

**INSTITUTUL GEOLOGIC**  
**STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

---

SERIA H

*Geologia Cuaternarului*

Nr. 5

---

**STUDII DE GEOLOGIA  
CUATERNARULUI**

BUCUREŞTI  
1974



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**INSTITUTUL GEOLOGIC**  
**STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE**

---

SERIA H

*Geologia Cuaternarului*

Nr. 5.

---

**STUDII DE GEOLOGIA  
CUATERNARULUI**

BUCUREŞTI  
1974



Institutul Geologic al României

## C O N T E N U

### (Résumés)

	<u>Page</u>
Ghenea C., Codarcea Venera. Considérations géologiques sur un profil de loess du sud de la Dobrogea . . . . .	20
Bandrabur T., Codarcea Venera. Contribution à la connaissance des dépôts pliocènes-quaternaires du cours supérieur du Mureş . . . . .	55
Jipa C. D. Grain size of the lower Danube recent sediments . . . . .	73
Mihăilă N., Popescu N., Codarcea Venera. Géologie et relief de la dépression de Făgăraş . . . . .	102
Panin N. Évolution du Delta du Danube pendant l'Holocène . . . . .	120
Bulgăreanu V., Momea Gh., Momea Lucia. Quelques considérations limnogéologiques sur la cuvette lacustre de Nuntaş-Tuzla (complexe de Sinoe) . . . . .	131
Bulgăreanu V. Dépôts submergés et péloïdogenèse dans le lac Băile Mitreni (district d'Ilfov) . . . . .	158



## C U P R I N S

	<u>Pag.</u>
G h e n e a C., C o d a r c e a V e n e r a . Considerații geologice asupra unui profil de loessuri din Dobrogea de Sud . . . . .	7
B a n d r a b u r T., C o d a r c e a V e n e r a . Contribuții la cunoașterea de pozitelor plio-cuaternare din regiunea cursului superior al Mureșului . . . . .	23
J i p a C. D. Granulometria sedimentelor recente ale Dunării de Jos (Comunicare preliminară) . . . . .	61
M i h ā i l ă N., P o p e s c u N., C o d a r c e a V e n e r a . Geologia și relieful depresiunii Făgăraș . . . . .	75
P a n i n N. Evoluția Deltei Dunării în timpul Holocenului . . . . .	107
B u l g ā r e a n u V., M o m e a G h ., M o m e a L u c i a . Unele considerații limnogeologice asupra cuvetei Nuntași–Tuzla (complexul Sinoe) . . . . .	123
B u l g ā r e a n u V. Depozitele lacustre și peloidogeneza la lacul Băile Mitreni(județul Ilfov) . . . . .	135

---





Institutul Geologic al României

# CONSIDERĂȚII GEOLOGICE ASUPRA UNUI PROFIL DE LOESSURI DIN DOBROGEA DE SUD<sup>1</sup>

DE

CONSTANTIN GHENEÀ<sup>2</sup>, VENERA CODARCEA<sup>2</sup>

## Abstract

Geological Considerations relating to a Loess Profile from South Dobrogea. This paper presents some data of a stratigraphical and mineralogical nature obtained in a loess profile and in paleosoils. Relying on some Musterian tools discovered in paleosoils IV and V (Reddish-Brown soils), the sequence of loesses and paleosoils I—V was considered as having been deposited during the Riss-Würmian and Würmian intervals. Determinations concerning the mineralogical content of the 0.10—0.02 mm fraction (light fraction and heavy minerals) have been made.

Loessurile și depozitele loessoide sunt formațiuni cuaternare cu o mare răspândire pe teritoriul Dobrogei centrale și sudice. În zona litoralului de la sud de Constanța, apar cîteva secțiuni unde se pot urmări caracterele structurale și texturale ale acestor depozite. Succesiunea stratelor de loessuri este întreruptă la diferite nivele de orizonturi de alterare care pot constitui indicatori prețioși în evaluarea variațiilor climatice din timpul depunerii loessurilor. Pentru acest motiv profilele din faleza Mării Negre au reținut atenția cercetătorilor încă de foarte multă vreme. Cercetări mai sistematice asupra loessurilor și solurilor fosile din Dobrogea au fost întreprinse de Brătescu (1934, 1935) care, în urma examinării unor profile între Constanța și Eforie atribuie orizonturile de loess celor patru faze glaciare iar solurile fosile, interglaciarelor. În ultimii ani intensificarea cercetărilor asupra loessurilor și solurilor fosile din Dobrogea de Sud, se reflectă în apariția mai multor lucrări cu caracter paleopedologic: Haase și Richter (1957), Popovăț et al. (1964), Conea (1970).

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 28 aprilie 1972.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.



În această perioadă sînt publicate lucrări care tratează și alte aspecte : fenomene periglaciare în loessuri (Mihăilescu, Dragomirescu, 1959), succesiuni de loessuri și paleosoluri în peșteri (Samson, Rădulescu, Mogosanu, Cîrciumaru 1972). O parte din aceste date, în special cele legate de interpretările stratigrafice au fost preluate în materialele publicate de către Comisia pentru stratigrafia loessurilor din Europa din cadrul INQUA (1969). Pentru țara noastră profilele de loess din Dobrogea constituie un material interesant pentru diferitele studii de teren și laborator care se întreprind azi în întreaga lume, de la descrierile tipologice pînă la determinările de vîrste absolute pe baza proprietăților paleomagnetice ale loessurilor.

În această situație, am considerat utilă prezentarea unor date geologice complete cu analize privind conținutul mineralogic al fracției grosiere din loessurile și paleosolurile dintr-un profil situat în Dobrogea de Sud. Secțiunea cercetată se află situată între Nazarcea și Ovidiu, pe traseul unor vechi săpături, unde, în cîteva puncte, apar deschideri recente în loessuri și paleosoluri. În acest sector există o descriere pedologică a unor profile de loessuri și soluri fosile dar, insuficientă localizare din lucrarea publicată (Conea, 1970) nu ne permite a preciza dacă secțiunea descrisă de noi corespunde cu unul din profilele analizate. Oricum, vom insista numai asupra caracterelor geologice-mineralogice a loessurilor și paleosolurilor menționînd că singurele analize mineralogice complete privind fracția grosieră pentru loessurile din România provin din anul 1939 și aparțin lui Gogînica și a lui. De asemenea, descoperirea la anumite nivele a unor piese litice al căror grad de prelucrare permite, pentru unele exemplare, să se precizeze tehnica de lucru, pune în discuție și una din cele mai controversate probleme din Cuaternarul Dobrogei, vîrsta depunerilor de loessuri.

În continuare prezentăm pe scurt descrierea profilului (fig. 1, A).

0–0,40 m : sol actual.

0,40–2,40 m : loess gălbui, macroporic ; canale de rădăcini și vinișoare de carbonați ; la jumătatea orizontului o intercalătie subțire de culoare cenușie.

2,40–3,40 m : paleosol I ; de fapt sînt prezente două benzi : orizontul superior de culoare brună, cel inferior mai cenușiu, cu concrețiuni mici calcaroase și pete de carbonați.

3,40–6 m : loess gălbui, cu frecvențe canale și pori ; exemplare de *Helicopsis dejecta* C.ris t. et Jan și *Chondrula tridens* O. F. Müller.

6,00–7,50 m : paleosol II ; două benzi clar separate ; la partea superioară o argilă roșcată, iar în bază un orizont cenușiu cu concrețiuni calcaroase și pete albicioase.



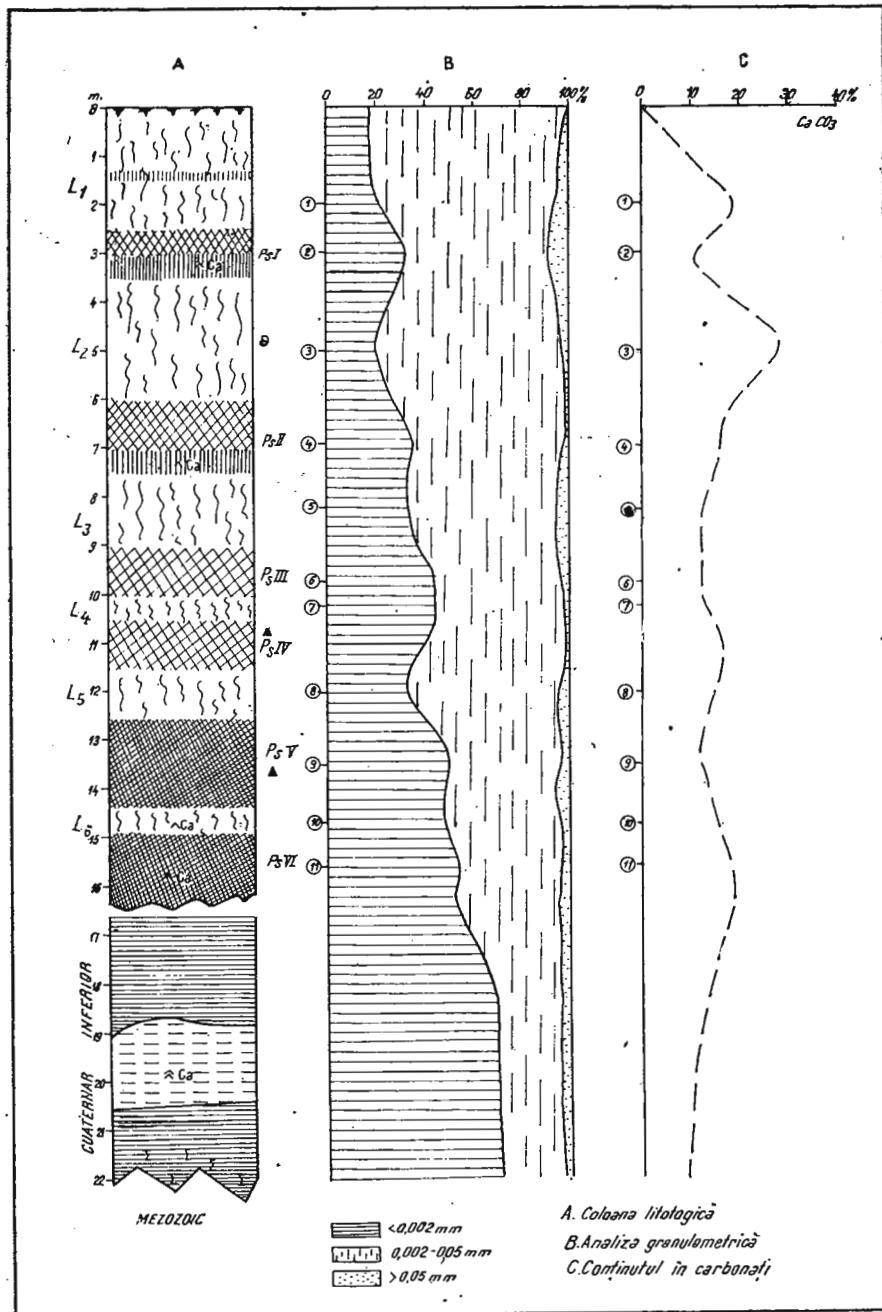


Fig. 1.— Profil geologic — Ovidiu: A, coloană litologică; B, analiza granulometrică; C, conținutul în carbonați.

Coupe géologique — Ovidiu: A, colonne lithologique; B, analyse granulométrique; C, teneur en carbonates.

7,50–9,00 m : loess mai compact cu frecvențe concrețiuni calcaroase.

9,00–11,50 m : paleosolul III și paleosolul IV, două soluri separate printr-un orizont de loess.

Orizontul superior (Ps.III) cu o grosime de 1 m, este reprezentat printr-o argilă roșie-brună, cu structură prismatică ; orizontul inferior (1 m) are culoarea roșcată-gălbui și conține frecvențe concrețiuni calcaroase și pete de carbonați care îl deosebesc de solul superior.

11,50–12,50 m : loess compact, gălbui.

12,50–14,30 m : paleosol V ; este cel mai gros orizont argilos din profilul analizat. Argila are o culoare roșcată cu separații și pete ferimanganice și structură prismatică.

14,30–14,70 m : loess, material mai argilos, alterat, cu numeroase concrețiuni calcaroase alterate, cu pete manganice și multe vinișoare de  $\text{CaCO}_3$ .

14,70–? : paleosol VI ; argilă nisipoasă gălbui, roșcată, cu pete ferimanganice mai rare ca în orizontul superior dar totuși frecvențe ; concrețiuni calcaroase rare.

În baza acestui orizont, o alunecare de teren acoperă profilul pe circa 1-2 m grosime. Într-o râvnă din imediata apropiere, se poate urmări în continuare, succesiunea stratelor :

a) argile brune-roșcate cu grosimi de 2–2,5 m, cu pete manganice (paleosol ?). În baza acestui orizont o solifluctiune marchează suprafața pe care a alunecat acest pachet argilos.

b) argile cenușii cu grosime de 2m ; se desprinde în agregate concoidale mari, conține foarte frecvențe concrețiuni calcaroase.

c) argile roșii cu pete cenușii (2 m grosime), în bază au culoarea brună. Se remarcă frecvența deosebită și diametrul mare al cristalelor de gips.

d) Aptian : argile galbene-violacee care în bază se amestecă cu blocuri de calcare jurasicice.

e) Jurasic superior : dolomite.

**Observații litologice-mineralogice.** Datele privind compoziția granulometrică, conținutul în carbonați (fig. 1 C) și compoziția mineralologică a loessurilor și solurilor fosile din profilul de la Nazarcea–Ovidiu au fost obținute în cadrul Laboratorului de geologia Cuaternarului. Determinările granulometrice au pus în evidență faptul că fracția grosieră mai mare de 0,05 mm este slab reprezentată de-a lungul întregului profil (fig. 1 B) prezentând valori maxime cantitative (6 %) în solurile fosile. Prezența materialului grosier în cantitate mai mare în soluri decât în loessuri constituie o caracteristică deja înregistrată și în alte studii, îmbogățirea cu material mai grosier fiind explicată prin aportul în procesul de solificare. Compoziția granulometrică a orizonturilor de loess este dominată de percentul mare al fractiei cuprinse între 0,002–0,05 mm (60–80 %) caracteristic loessurilor tipice din schema utilizată de INQUA.

Determinările mineralogice au fost efectuate asupra fractiei nisip fin (0,10–0,02 mm), analizîndu-se mineralele grele și separat conținutul



în cuart, feldspați, muscovit. Urmărind raportul dintre fracția grea și fracția ușoară se constată că ultima intră într-o proporție medie de 70—85% față de 15%—30% cît înregistrează fracția grea (fig. 2). Pe profil se constată

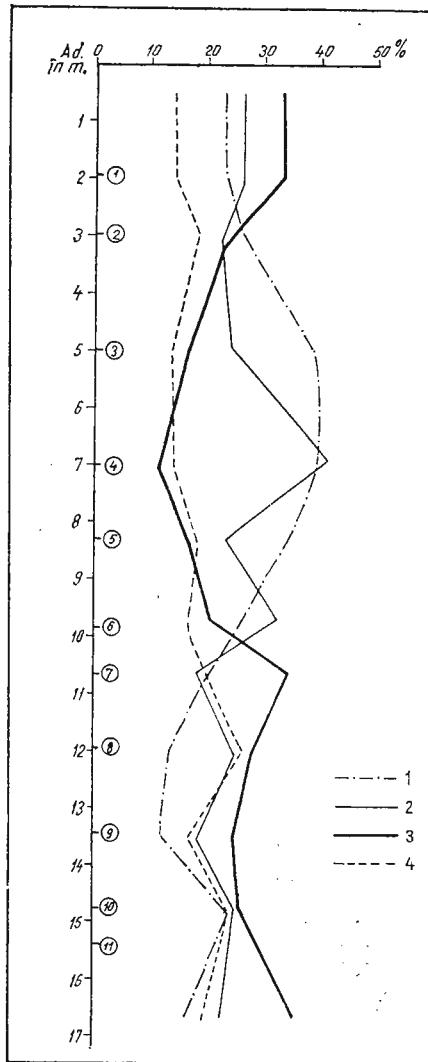


Fig. 2—Analiza modală a nisipului fin (clasa 0,10—0,02 mm) din profilul Ovidiu.

