugerea accentuată a glacisului superior. Orientarea radiară a rețelei este condusă mai ales din panta lină a glacisurilor mijlocii îmbucate.

Ca urmare a fragmentării produse de rețeaua hidrografică într-un stadiu primar de dezvoltare, se formează un complex de culmi radiare în jurul platoului central. Aceste culmi sunt deci rezultatul primului stadiu de distrugere a piemontului. Spre sfârșitul acestui stadiu se trece la secționarea acestor culmi, care va fi procesul principal în stadiul următor.

##### Formarea dealurilor piemontane (fragmentarea transversală)

Ca urmare a trecerii rețelei hidrografice într-un nou stadiu de dezvoltare, în care din rețeaua inițială înăintează noi văi, de ordine inferioară, culmile piemontane sunt atacate transversal și fragmentate în sectoare deluroase. Acestea vor fi ulterior atacate de numeroase organisme torențiale, astfel încât vor fi reduse arealistic, cât și altitudinal.

S-au individualizat numeroase areale deluroase, bine marcate în peisaj. Caracterizarea acestui spațiu deluros implică în primul rând o analiză morfometrică, foarte necesară, deoarece indicii cantitativi rezultați definesc relieful prin caracteristici numerale, ceea ce conferă o mare precizie descrierilor.

Condiția sine qua non pentru ca această analiză să constituie un sprijin în interpretările geomorfologice, constă în necesitatea ca fiecărui indice să i se atribuie valoarea morfogenetică reală, bazată pe analiza atentă a situației din teren.

S-ar părea că după o analiză morfologică detaliată, este inutilă analiza morfometrică. Experiența a relevat, însă de nenumărate ori, gradul înalt de eroare obținut prin folosirea exclusivă a metodelor calitative, mai ales în ceea ce privește extensiunea și repartizarea spațială a diferitelor elemente de relief.

Deosebim două mari categorii de analize morfometrice: analiza morfometrică generală, al cărei scop constă în caracterizarea cantitativă a elementelor reliefului unei regiuni considerate ca întreg și analiza morfometrică detaliată, care urmărește studiul cantitativ independent și compart al subunităților de relief sau elementelor lor.

Relieful dealurilor Lipovei se individualizează față de regiunile vecine printr-o serie de indici cantitativi: hipsometrici, volumetrici, ai fragmentării, ai suprafețelor și ai bazinelor.

În analize s-au folosit metodele curente pentru determinarea indicilor hipsometrici, volumetrici și ai fragmentării (E. de Vaumas, 1954; I. Cole and C.M.N. King, 1969). Pentru indicii suprafețelor și pentru unele interpretări s-au folosit metode elaborate și verificate de noi.

Indicii hipsometrici. Cele trei valori hipsometrice importante sunt: altitudinea maximă, minimă și medie. Valorile indică un relief deluros jos (tabel 1). De remarcat că altitudinea maximă de 361,2m, înregistrată în dealul Tocalu situat la sud de comuna Lalasintzi, este legată de magmatitele mezozoice și permiane (bazalte, dolerite, spilite). Modul în care sunt repartizate în suprafață aceste altitudini este indicat pe hartă și curba hipsometrică.

Indicii volumetrici. Calculul volumului actual al reliefului și compararea acestuia cu volumul unui cilindru având baza și înălțimea egală cu baza și înălțimea reliefului, permite obținerea unor date cantitative care indică gradul de eroziune, respectiv etapa de evoluție în care se află relieful.

Aerația reliefului, exprimată prin coeficientul de aerație, este proporțional cu diferența dintre altitudinea medie și maximă (tabel 1). Se exprimă în procente și teoretic poate varia între 0% (relieful înainte de eroziune) și 100% (relieful după ce a fost erodat - stare care practic este rar atinsă). Aerația reliefului indică, deci etapa de evoluție în funcție de cantitatea de material erodat și transportat din relieful inițial. În cazul dealurilor Lipovei, acest coeficient are valoarea de 0,32%, ceea ce indică dezvoltarea actuală a fragmentării.

TABELUL 1

## MORFOMETRIA GENERALĂ A RELIEFULUI DEALURILOR LIPOVEI

INDICELE MORFOMETRIC	VALOAREA NUMERICĂ
ALTITUDINEA MAXIMĂ	361.2 m
MEDIA ALTITUDINII MAXIME	341.0 m
ALTITUDINEA MINIMĂ	100.0 m
MEDIA ALTITUDUNILOR MINIME	110.4 m
ALTITUDINEA MEDIE	250.0 m
VOLUMUL RELIEFULUI	226750 km <sup>3</sup>
VOLUMUL CILINDRULUI ÎNFĂȘURAT	335482 km <sup>2</sup>
VOLUMUL AERATIEI RELIEFULUI	108732 km <sup>2</sup>
COEFICIENTUL DE AERATIE	0.32 %
COEFICIENTUL DE MASIVITATE	0.67 %
FRAGMENTAREA VERTICALĂ MEDIE	15855 m
DENSITATEA MAXIMĂ A FRAGMENTĂRII	5 km/km <sup>2</sup>
DENSITATEA MINIMĂ A FRAGMENTĂRII	1 km/km <sup>2</sup>
TEXTURA MAXIMĂ A FRAGMENTĂRII	12.5
TEXTURA MINIMĂ A FRAGMENTĂRII	0.3
SUPRAFATA BAZEI RELIEFULUI	1000 km <sup>2</sup>
SUPRAFATA SECTOARELOR PLANE SAU USOR ÎNCLINATE	325 km <sup>2</sup>
COEFICIENTUL DE FRAGMENTARE AL SUPRAFETEI PLANE	0.32 %

Masivitatea reliefului este un indice care exprimă raportul dintre volumul reliefului și volumul unui cilindru a cărui bază și înălțime au suprafață egală cu a reliefului considerat. Coeficientul de masivitate se calculează simplu prin raportul dintre altitudinea medie și maximă, valoarea obținută fiind exprimată în procente. Masivitatea unei regiuni este maximă sau totală când coeficientul de masivitate are valoarea de 100%, deci când altitudinea medie este egală cu altitudinea maximă. Masivitatea este perfectă când reprezintă maximum de volum pentru relieful respectiv. Acest indice se aplică mai ales în regiunile montane și la piemonturile acumulative, aplicare lui la câmpii implicând dificultăți. Semnificația geomorfologică a coeficientului este legată de modificarea lui în timp. Astfel, în dealurile Lipovei valoarea lui actuală este de 0,67%; considerând că în etapa piemontului format, înainte de începutul fragmentării, valoarea coeficientului era de 100%, se poate intui stadiul actual al fragmentării și durata relativă până la atingerea valorii apropiate de 1% sau chiar 0%, când piemontul este complet disturs.

Analizând comparativ indicii de aerație și de masivitate rezultă o relație invers proporțională în timp: cu cât scade masivitatea, cu atât crește aerația și invers.

Indicii fragmentării. S-au calculat cei patru indici caracteristici ai fragmentării: densitatea, adâncimea, textura și fragmentarea generală. Valorile indică o disecție accentuată a reliefului sub toate aspectele ei. Aceste valori dau numai indicații generale, ele variind mult în cadrul fiecărui bazin hidrografic. Se remarcă însă, concordanța cu ceilalți indici, ceea ce reflectă aceeași etapă de evoluție.

Morfometria generală a interfluviilor. Relieful nefragmentat sau în stare incipientă de fragmentare, reprezentat prin interfluvii, se prezintă ca o succesiune de trepte plane sau ușor înclinate, după cum s-a arătat la începutul acestei părți. Succesiunea de trepte formează, în ansamblu ceea ce numim versante de front piemontan, în care s-a adâncit ulterior rețeaua hidrografică, fragmentându-le. În cadrul văilor care secționează versantele de front piemontan s-au dezvoltat versantele de vale. Deosebirea este nu numai de natură morfogenetică (versantele de front piemontan sunt foarte larg extinse și cad în trepte cu pantă lină), dar mai ales morfogenetică: primele s-au format prin glacisare, pe când versantele de vale, prin procese de adâncire a râurilor și prin terasare.

Pentru analiza morfometrică a versantelor s-a folosit metoda lui A. Young (1964), care constă în măsurarea pe profilul versantului a două categorii de lungimi: porțiunile liniare numite segmente de versant și porțiunile curbe, numite elemente de versant, ambele porțiuni alcătuind unitățile de versant. Analiza implică două noțiuni fundamentale: secvența și faza de dezvoltare, cu profund semnificații morfogenetice. Faza de dezvoltare este perioada de timp în care rata eroziunii se menține la o anumită valoare; în profilul versantului fiecărei faze îi corespunde un segment și uneori o porțiune dintr-un element. Secvența de dezvoltare cuprinde succesiune de faze care generează succesiv două elemente și două segmente.

Din analiza a peste 100 profiluri rezultă situația medie (fig. 11) din care se desprind câteva concluzii:

- versantele de front piemontan se caracterizează prin cinci secvențe de dezvoltare, la care se adaugă la partea inferioară, două terase și nivelul actual al câmpiei de acumulare (nivelul de bază local);

- fiecărei secvențe de versant îi corespund numai două faze principale; uneori pot apărea mai multe faze, dar acestea sunt numai rezultatul unor procese secundare;

- segmentele de versant (reprezentate prin sectoarele rectilinii) au extensiuni mai mari decât elementele de versant (sectoarele curbe);

- racordul dintre fazele secundare se face prin treceri foarte line, uneori abia marcate; această stare se datorează evoluției versantului ulterior formării fiecărei secvențe, prin procese favorizate de roca friabilă (nisipuri, pietrișuri, argile).

Analiza extensiunii și frecvenței suprafețelor plane sau ușor înclinate indică predominarea treptelor cu altitudinile absolute între 190-215m și 245-265m.

### Morfometria comparată a bazinelor hidrografice

Cunoașterea stării actuale a bazinelor hidrografice permite stabilirea direcției, intensității și ritmul evoluției din trecut și desfășurarea acesteia în viitor. Aici ne vom opri asupra unor indici cantitativi generali, ceea ce ne va permite efectuarea unei serii de comparații foarte utile pentru caracterizarea reliefului.

### Bazinele tributare văii Bega

Din dealurile Lipovei, Bega primește 37 afluneți, reprezentând tot atâtea bazine cu ordine, caracteristici de drenaj și morfometrice foarte diferite, expuse în tabelul 2. Sintetizând aceste date primare rezultă tocmai trăsăturile generale, reprezentate prin medii (tabelul 2):

- majoritatea bazinelor sunt de ordinul II, III și IV, ceea ce indică un grad de evoluții destul de avansat;;

- suprafețele acestor bazine, ca și perimetrul lor, sunt mici sau mijlocii; repartiția valorilor este destul de bine echilibrată; 60% din bazine au suprafața sub 20 km<sup>2</sup>;

- altitudinile sunt reduse, tipice unui relief deluros jos; valorile medii sunt distribuite foarte uniform între 140m și 240m - bazinele peste 250 m, fiind foarte puține (numai trei bazine, ceea ce reprezintă 8%);

- în cadrul acestor bazine predomină net văile de ordinul I;

- indicele de simetrie este în general mare, ceea ce denotă o dezvoltare generală simetrică a bazinelor, datorită unor procese care apar în timpul dezvoltării bazinului; ;

- indicele de alungire prezintă valori apropiate de unitate, ceea ce denotă o dezvoltare omogenă a rețelei în jurul arterei principale, precum și faptul că bazinele s-au dezvoltat în funcție de o singură pantă dominantă.

Urmărind variația suprafețelor, perimetrelor și altitudinilor medii pentru fiecare ordin rezultă o creștere aproape paralelă și geometrică a suprafețelor și perimetrelor medii în funcție de ordinul bazinului. Altitudinile medii variază conform altei curbe: maximul este atins pentru bazinele cu ordinul III, urmând apoi o scădere. Aceasta se datorează relației strânse dintre gradul de evoluție al bazinului și altitudinea lui medie: cu cât bazinul este mai evoluat, cu atât altitudinea sa medie este mai scăzută. Dezvoltarea tuturor bazinelor pe aceeași litologie permite o asemenea repartitie a altitudinilor, normală și tipică pentru astfel de condiții.

Revenind la tabelul primar (tabelul 2) se constată că 30 bazine (82%) sunt orientate cu axul mare de la nord la sud, 6 bazine (17%) sunt orientate nord est-sud și numai un bazin este orientat de la est către vest. Aceasta indică direcțiile de dezvoltare a bazinelor conform unor pante dominante orientate în special de la nord către sud.

### Bazinele tributare văii Mureșului

Din dealurile Lipovei, Mureșul primește 44 văi afluențe. În tabelul anexa II sunt redate caracterele morfometrice și de drenaj pentru 34 de bazine, unele bazine de ordinul I fiind cuprinse într-un singur perimetru (Lalașinți I, Lipova II și III, Belotinți I). Aceste date primare au fost prelucrate obținându-se mediile pentru bazine cu ordine diferite (tabel 3), din care rezultă următoarele trăsături generale:

- predomină bazinele cu ordine inferioară (I și II), precum și cele cu ordine medii (III); bazinele cu ierarhizare mai complicată (ordinea V și VI) sunt rare (reprezentând numai 6% din total), ceea ce indică un grad de evoluție puțin avansat;

- în legătură cu numărul mare de bazine de ordin inferior, predomină suprafețele și perimetrele mici (supraafețe sub 10km<sup>2</sup> reprezintă 81% din total);

- altitudinile medii ale bazinelor depășesc 200m, cele mai frecvente fiind altitudinile de 190-200m (45%) și 221-240m (26%);

- relațiile dintre aceste trei variabile relevă clar relația strânsă dintre suprafețe și perimetre, conform legității variației acestor două variabile: altitudinea variază independent de suprafețe și perimetre, în cazul de față este în funcție de litologia pe care o dezvoltă bazinul respectiv. Astfel, cele două maxime corespund bazinelor dezvoltate pe rocile dure mezozoice;

- asimetria bazinelor crește normal, cu creșterea ierarhizării rețelei;

- alungirea bazinelor prezintă variații între 1,2 și 1,6, ceea ce indică o dezvoltare în condiții destul de heterogene în legătură, mai ales cu variațiile litologice;

- orientarea bazinelor urmează direcția sud către nord (68% din totalul bazinelor) sau vest-est (17%), sud est-nord vest (8%), sud vest-nord est (7%); aceste variații ale orientării sunt legate de litologie și de condițiile de dezvoltare a rețelei hidrografice spre defileul Mureșului.

TABELUL 2

CARACTERISTICILE MEDII ALE BAZINELOR DE DIFERITE ORDINE TRIBUTARE V. BEGA

ORDINUL BAZINULUI	BAZINE		SUPRAF. TOTALA		SUPRAF. MEDIE Km <sup>2</sup>	PERIMETRU MEDIU Km <sup>2</sup>	ALTITUDIN MEDIE m	DENSITATEA MEDIEA DREN. Km/m <sup>2</sup>	NR. MEDIU DE VAI	INDICELE MEDIU DE ASIMETRIE	INDIC. MEDIU ALUNG.	LUNG. MED. A RÂULUI
	N <sub>x</sub>	F <sub>x</sub> %	Km <sup>2</sup>	F <sub>x</sub> %								
I	2	5.3	1.4	0.1	2.0	5	165	0.7	1	0.8	1.0	1.4
II	9	24.3	25.3	2.1	3.5	7.5	170	2.1	7.1	0.7	1.1	3.8
III	9	24.3	54.0	4.5	5.6	11	220	37	28.2	0.7	1.0	5.5
IV	10	27.3	277.2	23.2	30.0	26	205	2.5	94.2	0.6	1.1	12.5
V	6	16.2	564.5	47.5	94.5	45	185	2.3	295.3	0.5	1.1	20.8
VI	1	2.6	270.0	22.6	-	-	205	2.7	1004	0.8	1.2	36
TOTAL	37	100	1192.4	100	27.1	-	191	-	-	-	-	-

**TABELUL 3**

**CARACTERISTICILE MEDII ALE BAZINELOR DE DIFERITE ORDINE TRIBUTARE V. MURES**

ORDINUL BAZINULUI	BAZINE		SUPRAF. TOTALA		SUPRAF. MEDIE Km <sup>2</sup>	PERIMETRU MEDIU Km <sup>2</sup>	ALTITUDIN MEDIE m	DENSITATEA MEDIEA DREN. Km/Km <sup>2</sup>	NR. MEDIU DE VAI	INDICELE MEDIU DE ASIMETRIE	INDIC.M EDIU ALUNG.	LUNG. MED. RÂULUI
	Nx	Fx %	Km <sup>2</sup>	Fx %								
I	11	25.0	8	1.8	0.7	1.1	200	1.5	1	0.8	1.6	1.8
II	14	32.0	30.9	7.2	2.2	5.5	209	5.4	5.7	0.7	1.3	2.6
III	9	20.4	42.5	9.6	4.7	6	217	5.0	12.5	0.6	1.4	5.1
IV	7	16.0	135.2	33.7	19.2	19	212	2.2	57.7	0.7	1.2	9.5
V	2	4.6	160.0	36.2	80.0	43	244	3.2	444.5	0.8	1.4	22
VI	1	2.0	54.0	11.5	54.0	54	215	3.3	331	0.9	1.2	18
TOTAL	44	100.0	430.7	100.0	21.3	-	216	-	-	-	-	-



## Comparație între bazinele tributare văii Bega și văii Mureșului.

Valorile numerice ale principalelor trăsături morfometrice și de drenaj ale bazinelor tributare celor două văi care delimitează spre nord și sud dealurile Lipovei, confirmă și precizează prima părere făcută după lectura unei hărți la scară mijlocie: existența unor deosebiri accentuate între sectoarele drenate de afluenții Mureșului și ai Begheiului. Totodată, analiza morfometrică relevă o serie de aspecte de detaliu, care de altfel scapă:

- aparent ierarhizarea bazinelor este identică, ambele categorii de bazine prezentând o ierarhie a rețelei de maximum ordinul VI; diferă însă frecvența bazinelor cu un anumit ordin: în cadrul bazinelor tributare Begheiului predomină bazinele de ordin mijlociu, iar în cadrul celor tributare Mureșului, predomină bazinele cu ordine inferioare. Ambele situații denotă o mare complexitate morfogenetică, în cazul bazinelor tributare Begheiului este însă vorba de o evoluție "normală" spre o ierarhizare din ce în ce mai complexă, pe când în cazul tributurilor Mureșului este vorba de o reducere a bazinelor în favoarea extinderii defileului, după cum se va arăta în partea a doua a lucrării.

Extensiunea bazinelor, reprezentată prin suprafețe și perimetre, variază direct proporțional cu ordinul, prezentând valori asemănătoare; deosebirea constă în numărul mare de bazine cu suprafețe foarte mici și mici (sub 5km<sup>2</sup>) care sunt caracteristice afluenților Mureșului. Raporturile dintre variațiile suprafețelor bazinelor și ierarhizarea lor (fig. 12) reflectă caracterul de complexitate.