1. cuart; 2. feldspat; 3. muscovit; 4. minerale grele.  
Analyse modale des sables fins (classe 0,10—0,02 mm) de la coupe Ovidiu.  
1. quartz; 2. feldspath; 3. muscovite; 4. minéraux lourds.

o creștere a conținutului în mineralele grele spre orizonturile inferioare. Fracția ușoară, reprezentată prin cuart (24—40%), feldspat (24—41%) și muscovit (12—34%) are o repartiție inegală pe profil. Procenteile găsite indică valori apropiate de cele constatate de N a z a r o v (1968) pe 11 pro-

file de loessuri din Samarkand. La Nazarcea—Ovidiu se constată o creștere a cuarțului în loessuri (40 % la adîncimea de 5 m și 36 % la adîncimea de 8 m) iar în soluri săt înregistrate valori scăzute (12 % la adîncimea de 13,5 m). Feldspatul și muscovitul nu arată diferențe procentuale în funcție de orizonturile de loessuri sau soluri fosile.

Oxizii, prezente într-un procent cuprins între 2—8 % săt reprezentăți prin magnetit și ilmenit predominant și subordonat prin pirită.

Fracția grea este reprezentată prin circa 14 specii minerale și crește cantitativ spre partea inferioară a profilului. În general se constată valori cantitative mai ridicate în paleosoluri, confirmind observațiile făcute de G u e n t h e r (1961) asupra loessurilor din Germania ; de asemenea, paleosolurile săt caracterizate prin predominarea mineralelor rezistente față de cele nestabile (fig. 3).

Granatul (grossular, almandin, foarte rar pirop ) prezintă o repartition foarte caracteristică de-a lungul profilului ; în orizonturile de loess se constată procente reduse (8—15 %) în timp ce în paleosoluri cantitatea urcă pînă la 30—37 % din totalul mineralelor grele.

Zirconul, în proporții ce nu depășesc 10 % din fracția grea, pare să marcheze de asemenea o preferință pentru paleosoluri ; rutilul și sfenul se acumulează în schimb, mai mult în loessuri (fig. 4).

Hornblenda, mineral cu o prezență foarte constantă în loessuri, este reprezentată la Nazarcea—Ovidiu prin hornblendă verde de regulă sub formă de prisme scurte și mai rar în habitus bazal. Procentele găsite în loessuri (17—30 %) săt superioare celor constatate în paleosoluri (1,5—12 %,) ca urmare a gradului de alterare mai avansat al acestui mineral (fig. 4). Biotitul și cloritul apar în profil sub adîncimea de 10 m. Faptul că ultimul este în general un produs de alterare al biotitului reiese și din raporturile inverse în care acești doi compoziți apar : 46 %-biotit, 8 %-clorit (adînc. = 10,50 m), 12 %-biotit, 25 %-clorit (adînc. = 14,70 m) (fig. 3,4).

Distenul este prezentat sub formă de prisme bine conservate iar staurolitul, frecvent sub formă de granule angulare, se acumulează în procente mici în loessuri.

Epidotul și zoizitul, în cantități aproximativ egale în loessuri și paleosoluri, apar constant în tot profilul.

Asupra granulelor de cuarț și feldspat s-au făcut observații privind gradul lor de lustruire ; se constată un procent mare de suprafețe mate în raport cu cele lucioase (5 : 1), destul de obișnuit în cazul depozitelor eoliene.



Paralel cu determinările calitative și cantitative a speciilor minerale, s-au făcut și unele estimări privind gradul de rotunjire al granulelor minerale separate din fracția nisipoasă (fig. 5).

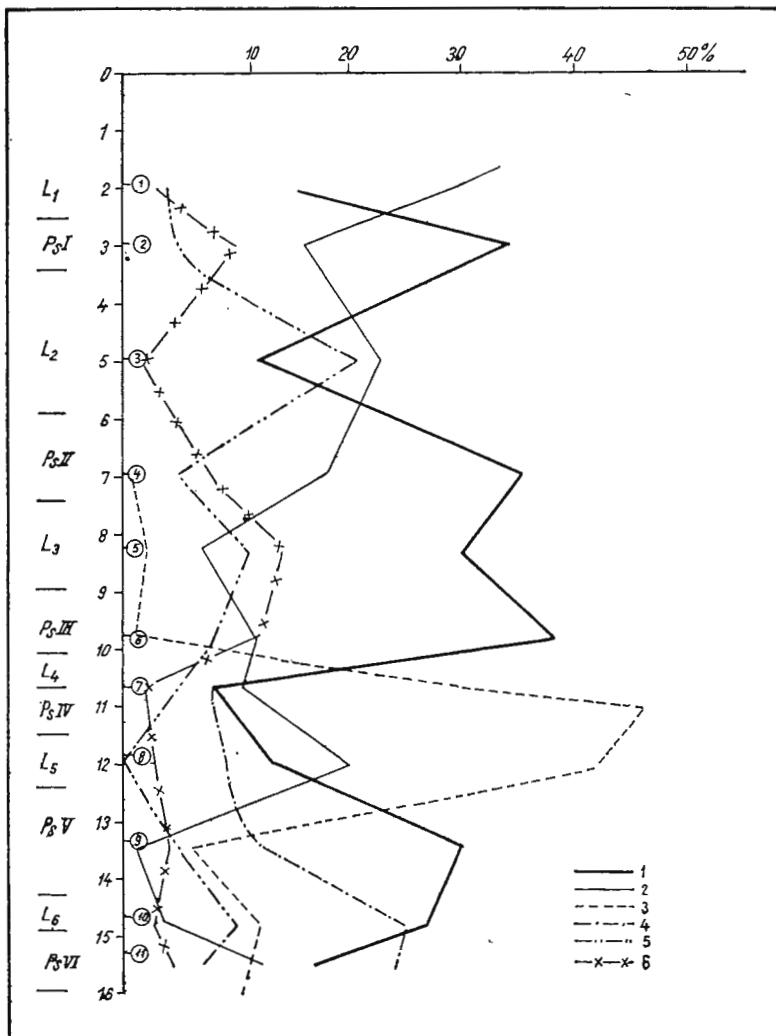


Fig. 3. — Mineralele fracției grele, clasa 0,10—0,02 mm, din loessurile și solurile fosile din profilul de la Ovidiu.

1, granat; 2, hornblendă; 3, biotit; 4, clorit; 5, zoisit; 6, epidot.

Minéraux de la fraction lourde de la classe 0,10—0,02 mm des loess et des sols fossiles de la coupe d'Ovidiu.

1, grenat; 2, hornblende; 3, biotite; 4, chlorite; 5, zoisite; 6, epidote.

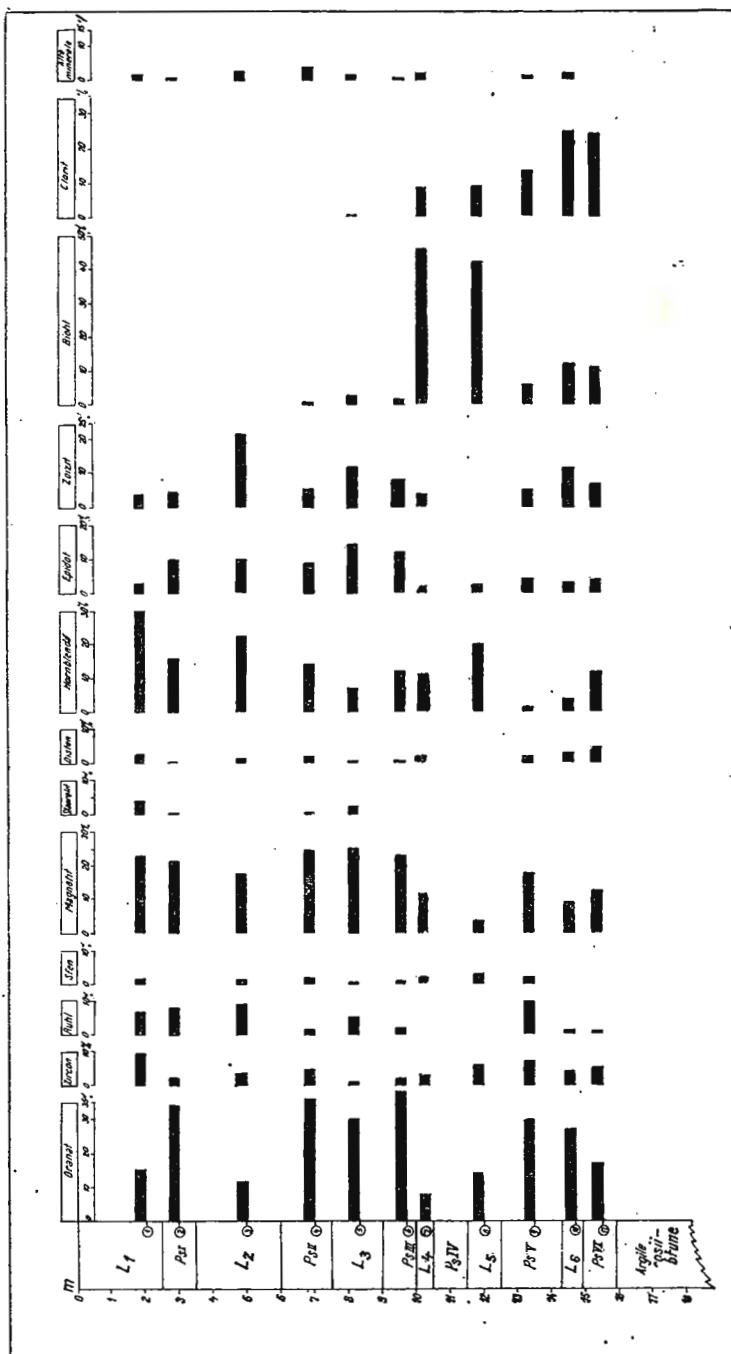


Fig. 4. — Distribuția cantitativă a minerealelor grele din alternanțele de loessuri și paleosoluri din profilul de la Ovidiu.  
Distribution quantitative des minéraux lourds dans les alternances de loess et de paléosols de la coupe d'Ovidiu.

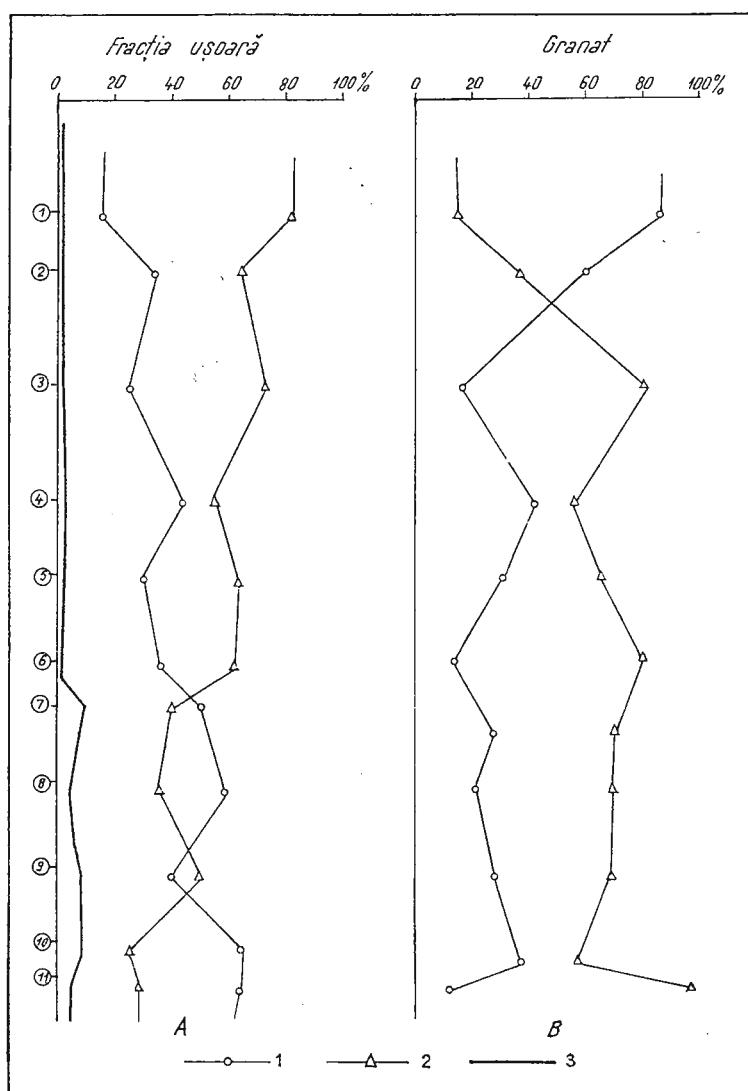


Fig. 5. — Reprezentarea grafică a gradului de rotunjire a mineralelor din profilul Ovidiu : A, fracția ușoară; B, granatul din fracția grea.

1, granule rotunjite; 2, granule colturoase; 3, granule idiomorfe.

Représentation graphique du degré de roulage des minéraux de la coupe d'Ovidiu : A, fraction légère; B, grenat de la fraction lourde :

1, grains arrondis; 2, grains anguleux; 3, grains idiomorphes.

În cazul fracției ușoare se remarcă participarea redusă a formelor idiomorfe și predominarea granulelor colțuroase și rotunjite. Urmărind distribuția granulelor colțuroase se constată valori maxime pentru orizonturile de loessuri și procente minime pentru paleosoluri. Granulele rotunjite înregistrează însă valori mai mari în solurile fosile și minime în loessuri. Pentru partea inferioară a profilului, se remarcă o ușoară predominare a elementelor rotunjite, consecință a acumulării materialului în perioadele mai timpurii ale Würmului eventual chiar în interglaciul Riss-Würm (Fig. 5 A).

Fracția grea este minoritară în ceea ce privește participarea procentuală a granulelor idiomorfe (hornblendă, turmalină, disten, zircon); valorile procentuale ale granulelor rotunjite și colțuroase, cu mici excepții, urmăresc configurația diagramei fracției ușoare. Reprezentativă în acest sens apare curba granatului care, exceptând primul orizont de loess, oferă valori cantitative maxime de granule rotunjite în paleosoluri și de granule colțuroase în loessuri (fig. 5 B).

**Interpretări stratigrafice.** Prezența paleosolurilor în succesiunea de loessuri din Dobrogea a constituit în general factorul principal luat în considerație la discutarea vîrstei acestor depozite. Așa cum este cunoscut din lucrările ultimilor ani, orizonturile de soluri fosile mai slab dezvoltate de la partea superioară a profilelor de loess au fost atribuite unor interstadiale ale Würmului, iar solurile fosile argiloase, bine dezvoltate, au fost considerate ca depuse în interglaciare. Înainte de a prezenta implicațiile stratigrafice pe care această interpretare le-a impus schemei depozitelor cuaternare din Dobrogea, este interesant de menționat că, în profilul descris de noi am găsit resturi de industrie paleolitică. Pieselete au fost recoltate în proporție de 90 % din paleosolul V, celelalte piese au fost găsite în paleosolul IV. Materialul litic eules cuprinde un număr relativ mare de piese atipice de silex (bulgări sparți, deșeuri de prelucrare) precum și unele piese tipice. Se recunosc așchii lucrate în tehnica levallois și non levallois, cu talon neted sau fațetă. Ca tipuri se întâlnesc piese denticulate, piese cu scobitură, piese cu retușă abruptă groasă<sup>3</sup>.

Tinind seama de forma și tehnica în care sunt lucrate aceste piese, se poate afirma că, avem de-a face cu același facies musterian identificat și în stațiunea de la Mamaia-sat situată numai la cîțiva km est de așezarea la care ne referim. La Mamaia-sat (V a l o c h 1968; Păunescu et al.,

<sup>3</sup> Determinările au fost făcute de Dr. A. Păunescu de la Institutul de Arheologie din București, căruia, și pe această cale, îl mulțumim.

1972) inventarul litic este mult mai bogat, cuprindând, în afara resturilor naturale, a fragmentelor amorfă și a deșeurilor, mai multe sute de piese tipice. Din punct de vedere tipologic, stațiunea de la Mamaia-sat se încadrează în industriile Paleoliticului mediu nefiind mai veche decât ultimul interglacial. La Mamaia-sat unele au fost găsite în cele trei nivele inferioare de soluri fosile, respectiv în complexele III, IV și V. Acest fapt a redus în discuție posibilitatea existenței în timpul Würmului a unui număr mare de perioade de alterare a loessurilor ca urmare a schimbărilor climatice din ultimul glaciar. Valoch (1968) interpretează profilul de la Mamaia-sat astfel: grupele V, IV și III de paleosoluri corespund complexului Stillfried, răspândit în toată Europa centrală reprezentând Eemianul și interstadiile Amersfoort și Brörup; grupele de soluri II și I din același profil sunt produsele oscilațiilor climatice din Würmul mediu și superior (ultimul reprezintă Stillfried B). Această încercare de dateare detaliată a paleosolurilor din zona Constanța s-a întemeiat deci pe prezența unei industrii cu un grad de prelucrare caracteristic Würmului vechi și pe analogia cu depunerile de loess din Europa centrală. Rezultate interesante s-au obținut și în cercetările complexe asupra loessurilor și paleosolurilor din peșterile Dobrogei (Samson, Radulescu, 1964).

Astfel prezența unor nivele faunistice cu caracter climatic bine concentrat în loessurile și solurile fosile din peștera Adam a condus la înțelegerea unui Würm caracterizat prin mai multe oscilații reci cu faună de mamiferearctice sau de stepă extremă separate prin oscilații mai blînde cu faună temperată.

Cercetările paleopedologice recente (Conea, 1970) din Dobrogea evidențiază tendința de a atribui solurile fosile de culoare roșcată, bine dezvoltate în ceea ce privește profilul pedologic, interglaciarelor. Au fost identificate mai multe grupe de soluri care întrerup continuitatea depunerilor de loess; grupele de soluri trei și cinci ( $GS_3$  și  $GS_5$ ) sunt soluri interglaciare, respectiv Riss-Würm și Mindel-Riss; este menționat un loess mindelian care are în bază o argilă roșie (Cromer sau eventual o vîrstă mai veche). Din această interpretare pedologică reiese că loessurile și paleosolurile din Dobrogea s-au depus într-o succesiune completă începînd din Pleistocenul inferior și pînă în Würm. Aceasta ridică încă odată problema stratigrafiei depozitelor cuaternare din Dobrogea și anume vîrsta mai tînă sau mai veche a loessurilor din această unitate.

Profilul descris între Nazarcea și Ovidiu poate oferi unele elemente suplimentare în această direcție. Existența unor paleosoluri bine dezvoltate în secțiunea noastră conduce la paraleлизarea acestora cu solurile conside-



rate interglaciare în cercetările paleopedologice. Într-adevăr, paleosolurile III, IV și V sănt orizonturi argiloase roșii, cu grosimi mari formate evident ca urmare a unor faze climatice optime din punct de vedere al temperaturii și umidității. Dacă aceste soluri fosile sănt privite însă în relație cu industriele paleolitice găsite cu ocazia cercetărilor de teren, interpretarea stratigrafică diferă de cea adoptată în lucrările pedologice asupra regiunii. Din punct de vedere tipologic uneltele găsite în paleosolurile IV și V nu pot fi nici vechi decât interglaciul Riss-Würm; aceasta este concluzia dealtfel la care a ajuns și V a l o c h prin studiul secțiunii de la Mamaia-sat, acesta este punctul de vedere exprimat în ultimul timp asupra Paleoliticului din loessurile din Dobrogea care se înscrie în etapa musteriană de dezvoltare (Păunescu, Mogosanu, Cireciu, 1972). Opinia privind vîrsta mai recentă a loessurilor și paleosolurilor din Dobrogea considerată ca fiind würmiană a fost dealtfel exprimată și în lucrările paleontologice asupra peșterii „La Adam” (Samson, Radulescu 1961).

Față de aceste considerente înclinăm să credem, că profilul de la Nazarcea—Ovidiu constituie o bună dovdă în sensul că ultima perioadă glaciara a fost caracterizată în Dobrogea prin schimbări climatice care au determinat un număr surprinzător de mari de epoci de alterare a loessurilor. Rezultatele noastre se aliniază în general celor constataate la Mamaia-sat de V a l o c h. Totuși încadrarea într-o schemă stratigrafică riguroasă a loessurilor și paleosolurilor descrise la Nazarcea—Ovidiu apare pentru moment dificilă mai ales că observații geologice și pedologice recente în regiuni din Europa considerate clasice pentru stabilirea unor secvențe stratigrafice a loessurilor würmiene au relevat unele puncte de vedere noi. Ceea ce se poate afirma cu certitudine este că paleosolurile I, II, III, IV și V sănt produsele oscilațiilor climatice din intervalul Riss-Würm și Würm.

Este posibil ca paleosolul VI că reprezintă o fază de alterare mai veche (eventual Mindel-Riss) după cum nu este exclus ca argila nisipoasă gălbuie-roșcată de la adâncințea de 14,70 m să fie legată de complexul argilos brun și roșu care apare în baza profilului. În legătură cu acest pachet inferior reprezentat prin argile brun-roșcate, argile cenușii calcaroase și în special prin argile roșii cu gipsuri, literatura geologică asupra Dobrogei le plasează în Pleistocenul inferior. De remarcat în acest complex inferior planul de alunecare care separă două serii de argile și care ar putea fi legat de un optim climatic din prima parte a Pleistocenului.

*Concluzii.* Profilul de la Nazarcea—Ovidiu reprezintă una din cele mai caracteristice secțiuni în depozitele cuaternare din Dobrogea sudică. La partea superioară a unui pachet de argile roșii și cenușii care au fost

menționate în toată literatura geologică asupra Dobrogei ca reprezentând Pleistocenul inferior, s-au depus loessuri pe care s-au format orizonturi de soluri fosile.

Din cele șase grupe de soluri bine individualizate în profil, paleosolurile III, IV și V sunt constituite din orizonturi argiloase roșii dezvoltate, în schimb grupele superioare (I și II) sunt formate din soluri cu profile mai slab dezvoltate. Orizonturile superioare de loessuri apar în schimb mai groase și având caracterele loessurilor tipice în care fracțiunea 0,05-0,002 mm participă în procente de 60—80 % din totalul materialului component.

Prezența unor unelte paleolitice reprezentate prin piese litice caracteristice Musterianului, descoperite în paleosolurile IV și V pune în discuție din nou vîrsta succesiunilor de loessuri și soluri fosile din Dobrogea. Din punct de vedere tipologic uneltele găsite nu pot fi mai vechi decât interglaciul Riss-Würm; ținind seama de aceasta loessurile și paleosolurile de la Nazareea—Ovidiu (orizonturile de la I—V) pot fi considerate ca depuse în ultima parte a Pleistocenului (Riss-Würm și Würm).

Analiza mineralologică globală executată asupra fracției 0,10—0,02 mm din loessurile și solurile fosile a pus în evidență predominarea mineralelor din fracția ușoară (cuarț, feldspat, muscovit) alături de mineralele grele: granat, hornblendă, staurolit, zircon etc. Varietatea speciilor minerale nu evidențiază o asociatie paragenetică tipică loessurilor din Dobrogea, ea înscriindu-se în general în compoziția mineralologică clasică cunoscută în cazul loessurilor din diferitele regiuni ale lumii.

Din repartitia procentuală a mineralelor fracției grele în funcție de orizonturile de loessuri și paleosoluri se constată predominarea mineralelor rezistente în paleosoluri și procente mai scăzute ale acestora în loessuri; în schimb loessurile sunt caracterizate prin predominarea mineralelor grele netastabile.

Observațiile privind forma granulelor minerale au pus în evidență predominarea elementelor rotunjite în soluri fosile și a particulelor colțuroase în loessuri.

## BIBLIOGRAFIE

- Bătăescu C. (1934) Profile cuaternare în falezele Mării Negre. *Bul. Soc. Rom. Geogr.* LII, București.  
 — (1935) Falezele Mării Negre între Carmen-Sylva și Schitu-Costinești. *Anal. Dobrogei*. XVI, București.  
 Codarcea Venerea (1971) Compoziția mineralologică a fracției grosiere dintr-un sol podzolic argilo-iluvial. *Știința solului*, 9, 2, București.



- Patrichi M., Vasilescu P. (1971) Études minéralogique de certains sols constitués sur des loess et des dépôts loessoïdes. Commision on loess. *Loess Sympozion 1971*, Hungary.
- Conea Ana (1970) Formațiuni cuaternare în Dobrogea. Ed. Acad. R. S. R. București.
- Gogilniceanu S. M. (1939) Analiza chimică, mecanică și microscopică a loessului românesc. *Impr. Naf.* București.
- Guenther E. W. (1961) Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen, Köln—Graz.
- Haase G., Richter H. (1957) Fossile Boden in löess an der Schwarzmeerküste bei. *Pett. Geogr. Mitteil.* 3, Constanța.
- Liteanu E., Ghenea C. (1966) Cuaternarul din România. *Com. Geol. Stud. tehn. econ. H*, 1, București.
- Mihăilescu V., Dragomirescu S. (1959) Franjuri periglaciare într-un sol fosil din valea Mării Negre la sud de Constanța. *Com. Acad. RPR*, IX, 4, București.
- Nazarov M. Z (1968) Kamenii leas. Taşkent.
- Păunescu A., Mogosanu F., Cirecumaru M. (1972) Unele considerații privind paleoliticul mijlociu din Dobrogea. *Pontica V*, Constanța.
- Popovăț M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P. (1964) Loessuri și soluri fosile în Podișul Dobrogei sudicee. *Stud. tehn. econ. C*, 12, București.
- Powers M. C. (1953) A new roundness scale for sedimentary particles, *Journ. Sedim. Petr.* 23.
- Samson P., Rădulescu C. (1961) Esquisse de stratigraphie würmienne en Roumanie. *Report of the VI INQUA Congres*, Warsaw.
- Valoch K. (1968) Gisement du Pléistocène supérieur à Mamaia sur la côte de la Mer Noire (R. P. Roumanie). *La Préhistoire*, Paris.
- Wandell H. (1932) Volume, Shape and roundness of rock particles. *Journ. of Geology*, 40.

## CONSIDÉRATIONS GÉOLOGIQUES SUR UN PROFIL DE LOESS DU SUD DE LA DOBROGEA

(Résumé)

L'ouvrage présente les résultats des recherches effectuées sur un profil de loess et de sols fossiles du sud de la Dobrogea (entre Nazarcea et Ovidiu).

Des six groupes de sols fossiles identifiés les paléosols III, IV, V et VI sont constitués par des horizons argileux bien développés. Par exemple le paléosol III est une argile brune épaisse de 1 m et le sol suivant IV une argile rougeâtre jaunâtre (épaisse de 1 m). Le paléosol V est un horizon argileux rouge épais de 1,80 m, alors que le paléosol VI est constitué d'une argile-sableuse rougeâtre dont la partie basale est dissimulée par un glissement de terrain (fig. 1 A). Les paléosols supérieurs (I, II) sont formés par des groupes de sols sombres et argileux à profils faiblement développés.

La présence de quelques outils paléolithiques, représentés par un nombre relativement élevé de pièces atypiques ainsi que quelques pièces caractéristiques pour le Moustérien découvertes en une large mesure dans le paléosol V et en moindre mesure dans le paléosol IV, soulève le problème de l'âge des successions. Au point de vue typologique les outils paléolithiques découverts ne pourraient être antérieurs à l'interglaciaire Riss-Würm.



Cette constitution nous porte à envisager un Würm intensément affecté par la période d'altération des loess qui ont déterminé la formation de quelques paléosols argileux rouges et de deux paléosols moins développés.

Selon toute vraisemblance la situation constatée à Ovidiu est identique à celle communiquée il y a quelques années par K. V a l o c h qui, à Mamaia-village à quelques km à l'E du profil analysé décrit une station moustérienne dans le loess et les paléosols présents ici.

À l'avis de V a l o c h les groupes inférieurs de paléosols (V, IV et III) correspondent au complexe Stillfried et les groupes de sols II et I du profil de Mamaia sont parallélisés au Stillfried B.

Dans le profil de Nazarcea — Ovidiu le paléosol V recouvre un loess (rissien ?) fortement affecté par la phase Riss-Würm, et à la partie basale on constate la présence d'un horizon d'argiles brun rougeâtre (Mindel-Riss ?) qui repose sur un paquet inférieur constitué d'argiles sombres et d'argiles rouges à gypses représentant le Pléistocène inférieur.

Le loess et les paléosols de Nazarcea — Ovidiu ont fait l'objet d'analyses minéralogiques détaillées qui révèlent la prédominance de la fraction légère en proportion de 70 % sur la fraction lourde en proportion de 30 %.

Le long du profil on constate un accroissement de la teneur en minéraux lourds vers les horizons inférieurs.

La fraction légère, représentée par le quartz (20 % — 40 %), les feldspaths (24—41 %) et la muscovite (12—34 %) est répartie de façon inégale, le long du profil apparaissant un accroissement du quartz dans le loess (40—36 %) et un décroissement dans les paléosols (12—13,5 %).

La proportion en feldspaths et muscovite ne présente point de différences distinctes entre les horizons de loess et les sols fossiles ; les oxydes, représentés par la magnétite, l'illiménite et moins souvent par la pyrite présentent des valeurs allant de 2 à 8 % (fig. 2).