- repartizarea altitudinală a bazinelor diferă: bazinele tributare Mureșului sunt mai înalte, iar repartiția valorilor este heterogenă; bazinele tributare Begheiului au altitudini mijlocii cuprinse într-o gamă mai largă, iar repartiția valorilor este mult mai omogenă, în legătură cu uniformitatea accentuată a condițiilor de dezvoltare din bazinele respective. Aceste deosebiri, atât de clar evidențiate grafic reflectă nu numai linii diferite de evoluție, dar și complexități diferite, ca urmare a varietății litologice din sectorul tributurilor Mureșului.

- indicii de asimetrie și alungire ai bazinelor, ca și orientarea lor, confirmă aceleași deosebiri.

Analiza morfometrică comparată a bazinelor indică o serie de deosebiri între cele două categorii de bazine, care confirmă existența unor stări morfogenetice deosebite. Nu este vorba atât de grade de evoluție mult deosebite, ci de direcții diferite.

Astfel, evoluția rețelei hidrografice tributare văii Bega s-a desfășurat în strânsă legătură cu evoluția reliefului din sudul și sud-vestul dealurilor Lipovei, prin glacisare succesivă. Organizarea rețelei a urmat aceeași succesiune, complicându-se treptat sub toate aspectele. Valea Mureșului (în sectorul defileului), s-a adâncit într-un ritm destul de rapid, iar afluenții săi, din dealurile Lipovei, și-au dezvoltat bazinele pe versantele terasate ale defileului

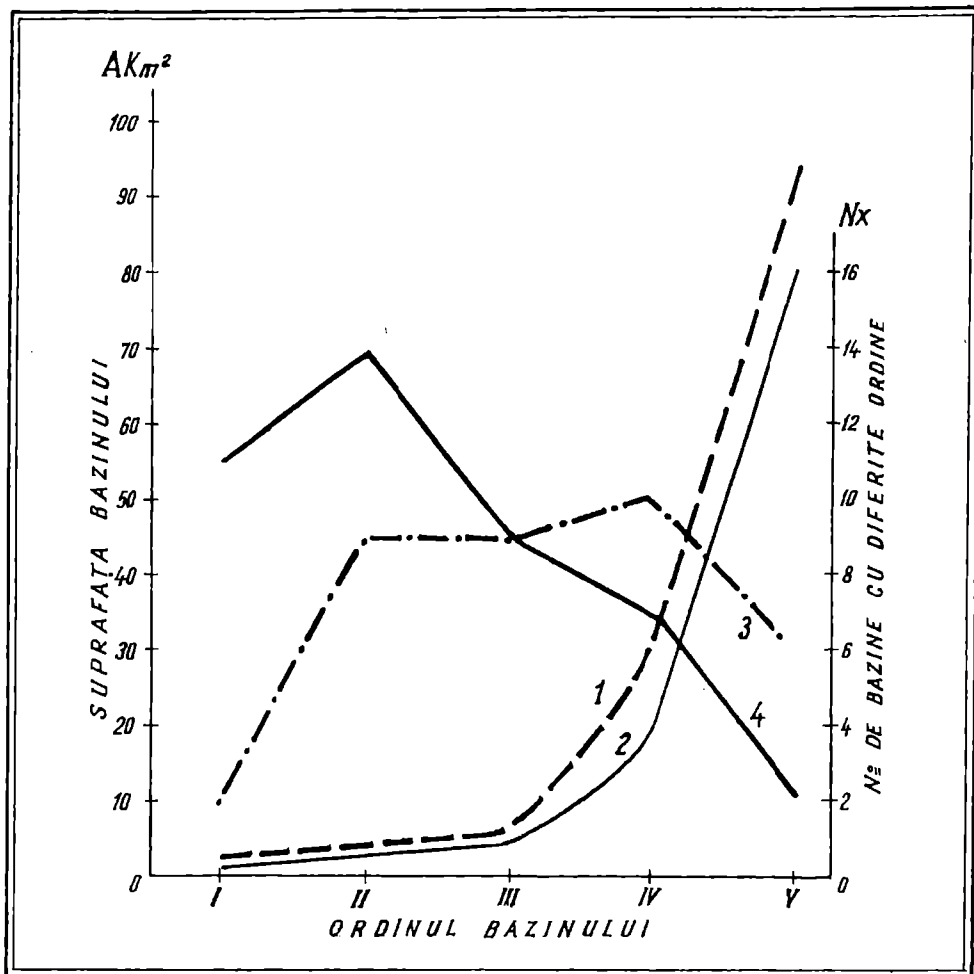


Fig. 12. Variația suprafeței bazinelor tributare V. Bega (1) și V. Mureș (2), precum și distribuția numărului de bazine cu diferite ordine tributare V. Bega (3) și V. Mureș (4).

Datorită predominării rocilor dure, evoluția bazinelor a fost mai lentă decât în cazul afluenților văii Bega. În afară de aceasta, după adâncirea Mureșului, defileul a evoluat în direcția lărgirii lui, prin variate procese de versant. Lărgirea a afectat suprafața bazinelor tributare, reducând-o simțitor. În parerea noastră vom analiza detaliat aceste probleme.

Concluzia desprinsă din analiza morfometrică a rețelei hidrografice, care indică direcții diferite de evoluție, este astfel elucidată; bazinele râurilor afluate văii Bega au evoluat "normal", pe litologie omogenă, spre complicarea structurii și formei, iar bazinele tributare văii Mureșului au evoluat (în strânsă legătură cu defileul), pe litologie heterogenă spre reducerea suprafețelor prin "decapitarea" sectoarelor inferioare ale bazinelor, concomitent cu lărgirea defileului.

## CONCLUZII

Analiza morfometrică a dealurilor Lipovei precizează, prin valorile numerale ale indicilor, următoarea caracterizare a reliefului:

- altitudini reduse, caracteristice dealurilor piemontane joase cu coeficienți de separații și de masivitate care indică dezvoltarea accentuată a fragmentării transversale: orientarea fragmentării majore în sens transversal duce la menținerea coeficientului de masivitate la o valoare destul de ridicată, cu toate că adâncirea fragmentării este pronunțată;

- relieful este repartizat în cinci trepte plane sau ușor înclinate (predomină cele cu altitudinea de 190-215m și 245-265m), separate prin versante a căror pantă nu depășește 20°;

- pe acest relief, în decursul evoluției lui s-au grefat 81 de bazine hidrografice (37 spre Bega și 44 spre Mureș) ai căror indici morfometrici reflectă dezvoltarea lor în condiții diferite.

### 4.5. Morfologia reliefului Dealurilor Lipovei

Caracterizarea morfometrică efectuată mai sus poate substitui analiza descriptivă a reliefului. Rolul acestei analize, constă în descrierea elementelor reliefului sesizate prin metode calitative și cantitative și încadrarea lor în anumite tipuri de forme. Menționăm că nu vom discuta aici motivele atribuirii diferitelor elemente de relief la toate formele respective.

Au fost deosebite două principale forme de relief: glacisurile și terasele. Între glacisuri se diferențiază: glacisul superior format prin glacisarea câmpiei piemontane inițiale și succesiunea de glacisuri îmbucate care se desfășoară între acestea și terase.

Ne vom opori mai jos asupra acestor forme și a variațiilor pe care le înregistrează în diferite sectoare.

Glacisul superior. S-a arătat mai sus că în jurul altitudinii de 300m se dezvoltă o suprafață aproape plană, fragmentată, uneori adusă până la

stadiul de creastă de intersecție, prin evoluția rețelei hidrografice (fig.13). Profilul relevă că înclinarea destul de pronunțată care apare la contactul cu dealurile Bulzei, scade din ce în ce mai mult, până la planitate aproape totală. Această suprafață este un glacis piemontan, care inițial era larg extins, dar a fost fragmentat prin denudarea ulterioară. Caracterul de glacis este destul de puțin evident în etapa actuală, datorită stratului de argilă roșcată și sol, formate în cuaternar, care au uniformizat panta și așa foarte redusă, a glacisului piemontan inițial. Poziția sa ne-a determinat să numim acest glacis "superior".

Gradul său de distrugere este avansat. Apare destul de bine conservat la contactul cu dealurile Bulzei, apoi pe aliniamentul Sintești-Groși este distrus și transformat într-o creastă de intersecție. Între aliniamentele Sintești-Căpâlnaș și Făget-Birchiș apare din nou ca o culme netedă, uneori destul de lată. Spre vest de ultimul aliniament capătă aspect de dealuri martori, transformate cel mai adesea în creste de intersecție. Este mai extins între Cuveșdia și Patârș, unde rețază, parțial sedimentarul și eruptivul mezozoic. Extremul vestic atins de glacisul piemontan superior se află la sud de Neudorf și între Comeat-Buzad-Nădaș, unde se prezintă cu dealuri martori de eroziune.

Deasupra acestui glacis, se ridică ca martori, resturi ale nivelului 350m, dar numai acolo unde roca dură le-a conservat (la sud de Ususău, lângă Zăbalț și între Belosint și Lalașint), precum și la contactul cu Dealurile Bulzei.

Transformarea glacisului superior în creastă de intersecție este evidentă mai ales între aliniamentele Birchiș-Făget, în est și Tela-Topla, în vest, precum și între Bruznic-Pătârș. În aceste sectoare altitudinea scade cu 20-60m sub nivelul de 300m, datorită proceselor de eroziune mai intense la intersecție. Se poate reconstitui cu ușurință vechea extensiune a glacisurilor până la aliniamentul comunei Siștarovăț. De aici spre vest fragmentarea devine mult mai densă și adâncă, transformând relieful în dealuri relativ bine individualizate a căror altitudini maxime se pot totuși corela, reconstituind vechea extensiune a glacisului.

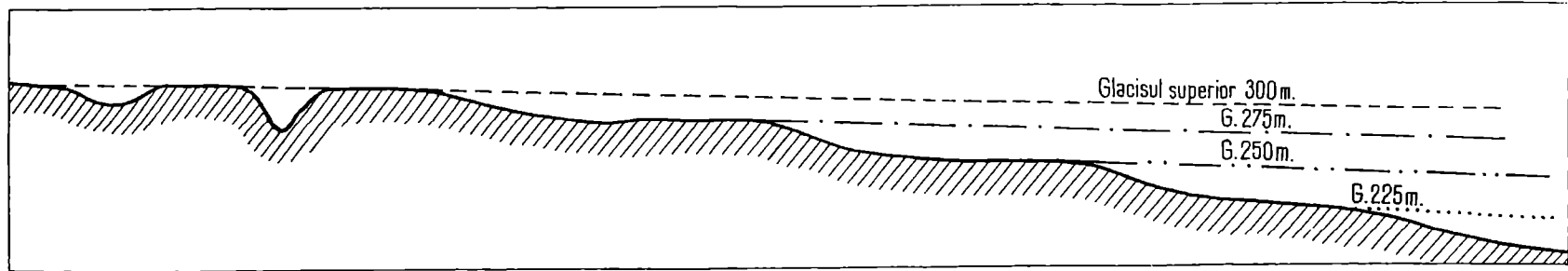
Spre nord și sud față de glacisul superior s-au dezvoltat trei categorii de forme diferite:

- glacisurile medii, dezvoltate ca un complex de forme îmbucate spre sud, sud-vest și vest;

- terasele Mureșului, din cadrul defileului, ulterior parțial glacisate pe mari porțiuni;

- terasele văii Bega.

Glacisurile medii sunt situate la altitudini de 275m, 250m, 225m, 200m și 175m. În profilul longitudinal toate înclină foarte puțin, datorită aceluiași proces descris la glacisul superior. În profil transversal înclinarea este mai pronunțată datorită evoluției ulterioare, tot prin glacisare, după cum se va arăta în partea a doua a lucrării.



*Fig. 13. Profil morfologic prin D. Lipovei.*

Glacisurile medii sunt destul de bine conservate, sub formă de culmi prelungi separate de văi peste care corelarea se face evident. Nu apar diferențieri marcante a gradului de conservare. Se observă totuși câteva sectoare unde succesiunea de glacisuri îmbucate apare completă: sectorul situat pe aliniamentul Leucușești-Dubești, sectorul Bodo-Bara-Obaha Română-Obaha Lungă, sectorul Benceul de Sus-Brestovăț-Cuvejdia-Remetea Mică. În acest ultim sector apare datorită fragmentării mai intense, procesul de separare a glacisurilor cu arii deluroase independente. Astfel glacisurile de 250m rețază dealuri chiar individualizate între comunele Sălciua Nouă, Remetea Mică, Buzad, Nădaș, apoi la sud de Altringen și Sintar, la vest și sud-vest de Cuvejdia, lângă Lighet, între Clarovăț-Bichigi-Andrid-Teș. Aceleași procese mai apar numai la glacisul de 275m, la nord de Lighet și la vest de Cuvejdia.

Urmărite în profilul longitudinal al văilor, aceste glacisuri trec în cursul superior al Icuului și Begheului în forme foarte asemănătoare cu terasele. De fapt, este vorba de partea "în con" a glacisului, sector poligenetic care penetrează adânc pe văi, terminându-se în talvegul lor. Locul de trecere în talveg corespunde unor sectoare plane ale văii deasupra cărora panta talvegului crește brusc. În acest fel glacisul de 175m trece în talveg la Temerești, cel de 250 la Sintești, cel de 225m în amonte de Nemeșești, cel de 250m lângă Coșteiu de Sus, iar cel de 275m urcă pe valea Icu mai sus de Lunca Cârână.

Terasele Begheului. Sunt tăiate de râu în depozitele pliocene la 150m și 130m. Caracterul de terasă apare clar în avale de Senovița. terasa de 150m este bine contruată între Senovița-Petrovoselo și între Ianova-Giarmata. Terasa de la 130m este mai puțin clară, apărând mai mult ca o luncă înaltă. Numai în cursul inferior al Beregsăului mai este bine conturată.

Fragmentarea acestor terase este foarte extinsă în prezent, prin dezvoltarea unor bazine hidrografice de rang inferior. În multe locuri, pe seama teraselor s-au dezvoltat, recent glacisuri de luncă, în continuă extensiune (glacisuri funcționale) prin procese de glacisare conduse de rețeaua hidrografică cu scurgere intermitentă.

Concluzii. Analiza morfografică ne-a dus la identificarea a două categorii de forme: glacisuri și terase, fragmente de văi în diferite grade. Racordul dintre toate aceste forme se realizează prin versante, în general puțin înclinate. Părțile sudice, sud-vestice și vestice ale Dealurilor Lipovei sunt dominate de o succesiune de glacisuri îmbucate, sub care se află două terase și un glacis de luncă. Toate aceste forme s-au dezvoltat în detrimentul glacisului piemontan superior, care azi se prezintă într-un grad înaintat de distrugere, prin extensiunea bazinelor hidrografice. Gradul de distrugere crește spre vest, în legătură cu creșterea intensității eroziunii favorizată de aria de subsidență alăturată. Glacisurile tipice de pe bordura vestică, sud-vestică și sudică a Dealurilor Lipovei se continuă "în con" pe valea Bega și valea Icu, terminându-se în talvegul lor. Pe Valea Bega apar numai două terase tipice, sub care se află un glacis de luncă și apoi lunca actuală.

### Condiționări morfologice în Dealurile Lipovei.

Relieful dealurilor Lipovei se dezvoltă pe două tipuri de formațiuni petrografice foarte diferite prin comportamentul lor față de acțiunea agenților mediului: depozitele deltaice pliocene și formațiunile eruptive sau sedimentare mezozoice. Trăsăturile petrologice ale acestor două categorii se reflectă în morfologie prin faptul că impun diferențieri morfometrice, care însă nu sunt atât de însemnate pentru a individualiza subunități diferite. Se formează totuși pe aceste formațiuni o serie de microforme tipice, care dau anumite trăsături reliefului.

Relieful dezvoltat de depozitele pliocene. Cea mai mare parte a reliefului Dealurilor Lipovei se dezvoltă pe depozitele pliocene cu caracter deltaic, reprezentate printr-o succesiune de nisipuri, nisipuri argiloase, marne și argile, cu intercalații de orizonturi cu pietrișuri și gresii. Nisipurile sunt, în general fine, îndesate; predomină nisipurile argiloase. Orizonturile argiloase apar, mai ales la baza nisipurilor. Pietrișurile sunt alcătuite din cuarțite, cuarț, gnaise, oculare, micașturi, banatite, calcare și gresii, alcătuire petrologică, care indică proveniența lor; o arie largă, cuprinzând bazinul actual al Mureșului, cel puțin începând din aval de Simeria.

Relieful dezvoltat pe aceste depozite se caracterizează prin linii domoale. Procesele actuale sunt foarte active acolo unde omul a rupt echilibrul natural, accelerând eroziunea; au fost generate, în acest fel, microforme tipice: rigole, orașe, revene, uneori asociate în areale cu bad-land-uri, de diferite extensiuni. De asemenea, dezvoltarea unor orizonturi argiloase în baza nisipurilor favorizează alunecările de teren. Asupra acestor forme ne vom opri la analiza proceselor actuale.

Direcția și intensitatea modelării reliefului este legată în cea mai mare măsură de înălțarea critică foarte redusă (în jur de 20m), rămasă după etapele cu eroziune activă. Această situație favorizează echilibrarea rapidă a profilurilor versantelor și menținerea lor în acest stadiu.

Relieful dezvoltat pe formațiunile mezozoice. Sedimentarul mezozoic este reprezentat prin sisturi argiloase, conglomerate, marno-calcare, alternând cu ofiolite, foarte asemănătoare cu straturile de Sinaia. Rezistența acestor roci la eroziune, deși mai mare, nu diferă mult de aceea a depozitelor detritice pliocene. De aceea, relieful dezvoltat pe aceste formațiuni păstrează caracterele generale ale dealurilor Lipovei. Diferă numai altitudinea (care este mai mare) și adâncimea și desimea fragmentării (care este mai mică).

Eruptivul mezozoic este reprezentat prin bazalte (melafire), dolerite (diabaze) și spilite. Toate sunt roci dure, cu mare rezistență la eroziune. Relieful dezvoltat pe aceste formațiuni este redus ca suprafață, dar bine conturat prin înălțime (aici apar altitudinile maxime) și masivitate. Versantele au pante mai abruțe, pe care se desfășoară o bogată gamă de procese actuale mai ales în sectoarele defrișate. Bazinele hidrografice sunt puțin dezvoltate și sunt de rang inferior (ordinul I și II); văile au cădere mare, ceea ce le conferă, deseori, caracter torențial.

## 5. DEFILEUL MUREȘULUI ȘI LOCUL SĂU ÎN CADRUL RELIEFULUI GENERAT ÎN ULTIMUL CICLU PIEMONTAN

Defileul Mureșului ocupă un loc important printre marile defilee transcarpatice și a reprezentat o problemă dificilă de morfogeneză pentru geografi și geologi încă de la sfârșitul secolului trecut. Surprinzător, problema evoluției cursului inferior al Mureșului și a formării defileului a fost abordată numai la nivel general, pe baza unor interpretări cartografice din cabine sau a unor observații generale la teren.

Ipotezele emise se grupează în trei categorii, după cum susțin captarea, supraimpunerea sau antecedența.

Ipoteza captării este cea mai veche, fiind elaborată de L. Loczy (1883 și 1887). Mult mai recent este reluată de către R. Ficheux (1934), care susține că inițial Mureșul ar fi curs spre sud-vest (spre Timișoara), trecând peste actuala înșeuare de la Holdea. Captarea ar fi avut loc la Tătărești, datorită unei lăsări tectonice spre nord și nord-vest. Subsidența din bazinul de la Sarret ar fi contribuit, după R. Ficheux, la activarea eroziunii pe râul captator, care înainta de la Lipova spre est.

Gr. Pop (1947) încearcă să valideze ipoteza lui R. Ficheux prin cercetări asupra înșeuării de la Holdea, corelate cu unele observații generale în sectorul Tătărești-Zam. Autorul pornește de la analiza situației pârâului Glodghilești, care a captat valea Godinești. Captarea Mureșului s-ar fi produs printr-un proces asemănător: un alt afluent, sau chiar capul Văii Glodghilești, a pătruns prin eroziune regresivă în calea vechiului Mureș (de fapt în Depresiunea Iliă, n.a.). Captarea ar fi avut loc între comunele Grind și Lăsău. Argumentele lui Gh. Pop sunt: nivelul de 300m din avale de Zam, reprezintă patul vechiului râu captator; terasele de +10m, +20m și +60m se continuă din avale în amonte de sectorul Zam-Tătărești. Vârsta captării ar fi levantin superior-cuaternar inferior. În încheiere Gh. Pop nu exclude captarea prin revărsare și o difluență a Mureșului pe o scurtă perioadă de timp.

Susținând captarea Gh. Pop recunoaște, a priori, existența unui curs al Mureșului spre sud-vest peste înșeuarea de la Holdea. Ca argumente convingătoare consideră că nivelul de 350m ca resturi ale vechiului pat al Mureșului, în care s-ar fi sculptat al doilea pat la 300-310m. La Holdea ar apărea, deci evident un proces de tasare, ceea ce ar fi dovedit și de natura pietrișurilor (pitrologie, granulozitate etc.): pietrișurile au caracter fluviatil, galeții sunt formați din roci care se află în estul înșeuării, gradul de rulare ar indica un transport efectuat de ape cu debit important. Deși menționează cercetările efectuate de O. Kadic (1903), care dovedește că pietrișurile au origine coluvială și proluvială evidentă, Gh. Pop interpretează observațiile în spiritul ipotezei lui R. Ficheux.

Admițând argumentele lui Gh. Pop, ar fi necesare următoarele premise morfogenetice pentru a se produce captarea:



- eroziunea regresivă trebuie să fie foarte intensă pentru a putea străpunge bara de aglomerate andezitice, pe care autorul o indică între dealurile Bulzei și munții Zărandului;

- formarea nivelului de 300m înainte de captare necesită un râu mare, care să exercite o eroziune foarte intensă pe un spațiu vast.

Ambele premise de mai sus implică, a priori, existența unui râu mare, cu debit important, ceea ce nu poate fi justificat în nici un fel. Un asemenea râu, care să înainteze de la Lipova spre est, pe marginea muntelui, la cca.300m, nu putea primi afluenți decât din nord, din munții Zărand sau din masivele Highiș și Drocea. Or bazinele acestor afluenți nu puteau depăși suprafețe de 15km<sup>2</sup>, adăugând la aceasta înălțimea redusă a munților și climatul nu prea bogat în precipitații, se ajunge la concluzia că un asemenea râu nu putea crea un nivel atât de dezvoltat ca nivelul de 300m și nici nu putea eroda regresiv atât de intens, încât să străpungă bara de erupție, groasă de mai mulți km., presupusă de autorul ipotezei.

Gr. Posea (1967, 1970) dă o nouă interpretare problemei captării, prin următoarele precizări. După retragerea apelor Mării Pannonice (în dacian-levantin), râurile coborau din Munții Apuseni, depuneau aluviuni sub forma unui evantai enorm situat peste actualul piemont al Lipovei. Conurile râurilor împingeau gura Mureșului spre sud. Când se atinge un echilibru între profilurile longitudinale ale râurilor și suprafața piemontului, râurile se instalează ca văi în sectorul de divagare piemontană (în romanian superior sau villafranchian). Această situație a surprins Mureșul curgând spre Bega. Când evoluția ascendentă a piemontului s-a redus aproape total, pe suprafața sa se instalează o serie de văi scurte, printre care și un curs subsecvent la contactul dintre Munții Zărand și Piemontul Lipovei. Acest curs alimentat de ape mici își cheltuie energia (la viituri) pentru eroziune și nu pentru transport, deoarece nu era încărcat de aluviuni (Gr. Posea, 1967, pag. 243). Mureșul, din contră, aducea încă multe aluviuni, cheltuindu-și energia pentru transportul lor și înălțându-și albia. Rezultă deci că una din cauzele cele mai importante ale captării ar fi fost: ... "cantitatea mare de materiale cu care Mureșul continua să-și aluvioneze patul, mergând până la unele deversări" (Gr. Posea, 1969, pag. 30).

Ipoteza supraimpunerii este susținută încă de la începutul secolului de către L. Sawicki (1912) care respinge categoric ideile lui L. Loczy.

L. Sawicki (1912) începe cu studiul teraselor din Defileul Mureșului, de la nivelul luncii actuale, până la 400m altitudine absolută. Încadrând nivelul de 400m (care retează măgura Glod de lângă Zam) în sistemul VI de terase, admite că Mureșul ar fi urmat exact talvegul său actual începând din pontian, când ar fi curs la altitudinea actuală de 400m. Supraimpunerea râului ar fi avut loc în pietrișurile pontiene, care acopereau atât măgura Glod, cât și restul regiunii.

57 de ani mai târziu, N. Orghidan (1969) publică observațiile sale asupra formării Defileului Mureșului, pronunțându-se de la început împotriva captării. Acceptând ideea lui L. Sawicki, autorul face unele precizări, pe care le consideră necesare pentru întărirea ipotezei supraimpunerii. Astfel, deplasarea Mureșului spre dreapta s-a efectuat pe suprafața de 400m datorită conurilor de

dejecție ale văilor Râul și Bega. Abia după aceea Mureșul s-a adâncit epigenetic în depozitele pontiene.

Gr. Posea (1969, ;1970) admite posibilitatea unei epigeneze, arătând că bara de aglomerate andezitice de la 20m depășea cu mult nivelul înșeuării. După acest autor, Mureșul s-ar fi format epigenetic în defileu și ar fi pătruns prin captare în Depresiunea Transilvaniei.

Prezentarea succintă a ipotezelor emise pentru explicarea morfogenezei Defileului Mureșului relevă stadiul incipient al cunoașterii morfologiei, fără de care nu se poate trece la explicații morfogenetice. Lipsesc cartările detaliate ale teraselor, glacisurilor și nivelurilor pe suprafețe cât mai mari. Se ignoră totodată rolul paleoreliefului în impunerea unor trăsături reliefului actual.

Încercăm să umplem acest gol informațional prin cartarea de detaliu a Defileului Mureșului, din aceasta rezultând însăși morfogeneza regiunii.

## 5.1. Morfologia Defileului Mureșului

### Morfologia Depresiunii Ilia

Situată între bara de cristalin de la Brănișca, în est și dealurile Bulzei, în vest, Depresiunea Ilia se extinde pe seama unor formațiuni litologice cu rezistență redusă: în nord (spre Munții Zărand), pe gresii, argilite, calcarenite (cretacice) și pe marne, calcare, nisipuri, pietrișuri (tortoniene); în sud (spre Munții Poiana Rusca) se dezvoltă pe seama gresiilor și marnelor aparținând stratelor de Deva sau pe aglomerate andezitice și eruptiv, ambele cu vârsta pliocenă.

Privită din avion sau de pe Vârful Măgura Sârbii, caracteristica depresiunii este dată de prezența a două etaje evidente: etajul inferior sub 300m altitudine, dominat de șesul Iliei și glacisurile inferioare, deasupra cărora se află terase; etajul superior situat la peste 300m.

Lunca Mureșului în Depresiunea Ilia este foarte larg extinsă, prezentându-se ca un șes aluvionar.

Albia minoră a râului este adâncită cu 2,5-3m, iar procesul de adâncire continuă, astfel încât lunca se transformă, treptat în terasă.

Gradul de inundabilitate este din ce în ce mai redus. Astfel, numai la inundațiile exterioare din 1931 și 1970, lunca a fost complet inundată. Aceasta permite cultivarea intensivă, precum și amplasarea a numeroase așezări, dintre care unele chiar în centrul luncii (Ilia, Gothatea, Ștretea), iar altele pe glacisurile marginale (Bretea, Bacea, Cuiăș, Ulieș, Gurasanda, Câmpuri-Surduc, Tătăraști, Lăsău, Grind, Dobra, Bruznic).

Procesul de transformare a luncii în terasă, despre care aminteam mai sus, a fost favorizat și chiar declanșat de către activitatea societății umane.

Procesul a fost schițat de Gr. Posea (1962) și reluat detaliat în bazinul Bârladului de E. Vespremeanu și Rodica Vespremeanu (1971). Rolul conducător îl deține defrișarea unor spații împădurite din ce în ce mai mari,

creându-se astfel un dezechilibru în sistem. Se modifică regimul de scurgere al apei pe versante; cantitatea de apă scursă crește mult datorită căderii bruște a ploii direct pe sol (și nu prin intermediul coronamentului arborilor, care uniformiza repartiția și favoriza infiltrația) și scăderii infiltrației. De aceea crește intensitatea eroziunii lineare, văile intră într-o nouă etapă de adâncire, albiile minore se adâncesc continuu în luncă. Astfel lunca se individualizează treptat ca terasă, devenind neinundabilă și căpătând un înveliș de sol și biocenoză tipice teraselor inferioare.

Terasele Mureșului în Depresiunea Ilia. În afară de lunca actuală, cu altitudinea relativă de 3-5m (172-1177) se mai separă o serie de terase, unele foarte bine marcate în relieful, fiind tăiate în rocă.

Surprinde afirmația lui L. Sawicki (1912): "... în sectorul Zam-Deva nu se mai poate constata, cu siguranță, nici o urmă de terasă"..., afirmație care a fost preluată și generalizată ulterior. Singura explicație a perpetuării greșelii lui L. Sawicki o putem găsi în caracterul morfografic al depresiunii și în penuria teraselor inferioare, datorită evoluției versanțelor.

Într-adevăr, la prima vedere depresiunea pare lipsită de terase și, mai mult, pare imposibil ca Mureșul să le fi putut crea. Analiza atentă a versanțelor relevă însă prezența a șase terase, mai mult sau mai puțin distruse, care apar ca boturi pe pindenii dealurilor, ca striațiuni pe versante și, rareori, ca suprafețe bine marcate în cadrul versantului. Un alt aspect actual al teraselor, deseori întâlnit, în special la terasele înalte, este reprezentat prin partea superioară a măgurilor, terasa retezând măgura respectivă. În acest din urmă caz, măgura a rezultat din adâncirea rețelei hidrografice în podul terasei.

Cele șase terase au altitudinile relative variind între 3m(lunca înaltă) și 110m (terasa a șasea), după cum rezultă din tabelul de mai jos (tabel 4).

TABELUL 4 - Terasele Mureșului în depresiunea Ilia

Terasa	Altitudinea relativă m	Altitudini absolute m	Altitudinea abs.medie m	Observații
Lunca înaltă	3-5	168-175	170	Lunca este bine diferențiată, ca o terasă
T1	6-12	174-185	180	
T2	18-25	188-195	190	Terasele întâia și a doua sunt aproape complet glacisate
T3	30-40	200-210	205	
T4	60-70	220-230	225	
T5	85-90	245-255	250	Este cea mai extinsă
T6	100-110	270-280	275	

Ne vom opri mai jos asupra fiecărei terase, caracterizând-o succint.

Terasa întâia (T1), cu altitudinea relativă de 6-12m apare izolat, fiind mai bine conturată la Bretea Mureșană (pe dreapta Mureșului) și la Săcămaș, Brâznic, Lăpușnic, Dobra, Grind (pe stânga). În rest terasa a fost distrusă prin dezvoltarea glacisului. Între Bacea și Sârbi urmele acestei terase se păstrează în relieful actual numai sub formă de striațiuni pe versante.

Structura terasei se evidențiază în puține locuri. Din analiza forajelor de la Mintia și a unui aforisment de lângă Bretea Mureșană, rezultă următoarea structură generală (fig. 14): ;

- sub stratul de sol se dezvoltă orizontul argilelor prăfoase, în general uniforme;

- sub acest orizont se află un strat de nisipuri fine, de obicei în straturi mai groase decât argilele prăfoase;

- urmează nisipuri, în straturi mai groase spre fruntea terasei, între care se intercalează bolovănișuri în proporție de 5-10%.

Terasa a doua (T2) cu altitudinea relativă de 18-25m, este de asemenea puțin extinsă. Apare lângă Brănișca și ca boturi pe pindenii dealurilor între Câmpuri-Surduc și Gurasanda ( pe dreapta Mureșului) și între Leșnic și Teiu (pe stânga).

Terasa este tăiată în aglomeratele andezitice pe dreapta Mureșului și în straturile de Deva, pe stânga. Între Brănișca și Bicău structura terasei relevă un strat de argile prăfoase gros de 3-6m, sub care se află orizontul nisipos și apoi cel cu pietrișuri și bolovănișuri.

Distrugerea terasei se datorează, de asemenea, evoluției frunții prin glacisare. Numai în sectoarele în care este tăiată în roci dure se mai păstrează clar.

Terasa a treia (T3) cu altitudinea relativă de 30-40m, se prezintă numai ca striațiuni pe versante sau ca mici boturi pe pindenii dealurilor de lângă comunele Sârbi și Câmpuri-Surduc (pe dreapta) sau între Dobra și Teiu (pe stânga Mureșului).

Este tăiată în rocă (eruptiv sau în straturile de Deva), iar stratul aluvial a fost îndepărtat prin eroziunea ulterioară.

Terasa a patra (T4), cu altitudinea relativă de 60-70m, este mai extinsă decât precedentă. La intrarea în depresiune apare ca umăr în dealul Brănișca, apoi retează dealul Măgura; pe dreapta Mureșului se continuă larg extinsă între Măgura Bretea și Măgura Sârbi; apoi se prezintă ca mici umeri lângă Bacea, Cuiș și Gurasanda; este mai extinsă lângă Câmpuri-Surduc și lângă Tătărești. Pe stânga Mureșului este mai puțin extinsă. Peste tot este tăiată în rocă, stratul aluvionar fiind îndepărtat.

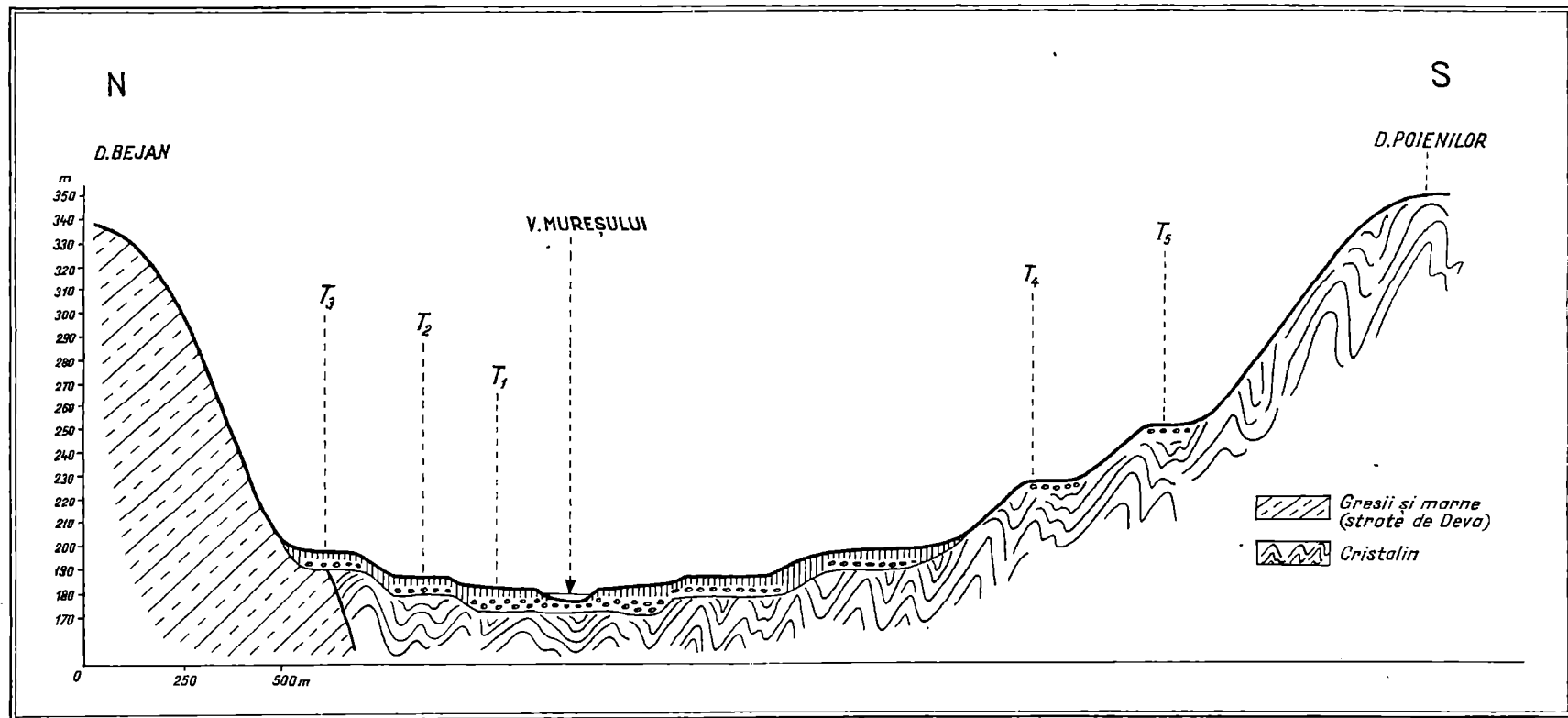


Fig. 14. Profil morfologic prin culoarul Deva-Brănișca.

Terasa a cincea (T5), cu altitudinea relativă de 85-90m, este cea mai extinsă terasă din cadrul depresiunii Iliia. Apare, de asemenea, cel mai bine conturată ca treaptă în versante sau ca boturi, bine înscrise în pintenii dealurilor. Cea mai mare extensiune o are în dreapta Mureșului, mai ales între Câmpuri-Surduc și Tătăraști. Pe stânga Mureșului apare numai ca umeri lângă Leleşnic și Lăpușnic și între Dobra și Teiu. Pretutindeni este tăiată în rocă, mai ales în eruptivul piroclastic și în cretacic.