La fraction lourde représentée par environ 14 espèces minérales gagne quantitativement vers la partie inférieure du profil ; les paléosol présentent des valeurs plus élevées et se caractérisent par la prédominance des minéraux résistants par rapport à ceux instables plus fréquents dans le loess (fig. 3).

La distribution du grenat (grossulaire, almandin et rarement le pyrope) le long du profil est très caractéristique laissant voir une proportion réduite en loess (8—15) par rapport aux paléosols, où la concentration aboutit à 30—37 % du total de la fraction lourde.

Vraisemblablement le zircon préfère les paléosols alors que le rutile et le titane s'accumulent dans le loess.

La hornblende, minéral constant dans le loess accuse des proportions élevées dans ceux-ci (17—30 %) par rapport aux paléosols (1,5—12 %) fait du au degré plus avancé des phénomènes d'altération pédogénétique.

L'épidote et la zoizite, en quantités approximativement égales dans le loess et dans les paléosols sont constants le long du profil alors que le disthène s'accumule en faibles proportions dans le loess.

La variété des espèces minérales ne révèle point une association paragénétique typique pour le loess de la Dobrogea.

Les observations concernant la forme des grains minéraux séparés de la fraction sableuse, ont mis en évidence la surabondance des éléments arrondis dans les sols fossiles et des éléments anguleux dans le loess. Au cas de la fraction légère, on remarque la participation réduite des formes idiomorphes et la prédominance des éléments anguleux et arrondis.



La fraction lourde participe en faible proportion dans les grains idiomorphes. La courbe du grenat est significative, exception faite pour le premier horizon de loess, elle touche des valeurs maximums pour les grains arrondis des paléosols et les grains anguleux des loess (fig. 5).

Au sujet du degré de lustrage des grains on remarque la prédominance des surfaces mates par rapport à celles lustrées fait assez souvent rencontré au cas des dépôts éoliens.

## PLANŞA I

Fig. 1. — Aflorimentul de loessuri și paleosoluri cercetate (Nazarcea — Ovidiu).

Affleurement de loess et de paleosols examinés (Nazarcea—Ovidiu).

Fig. 2. — Minerale grele din loess ; adâncime 5,5 m ; clasa 0,10—0,05 mm ; X 70 ; Nicoli paraleli ; a, rutil ; c, granați ; d, epidot, e, hornblendă ; f, sfen.

Minéraux lourds du loess ; profondeur 5,5 m ; classe 0,10—0,05 mm ; X 70 ; N II ; a, rutile ; c, grenats ; d, épidoite ; e, hornblende ; f, sphène.

Fig.3. — Ansamblu din fracția grea ; loess, adâncimea 8,3 m ; clasa 0,10—0,05 mm ; X 70 ; Nicoli paraleli ; a, hornblendă ; b, granați ; c, zoizit ; d, zircon ; e, biotit.

Ensemble de la fraction lourde ; loess, profondeur 8,3 m ; classe 0,10—0,05 mm ; X 70 ; N II ; a, hornblende ; b, grenats ; c, zoïsite ; d, zircon ; e, biotite.



C. GHENEÀ, VENERA CODARCEA. Geologia—mineralogia unui profil de loess—Dobrogea. Pl. I.



1



2



3

Studii tehnice și economice, seria H nr. 5.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig.1. — Granule de zircon ; paleosolul VI; adîncimea 15,50 m ; clasa 0,10—0,05 mm ; X 160 ; Nicoli paraleli.

Grains de zircon ; paléosol VI ; profondeur 15,50 m ; classe 0,10—0,05 mm ; X 160 ; N II.

Fig. 2. — Biotit cu sagenit ; paleosol III ; adîncimea 10,3 m ; clasa 0,10—0,05 mm ; X 160 ; Nicoli paraleli.

Biotite à sagénite ; paléosol III ; profondeur 10,3 m ; classe 0,10—0,05 mm ; X 160 ; N II.

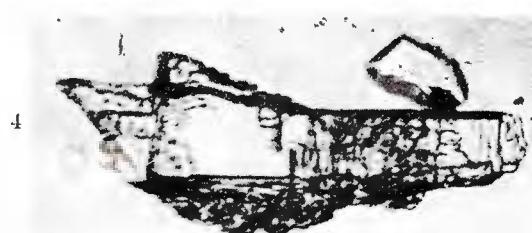
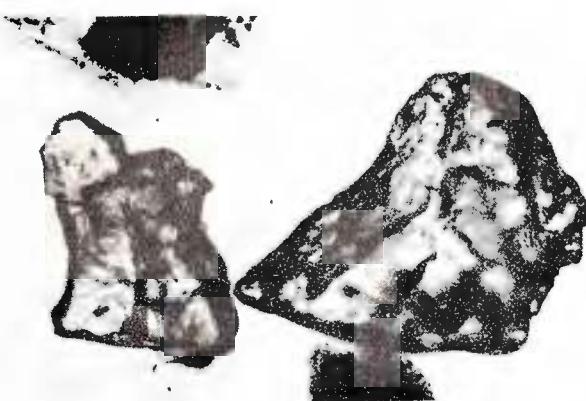
Fig. 3. — Granule de granați ; paleosolul II ; adîncime 6,8 m ; clasa 0,10—0,05 mm ; X 160 ; Nicoli paraleli.

Grains de grenats ; paléosol II ; profondeur 6,8 m ; classe 0,10—0,05 mm ; X 160 ; N II.

Fig. 4. — Disten ; paleosolul VI ; adîncime 15,5 m ; clasa 0,10—0,05 mm ; X 160 ; Nicoli paraleli.  
Disthène ; paléosol VI ; profondeur 15,5 m ; classe 0,10—0,05 ; X 160 ; N II.



C. GHENEÀ, VENERA CODARCEA. Geologia—mineralogia unui profil de  
loess—Dobrogea. Pl. II.



Studii tehnice și economice, seria H nr. 5.



Institutul Geologic al României

# CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA DEPOZITELOR PLIO-CUATERNARE DIN REGIUNEА CURSULUI SUPERIOR AL MUREȘULUI<sup>1</sup>

DE

TODERIȚĂ BANDRABUR<sup>2</sup>, VENERA CODARCEA<sup>3</sup>

## Abstract

Contributions to the Knowledge of Plio-Quaternary Deposits from the Region of the Mureș Upper Course. The morphological units of the region are presented, stress being laid on the terraces of the Mureș upper course; a number of 8 terraces with relative altitudes ranging from 5 to 120 m have been delimited. A lithological and partly mineralogical description of the Gheorghieni and Toplița Filling Basins and of the terrace deposits is given. Some paleontological data (fossil vertebrates) and paleofloral ones known in the Baraolt and Borsec Basins, corroborated with sporo-pollen results pointed out in the Ciuc, Gheorghieni and Toplița deposits allowed the authors to parallelize the filling deposits of these depressions, assigning them to the Final Pliocene-Lower Pleistocene stratigraphical interval. The indentation relationships between the volcano-sedimentary formation and the typically lacustrine deposits of the depressions have determined the authors to estimate the same age for the most part of the volcano-sedimentary formation; the strato-volcanic compartment is situated in the Post-Lower Pleistocene.

## Introducere

În vederea redactării hărților geologice la scară 1 : 50.000 au fost necesare unele cercetări mai ample asupra depozitelor pliocene și cuaternare din bazinul Gheorghieni; aceste cercetări s-au desfășurat în vara anului 1971<sup>3</sup>.

Teritoriul studiat se situează în zona cursului superior al Mureșului, cuprinzând întreg bazinul Gheorghieni, bazinetul Toplița, bazinetul Jolotca și o mică porțiune din culoarul propriu-zis al Mureșului, pînă la vest de localitatea Stînceni.

<sup>1</sup> Communicare în ședința din 23 mai 1972.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55. București.

<sup>3</sup> T. Bandrabur, Venera Codarcea. Studii de geologia Cuaternarului în bazinul Gheorghieni. 1972. Arh. Inst. Geol. București.



## Istoric

Regiunea pe care o prezentăm nu a constituit în trecut obiectul unor studii mai detaliate; în lucrările apărute în perioada menționată, lucrări având un caracter fie geologic, fie geografic, informațiile privesc unele depresiuni intramontane ale Carpaților Orientali și au constat dintr-o serie de ipoteze în legătură cu următoarele probleme mai importante: originea depresiunilor, existența sau absența unor lacuri în aceste depresiuni, originea și vîrsta culoarului Mureșului, existența unei rețele hidrografice transversale mai vechi, și morfologia depresiunilor și a culoarului.

În legătură cu prima problemă — originea depresiunilor — unii cercetători împărtășesc originea barării vulcanice; dintre aceștia cităm: Hauer, Stache (1863), Herbig (1872), G. Primes etc. Cea de a doua ipoteză constă în originea tectonică a depresiunilor interne semnalate în lucrările mai vechi aparținând autorilor: Herbig (1872), M. Pálfy, Mayer (1936), Buila (1943), etc.

După o parte din cercetările menționate, depresiunile în cauză au format lacuri de apă dulce; însă Koch (1900), Buila (1943), pun la îndoială existența unor lacuri pe considerentul că lipsesc fosile, linia de țărm și terasele de abraziune.

Problema defileului Mureșului a suscitat de asemenea discuții numeroase asupra originii și vîrstei acestuia. Herbig (1872) consideră valea Mureșului între Toplița și Deda ca o vale intercolinară și nu de străpungere. Sawicki (1910) precizează că defileul respectiv este rezultatul unui fenomen de captare frontală, iar după Buila ar reprezenta o vale de eroziune formată într-o depresiune intracolinară. Un punct de vedere deosebit aparține lui Wachner (1926), potrivit căruia defileul Mureșului a luat naștere prin eroziunea regresivă a unui râu transilvan, prin care s-a drenat lacul Toplița.

Iancu și Naum (1971)<sup>4</sup> presupun existența unei rețele hidrografice pre-pliocene (între masivele Gurghiu și Căliman), respectiv un paleo-Mureș, apoi vorbesc de un râu pliocen care prin eroziune regresivă a captat lacurile bazinelor lacustre, drenîndu-le spre bazinul Transilvaniei.

În ceea ce privește datarea defileului, în lucrările mai vechi (Herbig, Stache și Hauer, Koch, etc.) se estimează o vîrstă levantină; mai recent, Mihăilescu (1965) admite în Pliocen pe linia

<sup>4</sup> M. Iancu, T. Naum. Defileul Mureșului Toplița–Deda. Considerații asupra genezei și evoluției reliefului. 1971, sub tipar.

actuală a Mureșului, între Toplița și Deda, o strîmtoare lacustră care făcea legătura între lacul Giurgeu și Transilvania iar defileul propriu-zis a fost sculptat de Mureș începînd cu terasa de 40 m, deci în Cuaternar.

O altă problemă care a preocupat și preocupă încă pe cercetători este aceea în legătură cu existența unei rețele hidrografice transversale; mobilul acestei ipoteze îl constituie prezența unor elemente de pietrișuri, provenind din zona cristalino-mezozoică, în partea vestică a zonei eruptive. După unii, această rețea ar fi precedat activitatea vulcanică (Loezy, Swicki 1910), după alții, ar fi luat naștere după depunerea complexului vulcanogen sedimentar și acoperită de produsele andezitice de suprastructură (Orgidaan, 1969; Radulescu, Peletz, 1970) etc.

Date morfologice cu totul generale, asupra cursului superior al Mureșului găsim în lucrările lui Hauser și Stache (1863), Herbeich (1872), Wachner (1926) etc. În 1943 apare lucrarea lui Bulla, o lucrare mai cuprinzătoare în ceea ce privește, îndeosebi, morfologia văii superioare a Mureșului. Autorul citat menționează lipsa teraselor în cea mai mare parte a bazinului Gheorghieni, acestea apărînd din partea de nord a bazinului, în aval; cartează un număr de 6 terase (număr în care include și lunca), cu altitudini relative cuprinse între 3 și 110 m. Terasa cea mai veche o raportează Pliocenului, iar celealte le încadrează în Pleistocen.

Cercetările efectuate în ultimii ani în bazinul Gheorghieni și culoarul Mureșului aduc importante precizări de ordin geologic, hidrogeologic și morfologic. Am aminti în primul rînd lucrările prin foraje executate de I.F.L.G.S. pentru substanțe minerale utile; de asemenea cităm prospecțiunile hidrogeologice (Pricăjan, 1961)<sup>5</sup>, electrometrice (Cristea Mihail, 1970) și o lucrare recentă aparținînd lui Arinei și Pricăjan (1971) în care se ocupă de corelația între structura geologică adîncă și aureola mofetică din județul Harghita, cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase.

Lucrări cu caracter morfologic au fost efectuate de Bojoi și Swizewski (1970), Ianuc și Năum (1971)<sup>6</sup>.

Cu totul alta este situația gradului de cunoaștere a depozitelor care intră în alcătuirea ramei bazinului Gheorghieni și culoarului Mureșului; pentru rama estică menționăm lucrările lui Ianovici (1934), Codar-

<sup>5</sup> A. Pricăjan. Prospecțiuni hidrogeologice în aureola mofetică Harghita-Călimani (zona Borsec și Depresiunea Gheorghieni). 1961. Arh. M.M.P.G. București.

<sup>6</sup> M. Ianucu, T. Năum. Depresiunea Giurgeului (Gheorghieni). Considerații geomorfologice. 1971, sub tipar.



c e a et al. (1967) referitoare la masivul sienitic de la Ditrău, iar sisturile cristaline au fost studiate de Ciornei et al. (1956<sup>7</sup>, 1958<sup>8</sup>) ; rama vestică alcătuită din depozite de natură eruptivă a fost cercetată de : Z. Török, I. Treiber, Rădulescu (1960), Rădulescu et al. (1962, 1964, etc.), Peltz (1965), Peltz, Urcaan (1964), Peltz (1969) etc.

### Morfologia regiunii

În cursul superior al Mureșului pe porțiunea cercetată se întâlnesc următoarele unități morfologice majore : bazinul Gheorghieni, bazinul Toplița și culoarul Mureșului.

Potrivit criteriilor morfologice limita nordică a bazinului Gheorghieni ar trebui trasată — așa după cum au făcut și antecercetătorii — la sud de localitatea Subcetate, de unde valea Mureșului se strîmtează evident și este prevăzută cu un sistem de terase bine calibrat. Sprijinindu-se pe aceleași criterii, de aici (S Subcetate) s-ar intra în bazinetul Topliței, care se poate urmări pînă în dreptul dealului Băieșu, unde valea se strîmtează și mai mult, anunțînd intrarea în cea de a treia unitate morfologică — culoarul Mureșului.

Luînd în considerare însă punctul de vedere geologic, limita nordică a bazinului Gheorghieni ar trebui trasată între Hodoșa și Sărmaș, unde apare la zi primul prag de cristalin (pl. IV, prof. I). Al doilea prag de cristalin vizibil în malul drept al Mureșului, imediat la SE de confluența cu pînă în Toplița, împarte bazinetul Toplița în două compartimente, unul la ESE pe care-l numim bazinetul Gălăuțaș și altul la N și NW reprezentînd bazinetul Topliței.

Deci potrivit punctului de vedere geologic întregul curs superior al Mureșului este situat într-o zonă depresionară de origine tectonică, compartimentată prin intermediul pragurilor de cristalin, într-o serie de bazine mari sau mai mici ; aceste bazine au fost ocupate de ape și colmatate cu material de natură eruptivă și sedimentară.