Terasa a șasea (T6), cu altitudinea relativă de 100-110m se prezintă, la intrarea în depresiune ca un mic umăr în dealul Brănișca, apoi ca o platformă cu suprafața redusă, în nord-vestul Măgurii Sârbi, ca mici boturi între Bacea și Cuiș; este mai extinsă lângă Gurasanda și Câmpuri-Surduc, precum și lângă Tătăraști. Pe stânga Mureșului este și mai puțin extinsă, apărând numai ca mici boturi; numai lângă Săcărnaș se prezintă ca un nivel îngust, rămas din vechea terasă fragmentată de către rețeaua hidrografică.

Comparație între terasele Mureșului din depresiunea Iliia și culoarul Deva-Brănișca. În amonte de Depresiunea Iliia, pintelul cristalin al Munților Poiana Ruscăi o separă de culoarul Deva-Brănișca, deschis, în pâlnie, spre depresiunea Transilvaniei.

În culoarul Deva-Brănișca, terasele sunt bine conservate. Astfel, în muchia dealului Brănișca sunt prezente, ca mici trepte, terasele T2, T3, T4, T5 și T6; la confluența Văii Caian cu Mureșul, mai ales în pintelul dealului Pleșu, se succed aceleași terase. Pe malul opus (stâng) la Mintia se dezvoltă clar terasele T2, T3 și T4.

În deschiderea largă a culoarului, lângă Soimuș, caracterul teraselor se modifică. Terasa cu altitudinea relativă de 6-12m urcă de la 174-185m la 185-195m, altitudinea absolută. Deasupra acestei terase un glacis larg face racordul cu versantul, ștergând terasa T2, din care au rămas numai urme cu striiațiuni puțin vizibile pe versante. O frunte, în general, bine marcată, separă această terasă de luncă.

Structura terasei și luncii indică evoluția lor: după formarea terasei de 6-12m râul s-a adâncit, oprindu-se la nivelul luncii actuale înalte; a avut loc apoi o nouă adâncire, mai redusă.

Rezultă că formarea teraselor din Depresiunea Iliia și culoarul Deva-Brănișca s-a făcut în mod identic, cu excepția terasei T1, care se pierde treptat în talveg în dreptul Municipiului Deva.

Terasele din depresiunea Iliia, ca și cele din culoarul Deva-Brănișca trec prin văile afluențe sub formă de umeri, terminându-se treptat, unele, după altele în talvegul văilor respective.

Glacisurile din Depresiunea Iliia. După cum s-a arătat mai sus, pe seama teraselor s-au dezvoltat glacisuri întinse, care au șters aspectul inițial al acestor terase pe spații largi. Procesul de glacisare a afectat, mai ales terasele inferioare.

Vom descrie mai jos două sectoare cu glacisuri: sectorul dintre Iliia și Bacea și sectorul din sudul Măgurii Sârbi.

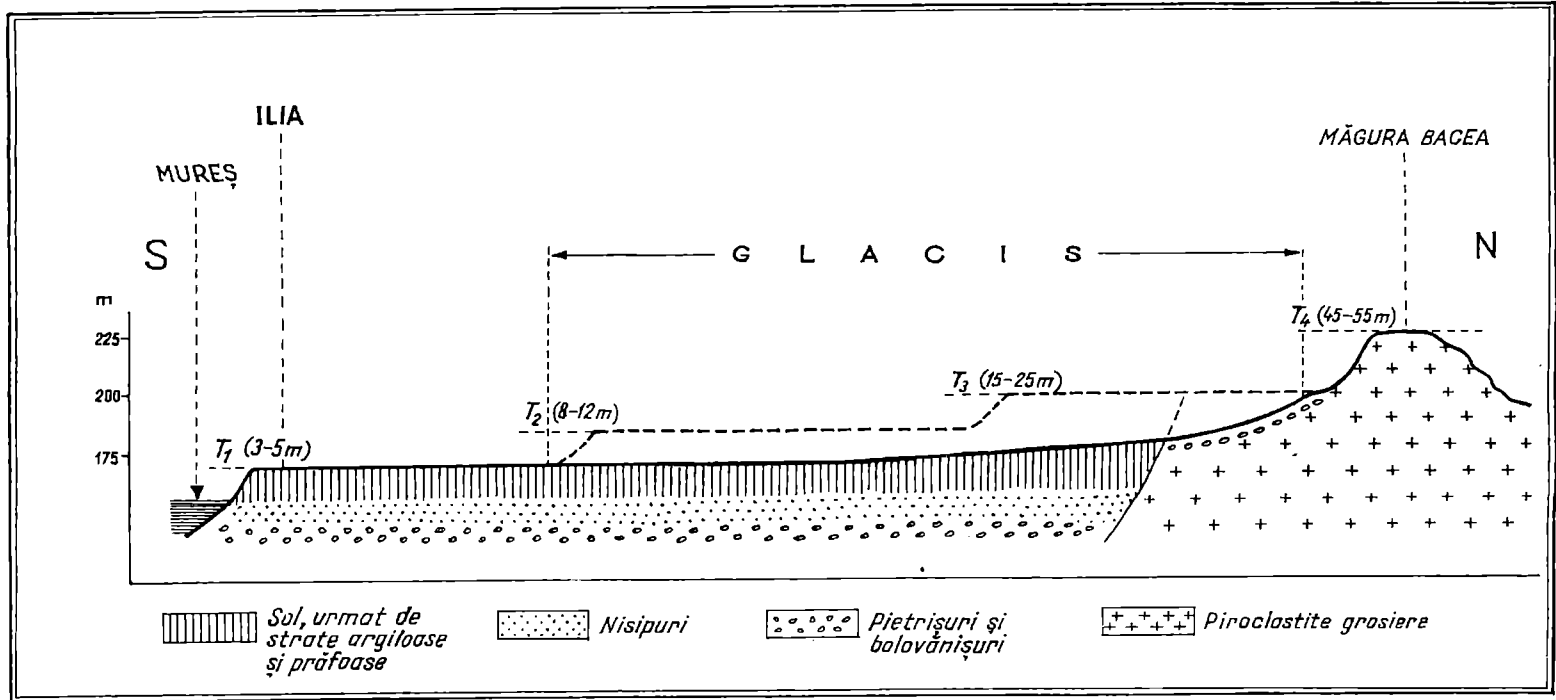


Fig. 15. Profil morfologic prin galcisul Bacea.

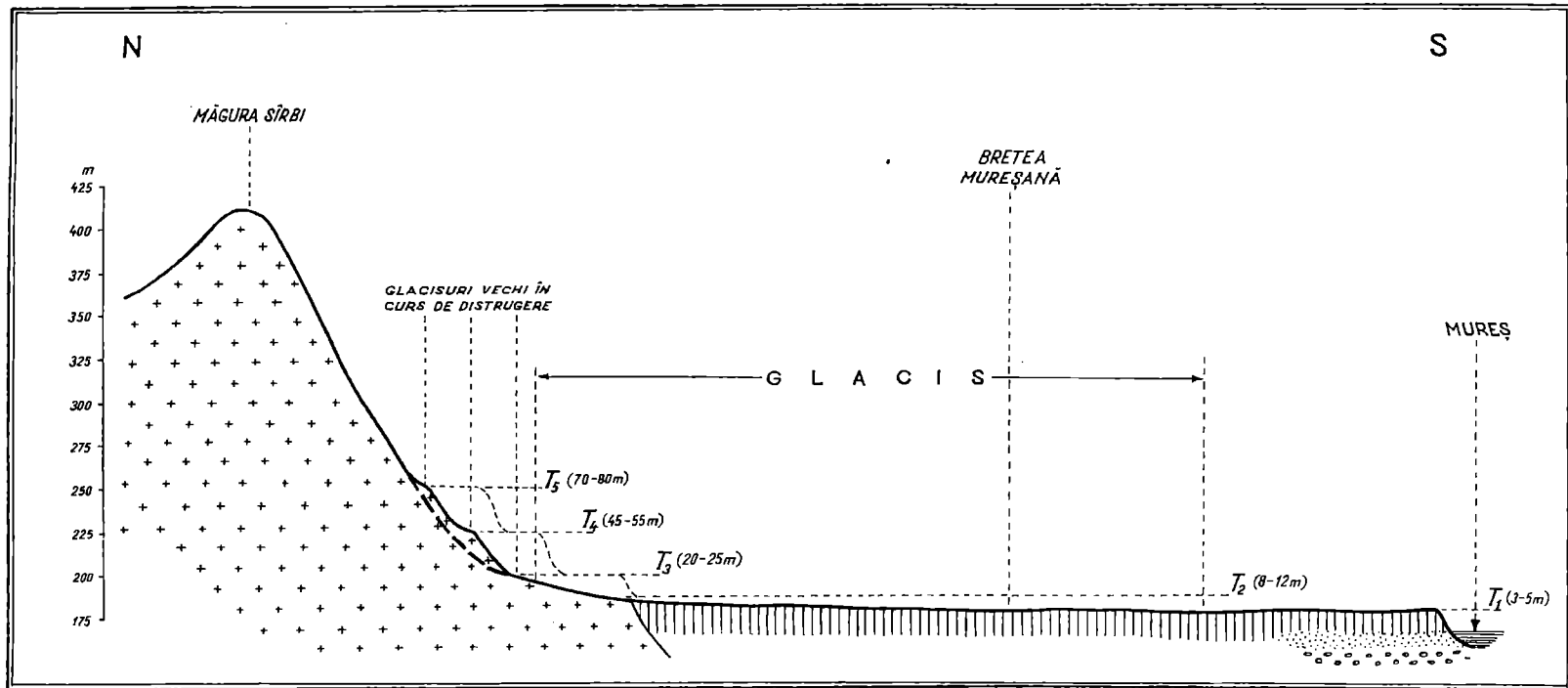


Fig. 16. Profil morfologic prin glacisul de sub Măgura Sârbi.



Glacisul din sectorul Ilia-Bacea. Între Ilia și Bacea, lunca Mureșului, azi în curs de transformare în terasă, se prelungește lin în profil transversal, racordându-se cu versantele stâncoase ale Măgurii Bacea prin pante concave (fig.15). Striațiunile, puțin pronunțate, din cadrul acestui glacis și o mică treaptă tăiată la altitudinea de 200m în Măgura Bacea, sunt singurele urme ale vechilor terase ale Mureșului.

Este vorba de un glacis tipic de luncă și terasă, format prin distrugerea teraselor T1 și T2. Acest glacis a funcționat ca pantă de transport.

Glacisul din sudul Măgurii Sârbi. Până în dreptul comunei Bretea Mureșană se prezintă ca un glacis tipic de luncă; trece apoi printr-o concavitate largă, în trei mici trepte, puțin marcate în relieful versantului (fig.16).

Geneza acestui glacis a început prin distrugerea aproape simultană a teraselor T1, T2, T3 și T4. Ultimele trei terase, în rocă, se mai păstrează, ca striiațiuni, în versantul stâncos, fiind în curs de distrugere și deci de transformare dintr-un versant cu terase, într-unul "în glacis" (în fig.16 este marcat punctat). Procesul se desfășoară, destul de activ, și azi, prin meteorizarea rocii, procese gravitaționale și spălarea în suprafață de tip sgeetflood. Este vorba de un glacis funcțional, de eroziune în partea superioară și de transport-acumulare, în cea inferioară.

Concluzii. Depresiunea Ilia este un mic compartiment tectono-eroziv, reprezentând compartimentul estic al Depresiunii Mureșului de Jos. În cadrul depresiunii se pot separa o serie de trepte, începând cu lunca și glacisul de luncă și terminând cu nivelele de eroziune, grupate în două etaje.

Etajul inferior cuprinde lunca, glacisurile și terasele din intervalul altitudinal cuprins între 168m (la nivelul luncii) și 300m.

Etajul superior este dominat de suprafața de nivelare Deva (400-500m).

Racordul dintre cele două etaje se face prin nivelurile de 300 și 350m, de care ne-am ocupat în apărta a treia a lucrării.

### Morfologia strâmturii Tătăraști-Zam

În avale de comuna Tătăraști, valea se îngustează brusc față de lărgimea mare a Depresiunii Ilia. Cu toată impresia de îngustare, valea nu scade sub 1km decât rareori (îngustarea minimă la nivelul luncii este de 500m). Îngustarea se menține numai în partea inferioară văii; în partea superioară valea se deschide larg între dealurile Bulzei și Munții Zărând, mai ales începând de la altitudinea de 300m în sus (fig.17).

Din punct de vedere litologic, secotrul s-a dezvoltat în formațiunile eruptive și sedimentare, cu durități diferite, ceea ce se remarcă în morfologia versanțelor; în sectoarele cu marne, șisturi arigiloase și gresii, versantele sunt intens fragmentate și afectate de organisme torențiale de diferite mărimi, situație evidentă mai ales la sud de satul Tisa, pe eruptiv (aglomerate andezitice), versantele sunt abrupte și mult mai puțin atacate de eroziune.

Privind regiunea din patru puncte dominante (Măgura Glod, dealul Chihu, Măgura Sârbi și Dealul Făților) rezultă larga extensiune a suprafeței

Deva, la 400-500m, în Munții Zărand, Dealurile Bulzei și Munții Poiana Rusca. Suprafața se racordează perfect prin defileu, înclinând ușor către acesta. Se remarcă, de asemenea, extensiunea largă a nivelului de 300m.

Terasele Mureșului apar în succesiune completă.

TABELUL 5. Terasele Mureșului în strâmtura Tătăraști-Zam

Terasa	Altitudinea realtivă m	Altitudinea absolută m	Altitudinea abs.medie m	Observații
Lunca înaltă	3-5	158-160	159	Lunca este bine diferențiată
T1	6-12	163-167	165	Terase intens distruse prin evoluția versantelor
T2	18-25	173-180	175	
T3	45-55	190-205	200	
T4	60-70	220-230	225	
T5	90-100	245-255	250	Cea mai extinsă
T6	115-125	270-280	275	
T7	145-155	295-305	300	Nivel morfologic cu aspect de terasă

În ceea ce privește extensiunea teraselor, se remarcă distribuția lor foarte neuniformă în lungul văii: la capetele strâmturii apare, pe mici porțiuni, succesiunea completă a teraselor, dar, în mijlocul ei, dispar aproape total (fig.17). Aceasta se datorează evoluției ulterioare a versantelor, proces în timpul căruia terasele au fost reduse la înguste striții. La capetele strâmturii, unde râul meandrea larg, terasele au fost mult mai extinse, iar procesele de distrugere nu le-a afectat mult.

Lunca este larg extinsă, Mureșul fiind adâncit cu 3-3,5m. Racordul dintre luncă și versante se face fie prin glacisuri tipice, care apare pe dreapta, între Burjuc și Măgura Glod, fie prin racorduri formate prin acumulări coluviale. Geneza glacisului de luncă este legată de planajul lateral a râului, care divaga în cadrul luncii atacând intens lateral.

Versantele sunt abrupte, cele dezvoltate pe roci dure, având numeroase neregularități în profilul longitudinal. Aceste neregularități, reprezentate prin proeminente stâncoase de diferite mărimi sunt continuu atacte de meteorizație. Pe toate versantele abrupte, procesele de eroziune sunt foarte active, tinzându-se spre echilibrarea profilurilor.

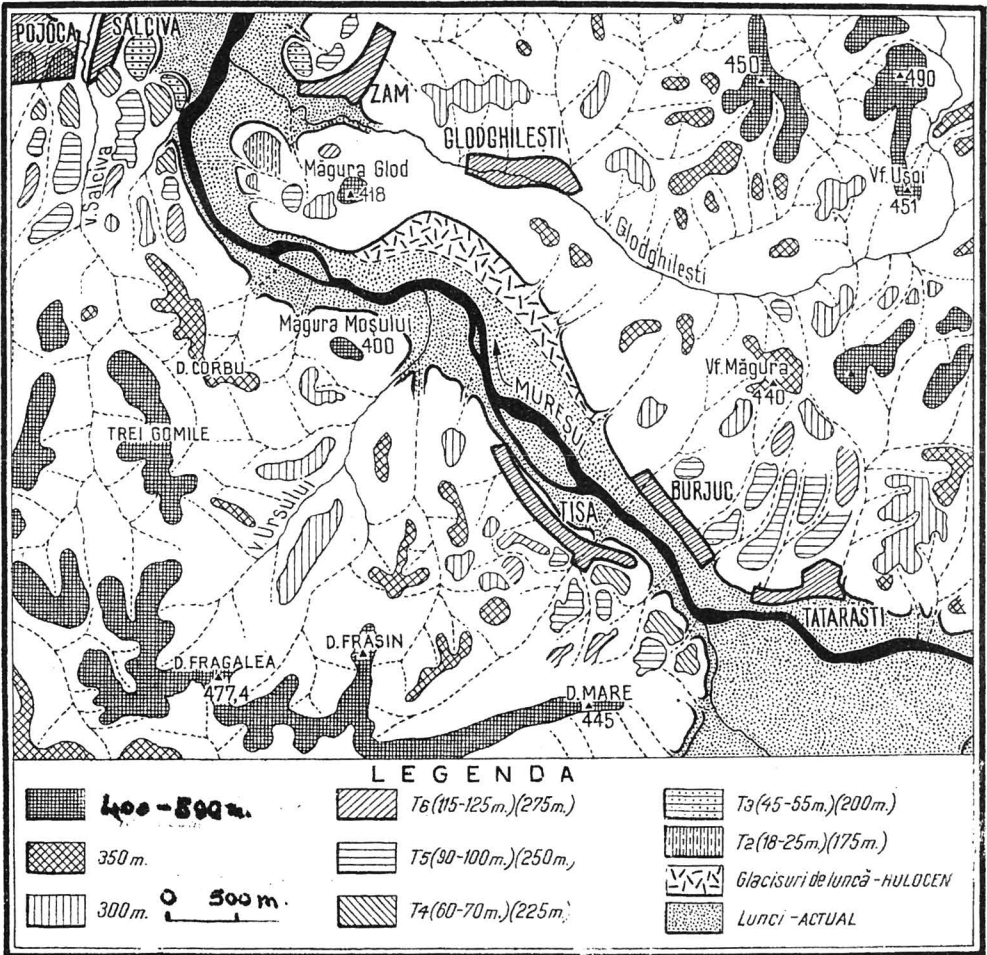


Fig. 17. Nivelurile morfologice din Defileul Mureșului în sectorul Tătăraști-Zam.

## Morfologia culoarului Zam-Săvârșin

Lângă Zam valea se lărgiște mult atingând, în dreptul Sălcivei, 2,5km lățime. Până în apropiere de Căprioara, sectorul se menține la aproape aceeași lățime, prezentând caractere de culoar. Înainte de Săvârșin, un scurt sector de îngustare, determinat de pindenul granitic al Dealului Măgura, separă acest culoar de bazinetul Vărădia.