Dacă la formarea ariei depresionare inițiale, a cărei extensiune coincide în mare cu cea a formațiunii vulcanogen sedimentare, factorii tectonici au avut un rol hotărîtor, la crearea aspectului morfologic actual al bazinelor menționate au participat în egală măsură, pe de o parte activitatea vulcanică

<sup>7</sup> P. Ciornei, Tamara Bodin, L. Vasilescu, Venera Stoenescu, F. Codarcea. Raport geologic asupra regiunii izvoarelor Oltului—Mureșului. 1955. Arh. M.M.P.G. București.

<sup>8</sup> P. Ciornei, L. Vasilescu, C. Ionescu, Olympia Vasilescu. Raport geologic asupra cristalinului dintre Gheorghieni-Mihăileni. 1958. Arh. M.M.P.G. București.



tîrzie responsabilă de punerea în loc a maselor andezitice din suprastructură, iar pe de altă parte, rețeaua hidrografică actuală a Mureșului; eroziunea exercitată de Mureş de la apariţie și pînă în actual, a accentuat și mai mult caracterul morfologic depresionar al unităţilor menționate, dislocînd din formaţiunea vulcanogen sedimentară un volum de material pe o grosime variabilă de la cîțiva metri în dreptul terasei celei mai vechi și pînă la cea 125 m în dreptul luncii Mureșului. Astfel aria depresionară creată, constituind unităţile morfologice cunoscute sub numele de bazinele Gheorghieni, bazinele Toplița și culoarul Mureșului, este delimitată la E și N de Munții Hășmaș, Giurgeu și Călimani, iar la S și W de Munții Harghita și Gurgeiu.

O mare parte din aspectele morfologice ale acestor unități ne sunt cunoscute din lucrările mai vechi (Herbich, 1872; Wachner, 1926; Buliu, 1943 etc.) cît și din cele mai noi (Bojoi, Swizewski, 1970), (Iancu, Năum<sup>9</sup>,<sup>10</sup>); în lucrarea de față aducem în discuție unele elemente noi, care împreună cu cele deja semnalate nădăjdîm să contribuie la completarea imaginii morfologice a regiunii studiate.

Din cercetările anterioare reiese că în cursul său superior (bazinul Gheorghieni — partea mijlocie și sudică), Mureşul este lipsit de terase.

Prezența unor trepte morfologice clare situate la cote superioare cumpenei de ape actuale dintre bazinele Mureșului și Oltului ne-a atras atenția în mod deosebit. Vorbind de zona izvoarelor Mureșului, Herbich a semnalat tendința de decapitare a izvoarelor actuale ale Mureșului de către afluentii Oltului. Această acțiune de decapitare este destul de recentă, iar zona inițială a izvoarelor Mureșului a fost situată — după părerea noastră — cu mult mai spre E, probabil în dreptul părții sudice a dealului Tăbașbiu, sau poate chiar a dealului Fagul Cetății (în afara hărții noastre). În sprijinul acestei ipoteze pledează acele trepte morfologice amintite mai înainte, și anume: o primă treaptă situată la E de valea Sadocuț, la altitudinea absolută de 960 m, că două la W de valea Sadocuț la cota 935 m și o a treia la ENE de valea Adîncă, la 910 m, văi afluenți Oltului. Este drept că aluviunile acestor trepte au fost îndepărtate prin eroziune, însă direcția de eroziune conformă cu valea actuală, aspectul neted, precum și cotele lor absolute ne permit să le paralelizăm cu terasele superioare din aval, cu altitudinile relative de 120, 100 și 80 m.

Aspectul morfologic al presupusei zone inițiale de izvoare a Mureșului este, în actual, complet modificat de afluentii Oltului care în urma

<sup>9</sup> Op. cit. pct. 4.

<sup>10</sup> Op. cit. pct. 6.



acțiunii puternice de eroziune au distrus în întregime vechea cumpăna de ape dintre bazinul Mureșului și cel al Oltului.

Cumpăna actuală de ape între cele două bazine corespunde terasei de 60 m, pe care este situată localitatea Izvorul Mureșului.

În bazinul actual al Mureșului din cadrul depresiunii Gheorghieni, nivelele specifice mai înainte pot fi recunoscute după cum urmează : nivelele de 120 și 100 m între muntele Greteș și Răchitiș, pe stînga Mureșului, iar pe dreapta întîlnim nivelele de 100 și 80 m la sud de Voșlobeni, la poalele vîrfului Cocoșul, nivelul de 120 m, imediat la N de Voșlobeni, cel de 100 m la E de Chileni-Valea Strîmbă, alte resturi din nivelul de 120 m la N de Gheorghieni și Lăzarea, precum și la ESE de Ditrău (pl. III). Pe fruntea sau chiar pe podul unora dintre aceste nivele, am găsit rare elemente rulate ( $\varnothing = 2-10$  mm) de cristalin, la S de Voșlobeni, valea Strîmbă și Ditrău, elemente care ar reprezenta resturi din aluviuurile teraselor în cauză.

La W de localitatea Izvorul Murcșului pot fi identificate și terase cu altitudini relative mai mici decît cele menționate, și anume : terasele de 60, 40, 20 și 5-10 m (pl. III, pl. IV, prof. III, IV, V, VI). Procesele proluviale și deluviale au contribuit uneori substanțial la estomparea frunților unora dintre terase, determinînd pe antecercetători să considere zona de la W de Izvorul Mureșului drept un piemont. Aspectul morfologic de amfiteatră, în anumite locuri cu ruperi de pantă repetate, nivelele morfologice clare îndeosebi pe stînga Mureșului, precum și prezența elementelor rulate de cristalin alături de cele andezitice în unele din aceste nivele, au constituit argumentele potrivit căror am trasat limitele teraselor de 60, 40, 20 și 5-10 m în acest prim sector al Mureșului (pînă în dreptul meridianului localității Voșlobeni (pl. III pl. IV, prof. III)). Odată cu lărgirea accentuată a văii Mureșului spre NW de Voșlobeni, cu excepția terasei de 60 m cartată de noi la E de Chileni, la ENE de Lăzarea, precum și la SE de Ditrău, celelalte nivele mai inferioare nu mai pot fi identificate decît de la cca 3 km S Remetea, în aval, de unde valea Mureșului începe să piardă din lățime. Sectorul Voșlobeni-Remetea, corespondator celei mai mari părți a bazinului Gheorghieni, se caracterizează prin suprafețe inclinate spre lunca Mureșului, suprafețe reprezentînd spinarea numeroaselor conuri de dejecție îngemăname, create de văile afluențe Mureșului. Prezența teraselor superioare pe dreapta Mureșului în zonele indicate de noi constituie un argument că acestea au existat și pe partea stîngă, însă din cauza proceselor proluviale și deluviale, frunțile lor, dacă nu chiar în întregime, au fost erodate. Semnalarea încă din trecut a unor pietrișuri de cristalin, găsite și de noi pe piemontul din stînga Mureșului, ar constitui o dovedă în sensul celor menționate mai înainte.



Poziția actuală a rîului Mureș mult împinsă spre W, formînd un larg arc de cerc cu convexitatea spre W, se datorește, așa după cum au precizat și cercetările anterioare, văilor de pe dreapta rîului — mai lungi și cu un debit lichid și solid cu mult mai însemnat decît al celor de pe stînga — care au reușit să-l deplaseze continuu în direcția menționată.

Aceste văi — Belcina, Lăzarea, Ditrău — au format puternicele conuri de dejecție vizibile azi în zona respectivă. Nu găsim justificate afirmațiile făcute în trecut potrivit cărora văile Belcina și Borzonă ar urma traseul unei falii și că valea Belcina ar fi o vale mai veche decît Mureșul, reprezentînd probabil obîrșia unei văi din mult discutata rețea hidrografică transversală. Aspectul morfologic al văilor de pe dreapta Mureșului este, într-adevăr, cu mult deosebit față de al acelora de pe stînga, în ceea ce privește lungimea, lărgimea, adîncimea, debit lichid, debit solid și mărimea bazinului hidrografic. Această deosebire a fost determinată de gradul de permeabilitate al depozitelor care alcătuiesc cadrul bazinului Gheorghieni; rama estică este constituită din formațiuni cristaline, cu o permeabilitate, în general, scăzută (asigurată de fisuri, crăpături, fețe de strat), iar din apă de precipitații numai o mică parte se infiltrează, marea majoritate se scurge la suprafață, formînd ūvoaie, care prin debitul lichid și cel solid, precum și viteza de scurgere mare, au erodat puternic în adîncime și pe laterală, realizînd tipul de văi pe care-l vedem astăzi. La alcătuirea litologică a ramei vestice participă, îndeosebi, formațiunea vulcanogen-sedimentară, caracterizată printr-un grad de permeabilitate ridicat; cea mai mare parte din apele de precipitație se infiltrează înainte de a ajunge în albia văilor, încît cantitatea mică de apă care se scurge pe firul acestora nu mai are putere de eroziune, realizînd văi, în general, scurte și mai puțin adînci.

Revenind la valea Belcina, respectiv la direcția ei de curgere — N-S în cursul superior și E-W în cursul mediu și inferior — menționăm că Tövisi (1966) aduce unele argumente plauzibile, potrivit cărora segmentul de vale orientat N-S ar fi fost creat de rîul Olt; ulterior, prin eroziune regresivă, valea Belcina a captat vechea obîrșie a Oltului.

Un caracter morfologic, demn de semnalat pe rama estică a bazinului Gheorghieni, îl constituie contactul dintre bazin și zona colinară, cu un aspect sinuos sau chiar în formă de zigzag, determinat, pe de o parte, de factori de ordin neotectonic, iar pe de altă parte, de eroziunea puternică a Mureșului din prima etapă a evoluției lui.

Trecînd la partea nordică a bazinului Gheorghieni și în continuare în bazinul Topliței, rîul Mureș prezintă un sistem de terase bine delimitat, fragmentat serios de rețeaua hidrografică afluentă. „Absența” teraselor în



cea mai mare parte din bazinul Gheorghieni și prezența lor în bazinul Toplița și culoar, o punem în legătură cu caracterul diferențial de eroziune exercitat de rețeaua hidrografică afluentă Mureșului; în bazinul Gheorghieni unde valea Mureșului are o lățime cuprinsă între 10 și 18 km, afluenții rîului au exercitat acțiunea de eroziune, predominant pe laterală „stergind” orice urmă de terasă, îndeosebi pe partea stângă, în timp ce în bazinul Topliței și mai departe în cadrul culoarului, unde valea Mureșului devine din ce în ce mai strânsă, văile afluente au erodat, cu precădere în adâncime, conservând sistemul de terase existent.

Din lucrările anterioare reținem că B u 11 a (1943) menționează pe sectorul aval Remetea prezența a șase nivele de terasă (în care include și lunca) cu următcărurile altitudini relative: 0,4–1,5, 10, 18–27, 35–45, 60–70 și 95–110 m; B o j o i și S w i z e w s k i (1970) găsesc cinci nivele cu altitudinile relative după cum urmează: 4–5, 12–15, 25–30, 35–40 și 60–70 m. În fine, I a n c u și N a u m , în cele două lucrări comunicate în 1971, vorbesc de cinci terase în prima lucrare referitoare la bazinul Gheorghieni, cu altitudinile relative de 3–4, 8–10, 18–20, 28–30 și 45–55 m și de șase terase în cea de a doua lucrare, referitoare la zona Deda–Toplița, unde altitudinile relative diferă substanțial față de cele din bazinul Gheorghieni (0,4–2,5, 6–10, 15–20, 30–45, 55–60 și 100 m).

Cercetările detaliate efectuate de noi în cursul superior al Mureșului ne-au permis să identificăm un număr de opt terase cu următoarele altitudini relative, deasupra lunicii: 4–5, 5–10, 15–20, 35–40, 55–60, 70–80, 90–100 și 110–120 m.

Valoarea altitudinii relative a fiecărei din aceste terase, urmărită de-a lungul Mureșului, indică uneori o creștere, din cauza proceselor deluviale și coluviale, alteori o scădere datorită eroziunii; aceste creșteri sau scăderi ale altitudinii relative nu au decât o valoare locală. Terasele delimitate de noi în sectorul Remetea-Stânceni sunt prezentate în harta anexată, la scară 1 : 50.000 (pl. III, pl. IV, prof. III, IV, V, VI).

Față de hărțile anterioare, pe această hartă aducem unele detalieri în privința extensiunii teraselor inferioare (5, 10, 20 m) și a celor medii (40 și 60 m) precum și precizarea limitelor a două terase dintre cele superioare, nesemnalate în trecut; este vorba de terasele de 80 și 120 m, trecute de unii autori în rîndul piemonturilor sau așa-numitelor platouri structurale. Criteriul principal potrivit căruia am considerat aceste nivele drept terase este cel morfologic; aspectul în general neted, precum și situarea lor la cote egale deasupra lunicii, dovedesc că ele au fost create de apele Mureșu-



lui din perioadele respective. Prezența unor elemente rulate de cristalin (cuarțite), atât în depozitele deluviale de pe podurile acestor nivele, cât și pe taluzele lor ar putea constitui eventuale urme ale aluviunilor teraselor respective.

Pe sectorul Remetea-Călimănel, terasele Mureșului au o dezvoltare relativ mare, distribuite pe ambele părți ale râului, alcătuind (în acest sector) o vale simetrică. De la Călimănel spre W, odată cu intrarea în culoar, terasele au o extensie mică, dispuse cînd pe o parte, cînd pe alta și mai rar pe ambele părți.

Din urmărirea distribuției diferitelor terase, îndeosebi a celor inferioare putem descifra peregrinările rîului sau acțiunea de eroziune pe laterală din perioada de formare a fiecărei dintre terase. Acțiunea de eroziune menționată se constată și în prezent evidențiată prin aspectul puternic meandrat al rîului, convexitatea meandrelor indicînd direcția de eroziune, iar concavitatea conservînd, în special, terasele infericăre. Comparativ cu bazinul Gheorghieni, unde meandrele rîului sunt mai numeroase și mai mici, în bazinul Toplița și în continuare în culoar acestea sunt mai rare, însă de dimensiuni mai mari; și într-un caz și în altul, la formarea meandrelor au contribuit atît gradul diferit al rezistenței rocilor la eroziune, cât și fenomenele neotectonice care au afectat întreaga regiune.

Înainte de a încheia capitolul de morfologie, considerăm necesar să spune cîteva cuvinte și despre micul golf al ariei depresionare inițiale, cunoscut sub numele de „bazinul Jolotca”. Este amplasat la S de pîrîul cu același nume și delimitat la N, N-W și E de culmi de cristalin, iar la W, S-W de rocile piroclastice andezitice cu piroxeni ale dealului Hedes. Prin intermediul unui pinten de cristalin acest bazin este separat în două chiuvete mai mici, una corespunzătoare zonei cunoscută sub numele de „Fundu Șozei”, iar alta situată la gura pîrîului Turcu. Aceste chiuvete sunt drenate de cîteva văi, care datorită nivelelor de bază coborîte ale pîrîului Jolotca, au declanșat o eroziune activă pe suprafața lor, punînd și mai clar în evidență caracterul depresionar. Demne de semnalat în cadrul acestui bazin sunt alunecările de teren determinate de condiții geologice și hidrogeologice specifice.

### Geologia regiunii

Formațiunile geologice întîlnite în regiunea de care ne ocupăm, fie la zi, fie în foraje, aparțin : cristalinului, Triasicului, Paleogenului, Miocenei, Pliocenului superior și Cuaternarului.



*Cristalinul* constituie rama estică a ariei depresionare Gheorghieni-Toplița, fiind alcătuită din roci mezometamorfice aparținând seriei de Rebra-Barnar, cît și din roci epimetamorfice încadrate în seria de Tulgheș.

Spre interiorul ariei depresionare, deci spre W, cristalinul coboară probabil în trepte, fiind acoperit de formațiunea vulcanogen sedimentară sau de alte depozite mai vechi; apare și la zi, la W de Sărmaș (pl. IV, prof. IV) pe malul stâng al Mureșului și la Toplița, pe malul drept în baza terasei de 10 m (pl. IV, prof. V.) constituind pragurile dintre diferite bazine.

Gradul de afundare al cristalinului în zonele de bazin poate fi apreciat după forajele existente: în forajul de la W de Suseni, la adâncimea de 703,50 m talpa a rămas în formațiunea vulcanogen sedimentară. Cercetările seismice confirmă scufundarea fundamentalui pe direcția E-W, indicând în zona de la N Ciumani o adâncime în jur de 1500 (Spânzorache, Spânzorache, 1972). La Remetea, la adâncimea de 446 m, s-a intrat în sienite și hornblendite, reprezentând continuarea spre W a masivului alcalin de la Ditrău. În zona Toplița două foraje hidrogeologice<sup>11</sup> au întâlnit la adâncimile de 16,50 și 36 m calcare cristaline, constituind flancul nord-vestic al pragului menționat mai înainte. Un alt foraj care a interceptat șisturile cristaline într-o poziție mult mai adâncă — la adâncimea de 1502 m — este cel de pe valea Zebrac.

*Triasicul* a fost semnalat la N și NW de Toplița în două foraje executate de I.F.L.G.S.<sup>12</sup> pe Dealul Văii și la Zencani; în ambele foraje au fost atribuite Triasicului calcare dolomitice cenușii-vinete, cu diaclaze de calcită, întâlnite în primul foraj de la adâncimea de 313,10 m, iar în cel de-al doilea la adâncimea de 260 m (în primul foraj calcarele au fost străbătute pe o grosime de cca 100 m).

*Paleogenul* respectiv *Oligocenul* este citat de Petz (1969) în bazinul superior al văilor Zebrac și Mermezeu, în afara regiunii noastre. Forajul de pe valea Zebrac, intră în Oligocen la adâncimea de 1334 m șiiese la adâncimea de 1502 m. Depozitele oligocene sunt reprezentate prin marne cenușii-negricioase, gresii cenușii-albăstrui, micaferi, compacți, gresii calcaroase, microconglomerate și conglomerate.

<sup>11</sup> H. Răducanu. Studii hidrogeologice în zona orașului Toplița. 1961. Arh. I.F.L.G. S. București.

<sup>12</sup> D. Mocanu. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecție și explorare pentru minereuri de fier din bazinul Toplița, Gheorghieni, Ciuc (Şantier Mădăraș — 1963—1964). 1965. Arh. I.F.L.G.S. București.



*Miocenul* este prezent în regiune prin termenii : Helvețian, Tortonian și Sarmațian. Acești termeni sunt citate în forajul de pe valea Zebrac și anume Helvețianul între 794 și 540 m, Tortonianul între 540 și 456 m și Sarmațianul între 456 și 0 m adâncime. Ultimului termen i-au fost atribuite și depozitele din forajul de pe Dealul Văii dintre adâncimile de 299,15 și 313,10 m repauzind nemijlocit pe calcare triasice. Luând în considerare grosimea mică a acestor depozite, lipsa celorlalte sedimente miocene mai vechi (care la o distanță de numai cîțiva km spre W au grosimi apreciabile), situaarea lor directă peste calcare triasice, precum și aspectul lor litologic — marno-argile cărbunoase și conglomerate cu foarte multe elemente vulcanice — ne determină a paraleliza depozitele în cauză cu cele cunoscute în bazinile Borsec și Jolotca, de o vîrstă mult mai tînără.

*Sarmațianul* a fost pus în evidență și la zi de către Peltz (1969) pe valea Zebrac și afluentii săi, precum și pe alte văi. Depozitele miocene sunt alcătuite, în general, dintr-o alternanță de conglomerate, microconglomerate, nisipuri cu lentile de pietrișuri, marne, argile și gresii. La diferite nivele în foraj s-au recunoscut tufuri dacitice, provenind după Peltz din vulcanii situați în regiunea Drăgoiasa-Păltiniș.

*Pliocen superior-Pleistocen inferior.* Sedimentele aparținînd acestui interval stratigrafic se prezintă sub două faciesuri distincte : unele au un caracter tipic lacustru, cu o extensiune relativ mică în bazinul Jolotca, iar celelalte îmbracă un facies mixt, lacustru-fluviatil, cu episoade de depunere subaeriană, constituind aşa-numita formațiune vulcanogen sedimentară.

Faciesul lacustru se întîlnește în bazinul Jolotca : aici aflorimentele sunt destul de rare, oferite de văile care drenăază cele două chiuvete. Atât în una cît și în cealaltă, la suprafață apar argile și argile fin nisipoase cenușii-vinete, cu intercalații subțiri de lignit. În cea de-a doua chiuvetă — Fundu Șozei — s-au executat trei foraje de mică adâncime de către Intreprinderea de Exploatare Borsec, al căror amplasament nu-l avem. Din informațiile luate de la localnici se pare că acestea au fost situate pe latura vest-sud-vestică a chiuvetei menționate. Din profilele acestor foraje, s-au putut constata la partea superioară, pe o grosime de cca 7 m, nisipuri cu pietrișuri, cu o intercalăție de argilă galbenă (1,5—2 m grosime). La alcătuirea petrografică a acestor pietrișuri participă elemente de cristalin, eruptiv nou și vechi. Sedimentele în cauză ar reprezenta depozitele proluvial-deluviale mai recente. Sub pietrișuri urmează o intercalăție subțire de lignit și apoi o alternanță de argile cenușii sau negricioase cu strate subțiri de nisipuri ; talpa forajelor se găsește la adâncimi cuprinse

între 19,8 și 21,10 m, în lignit, care a fost străbătut pe o grosime de cca 2 m. În momentul de față nu sîntem în situația de a putea estima grosimea totală a depozitelor de colmatare a acestui bazin.

Analiza granulometrică a unor argile din bazinetul Jolotca (fig. 1 B) a pus în evidență — așa cum era și firesc — predominanța fracției argiloase, în comparație cu procentele ce revin prafului și nisipului.

Analiza mineralologică a fracției nisipoase din aceste argile (fig. 1 A) a fost efectuată pe rezidiile obținute de la analizele granulometrice, după ce în prealabil au fost supuse unui tratament chimic pentru îndepărțarea peliculelor de minerale argiloase și oxizi.

În proba 138 se constată un conținut ridicat în fragmente de material andezitic, reprezentat în cea mai mare parte prin fragmente de pastă andezitică și în mai mică măsură prin minerale specifice eruptiilor andezitice, ca hipersten și augit. În probele 136 și 140 procentele ce revin fragmentelor de pastă andezitică sunt foarte reduse (între 1—6%) pentru ca în proba 139 să dispare complet, predominând minerale specifice șisturilor cristaline; în plus, în toate cele trei probe analizate, se remarcă apariția fragmentelor de cuarțite în diferite procente și masiva participare a feldspatului și cuarțului. Atât feldspații, dar mai ales cuarțul, au forme angulare și mai rar subangulare, în timp ce granații, sfenul și epidotul sunt rotunjite.

Proveniența mineralelor fracției grosiere din argilele bazinului Jolotca, o punem bine înțeles, pe seama aporturilor din râma cristalină și din rocile piroclastice care se dezvoltă spre vest.

După compoziția mineralologică a fracției grosiere a argilelor din acest bazin, la care adăugăm și poziția morfologică superioară a sedimentelor piroclastice, am fi tentați — la prima vedere — să considerăm că argilele s-au depus ulterior vulcanitelor. Însă raportul de superpoziție, dintre sedimamentele lacustre și aglomeratele vulcanice semnalate de Nîță și Istoceșcu (1963) în bazinul Bilbor-Secu, infirmă acest lucru.

Pentru rezolvarea acestei probleme s-au făcut cîteva analize de minerale grele și din sedimentele lacustre ale bazinului menționat. Cu această ocazie s-a constatat că la compoziția petrografico-mineralologică a fracției grosiere din argilele nisipoase ale bazinului Bilbor-Secu, participă — ca și în cazul bazinului Jolotca — atît material de natură eruptivă (fragmente de pastă andezitică, hipersten, hornblendă) cît și material cristalin (șisturi cuarțitice și șisturi sericito-cuarțitice). Deci raportul de superpoziție, de care vorbesc autorii cîtați mai înainte, se dovedește a fi doar aparent. Sîntem obligați să admitem că atît sedimentele lacustre din bazinile menționate cît și rocile piroclastice din partea de vest s-au depus concomitent. Presu-



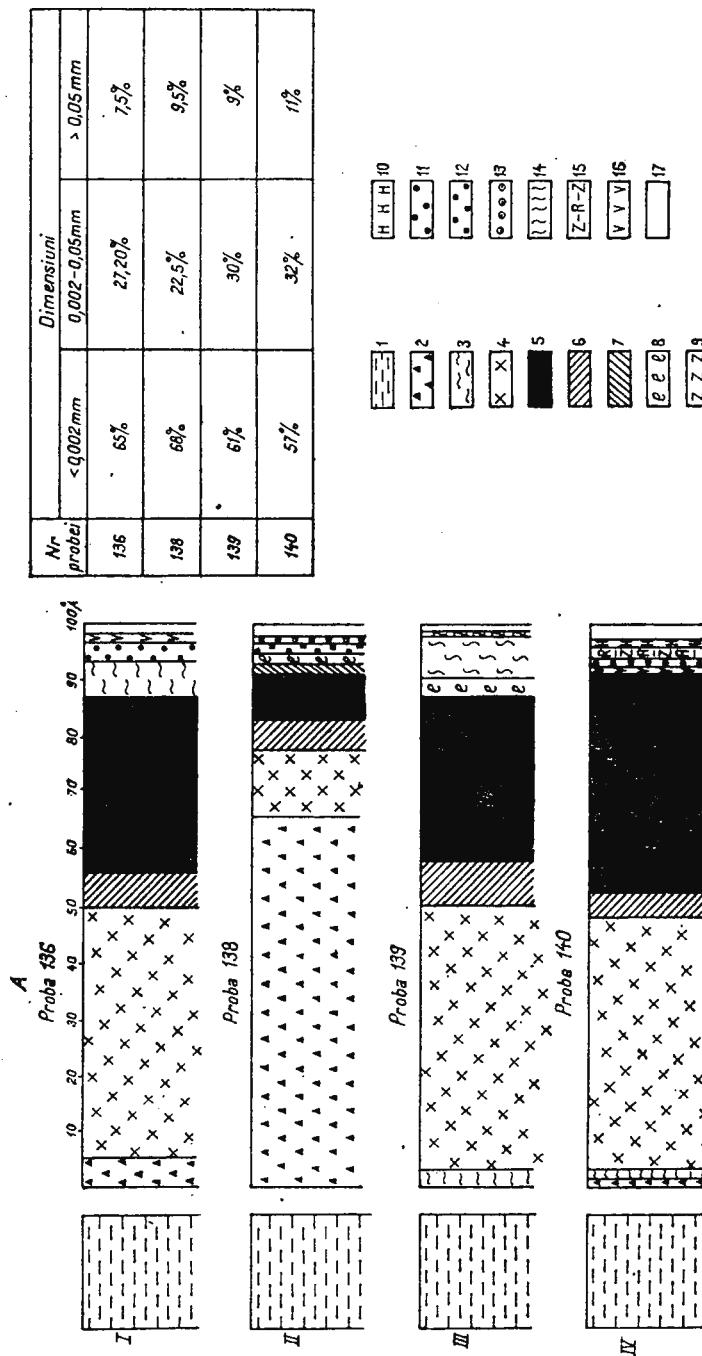
**B**

Fig. 1. — (A) Analiza mineralogică a fractiei nisip (0,10–0,06 mm), a argilelor din bazinul Joloteca. (B) Analiza granulometrică a argilelor din bazinul Joloteca.

1, argile stat nisipose; 2, fragmente de pietă andezitică; 3, fragmente de cuarț; 4, feldspat; 5, cuart; 6, muscovit; 7, biotit; 8, epidot; 9, zoizit; 10, hornblendă; 11, granat; 12, hipersten; 13, augite; 14, sten; 15, zircon; 16, alte minerale (chalcocit, disien, rutil, sten).

(A) Analyse minéralogique de la fraction sableuse (0,10–0,06 mm), des argiles du bassin de Joloteca. (B) Analyse granulométrique des argiles du bassin de Joloteca.

1, argiles faiblement stabilenes; 2, fragments de pâte andésitique; 3, fragments de quartz; 4, feldspath; 5, quartz; 6, micaschiste; 7, biotite; 8, epidote; 9, zoisite; 10, hornblendé; 11, grenats; 12, hyperstén; 13, augite; 14, stén; 15, zircon; 16, autres minéraux (cuivre, disien, rutile, stén).

punem că ambele tipuri de roci, la limita vestică actuală a acestor bazine, în adîncime, se găsesc într-un raport de îndințare, similar cu cel întîlnit în bazinul Gheorghieni (pl. IV, prof. II); gradul de avansare sau retragere a fiecărui dintre aceste tipuri de roci fiind în funcție de aporturile mai puternice sau mai slabe din cele două direcții de alimentare (dinspre W material eruptiv, dinspre E material de natură metamorfică).

Poziția morfologică superioară pe care o ocupă aglomeratele vulcanice (la suprafață) în zona de contact, față de sedimentele lacustre din bazinele Jolotca și Bilbor-Secu, se datorează eroziunii diferențiate (mai activă în argile și mai slabă în aglomerate).

**F o r m a t i u n e a v u l c a n o g e n - s e d i m e n t a r ă .** Această formațiune cuprinde produsele unei activități vulcanice predominant explozive, fiind întîlnită atât în aria de dezvoltare a lanțului vulcanic Harghita-Călimani cât și în interiorul multora dintre bazinele intramontane.

La alcătuirea litologică a formațiunii vulcanogen-sedimentare participă, după Rădulescu et al. (1964), predominant piroclastite andezitice și subordonat produse terigene, depuse alternativ subacvatic și subaerian. La anumite nivele s-au pus în evidență și curgeri de lave, cu grosimi pînă la cîțiva metri.

În cadrul bazinului Gheorghieni, formațiunea vulcanogen-sedimentară s-a dovedit a avea o grosime de peste 703,50 m în forajul de la WSW de Suseni, de 446 m, în forajul de la Remetea, de 313 m în forajul din Dealul Văii (N Toplița) și de 260 m în forajul de la Zencani. Din forajele menționate s-a constatat că această formațiune este constituită dintr-o alternanță de aglomerate, microconglomerate, gresii, intercalații de tufuri cu impresiuni de plante și rare curgeri de lave andezitice, de grosimi mici.