Culoarul s-a format la contactul tectonic dintre bara de calcare jurasice de Stramberg al Dealurilor Bulzei și ofiolitele Munților Zărand. Diferențierea morfologice este evidentă: spre sud se află versantul tectonic rectiliniu dezvoltat pe calcare, cu microformele carstice specifice; spre nord, relieful este rotunjit, cu culmi domoale, tipic ofiolitelor.

De oriunde ar fi privit acest sector ale defileului, frapează extensiunea largă a suprafeței Deva (400-500m) și a nivelului de 300m, atât în nord (Munții Zărandului), cât și în sud (în Dealurile Bulzei, unde vor fi analizate detaliat mai jos).

Terasese sunt bine înscrise în relief (fig.18) în special între Săliște și Cuiăș (pe dreapta) și la Sălciva-Pojoga (pe stânga).

Situația asimetrică a teraselor este expusă în tabelul alăturat:

**TABELUL 6 - Terasese Mureșului în culoarul Zam-Săvârșin**

Terasa	Altitudinea relativă m	Altitudinea absolută m	Altitudinea abs.medie m	Observații
Lunca înaltă	3-5	153-155	154	Lunca este bine diferențiată
T1	6-12	156-162	160	Terasese intens distruse datorită evoluției versantelor prin pedimentare locală
T2	18-25	168-170	169	
T3	30-33	173-176	175	
T4	50-60	195-205	200	
T5	70-80	220-230	225	
T6	100-110	270-280	275	Cea mai întinsă
T7	125-135	270-280	275	

Terasese se prezintă ca interfluvii rotunjite, ușor înclinate spre Mureș, cu frunți puțin marcate în relief. Acest aspect se datorează evoluției ulterioare a frunților, prin procese locale de planare. Astfel, retragerea frunții teraselor tăiate în ofiolitele Munților Zărand, s-a desfășurat aproape paralel cu fruntea inițială, extinzându-se podul terasei imediat inferioare. Terasese au căpătat astfel aspectul aparent de glacisuri îmbrucate.

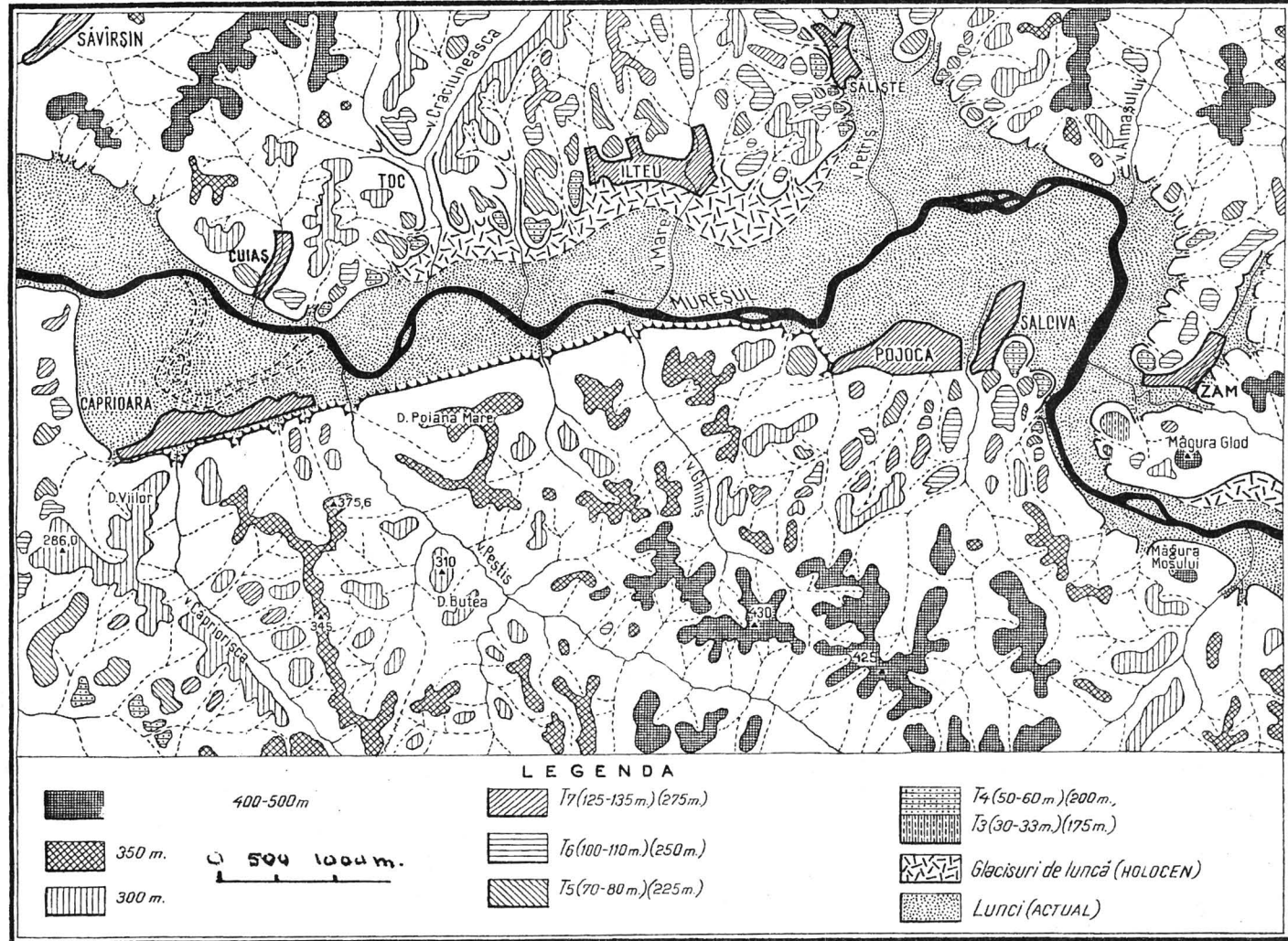


Fig. 18. Nivelurile Morfologice din Defileul Mureșului în sectorul Zam-Săvârșin.

În concluzie, culoarul Zam-Săvârșin este un sector al Defileului Mureșului de Jos dezvoltat pe o linie tectonică, la contactul dintre calcarele de Stramberg și eruptivul ofiolitic sau granitic al Munților Zărand. Întreaga morfologie este legată de modul de comportare al acestor roci la eroziune.

### Morfologia bazinetului Vărădia

La contactul dintre rocile Munților Zărand, Dealurilor Bulzei (ofiolite, grantie, calcare) și depozitele pliocene ale Dealurilor Lipovei (nisipuri, pietrișuri) se dezvoltă un bazinet depresionar, larg extins spre sud.

Lunca Mureșului, numită de V. Mihăilescu (1965) "Șesul Vărădiei", se prezintă ca un șes larg (lungimea maximă este de 20km, lățimea maximă este de 7,5km, iar suprafața de 96km<sup>2</sup>), situat la altitudinea medie de 140m. Numeroase cursuri părăsite se mențin în luncă, ca sectoare umede sau lacuri (belciuge). În rest lunca este cultivată și prin aceasta intens modificată. Actual, activitatea omului este ușurată de adâncirea albiei Mureșului în luncă cu 3-3,5m, ceea ce reduce mult inundabilitatea terenurilor. Lunca a fost acoperită complet de ape numai la inundațiile extraordinare din anii 1931 și 1970.

Terasele Mureșului sunt bine dezvoltate (tabel 7).

TABELUL 7 - Terasele Mureșului în bazinetul Vărădia

Terasa	Altitudinea relativă m	Altitudinea absolută m	Altitudinea abs.medie m	Observații
Lunca	3-5	145-1481	147	Lunca este bine individualizată
T1	6-12	150-155	153	
T2	18-25	160-167	165	
T3	30-35	169-178	175	
T4	50-60	190-205	200	
T5	80-90	220-230	225	
T6	105-115	265-280	250	
T7	125-135	265-280	275	

Mai bine dezvoltate sunt terasele de pe rama montană (pe stânga Mureșului) unde sunt tăiate în ofiolite. Succesiunea completă apare pe întreaga ramă montană, dar mai ales între Vărădia și Julița (fig.19). Racordul cu lunca se face printr-un glacis foarte larg dezvoltat, pe seama unei terase, care nu se mai păstrează datorită glacisării ei și activității omului.

Cu totul alta este situația pe rama sudică a bazinetului. Aici terasele s-au format inițial, prin eroziune în depozitele detritice pliocene. După tăierea frunții unei terase, urma perioada de echilibru relativ în timpul căreia se forma podul terasei imediat următoare. Apoi începea degradarea frunții terasei prin glacisarea ei, proces facilitat de rezistența foarte redusă la eroziune a depozitelor detritice pliocene. Glacisarea debutează prin evoluția regresivă a

îrungi, acest proces fiind rezultatul modelării de către rețeaua hidrografică intermitentă, care cobora din Dealurile Lipovei spre Mureș (fig.20). Se formează astfel un complex de glacisuri îmbucate.

În concluzie, bazinetul Vărădia s-a format prin eroziune diferențială la contactul dintre ofiolite, granite, calcare și depozitele pliocene detritice. Lunca larg extinsă dă nota dominantă etajului inferior al bazinetului. Partea nordică este caracterizată prin versanți terasate, deasupra cărora se extinde larg nivelul de 300m; partea sudică se caracterizează prin glacisuri îmbucate formate pe seama teraselor și prin transformarea nivelului de 300m în creastă de intersecție din care proemină câțiva martori. Cele mai intense procese actuale se desfășoară în sudul bazinetului. Activitatea rețelei hidrografice contribuie la extensiunea permanentă a acestei laturi, spre sud.

### Morfologia strâmturii Bătuța-Căpruța

Strâmătura dintre Comunele Bătuța și Căpruța reprezintă începutul sectorului de supraimpunere al Mureșului, care se va termina numai la Lipova. Caracterul supraimpunerii este evident aici, datorită intersectării barei de ofiolite, dar odată cu trecerea în domeniul sedimentarului, caracterul văii se modifică, lărgindu-se și căpătând aspect de culoar. În procesul de supraimpunere linia tectonică din axul strâmturii a avut rol dominant.

Nivelurile morfologice sunt clar înscrise în relief începând din luncă, continuând cu terasele tăiate în rocă și terminând cu suprafețele de eroziune (fig.21).

TABELUL 8 - Terasele Mureșului în strâmătura Bătuța-Căpruța

Terasa	Altitudinea relativă m	Altitudinea absolută m	Altitudinea abs.medie m	Observații
Lunca înaltă	3-5	138-140	139	Lunca este bine diferențiată
T1	6-12	142-152	150	Terasa aproape complet distrusă prin glaciare
T2	18-25	155-165	160	
T3	40-50	170-180	175	Foarte puțin extinsă
T4	60-70	195-205	200	
T5	85-95	220-230	225	
T6	110-120	245-255	250	Cea mai extinsă
T7	140-150	270-280	275	

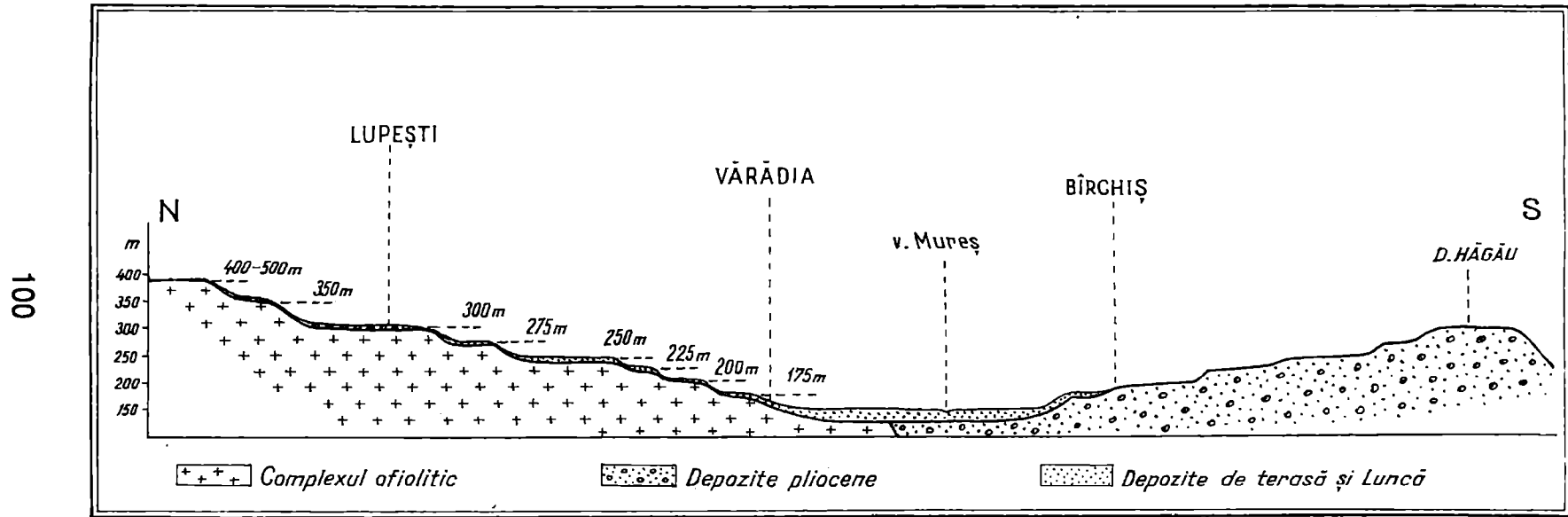


Fig. 19. Profil morfologic prin bazinetul Vărădia.



Lunca Mureșului este bine conturată, dar îngustă. Albia minoră este adâncită cu 3-3,5m, ceea ce conferă luncii caracter de terasă.

Terasele Mureșului sunt bine conturate pe ambele maluri, în poziția altimetrică arătată în tabelul alăturat (tabelul 8). Cele mai extinse sunt terasele de 110-120m, 85-95m și 140-150m altitudini relative (fig.17).

Nivelurile de 300 și 350m sunt bine păstrate în relieful actual. Frapează, mai ales, restul din nivelul de 350m, conservat pe ofiolite în Dealul Tocalu (361,2m) din Dealurile Lipovei, care se racordează perfect cu același nivel din Dealul Minuna, de pe dreapta Mureșului, în Munții Zărand.

Suprafața Deva (400-500m) este larg extinsă începând din vârful dealului Minuna (402,9m), continuând în nord și nord-est în Dealul Dumbrăvița, unde se prezintă ca un pod foarte larg, care retează la același nivel, atât ofiolitele cât și straturile de Sinaia.

În concluzie, sectorul strămturii dintre Bănuța și Căpruța reprezintă locul în care defileul a fost săpat în ofiolitele dure care aparțin Munților Zărand, prelungindu-se aici spre sud. Relieful poartă amprenta litologiei: versante abrupte, cu terasele și nivelurile bine păstrate.

### Morfologia culoarului Căpruța-Milova

Este un culoar tipic format prin supraimpunerea Mureșului în formațiunile sedimentare (marnocalcare, calcarenite, șisturi argiloase, gresii, conglomerate) sau în cristaline (filite și micașisturi aparținând seriei de Păiușeni). Linia tectonică din axul culoarului a favorizat evoluția văii.

Culoarul se dezvoltă între Munții Drocea și Masivul Highiș (în nord) și Dealurile Lipovei (în sud).

Relieful este caracterizat prin culmi domoale, rotunjite, cu aspect greoi, tipice cristalinelor, urcând în trepte până la suprafața care nivelează cele mai mari înălțimi ale Munților Drocea și Highiș, la 600-800m.

Spre sud, este caracteristic relieful ondulat al Dealurilor Lipovei.

Terasele sunt toate tăiate în rocă de către Mureș, în timpul adâncirii lui succesive, paralel cu scăderea nivelului de bază reprezentat de țărmul lacului Pannonic.

Situația altimetrică a teraselor este redată în tabelul alăturat (tabel 9).

TABELUL 9 - Terasale Mureşului în culoarul Căpruţa-Milova

Terasa	Altitudinea relativă m	Altitudinea absolută m	Altitudinea abs.medie m	Observații
Lunca înaltă	3-5	135-138	136	Lunca este bine diferențiată
T1	6-12	138-145	140	Terasa intens distrusă prin glacisare
T2	18-25	150-157	155	
T3	35-50	165-180	175	Foarte puțin extinsă
T4	65-85	190-210	200	
T5	95-105	220-230	225	
T6	120-130	245-255	250	Cea mai extinsă
T7	140-145	270-280	275	

Ca extensiune predomină net terasa de 120-130m altitudine relativă, mai ales pe stânga Mureşului, în dealurile Chelmac, Cremenişte și Drăuț. Între Chelmac și Ususău se află, de altfel, sectorul cu terasele cele mai bine păstrate de pe partea stângă a Mureşului, în legătură cu roca mai dură în care sunt tăiate.

Pe dreapta râului se remarcă câteva sectoare cu seria de terase mai bine păstrate: între Căpruța și Bârzava, între Conop și Odvoș și în jurul Milovei.

Nivelurile de 300 m și 350m sunt bine dezvoltate, mai ales în nord, dar și în sud, în dealurile Lipovei, de exemplu în dealul Lung, dealul Micina, dealul Belotinț.

Suprafața Deva (400-500m) este bine reprezentată prin poduri largi situate între văile Bârzava și Conop (dealul Flochina, dealul Nădaș).

Culoarul Căpruța-Milova reprezintă deci continuarea sectorului de supraimpunere început cu strâmătura Bătuța-Căpruța. Lărgirea mai mare a acestui sector se datorează predominării rocilor friabile pe stânga văii (în Dealurile Lipovei) totuși suficient de rezistente pentru a conserva bine podurile teraselor (marnoclacare, șisturi argiloase, gresii, conglomerate calcarenite). Activitatea laterală a Mureşului și văilor afluențe a dus la distrugerea, în cea mai mare parte a teraselor inferioare și la înlocuirea lor cu glacisuri. Terasalele superioare își păstrează caracterul de până acum.

### Morfologia strâmturii Șoimuș-Lipova

Cu câțiva kilometri înainte de Șoimuș, culoarul Căpruța-Milova se îngustează brusc datorită intersectării granodioritelor paleozoice ale Masivului Highiș.

Lunca este îngustă, iar albia minoră adâncită cu 3-3,5m.

TABELUL 10 - Terasele Mureşului în strâmătura Şoimuş-Lipova

Terasa	Altitudinea relativă m	Altitudinea absolută m	Altitudinea abs.medie m	Observații
Lunca înaltă	3-5	121-123	123	Lunca este bine diferențiată
T1	6-12	125-128	125	Terase intens distruse prin glacisare
T2	18-25	130-150	145	
T3	50-60	170-180	175	
T4	80-90	195-205	200	
T5	100-110	220-230	225	
T6	130-140	245-255	250	Cea mai extinsă terasă
T7	150-160	270-280	275	

Terasele, după cum rezultă din tabelul alăturat (tabelul 10) sunt în succesiune completă. Extensiunea lor este diferită (fig.22); cea mai extinsă este terasa de 130-140m altitudine relativă, atât pe dreapta cât și pe stânga văii. Celelalte terase sunt mult distruse datorită rețelei hidrografice. Urmele rămase se prezintă azi fie ca dealuri retezate și rotunjite, fie ca interfluvii rotunjite. Procesul de rotunjire este foarte caracteristic și se datorerază modului de comportare a granitului la eroziune. Se formează domuri rotunjite prin activitatea meteorizației. Același proces se remarcă și la nivelurile de 300 și 350m.