În forajul de la Remetea și cel de la Dealul Văii s-au identificat și unele intercalații subțiri de marno-argile cărbunoase.

Spre partea estică a bazinului Gheorghieni, formațiunea vulcanogen-sedimentară trece lateral la depozite terigene originare din rama cristalină. Fișa de foraj a unui sondaj executat în anul 1942 în centrul orașului Gheorghieni, indică pe o grosime de 60 m de la suprafață, o alternanță de nisipuri și pietrișuri, cu argile și argile nisipoase; de la 60 m și pînă la 152 m predominant argilele, nisipurile și pietrișurile fiind foarte rare. Cu totul sporadic s-au întîlnit și strate subțiri de gresii.

După aspectul litologic pe care-l prezintă depozitele dintre adîncimile de 306 și 313 m în forajul de pe Dealul Văii, aşa după cum am arătat mai înainte, aparțin sedimentelor de colmatare a bazinului și nu Sarmățianului.



În continuare vom face descrierea petrografico-mineralogică informativă a cîtorva profile din formațiunea vulcanogen-sedimentară.

Un profil reprezentativ este cel de la sud de localitatea Remetea (pl. V, prof. 89) unde în baza profilului au fost întîlnite depozite de pietrișuri de natură andezitică, cimentate cu nisip andezitic pe o grosime de cca 2,5 m. În genere, pietrișurile sunt alterate, cu dimensiuni medii de 2–3 cm, și conțin o intercalație de tuf de 0,50 m grosime.

Deasupra pietrișurilor urmează, pe cca 0,60 m, nisipuri andezitice grosiere, stratificate, peste care repauzează din nou pietrișuri cu liant andezitic, ceva mai fine în comparație cu cele din baza profilului. Urmează, pe o grosime de cca 0,60 m, tufuri cu aspect compact, de culoare cenușie-albicioasă, acoperite de un orizont de nisipuri mai cimentate (0,65 m).

În continuare, urmează pe cca 3,5 m brecii piroclastice cu elemente colțuroase inequidimensionale, peste care repauzează un nivel de tufuri, pe o grosime de 1,8 m, urmate de depozitele de terasă (2,8 m).

Spre deosebire de deschiderile din malul stîng al Mureșului, cele de pe malul drept (pl. V, prof. 84) sunt constituite dintr-o alternanță de aglomerate andezitice cu grosimi variabile (0,50–3 m), nisipuri cu intercalații lenticulare de tufuri, pietrișuri și bolovănișuri cu lentile de microconglomerate.

Aglomeratele, microconglomeratele și breciile, cît și pietrișurile și bolovănișurile sunt de natură andezitică; secțiunile subțiri efectuate pe unele eșantioane recoltate din diferite profile consemnează participarea masivă a rocilor-andezitice. Unele au aspect de eurgere cu textură fluidală (pl. II, fig. 1), evidențiată prin orientarea fenocristalelor de feldspați, altele au masa fundamentală hemicristalină, parțial microgranulară, și în sfîrșit altele au structura pastei pilotaxitică sau microlitică, cu fenocristale de feldspați maclați și zonați, iar amfibolii opacizați.

De asemenea originea andezitică a nisipurilor, indiferent dacă este vorba de nivelele nisipoase sau de liantul aglomeratelor și breciilor, este reflectată de studiul mineralologic al fracției grosiere, efectuat pe clase granulometrice cuprinse între 0,25–0,06 mm.

Analiza mineralologică globală, cuprinzînd totalitatea fragmentelor de roci și speciilor minerale care participă la alcătuirea fracției grosiere, reflectă predominanța fragmentelor de pastă andezitică în proporție de peste 50%; la acestea se adaugă o serie de minerale, a căror origine poate fi legată fie de prezența corporilor eruptive noi și vechi din regiune (hipersten, augit, hornblendă, biotit, feldspați etc.), fie de prezența șisturilor cristalcfiliene limitrofe (cuarț, muscovit, epidot, zoizit). Acest fapt confirmă



caracterul mixt al materialului care a contribuit la formarea depozitelor seriei vulcanogen-sedimentare. De remarcat că liantul nisipos din aglomeratele andezitice conține cele mai însemnate cantități din mineralele sus amintite, în contrast cu conținutul sărac în fragmente de rocă andezitică.

Fragmentele de pastă din fracția grosieră, montate pe secțiuni subțiri în genere au un aspect întunecat, numai pe alocuri lăsind să se vadă structura andezitică inițială, cu prisme scurte de augit, hornblendă, etc. (pl. II fig. 3).

În partea inferioară a profilelor este pregnant caracterul izotropizat și allophanizat al acestor fragmente, ceea ce presupune existența unui mediu capabil să înlesnească reacții și combinații chimice, de tipul allophanelor (pl. II, fig. 5).

Feldspații din fragmentele de pastă (pl. II, fig. 4), sunt maclati și zonați, aparținând seriei andezin-labrador, serie larg răspândită, de altfel, în corpurile andezitice din regiune.

Fracția grea a acestor nisipuri, se caracterizează prin abundența hiperstenului, augitului și hornblendei, ca și a celorlalte minerale mafice, nisipul reflectând fidel compoziția mineralologică a andezitelor suitei depozitelor piroclastice din regiune (pl. I, fig. 1, 2; pl. II, fig. 2). Apariția unor minerale ca sfen, granați, zoizit, rutil, zircon, turmalină, actinot, staurolit, etc. reflectă apportul de material străin la alcătuirea depozitelor seriei vulcanogen-sedimentare.

În profilele studiate, în întreaga serie piroclastică am indentificat prezența granulelor de oxizi în procente variabile (2–14 %) fiind reprezentate prin magnetit, titanomagnetit, mai rar hematit și foarte rar pirită.

În depozitele de pietrișuri, sau în orizonturile nisipoase, au fost identificate mici nivele sau intercalații lenticulare cu grosimi reduse de tufite și tufuri.

Secțiunile subțiri executate din tufuri (pl. I, fig. 4) evidențiază structura vitrolitocristaloclastică, iar componentele minerale sunt reprezentate prin cristale și fragmente de cristale ca: feldspați, biotit, hornblendă, hipersten, augit, magnetit, etc.

Fragmentele de rocă, sunt reprezentate în special prin microgranule de pastă andezitică, cu structură pilotaxitică, sau microlitică, cu textură fluidală, originare din corpurile eruptive din regiune și înglobate în masa tufului în timpul formării acestuia.

Fragmentele de cristalin au dimensiuni reduse și revin sisturilor cuarțitice sericitoase bine rulate.



Finețea granulației unora dintre nivelele tufacee, prezența materialului argilos sub formă de liant, ca și orientarea microcomponentelor, permit încadrarea acestor nivale (pl. V, prof. 89 Remetea) la tufite, făcind treacerea între piroclastite și epiclastite.

Analizele mineralogice informative privind fracția grosieră din nivelele de tufuri și tufite, demonstrează atât participarea elementelor de eruptiv, cât și participarea unor minerale specifice sisturilor mezometamorfice ca sfen, zoizit, spineli etc.

Analiza mineralologică în totalitatea ei, relevă abundența fragmentelor de natură andezitică, în detrimentul celorlalte componente minerale. Fracția grea în schimb, abundă la partea superioară (după hipersten 30—44 %) în spineli, 15,20 %, cu varietatea pleonast (pl. II, fig. 6), zoizit (44,40 %) și subordonat actinot, sfen, zircon, granați, etc. Spre baza deschiderii (17,5m) mineralele tipice sistemelor cristalofiliene dispar, locul lor fiind luat de mineralele caracteristice eruptivului nou.

Deosebirile privind numărul speciilor minerale din cadrul fracției groziere a tufurilor și nisipurilor, nu sunt de ordin compozițional, ci cantitativ, în tufuri menținându-se, cum este și firesc, mai ridicate procente de pastă andezitică.

Aglomeratele andezitice sunt constituite din elemente colțuroase, de andezite amfibolice, cu dimensiuni cuprinse între 5 și 7 cm; în timp ce microconglomeratele, an elemente mai mici ca dimensiuni, alternând fie cu nisipurile, fie cu breciile piroclastice. Acestea din urmă cuprind elemente colțuroase, de dimensiuni variabile, toate de natură andezitică, fiind cimentate cu un liant compact cu aspect cineritic vitrocerstaloclastic mai grosier sau mai fin. În unele părți din aceste nivale se remarcă rare fragmente de cuarțite, sau sisturi sericito-cloritoase.

Analiza mineralologică a granulelor provenite din întreaga serie de piroclastite studiată, evidențiază abundența fragmentelor de pastă andezitică în cazul analizei totale și predominanța hiperstenului și hornblendei în cazul fracției grele.

Vîrsta sedimentelor de colmatare din bazinele intramontane cerește, precum și a produselor de natură vulcanică, a suscitat atât în trecut cât și în prezent discuții controversate, deoarece nici majoritatea depozitelor de bazin și cu atât mai puțin cele de natură vulcanogenă nu conțin resturi de fosile concluzante.

Marea majoritate a cercetătorilor consideră că formarea depresiunilor situate pe cursurile superioare ale Oltului și Mureșului, este strâns legată de activitatea vulcanică tîrzie a Carpaților Orientali. Sprijinindu-se pe



unele indicații oferite de relațiile stratigrafice dintre sedimentar și eruptiv, s-a ajuns la aprecierea unei vîrstă a activității vulcanice și implicit a sedimentelor din bazinile interne începînd din Miocen și pînă în Cuaternar.

Datele de care dispunem în prezent exclud o vîrstă miocenă pentru sedimentele menționate.

Referindu-se la depozitele de colmatare a bazinelor interne, Koch (1900) le atribuie o vîrstă levantină, Atanasiu (1924), Niță și Istoceșcu (1963), dacian-superioară, Ciupagela et al. (1970), Peltz (1969), vîrstă pontiană. Cît despre complexul vulcanogen-sedimentar care se extinde și în unele din bazinile interne, Rădulescu et al. (1964), Peltz (1969), îl încadrează în Pliocenul inferior, iar compartimentul stratovulcanic s-a edificat după aceeași autori în Pliocenul superior și Pleistocen.

Recent, Rădulescu (1972) a prezentat unele rezultate preliminare privind determinări de vîrstă absolută a patru eșantioane de andezite, recoltate din compartimentul vulcanic superior al lanțului Harghita-Călimani, indicînd o vîrstă cuprinsă între 3,92—7,37 milioane ani.

Vom analiza în continuare relațiile stratigrafice existente, între depozitele vulcanogen-sedimentare și cele care constituie fundamentul lor.

De la N spre S, vulcanitele repauzează în Călimani, fie pe cristalin, fie pe Paleogen, fie pe diferiți termeni ai Miocenului. În partea vestică a bazinului Bilbor, aglomeratele vulcanice stau peste depozitele daciene (Niță, Istoceșcu, 1963), sau pontiene după Ciupagela et al. (1970). În bazinul Toplița, depozitele vulcanogen-sedimentare stau peste calcar triasice, în bazinile Gălăuțași, Gheorghieni<sup>13</sup>, Jolotca<sup>13</sup>, Ciucul superior și mijlociu<sup>13</sup>, peste șisturi cristaline, în Ciucul inferior și depresiunea Brașov<sup>14</sup> repauzează pe depozite de fliș, cretacic inferioare.

Pe rama vestică a catenei vulcanice, formațiunea vulcanogen-sedimentară repauzează pe depozite pannoniene; în partea lor superioară, sedimentele pannoniene au fost găsite uneori în alternanță cu produse piroclastice pe grosimi de la cîțiva metri la cîțiva zeci de metri (Peltz, 1970; Popescu, 1967<sup>15</sup>, 1971<sup>16</sup>).

<sup>13</sup> În aceste bazine depozitele vulcanogen-sedimentare pe direcția W-E, de la un anumit meridian, se îndințează cu sedimente terigene, fluviatil-lacustre.

<sup>14</sup> În bazinul Baraolt îndințarea se desfășoară pe direcția N-S.

<sup>15</sup> A. Popescu. Studii sedimentologice asupra depozitelor pannoniene de pe versantul vestic al Munților Gurghiu, între valea Gurghiului și valea Nirajului. 1967. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>16</sup> A. Popescu. Studii sedimentologice asupra formațiunilor vulcanogen-sedimentare de pe versantul estic al lanțului eruptiv din Carpații Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. București.



Relațiile stratigrafice menționate mai înainte considerăm că nu pot da indicații cît de cît valabile la aprecierea vîrstei depozitelor în cauză. O excepție, ar constitui-o situația semnalată, de autorii citați, pe rama vestică a lanțului Călimani-Harghita, situație potrivit căreia activitatea vulcanică ar fi început o dată cu depunerea ultimelor sedimente aparținînd după Ciupag et al. (1970) Ponțianului, iar după Peltz (1970) și Popescu (1971) zonelor D sau E ale Pannonianului.

Prezența nivelelor de pirolastite în partea superioară a sedimentelor atribuite vîrstelor specificate, este o realitate, ele constituind, după părere noastră, rezultatul unei activități vulcanice destul de neînsemnate. Nu avem încă suficiente motive să presupunem că această activitate s-ar desfășura în continuare. Admitem deci o perioadă de calm vulcanic a cărei durată o presupune în afara relativ îndelungată. În sprijinul acestei supozitii facem următorul raționament : dacă formațiunea vulcanogen-sedimentară din Harghita-Călimani, așa după cum precizează Rădulescu et al. (1964) etc., s-a depus alternativ subacvatic și subaerian, se ridică întrebarea : despre ce lac poate fi vorba, căci lacul pontian din bazinul Transilvaniei era deja colmatat în perioada cînd a început depunerea masivă a complexului vulcanogen-sedimentar ; dovedă o constituie raportul de supeporziție clar al acestuia din urmă față de depozitele ponțiene.

Răspunsul la această întrebare ni-l dă rezultatele stratigrafice obținute de Liteanu et al. (1962) în bazinul Baraolt. Acest bazin de origine tectonică a adăpostit un lac ale cărui sedimente s-au depus potrivit argumentelor paleontologice (mamifere fosile), într-un interval stratigrafic ce include partea finală a Pliocenului și începutul Cuaternarului. Factorii de ordin tectonic, care au generat bazinul Baraolt precum și întreaga depresiune a Brașovului, presupunem că s-au manifestat în general în același perioadă și mai spre nord, determinînd apariția unei largi arii depresionare, acoperite în întregime sau parțial de ape, corespunzătoare atât depresiunilor actuale ale Ciucului, Gheorghieni și celorlalte bazinete : Jolotca, Toplița, Bilbor, Borsec etc, cît și unei mari părți din suprafața de răspîndire a formațiunii vulcanogen-sedimentare din Harghita-Călimani.

În această acceptiune nu-și mai găsește confirmarea punctul de vedere exprimat de vulcanologi potrivit căruia formațiunea vulcanogen-sedimentară ar avea o vîrstă pliocen-inferioară în Gurghiu-Călimani și pleistocenă, în sudul Harghitei (Peltz, 1971).