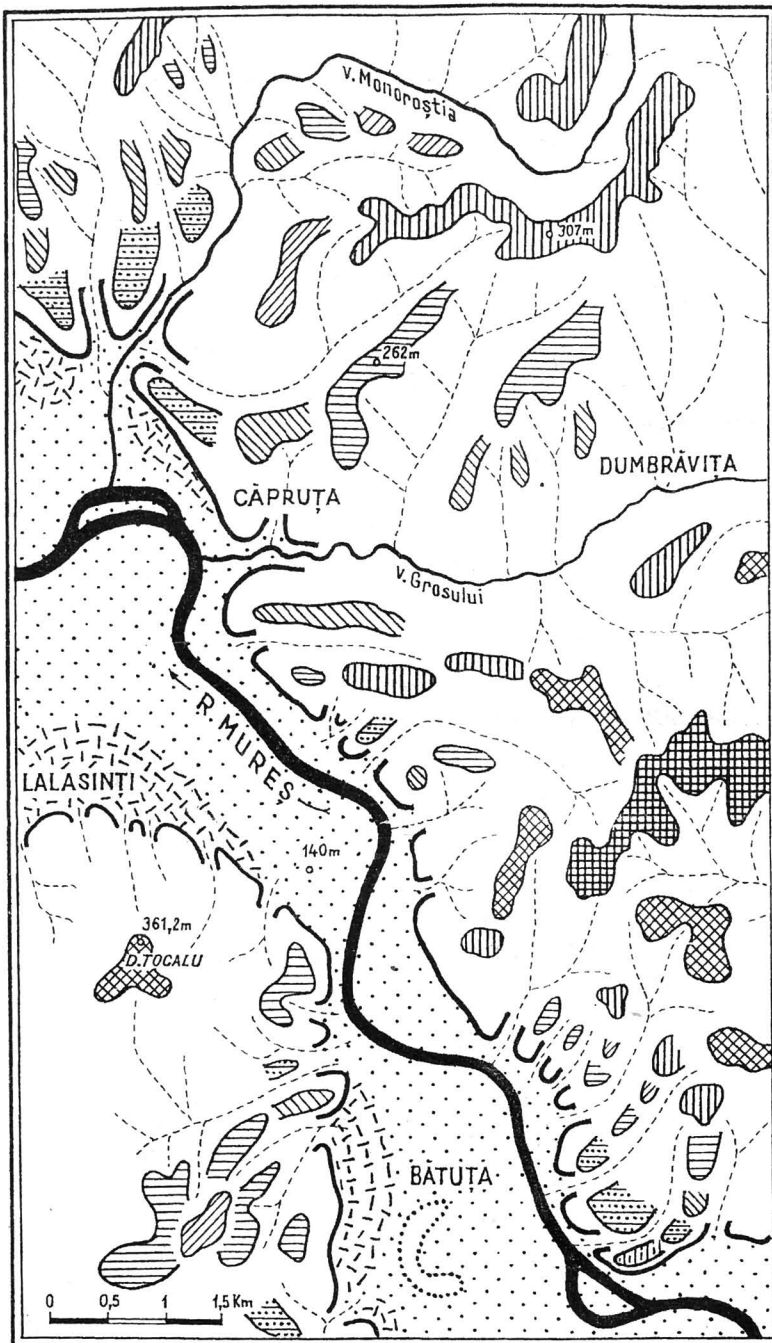
Extensiunea nivelului de 300m este frapantă, în Masivul Highiş unde este dominant, fie sub formă de culmi de deal, fie sub forma unor trepte bine înscrise în versante.

Niveul de 350m este mai puțin extins și are același caracter morfografic.

Deasupra acestor niveluri, suprafața Deva apare clar individualizată, ca poduri netezind cele mai mari înălțimi. Gradul ei de fragmentare este accentuat.

Întreg acest sector prezintă caracterele morfologice ale unei evoluții mai recente. Într-adevăr, aici suprainpunerea Mureşului a început de la nivelul terasei de 250m, când a intersectat bara de granite și diorite a Masivului Highiş, pe aliniamentul Cetatea Şoimuş-Dealul Observatorului.

Spre vest valea se deschide larg, în pâlnie, spre Depresiunea Pannonică.



L E G E N D Ă











 Nivelul Sarmățian	 T <sub>225m</sub>
 350m	 T <sub>200m</sub>
 300m	 T <sub>175m</sub> Terasa inferioară
 T <sub>175m</sub>	 Lunci (Holocen)
 T <sub>150m</sub>	 Glacisuri (Holocen)

Fig. 21. Nivelurile morfologice din Defileul Mureșului în sectorul Bătuța-Căpruța.

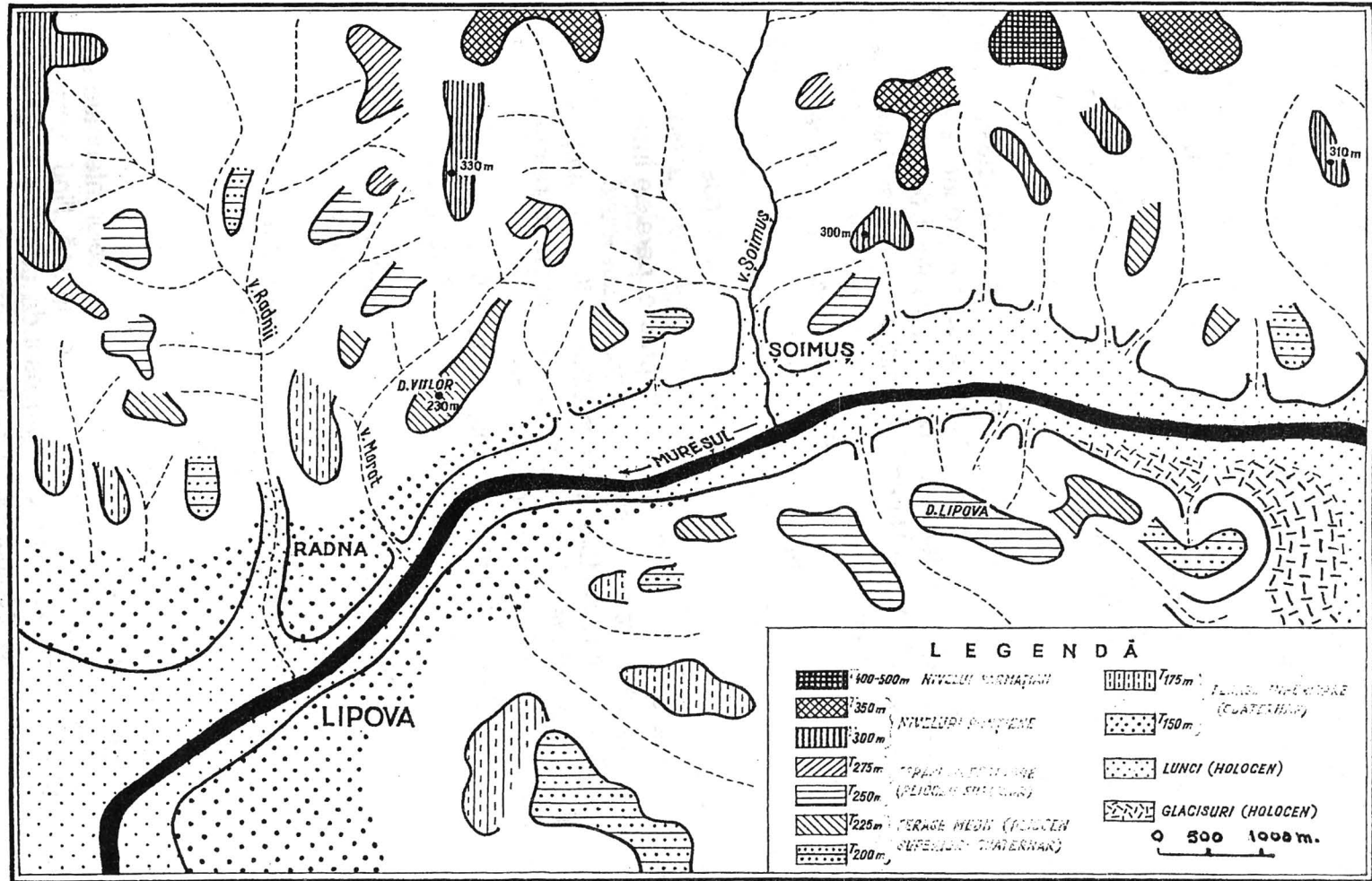


Fig. 22. Nivelurile morfologice din Gefileul Mureșului în sectorul Soimus-Lipova.

## Comparația morfologică între sectoarele Defileului Mureșului

Defileul Mureșului reprezintă o subunitate de relieful a depresiunii Mureșului de Jos. De aceea descrierea morfologiei fiecărui sector nu poate substitui analiza globală a subunității. Aceasta implică, în primul rând, comparația între sectoare și stabilirea afinităților dintre ele, ceea ce conduce la racordarea unor elemente de relief în lungul întregului defileu.

Trăsăturile strict morfometrice individualizează clar strâmturile și culoarele de bazinet și depresiuni. Astfel strâmturile sunt sectoare cu suprafață redusă (max. 11,2 km<sup>2</sup>), scurte (max. 8km lungime) și foarte înguste (între 250m și 2km); culoarele sunt mai extinse (între 30 și 60km<sup>2</sup>), mai lungi (între 12 și 21km) și mai largi (între 1,8 și 4km); bazinetul se caracterizează prin suprafața și lungimea foarte mare (96km<sup>2</sup> și 7,5km lungime). Depresiunea Ilia frapează prin dimensiunile mult mai mari.

Aceste sectoare atât de bine definite sunt, totuși, rezultate din acțiunea unui singur agent dominant: Mureșul care a erodat vertical și lateral. Diferențierea sectoarelor se datorează comportamentului deosebit al diferitelor formațiuni litologice întâlnite de Mureș în drumul său, precum și liniilor tectonice. Astfel strâmturile corespund barelor de roci dure eruptive și sedimentare, iar bazinetul s-a dezvoltat pe seama depozitelor foarte friabile pliocene.

Terasele și albia sunt cele, care realizează coeziunea dintre sectoarele defileului, legând între ele strâmturile, culoarele și bazinetul.

Racordarea teraselor în lungul defileului a pus probleme foarte dificile în legătură cu gradul foarte înaintat de distrugere a teraselor inferioare și cu caracterul teraselor superioare, care sunt, practic, paralele între ele (în profil longitudinal) și aparent fără nici o legătură cu profilul talvegului.

Considerând sectorul Șoimuș-Lipova, situat la marginea din avale a defileului, ca sector de referință, diferențiem, pe criterii morfometrice, dar mai ales morfogenetice, următoarele grupe de terase:

- terase inferioare:	Lunca înaltă (3-5m)	
	T1	(6-12m)
- terase mijlocii:	T2	(18-25m)
	T3	(50-60m)
- terase superioare:	T4	(80-90m)
	T5	(100-110m)
	T6	(130-140m)
	T7	(150-160m)

Vom urmări aceste terase în lungul defileului.

Terase inferioare. Am inclus în grupa teraselor inferioare și lunca, deoarece este suficient de bine individualizată ca terasă, fiind extrem de rar inundată, după cum s-a arătat mai sus; procesul de adâncire a albiei minore continuă intens, în toate sectoarele, paralel cu formarea unei noi lunci la altitudinea relativă de 0,75-1,5m.

Terasa de luncă sau lunca înaltă, cu altitudinea relativă de 3-5m este extinsă în lungul întregului defileu, continuându-se și în afara lui.

Prima terasă propriu-zisă T1 (6-12m) este foarte bine dezvoltată la Lipova și Radna, o mare parte a celor două așezări fiind amplasată pe aceasta, fapt remarcat încă de L. Sawicki (1912). În restul defileului terasa a fost mult afectată de procesele de glacisare, care au transformat-o într-un glacis, uneori foarte extins după cum s-a arătat.

Reconstituirea urmelor terasei T1 ne-a permis depistarea ei în lungul întregului defileu, la 6-12m altitudine relativă.

Terasele mijlocii. Terasele mijlocii au trăsături intermediare între terasele inferioare și cele superioare. Reprezintă, din punct de vedere morfogenetic, formele de trecere de la evoluția defileului sub comanda nivelului lacului Pannonic, la evoluția legată mai ales de Mureș, al cărui nivel de bază se află în câmpia Tisei.

Terasele mijlocii relevă câteva trăsături specifice ale profilului longitudinal:

Terasa T2, cu altitudinea relativă de 18-25m la Lipova, își păstrează această înălțime până la Ilteu, unde trece treptat în podul terasei următoare (T3) dând impresia unei forfecări;

- Terasa T3, cu altitudinea relativă de 50-60m la Lipova, se menține constat la înălțimea absolută de 175m, astfel încât altitudinea sa relativă scade la 35-50m în culoarul Căpruța-Milova, apoi urcă la 40-50m și chiar la 55m în strâmtura Bătuța-Căpruța, scade la 30-35m în bazinetul Vărădia și la 30-33m în culoarul Săvârșin; în strâmtura dintre Tătărăști-Zam urcă, din nou, la 45-55m. Aceste variații altitudinale nu pot fi puse exclusiv pe seama alternanței sectoarelor înguste cu cele largi. Tectonica are un rol greu de stabilit în momentul de față.

Credem că explicația trebuie căutată în relațiile dintre T2 și T3, înainte și după punctul de forfecare din apropiere de Ilteu.

Înainte de Ilteu, spre amonte, terasa T3 înclină paralel cu talvegul, apoi pierde orice relație cu acesta. Nu poate fi deci vorba decât de două sectoare diferite de evoluție a acestei terase, unul în amonte de Ilteu și altul în avale de această localitate. Inițial, Mureșul curgea pe un talveg ușor înclinat, iar pe măsură ce se apropie de gura de vărsare în lacul Pannonic, panta talvegului scădea; s-a format astfel un talveg ușor înclinat până la Zam și apoi din ce în ce mai puțin înclinat, până aproape la orizontală, în aval de această localitate. Odată cu scăderea bruscă a nivelului lacului Pannonic, începe să se formeze o nouă terasă, mai ales în avale de Zam, sectorul de vărsare fiind cel mai intens afectat de scăderea nivelului de bază. "Forfecarea", din apropiere de Ilteu, corespunde tocmai acestei etape, iar terasa T1 (8-25m) din sectorul Lipova-Ilteu se formează în această etapă. Ulterior, geneza teraselor s-a desfășurat normal, după cum se va expune detaliat în partea a treia a lucrării.

Terasele superioare. Aceste terase dau nota caracteristică defileului Mureșului, reflectând dezvoltarea lui morfogenetică.

Originalitatea lor constă în faptul că, în profil longitudinal sunt paralele între ele și nu au legătură cu panta talvegului actual.

Disponerea profilurilor în felul indicat de figura alăturată, este în legătură cu formarea teraselor în imediata apropiere a țărmului lacului Pannonic, după cum se va arăta în partea a treia a lucrării.

### Corelații cu alte sisteme de terase și niveluri

Analiza morfologică a nivelurilor și teraselor din defileul Mureșului implică efectuarea unei comparații cu alte sisteme de terase și niveluri, ale unor râuri mai bine cercetate sau cu nivelurile de abraziune de pe versantele unor masive montane.

Comparația efectuată relevă similitudini frapante :

- altitudinile relative ale teraselor Mureșului sunt foarte asemănătoare, deseori identice, cu cele ale teraselor Crișului Repede (studiate de Aurora Posea), Timișului (studiate de M. Grigore) și Dunării în defileu (studiate de Gr. Posea și colab.), ceea ce denotă formarea lor în condiții foarte asemănătoare;

- altitudinile relative ale teraselor de abraziune în vestul Munților Highiș (L. Sawicki, 1912; E. Vespremeanu, 1970), din Bazinul Vienei (J. Hassinger, 1895) și vestul Munților Apuseni (St. Manciușea, 1938), concordă până la identitate, ceea ce implică admiterea unui nivel de bază general reprezentat de țărmul lacului Pannonic;

- există o strânsă concordanță între altitudinile relative ale teraselor superioare ale Mureșului și ale celorlalte râuri, cu altitudinile relative ale teraselor de abraziune tăiate în versantele montane, ceea ce indică rolul dominant al nivelului de bază în formarea lor.

Toate aceste fapte vor fi reluate în partea a treia a lucrării, ca argumente importante în stabilirea evoluției Defileului Mureșului și cronologiei proceselor.

### Concluzii asupra reliefului și morfogenezei Defileului Mureșului

A - Morfologia teraselor. Față de cercetările anterioare noi am precizat, în detaliu, morfologia teraselor (număr, extensiune, profil longitudinal și transversal etc.). Ca număr noi indicăm șapte terase și o luncă înaltă care evoluează rapid spre terasă tipică. În comparație cu aceasta, cercetările anterioare dau patru terase (L. Sawicki, 1912), cinci terase (B.Bella, 1956) sau șase terase (Monografia Geografică a R.P.R., 1960). Pe baza cercetărilor noastre la teren menționăm, în concluzie, următoarele trăsături morfologice principale ale teraselor de pe cursul inferior al Mureșului:

- ca extensiune, terasele superioare sunt mai extinse decât cele inferioare, cele mai extinse fiind terasele T5 și T6;

- gradul înaintate de distrugere al teraselor inferioare se datorează proceselor de glaciare, foarte active;



- terasele superioare sunt conservate mai bine datorită rocilor dure în care au fost tăiate și datorită extensiunii lor inițiale mai mari; distrugerea lor se datorează atât proceselor locale de versant, cât și adâncirii rețelei hidrografice de rang inferior, care fragmentează podurile, deseori până la stadiul de măguri;
- profilul longitudinal al teraselor superioare este aproape orizontal, iar podurile sunt practic paralele între ele;
- profilul longitudinal al teraselor inferioare (cu excepția terasei a treia) este aproape paralel cu talvegul actual;
- terasele superioare urcă pe afluenți sub formă de umeri, terminându-se în talvegul lor în mici bazine;
- terasele inferioare trec pe afluenți numai pe distanțe mici, pierzându-se treptat spre amonte;
- terasele superioare se racordează perfect cu vechile linii de țârm din vestul Masivului Highiş și cu glacisurile din dealurile Lipovei.

**B. - Geneza teraselor.** În general, formarea teraselor se datorează unui proces de eroziune laterală, care urmează unei adânciri a văii. Morfogeneza podului terasei nu poate începe decât atunci când se ajunge la echilibrarea profilurilor și se trece la planaj laterală. Această condiție este fundamentală indiferent dacă agenții care o determină sunt de natură climatică, eustatică sau tectonică. Morfogeneza teraselor de pe cursul inferior al Mureșului se caracterizează prin:

- influența dominantă a nivelului de bază, reprezentat prin lacul Pannonic, în formarea teraselor superioare;
- influența climei, manifestată prin oscilații între uscat rece-umed cald, este dominantă în formarea teraselor inferioare;
- ultima terasă derivă din lunca înaltă. Procesul este în plină desfășurare și se datorează "inciziei" omului în peisaj.

Desigur, procesul de formare al teraselor este deosebit de complex. Afirmând că terasele superioare sunt eustatice, iar cele inferioare climatice, nu excludem influența unui complex de factori. Este numai vorba de definirea condiției dominante, care a condus toate celelalte procese care aveau pondere mai redusă.

## **5.2. Morfogeneza Defileului Mureșului**

Datele morfologice și morfogenetice prezentate în lucrare ne scutesc de a relua în extenso problema morfogenezei Defileului Mureșului. De altfel, atunci când analiza morfologică și cartarea detaliată a reliefului sunt aprofundate, concluziile morfogenetice se impun de la sine.

Defileul Mureșului în forma sa actuală poartă puternic amprenta vechiului culoar marin axat pe linii tectonice profunde, active, cu perioade de atenuare, până în zilele noastre. Mișcările lente de scufundare existente și azi sunt dovedite nu numai geofizic, dar și de prezența meandrelor Mureșului în bazine și în Depresiunea Ilia. Matricea reliefului vechi explică și peisajul specific reliefulor mature care apare de oriunde am privi Defileul Mureșului.

Momentul stabilirii cursului Mureșului pe vechiul culoar este greu de precizat. Pe baza interpretării nivelurilor și teraselor credem că instalarea râului s-a definitivat odată cu trecerea de la regimul eroziunii areolare, specific glacisului superior, la un regim de eroziune predominant pe verticală. Schimbarea aceasta a fost determinată atât climatic, prin trecerea la un climat mai umed, cât și prin scăderea sacadată a nivelului lacului Pannonic.

Considerăm că modul de desfășurare al proceselor, în momentul actual al interpretării noastre (1971) ar fi următorul:

I. Etapa paleo-Mureșului, în care râul avea un bazin extins în Depresiunile Transilvaniei și Hațeg, precum și în masivele montane înconjurătoare, vărsându-se în lacul Pannonic printr-o deltă.

II. Etapa Mureșului, care cuprinde fazele:

- faza supraimpunerii pe traseul lesnicios al culoarului marin de origine tectonică:

- faza teraselor superioare;

- faza teraselor inferioare;

- faza luncii și a proceselor actuale de distrugere a teraselor prin fragmentare verticală și glacisare.

## 6. MASIVUL BULZA

Între Munții Zărandului și Dealurile Lăpugiului este situat un sector montan bine conturat pe care l-am numit Masivul Bulza după numele comunei din centrul sectorului., Toponimul folosit în diversele lucrări (V. Mihăilescu, 1963, 1966; V. Tufescu "Harta unităților de relief ale R.P.R."), este de "Munții Fragulea", după numele unui vârf, nu prea important din marginea lor. Toponimul de Fragulea nu poate fi acceptat, el nefiind cunoscut populației locale și dificil de menținut ca termen livresc. Toponimul Bulza este larg răspândit în regiune și poate fi reținut mult mai ușor.

Delimitarea este foarte clară: spre nord - valea Mureșului, spre est - Depresiunea Ilia, spre sud - Valea Mare (afleunt al Mureșului în Depresiunea Ilia) și Valea Icu (afluent al Bergheiului), limita vestică - spre Dealurile Lipovei este de asemenea clară: Valea Somonița, apoi Ipe Valea Groși până la câțiva kilometri în amonte de satul Groși, trece peste interfluviul dintre Valea Groși și Valea Icu prin dreptul contactului dintre nivelurile de 300m și 350 în Valea Icu.

Peisajul se caracterizează prin prezența unor culmi domoale și creste împădurite, desprinse radiar dintr-o culme centrală, rotunjită.

Nivelurile morfologice se succed în trepte cu extensiuni diferite, deseori trecând pe nesimțite una în alta, delimitarea lor fiind imposibilă fără o analiză atentă a versantelor (fig. 29).

Suprafața superioară se dezvoltă la 400-500m retezând depozitele piroclastice andezitice. Este o suprafață de eroziune perfectată prin procese identice cu cele care au modelat suprafața Deva pe rama Depresiunii Mureșului

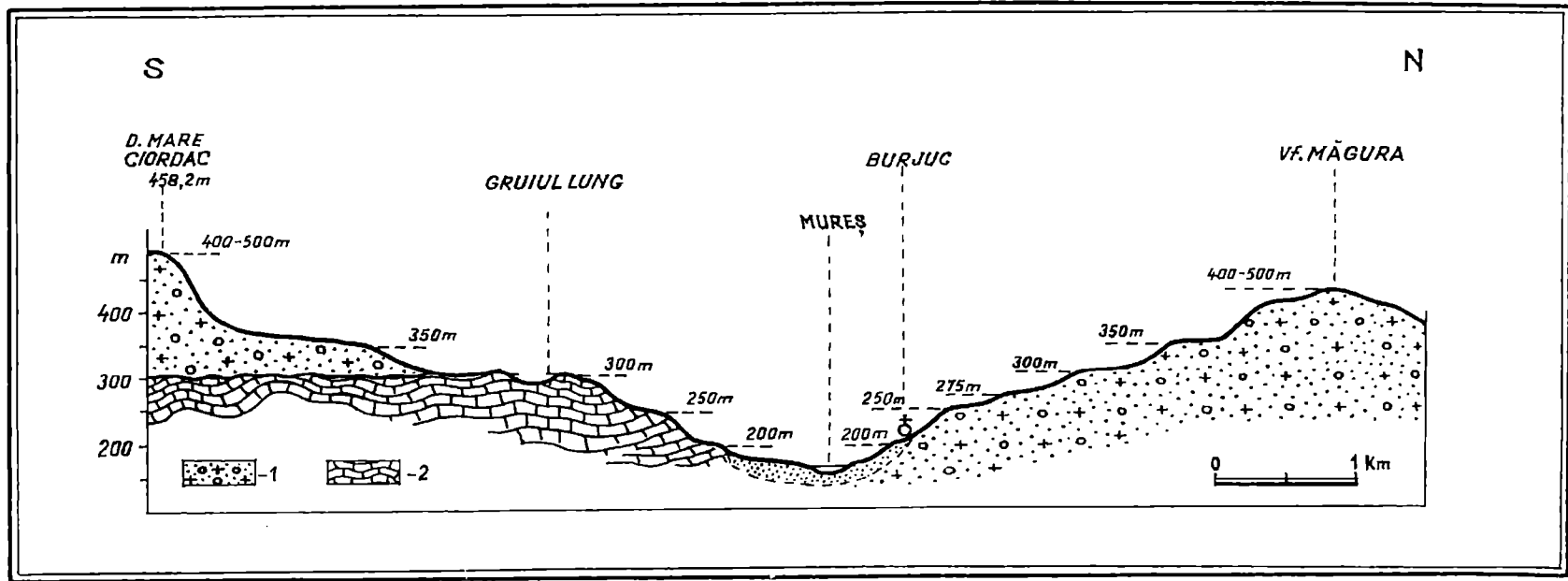


Fig. 23. Profil transversal peste Defileul Mureșului din D. Bulzei (în sud) spre Vf. Măgura (în nord).  
Legendă: 1 - aglomerate vulcanice; 2 - calcare.

de Jos. De altfel, din orice punct ar fi privită, frapează racordarea perfectă cu regiunile limitrofe (Munții Poiana Ruscăi, Munții Zărandului, Dealurile Lăpugiuului).

Nivelul de 350m. Cea mai mare extensiune o are acest nivel pe calcarele de Stramberg, în Dealul Grădina Popii, Dealul cu Tei, Dealul Tomii, Dealul Sasu, Dealul Bateia, Dealul Cioaca Morii, Dealul Poiana Mare.

Aspectul actual al nivelului este de poduri netede care retează interfluviile.

Nivelul de 300m. Un nivel mai larg extins, la contactul cu Dealurile Lipovei și Defileul Mureșului este cel situat la 290-310m, atingând chiar 330m. Prezintă caracter de nivel spre Dealurile Lipovei, în Dealul Cuceretu, Dealul Plumbuita, Dealul Măgura, Dealul Cărarea. În Defileul Mureșului are aspect de terasă (Măgura Moșului, Dealul Vârtop, Dealul Viilor), suportând și o cuvertură subțire de pietrișuri.

Terasele Mureșului. Cele mai dezvoltate terase se află între Pojoga și Tisa. Frapantă extensiunea mare a terasei de 200-110m (250m) lângă Sălciva și a teraselor de 70-80m (225m) și 125-135m (275m), la sud de Pojoga.

Terasele Mureșului înaintază pe afluenții din Masivul Bulza, terminându-se în talvegul acestora, în bazine mici.

Terasele Icuului. Surprinde dezvoltarea largă a teraselor acestei văi mici. În realitate este vorba de un complex de glacisuri-con care penetrează pe Valea Icu, terminându-se în talveg, pe rând. Fiecărui glacis îi corespunde o ruptură de pantă în profilul văilor afluențe, după cum s-a arătat în analiza morfologică a Dealurilor Lipovei.

Aspecte morfologice, datorită complexității petrologice, în Masivul Bulzei apare o bogată gamă de forme, legate de rocă, pe care le grupăm în mai multe categorii: relieful carstic, relieful piroclastitelor andezice, relieful eruptivului mezozoic, relieful sedimentarului cretacic și relieful depozitelor detritice pliocene.

Relieful carstic. Pe seama barei de calcare jurasice de Stramberg, se dezvoltă un foarte variat relief carstic. Între Căprioara și Pojoga, sectorul calcaros atinge 11km lungime, iar lățimea maximă este atinsă lângă Căprioara, unde atinge 2km.

Carstul de suprafață este reprezentat prin lapiezuri doline, în care pot fi cantonate lacuri, avene. De asemenea, sunt frecvente diferite microforme de versanți, dezvoltate mai ales pe abruptul tectonic rectiliniu dintre Căprioara și Pojoga.

Carstul de adâncime este reprezentat prin mai multe peșteri dintre care sunt îmai bine cunoscute cele două de lângă Căprioara.

Relieful piroclastitelor andezice. În sectorul piroclastitelor andezice fragmentarea reliefului prezintă densități și adâncimi mari. Procesele de meteorizație sunt active, generând porțiuni cu microforme tipice de versanți (grohotișuri de diferite dimensiuni, stânci în curs de dezagregare, acumulări de grus și chiar sectoare degradate asemănătoare bad-lands-urilor, rezultate din acțiunea apelor curgătoare asupra acumulărilor detritice).

Relieful eruptivului mezozoic. Pentru eruptivul mezozoic sunt caracteristice dealurile și măgurile masive, rotunjite, cu aspect greoi. Meteorizarea activă și scurgerea favorizează apariția unor sectoare cu aspect de bad-lands (lângă comunele Căpâlnaș și Valea Mare).

Relieful sedimentarului cretacic. Pe gresii, argilite, calcarenite, marne (toate sunt roci puțin rezistente la eroziune) se dezvoltă un relief jos fragmentat cu sectoare de alunecări și procese active de degradare a versantelor (în special între Tisa și Pojoga).

Relieful depozitelor detritice pliocene. Dezvoltat pe alternanța de nisipuri, pietrișuri și argile, acest relief este caracterizat prin dezvoltarea unor spații mai intens degradate prin eroziune fluviatilă (rigole, ogașe, ravene, uneori combinate în areale cu bad-lands-uri) sau variate tilpuri de alunecări.

Concluzii. Bulza reprezintă o subunitate de relief complexă, bine individualizată în timpul evoluției în cadrul Depresiunii Mureșului de Jos, evoluție la care au contribuit procesele tectonice, eruptive și denudative.

## **7. CONCLUZII ASUPRA EVOLUȚIEI RELIEFULUI DIN DEPRESIUNEA MUREȘULUI DE JOS**

Se pare că toate depresiunile-golf care bordează rama vestică a Carpaților Vestici s-au format după un model comun, iar subunitățile de relief pe care le cuprind au evoluat după aceeași succesiune generală de procese și etape.

Prezentăm, mai jos, o tentativă de întocmire a modelului evoluției reliefului din Depresiunea Mureșului de Jos (încadrat în evoluția generală a sectorului Carpat, expusă mai sus), model care se poate generaliza pentru toate celelalte depresiuni-golf, cu precizarea că trebuie ținut seama de condițiile locale specifice fiecăreia.

Modelul morfogenetic cuprinde următoarea succesiune:

A. Formare bazinului tectonic prin prăbușirea pediplenei carpatice în fundamentul depresiunii. Vulcanism.

B. Primul ciclu piemontan (miocen); Abraziunea și pedimentația pe ramă, cu formarea de pedimente parțial juxtapuse (pediplene parțiale). Primele piemonturi sunt apoi distruse. Au loc procese eruptive, pe liniile de fractură.

C. Al doilea ciclu piemontan (pliocen-cuaternar). Abraziune și pedimentație pe ramă. Acumulări piemontane submerse (predominante) și apoi emerse (de scurtă durată, rezultând un strat subțire de sedimente), cu formarea câmpiei piemontane. Glacisarea câmpiei piemontane, cu formarea glacisului superior (prima nivelare a piemontului). Fragmentarea piemonturilor, individualizarea subunităților de relief în cadrul depresiunii și formarea unor trepte (glacisuri, terase și mici pedimente locale, asemănătoare benciurilor).

D. Procesele actuale, îndreptate în aceeași direcție: continuarea distrugerii piemonturilor, mult accelerată de activitatea societății umane.

Din acest model general rezultă că piemonturile au un rol important în evoluția reliefului acestor depresiuni-golf. Se poate vorbi, chiar de "depresiuni

cu evoluție de tip piemontan". Aceasta ridică problema originalității piemonturilor din depresiunile-golfuri, reflectată de modul morfogenetic al piemonturilor.

Modelul morfogenetic al piemonturilor este identic atât pentru piemonturile miocene, cât și pentru cele pliocene:

A. Evoluția ascendentă a piemonturilor:

A.I. - Acumulare submersă prin formarea conurilor de dejecție submerse și apoi a deltelor.

A.II - Acumularea subaeriană, de scurtă durată, cu formarea câmpiei piemontane.

B. Nivelarea câmpiei piemontane prin glacisare, cu formarea unor glacisuri superioare, foarte larg extinse.

C. Evoluția descendentă a piemonturilor:

C.I. - Adâncirea rețelei hidrografice, cu formarea platourilor, culmilor și colinelor piemontane.

C.II - Extensiunea rețelei hidrografice, fragmentarea platourilor, culmilor și colinelor, cu formarea dealurilor piemontane.

C.III - Distrugerea dealurilor piemontane cu formarea unor câmpii de eroziune și acumulare.

Relieful piemontan din depresiunile-golf se află azi în timpul evoluției lor descendente, în stadiul C.II, când rețeaua hidrografică este în plină extensiune, fragmentând culmile și dealurile piemontane.

Perioada de acumulare submersă poate fi încadrată în ciclul piemontan? Credem că se poate răspunde afirmativ la această întrebare, deoarece depozitele acumulate submers reprezintă cea mai mare parte a acumulărilor piemontane, pe care s-a greșit ulterior relieful de eroziune.

De aceea, credem că trebuiesc introduse, la evoluția ascendentă a piemonturilor și formele de acumulare submerse (conurile de dejecție submerse și cea mai mare parte a deltelor), alături de celelalte forme de acumulare, bine cunoscute datorită unor studii aprofundate (Gr. Posea, 1962; Gr. Posea și colab., 1970; Gr. Posea și N. Popescu, 1971).

În regiunea studiată de noi, ca și în celelalte depresiuni-golf nu se mai poate vorbi de piemonturi, ci de urme ale vechii câmpii piemontane nivelate de glaciul superior, reprezentate prin: culmi, platouri și dealuri piemontane. Este deci vorba de piemonturi nefuncționale, aflate în diverse stadii ale evoluției descendente.

Originalitatea piemonturilor din depresiunea Mureșului de Jos, ca și din toate depresiunile-golf de pe rama vestică a Carpaților vestici constă tocmai în ponderea dominantă pe care o au acumulările piemontane submerse în lacul Pannonic.

# BIBLIOGRAFIE SELECTATĂ PRIVIND PEDIMENTELE ȘI GLACISURILE

- ARCHAMBAULT M. 1967** Essai sur la genese des glacis d'erosion dans le sud-est de la France.  
Memb. et doc. C.R. cart et geogr., 1967
- BALKIN W.G.V. and PYE N., 1955** Piedmont profiles in the arid cycle. Proc.Geol.Ass., 63,3: 167-182
- BARREL J., 1913** Piedmont terraces of the northern Appalachians and their mode of origin.  
Geol.Soc.Am.Bull, 1913,24:688-690
- BAULIG ., 1936** Amerigque septentrionale. In Geographie Universelle, T.XIII
- BAULIG ., 1939** Sur les "gardin de Piedmont". J.Geom., 1939, 2:281-304
- BAULIG ., 1956** Peneplaines et pediplaines. Bull.Soc.gelg. d'etudes geogr., 25:25-58.
- BERKEY C.P., MORRIS, F.K., 1927** Geology of Mongolia. Natural History of Central Asia. III:330-332
- BIROT P., 1937** Recherches sur la morphologie des Pyrennees Orientales franco-espagnoles. These, 318 pag.
- BIROT P., 1948** Sur les depots pliocenes du Roussillon. C.R.S.G.F., 1948:71-73
- BIROT P., 1950** Sur le probleme de l'origine des pediments. C.R.Congr.Lisabonne, II:9-15

- BIROT P., 1952** Le probleme des Piemonts, a propos du "Piedmont des Pyrennees francaises" de M.F. Taillefeer. Ann.Geogr.,LXI:98-102
- BIROT P., JOLLY F., 1952** Observations sur le glacis d'erosion et les relief granitiques du Maroc. Mem.et Doc.CNRS, III:9-60
- BIROT P., LHENAFF R., MONTEUX P., 1958** Recherches sur la limite septentrionale des glacis d'erosion en roches tendres. CNRS, Mem.et Doc., VI:35-57
- BIROT P., 1963** Reflexions sur le caracteres des glacis d'erosions en roches tendres. Bull.Soc.Hellenique de geogr.1963
- BIROT PL. et DRESCH J., 1966** Pediments et glacis dans l'ouest des Etates-Unis.Ann.de Geogr., 411:513-552
- BLACKWELDER E., 1928** Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. Bull.Geol.Soc.Amm., 39:465-483
- BLACKWELDER E., 1929** Origin of the piedmont plains of Great Basin. Bull.Geol.Soc.Amm., 40:168-169
- BLACKWELDER E., 1931** The lowering of plays by deflation. Amm.Journ.Sc.,XXI: 140-144
- BLACKWELDER E., 1931** Rock-cut surfaces in the desert ranges. J.G., 20:442-450
- BLANCHARD R., 1953** Piedmont pyreneen et piedmont alpin. Etud.Rhodan., XXVIII, 2:131-134
- BORDE J., 1966** Les Andes de Santiago et leur Avant-Pays. Etude de geomorphologie. These.



- BRAVARD Y., 1960** Le Bas-Dauphine. Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin. These.
- BRYAN K., 1925** The Papago Country, Arizona. USGS 499
- BRYAN K., 1935** Processes of formation of pediments at Granite Gap, New Mexico, Zeit.f. Geom.,IX,4:125-135
- BRYAN K., 1940** The retreat of slopes. Ass.Amm.Geog.Anns.,30:125-135
- BUDEL J., 1970** Pedimente, Rumpfflachen und Ruckland Steiharngen; deren aktive un passive Ruckverlegung in verschiedenen Klimaten. Zeit.f.Geomorf.,14, 1:1-57
- CALLEUX A., 1950** Ecoulements liquides en nappe aplanissements Rev.Geomorf.Dyn.VI,6:243-270
- CORBEL J., 1963** Pediments d'Arizona Mem.et Doc., CNRS TIX, 3:31-95
- CHAPUT J.L., 1968** Les inselberg de la Meset liberique meridionale. Ass.geogr.Fr., 360:47-56
- CHAWWNER W.D., 1935** Alluvial Fan Flooding: the Montrose Cal Flood of 1934., G.R., 25:255-263
- CHOLLEY A., 1950** Morphologie structurale et morphologie climatique. Ann.de geogr., 317:321-335
- COTTON C.A., 1961** The teory of Savanna Plantation. Geography, XLVI
- COUQUE R., 1962** Le Tunisie Presaharienne. These.
- DAVIS W.M., 1930** Rock-floors in arid and humid climates. J.G., 38:1-27

- DAVIS W.M., 1930**  
The Santa Catalina Mountains,  
Arizona.  
Amm. J.Sci., 22,130:289-317
- DAVIS W.M., 1932**  
Piedmont benchland and  
primarrumpt  
Geol.Soc.Amm.Bull., 43:399-440
- DAVIS W.M., 1936**  
Geomorphology of mountains  
deserts.  
Rep.16-th Intern.Congr.,II:703-714
- DAVIS W.M.,1938**  
Sheetflood and streamfloods.  
Geol.Soc.Amm.Bull.,39:1337-1416
- DEDKOV A.P., 1964**  
General types of the plantation  
surfaces of the platform regions; the  
climatic landscape factor fo their  
formation. Problem of planation  
surfaces, Moscow, 1964
- DOFLUS O., 1965**  
Les Andes centrales de Perou et  
leurs piemonts. These, 1965
- DRESCH J., 1938**  
Les surfaces de piemont dans les  
Djebilet et le Massif Central Grand  
Atlas.  
C.R.Congr.Intern.Geogr.Amsterdam,  
vol.II:133-140
- DRESCH J., 1941**  
Recherches sur l'évolution du Relief  
dans le Massif Central du Grand  
Atlas. These.
- DRESCH J., 1953**  
Systems d'érosion en Afrique du  
Nord.  
Rev.Geogr.Lyon,1953, 28,3:253-261
- DRESCH J., 1957**  
Pediments et glacis d'érosion,  
pediplaines et inselbers.  
Inf.Geogr.1957, 21,5:183-196

- DRESCH J. et colab., 1960** Observation sur les depots de versants et les terrasses climatique en Tunisie.  
C.R.Soc.Geol.Fr.,6:137-138
- DUMAS R., 1967** Place et signficance des glacis dans le Quaternaire.  
Bull.Ass.&.Et.Quatern.,12:223-224
- DUMAS R., 1966** Les glacis, formes de convergence.  
Bull.Ass.Geogr.Fr.,344-345
- FAIR T.J., 1948** Slope form and development in the interior of Natal, South Africa.  
Trans.Geol.S.Africa, 51:33-47
- FAIR T.J., 1948** Hillslopes and Pediments of the semiarid Karroo.  
S.African Geog.Journ., 30:71-79
- GABERT P., 1962** Les plaines occidentales du Po et leurs Piedmonts. Etude morphologique. These.
- GILBERT G.K., 1877** Report on geology of the Henry Mountains. U.S.Geogr. and Geol.Survey of the Rocky Mountains Reg., 128-132
- GIULLULY J., 1937** Physiography of the ajo Region Aarizona.  
Bull.Geoll.Soc.Amm.,48:323-347
- GIGOUT M., 1965** Sur la glacis villafranchian de Chambaran.  
C.R.Som.Soc.Geol.Fr., fasc.2:41-43
- JOHNSON D.W., 1929** Geomophologic aspects of Rift Valleyes  
C.R.XV Int.Congr.Geol.S.Africa: 354-373
- JOHNSON D.W., 1931** Planes of lateral corrasion. Science New series, vol.73,nr.1885:174-177

- JOHNSON D.W., 1932** Rock planes in arid regions. G.R., 22
- JOLY F., 1949** Pediments et glacis d'érosion dans le Sud-Est du Maroc. C.R.XVI Congr.Int.Geogr.Lissabonne, T.:110-125
- JOLY F., 1962** Studes sur le relief du sud-est Marocain. These. Paris.
- KING L.C., 1948** A theory of bornhardts. g.s., 83-87
- KING L.C., 1949** The pediment landform. Some current problems. Geol.Mag., 86, 5:245-250
- KING L.C., 1953** Cannons of landscape evolution Geol.Soc.Am.Bull., 64:721-752
- KING L.C., 1967** The morphology of the Earth.
- KING L.C., 1967** Sout African Scenary. A text Book of Geomorphology.
- KING L.C., 1968** Scarp and Tableland. Zeit.f.Geom., 12, 1:114-115
- KING P.B., 1930** The geology of the Glass Mountains, Texas. Univ.Texas Bull., 3038
- KEYES C.R., 1908** Rock-floor of the intermount plaines of the arid regions. Bull.Geol.Soc.Am., 19:63-92
- KEYES C.R., 1908** Geological processes and geographical product of the arid regions. Bull.Geol.Soc.Am., 1908, 19:574
- KNECHTEL M.M., 1952** Pimpled plains of eastern Oklahoma. Bull.Geol.Soc.Amm., 63,7

**KHOBZI J., 1965**

Queque aspects de l'évolution  
geomorphologique recente d'une  
vallee du Piemont Pyreeneen.  
Rev.Geom.Dyn., 66

**KOSTENKO N.P., 1955**

Influența mișcărilor recente asupra  
dezvoltării deltelor continentale și a  
văilor fluviatile.  
An.rom.Sov., Geol.-Geogr.,4

**KAIZUKA S. and MORIYAMA A.,  
1969**

Geomorphology and subsurface  
geology of the alluvia plain of the  
lower Sagami River, Central Japon.  
Geogr.Rev.Japon., 42, 2:85-105

**LAWSON A.C., 1913**

The petrographic designation of  
alluvial fan formation.  
Univ.Calif.Publ:Bull., Dep.Geol.,  
7,15:325-334 Bull., 9:23-48

**LAWSON A.C., 1915**

The epigene profiles of the desert.  
Calif.Univ.Dep.Geol.Bull., 9:23-48

**LAWSON A.C., 1932**

Rains wash and erosion in humid  
regions.  
Bull.Geol.Soc.Am., 1932

**LEONARD R.J., 1927**

Pedestal Rocks resulting from  
disintegration, Texas Canyon,  
Arizona. J.G., 35: 469-474

**MENSCHING H., RAYNAL R., 1954**

Fussflächen in Ostmarokko.  
Pet.Mitt., 98, 3:171-176

**MENSCHING H., 1958**

Eutstehung und Erhaltung von  
Flächen im semiariden Klima (am  
Beispiel Nord-west-Africas).  
Dt.Geogr.Tag Würzburg, 1957,  
Wiessbaden

**MENSHING H., 1958**

Glacis - Fussfläche - Pediment.  
Zeit.f.Geomorph., N.F., 2:3

**MENSCHING H., 1964**

Die regionale und Klimatish-  
morphologische Differenzierung von  
Bergfussflächen auf der Iberischen  
Halbinsel.  
Würzburger Geogr.Arb., 1964,  
12:141-158

**MENSCHING H., 1968**

Bergfussflächen und das System der  
Flächenbildung in dem ariden  
Subtropen und Tropen.  
Geol.Rundsch.58, 1:62-82

**MASSEPORT J., 1960**

Le Diois, les Barronies et leur avant-  
pays rhodanien.  
Etude morphologique. These.  
Grenoble.

**MASSEPORT J., 1964**

Considerations sur les glaciaires  
d'érosion nord-méditerranéens.  
Rev.de Geogr.Alpine, LII, 1, 1964

**MELTON A.M., 1965**

The geomorphic and paleoclimatic  
significance of alluvial deposits in  
southern Arizona. J.G., 73, 8:1-38

**MORRIS F.K., 1932**

Some Pediments in Arizona.  
Bull.Geol.Soc.Amer., 43:129-130

**MORRIS F.K., 1952**

The origin of pediments.  
C.R.XIX Congr.Int.Geol.Alger, 7:131-  
133

**MONJUVENT G., 1969**

Essai morphologiques sur un  
piedmont alpin. La basse vallée de  
l'Isère.  
Rev.Geogr.Alpin, 52, 2:233-275

**Mc. GEE W.J., 1896**

Geographic history of the Piedmont  
plateau.  
Nat.Geogr.Mag., 7:261-265

**Mc. GEE W.J., 1897**

Sheetflood erosion.  
Bull.Geol.Soc.Amer., 8:87-112

- Mc. GEE W.J., JOHNSON W.H., 1896** Seriland. Nat.Geogr.Mag., 3:125-133
- MARCOV C.C., 1957** Problemele fundamentale ale geomorfologiei. București
- OGIOVIE I.H., 1905** The high-altitude conoplain; a topographic form illustrated in the Ortiz Mountains.  
Am.Geologist, 36:27-43
- OLDHAM R.D., 1888** On the law that governs the action of flowing steams. Geol.Soc.London, Quart.Journ., 44:733-739
- RAYNAL R., 1957** Morphologie des piemonts et tectonique quaternaire au Maroc Oriental. C.R. V Congr.Int.INQUA, Madrid: 154-155
- RAYNAL R., 1961** Plaines et piemonts du basin de la Moulouya (Marok Oriental). Rabat
- RAYNAL R., NON H., 1968** Glacis etages et formations quaternaires de Galice Orientale et de Leon: quelques observation et donn ees nouvelles.  
Rev.Geo.dyn., 18, 3:97-117
- PAIGE S., 1912** Rock-cut surfaces in the desert Ranges.  
J.G., 20:442-450
- PASSARGE, 1905** Die Inselberglandschaft im tropischen Afrika. Naturwiss. Wochenschr., 3:657-665
- RICH J.L., 1935** Origin and evolution of rock-fans and pediments. Bull.Geol.Soc.Am., 49:999-1024
- RUSSEL I.C., 1896** The physiography of the United States.  
New York, 1896, pag. 101-136

- SHARP R.P., 1940**  
 Geomorphology of the Ruby-East Humboldt Range, Nevada.  
 Bull.Soc.Geol.Am., 1940, 51:337-371
- STOKES N.L., 1950**  
 Pediment concept applied to Shinanrump and similar conglomerates.  
 Bull.Soc.Geol.Am., 61:91-98
- SAUER C., 1930**  
 Basin and range forms in the Chiricahua area (Arizona and New Mexico).  
 Univ.Calif.Publ.Geogr., 1930, 3:339-414
- TATOR B.A., 1952**  
 The climatic factor and pedimentation.  
 C.R. XIX Congr.Int.Geol.Alger, 7:121-130.
- TATOR B.A., 1952**  
 Pediment characteristics and terminology.  
 Ann.Ass.Amerg.Geogr., 42:295-317
- TOLMAN C.F., 1905**  
 Notes on desert processes and desert deposits.  
 J.Proc.Ann.Conv.Arizona Minners, Assoc., VI
- TOLMAN C.F., 1909**  
 Routes to desert watering places in the Mohave desert region, California.  
 U.S.Geol.Surv., W.S.Paper 490B
- TAILLEFER F., 1951**  
 Le Piémont des Pyrénées francaises. These. Toulouse, 1951
- UDDEN J.A., 1907**  
 A sketch of the geology of the Chisos Country, Brewster Country, Texas.  
 Texas Univ.Bull., 1907, 93
- VAUMAS E.D.E., 1954**  
 Le Liban. Etude de geographie physique, Paris, 1954



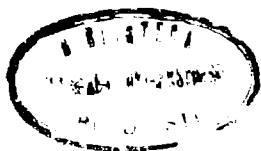
- VIERS G., 1960**  
Le relief des Pyrénées occidentales et de leur Piémont. These. Toulouse.
- VOLFE C.V., & colab., 1966**  
Earth and Space science. Boston
- WOOD A., 1942**  
The development of hillside slopes. Proc.Geol.Assoc., 53, 3-4:128-140
- WOOLEY R.R., 1946**  
Cloudburst floods in Utah, 1850-1938.  
U.S.G.S. Water-Supply, P, 994
- ZIMMERMANN M., 1913**  
Le piedmont rhodanien.  
Ann.de Geogr., XXII:451-560
- WARNKE D.A., 1969**  
Pediment evolution in the Holoran Hills, Central Mojave desert, California.  
Zeit.f.Geom., 13, 4:357-389
- WERTZ J.B., 1966**  
The flood Cycle of ephemeral mountain streams in the south-western United States.  
Ann.Assoc.Amm.Geogr., 56:598-633
- YI-FU TUAN, 1959**  
Pediments in south-eastern Arizona
- ZI-FU TUAN, 1962**  
Structure, climate and basin land forms in Arizona and New Mexico.  
Ann.Assoc.Amm.Geogr.,52, 1:51-68

# BIBLIOGRAFIE SELECTATĂ DESPRE PIEMONTURI APĂRUTĂ ÎN ROMÂNIA

- BERINDEI I., 1965** Dealurile piemontane din Țara Beiușului.  
Studiu Univ.Babeș-Bolyai, Geol.-Geogr.2
- BERINDEI I., 1967** Țara Beiușului. Geneza și evoluția reliefului.  
Lucr.St.Inst.Ped.Oradea, vol.1:187-214
- COTEȚ P., 1956** Piemonturile de acumulare și importanța studiului lor. Prob.Geogr.3
- COTEȚ P., 1957** Depresiunea Zărandului. Observații geomorfologice. Prob.Geogr.5
- COTEȚ P., 1957** Depresiunea Baia Mare. Observații geomorfologice. Prog.Geogr.5
- COTEȚ P., 1969** Suprafețele geomorfologice de tip piemont, pediment, glacis și studiul lor. St.Cercet.Geogr.16,2
- COTEȚ P., 1970** La genese de la depression d'Oaş (Carpates Orientales).  
Rev.Roum.Geogr., 14, 1
- DONISA I., 1968** Geomorfologia văii Bistrița.
- GĂRBACEA V., 1956** Piemontul Călimanilor.  
St.Cercet.Geol.Geogr.Cluj, 1-4.
- GRUMĂZESCU H., 1957** Contribuții la cunoașterea deltelor continentale din R.P. Română.  
An.Rom.-Sov., Geol.-Geogr., 3

- IANCU M., 1956** Câmpia piemontană Săcele din depresiunea Bârsei. Studiu de geomorfologie. Prob.Geogr., 3
- IANCU M., și colab., 1971** Câmpia înaltă aTârgoviștei. Consi-derații de ordin geomorfologic. Bul.Soc.Geogr., 1
- MIHĂILESCU V., 1938** Podișul Getic și regiunile vecine. Cerct. și Studii geografice, vol.1
- MIHĂILESCU V., 1945** Piemontul Getic. Rev.Geogr., 1-4  
**MIHĂILESCU V., 1957** Piemonturile. Com.Acad.R.P.R.,t.7
- MIHĂILESCU V., 1960** Piemontul înalt al Satului Lung. Comunic.Acad.R.P.R., 10-15
- MIHĂILESCU V., 1963** Carpații sud-estici
- MIHĂILESCU V., 1966** Dealurile și câmpiile României.
- MORARIU T., 1961** Podișul Târnavelor. Caracterizare și raionare fizico-geografică. Studiu Univ.Babeș-Bolyai, II,1
- NAUM Tr., 1967** Piemonturile din Țara Dornelor. Analele Univ.Buc.,Geol.-Geogr., 1
- NICULESCU Gh., 1965** Reconstituirea unui piemont cuaternar în subcarpații Teleajenului. St.Cercet.Geogr., 2
- NICULESCU GH., 1960** Câmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce. Observații geomorfologice. Prob.Geogr., 2
- PARASCHIV D., 1965** Piemontul Cândești. St.Teh.Ec., H,2
- PAUCA M., 1954** Neogenul din bazinele externe ale munților Apuseni. An.Com.Geol.,27

- POSEA Gr., 1957** Regionarea geomorfologică a bazinului Lăpuș. Bul.Univ.Babeș-Bolyai, 1
- POSEA Gr., 1959** Piemonturile din Țara Lăpușului. Probl.Geogr., 6
- POSEA Gr., 1962** Țara Lăpușului.
- POSEA Gr., 1962** Aspecte de relief din jurul Clujului. An.Univ.Buc., Geol.-Geogr.,32
- POSEA Gr., 1967** Les dépressions Silbiu et Săliște. Guide des exc. Sym. Geom. Apliq. Buc.
- POSEA Gr., 1967** Antecedentă și captare la văile transversale carpatice. Lucr.St.Inst.Ped.Oradea, 1
- POSEA Gr., 1968** Sur la presence des glacis en Roumanie. Rev.Roum.Geogr., 12, 1-2
- POSEA Gr., 1968** Glacisuri și unele aspecte din România. A.Univ.Buc., Geol.-Geogr., 1
- POSEA Gr., 1969** Depresiunea Săliște. Stud.Cercet.Geogr., 16,1
- POSEA Gr. și colab., 1970** Geomorfologia generală.
- POSEA Gr., VELCEA V., 1964** The piedmonts as a stage in the denudation of the Romanian Carpathians. Rev.Rom.Geogr.,8
- SIRCU I., 1953** Piemontul Poiana-Nicorești. St.Cercet.St.Acad.R.P.R., Iași,4, 1-4
- TUFESCU V., 1968** Subcarpații.
- VÂLSAN G., 1915** Câmpia Română. Bul.Soc.Rom.Geogr.,36
- \* 1960 Mongaria geografică a R.P.R.





## DATA RESTITUIRII

12 MAI 2012		
<del>                    </del>		
04 DEC. 2012		
<del>                    </del>		