Deși puține la număr și localizate relativ disparat, datele de ordin paleontologic și paleofloristic (Pop, 1936; Giulescu, Vasilescu, 1970), tectonic, litologic, stratigrafic la care adăugăm pe cele palino-



logice efectuate de Roman (1966<sup>17</sup>, 1967<sup>18</sup>, 1969<sup>19</sup>) în depresiunea Ciucului, bazinele Gheorghieni, Toplița, Jolotca și în formațiunea vulcanogen-sedimentară de pe rama vestică a lanțului vulcanic Harghita-Călimani unde a determinat spectre polinice asemănătoare celor din bazinul Baraolt, ne permit să paralelizăm aceste depozite între ele, atribuindu-le unui interval stratigrafic echivalent celui stabilit pe bază de mamifere în Baraolt, respectiv Pliocen final-Pleistocen inferior.

Această concluzie trebuie luată drept o ipoteză de lucru; este firească posibilitatea ca un material faptic mai bogat, o analiză mai multilaterală a depozitelor în cauză și a cadrului ocupat de ele să aducă noi precizări în problema abordată mai înainte.

*Pleistocen mediu.* De la început trebuie să menționăm că în cazul Pleistocenului mediu nu am separat în regiune decât depozite de natură fluviatilă aparținând teraselor superioare și medii ale râului Mureș. Așa după cum am arătat și în capitolul de morfologie terasele superioare de 120, 100 și 80 metri sănt lipsite de acumulații aluvionare, acestea fiind îndepărtate prin eroziune de către apele de șiroire. Suprafața lor apare astăzi, fie modelată direct în rocile de fundament (calcare cristaline, șisturi cristaline sau complex vulcanogen-sedimentar), fie acoperite de un strat mai mult sau mai puțin gros (0,5–1,5 m) de depozite deluviale sau eluviale, constituite dintr-un material argilo-nisipos de culoare cenușie-negricioasă sau cafenie. În acest material, pe unele terase sau pe taluzele lor, se constată pe lîngă pietrișuri de andezit care predomină și rare elemente rulate de cuarțuri, cuarțite, calcare cristaline sau șisturi cristaline; asemenea elemente am observat pe terasele de 120, 100 și 80 metri, de pe dreapta Mureșului, la E de Ciubotani, pe terasa de 100 metri la S de cariera Voșlobeni, pe terasa de 80 m, formind Dealul Mănăstirii la ESE de Toplița și pe terasa de 80 m situată pe dreapta Mureșului la E de Subcetate.

Aceste pietrișuri de cristalin au fost observate și de unii dintre antecercetători, mai ales pe partea stângă a Mureșului, punindu-le în legătură cu ipotetică rețea hidrografică transversală veche.

<sup>17</sup> Ştefana Roman. Studiu palinologic al complexului vulcanogen-sedimentar din Munții Gurghiu și Harghita. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>18</sup> Ştefana Roman. Studiu palinologic al complexului vulcanogen-sedimentar din Munții Gurghiu și Harghita (versantul vestic). 1967. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>19</sup> Ştefana Roman. Studiu palinologic al formațiunilor vulcanogen-sedimentare din partea de nord a Munților Gurghiu și al depozitelor din depresiunea Ciucurilor. 1969. Arh. Inst. Geol. București.



Fără să infirmăm această rețea hidrografică transversală noi nu excludem posibilitatea că aceste pietrișuri, din punctele specificate mai înainte, ar putea reprezenta și resturi din fostele aluviuni ale Mureșului din perioadele respective.

Trecind la terasa de 60 m, s-ar părea că și după aceasta, în multe locuri aluviunile ar fi fost îndepărtate, prezentând ca și în cazul teraselor mai înalte, ici și colo (pe pod sau pe taluze) pietrișuri andezitice rulate, alături de elemente de cristalin; asemenea situații au fost întâlnite în zona localității Izvorul Mureșului, la E de I.A.S. Lăzarea, la S-E de Toplița și pe Dealul Văii, la N-E de Toplița. Într-un singur punct (434 bis) pe terasa de 60 m, la S de zona „De Stînceni” într-un puț în sapă am constatat, pe o grosime de 4 m următorul profil :

0–1 m – prafuri argiloase slab nisipoase, gălbui-roșcate;

1–3 m – nisipuri mărunte și grosiere, uneori slab prăfoase, gălbui și cu pete vinete;

3–4 m – nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri rulate, predominant andezitice, subordonat cuarțite; stratul continuă.

Sedimentele pînă la 3 m reprezintă un depozit de tip loessoid, iar sub 3 m urmează aluviunile terasei de 60 m, vizibile doar 1 m.

Terasa de 35–40 m își are conservate aluviunile în cea mai mare parte din regiune, acoperite de depozite deluviale. Fundamentul terasei de 40 m îl constituie fie formațiunea vulcanogen-sedimentară, fie șisturile cristaline. Aflorimente clare în depozitele acestei terase am întîlnit la N de Remetea, la E de Toplița și la ESE de Stînceni. În primul afloriment situat pe latura sudică a dealului Senetea, constatăm în bază formațiunea vulcanogen-sedimentară deschisă pe cca 10 m; urmează un strat de nisipuri grosiere cu pietrișuri (1,50 m) cu Ø pînă la 2 cm în care predomină elementele de cristalin alături de cele andezitice. În continuare, observăm pe o grosime de 2,5 m un strat de nisipuri și pietrișuri cu rari bolovani rulați, constituite în cea mai mare parte din andezite și subordonat din cuarțite; la anumite nivele se constată intercalății lenticulare de nisipuri mărunte sau uneori argiloase cu benzi feruginoase.

La partea superioară, urmează un strat de argile slab nisipoase cenușii-roșcate cu elemente andezitice nerulate și pete manganoase, gros de 0,15–0,30 m, acoperit de o pătură de sol cenușiu negricios (0,15 m). Atât primul strat de pietrișuri cât și cel de al doilea reprezintă aluviunile terasei de 35–40 m; interesantă este însă compoziția petrografică diferită și chiar diametrul elementelor, ceea ce ne arată că în prima etapă rîul a avut cursul mai mult pe cristalin, iar în cea de-a doua etapă, acesta a curs mai



ales pe formațiunea vulcanogen-sedimentară, de unde a erodat, transportat și depus.

În botul de deal de la E de Toplița, într-o carieră, aluviunile terasei de 40 m se văd pe o grosime de 3—5 m repauzând pe microaglomerate și blocuri andezitice (cca 6 m). Între pietrișurile de terasă și microaglomerate există o suprafață netă de eroziune.

Compoziția petrografică a aluviunilor este alcătuită aici atât din elemente originare din cristalin, cât și din eruptiv; comparativ cu modul de prezentare și de aranjare a aluviunilor aceleiași terase din Dealul Senetea, aici la Toplița, predomină către bază elemente din ce în ce mai mari ajungând chiar și la blocuri (0,30 m), incluse într-o masă grosieră și cu pietrișuri mărunte slab cimentate dând impresia unui conglomerat, iar spre partea superioară diametrul pietrișurilor devine din ce în ce mai mic. Această situație o punem pe seama puterii de transport și depunere a râului care în una și aceeași etapă, pe anumite direcții era mare, pe altele mai mică.

Un alt punct în care depozitele terasei de 40 m sunt bine deschise este cel de la ESE de Stînceni, pe partea dreaptă a pîrului Gudea. Aici aluviunile se văd pe o grosime de 4 m; sunt reprezentate prin nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri de natură andezitică și mai puțin cristalină. Sub aluviuni urmează formațiunea vulcanogen-sedimentară pe o grosime de 7—10 m, iar suprafața terasei este supraîncărcată cu puternice depozite coluviale (andezite și rare cuarțuri rulate) venite de pe marginea sudică a culoarului, din care cauză aceasta prezintă o înclinare accentuată către rîu.

La aprecierea vîrstei sedimentelor de terasă descrise pînă acum, ne sprijinim pe criteriile morfologice și stratigrafice, cele de ordin paleontologic, lipsind în prezent. De asemenea, un indiciu prețios în această direcție îl constituie și valoarea altitudinii relative a teraselor cercetate, asemănătoare cu cea cunoscută pentru terasele Oltului din cursul său superior (Bandler, Roman, 1969; Bandler, 1971), indiciu ce ne permite să le paralelizăm. Astfel considerăm că terasa de 120 m s-a format în Güntz, terasa de 100 m în Mindel I, terasa de 80 m în Mindel II, terasa de 60 m în Riss I, iar terasa de 40 m în Riss II.

Absența totală sau parțială a aluviunilor teraselor de 120, 100, 80 m, ne-a determinat ca pe harta anexată să le notăm cu Q (Cuaternar nedivizat).

*Pleistocen superior.* Depozitele teraselor inferioare de 20, 10 și 5 m revin Pleistocenului superior.

Dintre toate terasele Mureșului, cea de 20 m are extensiunea cea mai mare. Profile bine deschise în terasa de 20 m, întîlnim îndeosebi, pe partea



stîngă a Mureșului la Remetea și la Toplița, pe partea dreaptă a rîului. La Remetea, imediat la E de cimitir, aluviunile terasei de 20 m apar pe o grosime de cca 2,5 m, suportate de formațiunea vulcanogen-sedimentară, prezentată în planșa IV profil 89. Aluviunile sunt reprezentate prin nisipuri și pietrișuri alcătuite din cuarțite, sisturi filitoase, rare andezite alterate, uneori cimentate cu oxizi de fier, pe o grosime de 1 m, dându-le o colorație roșie. Deasupra pietrișurilor se găsește o pătură de sol negricioasă (0,20 m) în care găsim diseminate elemente rulate sau nerulate de andezite sau chiar de cristalin. De multe ori pe suprafața acestei terase se constată o pătură de depozite deluviale-proluviale cu grosimi de 1–4 m.

Bulla (1943) menționează în cadrul aluviunilor terasei de 20 m, punctul Remetea-E cimitir, prezența unei intercalații de tuf andezitic, groasă de 0,8–1 m. Dată fiind importanța deosebită pe care asemenea tufuri din terase ar prezenta-o în aprecierea duratei activității vulcanice, strădaniile noastre de a găsi acest tuf, s-au dovedit a fi inutile. Este posibil, ca în timpul scurs din 1943 și pînă în prezent, masa de pietrișuri în care se află și tuful menționat, să fi fost erodată sau poate chiar exploatată de locnici pentru balast.

În deschiderea de la N, cca 1 km de precedenta, în pietrișuri se intercalează lentile de nisipuri fine, argiloase, gălbui-cenușii.alte deschideri în aluviunile terasei de 20 m întlnim la Toplița, imediat sub cimitir și în terasa pîrului Toplița pe partea dreaptă cca 1,2 km E cimitir. și într-un loc și în altul acumulările de terasă stau peste depozite vulcanogen-sedimentare, au o grosime de 2–4 m și sint alcătuite din pietrișuri și bolovănișuri cu o compoziție petrografică diferită după cum urmează: pe direcția de eroziune a Mureșului predomină elementele de natură andezitică și subordonat cristalină, în timp ce pe pîrul Toplița, situația este inversă, iar diametrul elementelor fiind cu mult mai mare, întlnindu-se chiar și blocuri, de asemenea rulate.

Structura terasei de 10–15 m o cunoaștem la N de pîrul Eseniu, la SE de gura văii Mortunca și la E de Moglănești.

Profilul primei deschideri este reprezentat în planșa IV, profil 103; imediat, sub o pătură subțire de sol (0,10–0,20 m), se găsesc aluviunile terasei de 10–15 m, cu o grosime de cca 3,5 m; acestea sint reprezentate prin nisipuri și pietrișuri, cu rari bolovani de proveniență cristalină și eruptivă. În cadrul acestor aluviuni, cu structură încrucisață, se constată o intercalătie (0,15 m) de nisipuri cenușii, slab argiloase, sub forma unei involuții, mărginită de o crustă feruginoasă. Aluviunile terasei repauzează pe aglomerate andezitice.



În celelalte deschideri, la SE de gura văii Mortunca și la E de Moglănești, aluviunile terasei de 10–15 m au o grosime de 2–3 m, cu aceeași compoziție petrografică, repauzind pe depozitele vulcanogen-sedimentare.

Pentru terasa de 5–10 m, dăm un profil situat la SE de Toleșeni, unde aluviunile încep chiar de la suprafață, pe o grosime de 1,5 m, suportate de aglomerate andezitice; sunt alcătuite din pietrișuri, bolovănișuri și blocuri. În pietrișuri predomină elementele de cristalin, iar bolovanii și blocurile sunt de obicei din andezite.

Potrivit acelorași criterii specificate mai înainte, atribuim aluviunile terasei de 20 m, primului stadial al Würmului ( $W_1$ ), aluviunile terasei de 10 m, celui de-al doilea stadial al Würmului ( $W_2$ ), iar aluviunile terasei de 5 m, revin ultimului stadial al Würmului ( $W_3$ ).

În bazinul Gheorghieni, la W de rîul Mureș, în zona cuprinsă între Voșlobeni și sud Remetea, zonă în care, frunțile teraselor au fost, probabil, erodate, presupunem prezența unor aluviuni aparținând diferitelor terase, ulterior acoperite de depozite proluvial-deluviale, pe care le-am raportat unui interval stratigrafic, echivalent Pleistocenului mediu-Holocen ( $qp_2$ - $qh$ ) (pl. III).

În zona de la E de Mureș, între aceleași limite amintite mai înainte, cîteva văi mai importante — Belcina, Ditrău și Lăzarea, la care adăugăm și factori de ordin neotectonic, au împins continuu spre W rîul, erodind în calea lor eventuale terase, ulterioare celei de 60 m; aceste văi prin aporțul mare de aluviuni au format puternice conuri de dejecție, a căror frunte se întinde pînă în lunca Mureșului.

Structura acestor conuri de dejecție poate fi cercetată în cîteva cariere dintre care cităm: cariera situată pe șoseaua Suseni-Voșlobeni, la jumătatea distanței; cariera de la S de Lăzarea, cea de la N de Joseni, cca 1 km, etc. În ultima carieră pe o grosime de cca 3,5 m, se observă următorul profil:

0,15–0,30 m — sol negricios, cu foarte multe pietrișuri rulate diseminat în masă;

0,30 – 3,5 m — pietrișuri și bolovănișuri cu spațiile umplute cu nisipuri grosiere, uneori remarcîndu-se chiar intercalății de nisipuri fine. Pietrișurile și bolovănișurile sunt orientate E–W.

În compoziția petrografică a acestor pietrișuri, predomină elementele de cristalin — epi și mezonionale, reprezentate în ordine prin sisturi cuarțitice clorito-muscovitice, filite și sisturi filito-cuarțitice, amfibolite, piroxenite, micașisturi și paragnaise. Eruptivul vechi este reprezentat prin



granite de tipul Ditrău, sienite cu sau fără nefelin, sienite alcaline cu amfiboli, fără cuarț, sau sienite cu nefelin alterat și substituit cu minerale micațee. Fragmentele de andezite, indiferent că sunt cu piroxeni, sau cu piroxeni și amfiboli, sunt mai rar întâlnite.

Pentru a avea o imagine statistică-mateematică a participării unora dintre rocile sus-amintite, s-a proiectat în diagrama din figura 2 conținuturile procentuale ce revin pentru fiecare tip de rocă în parte, în funcție de forma și gradul de aplativare al pietrișurilor dintr-o probă etalon, folosind

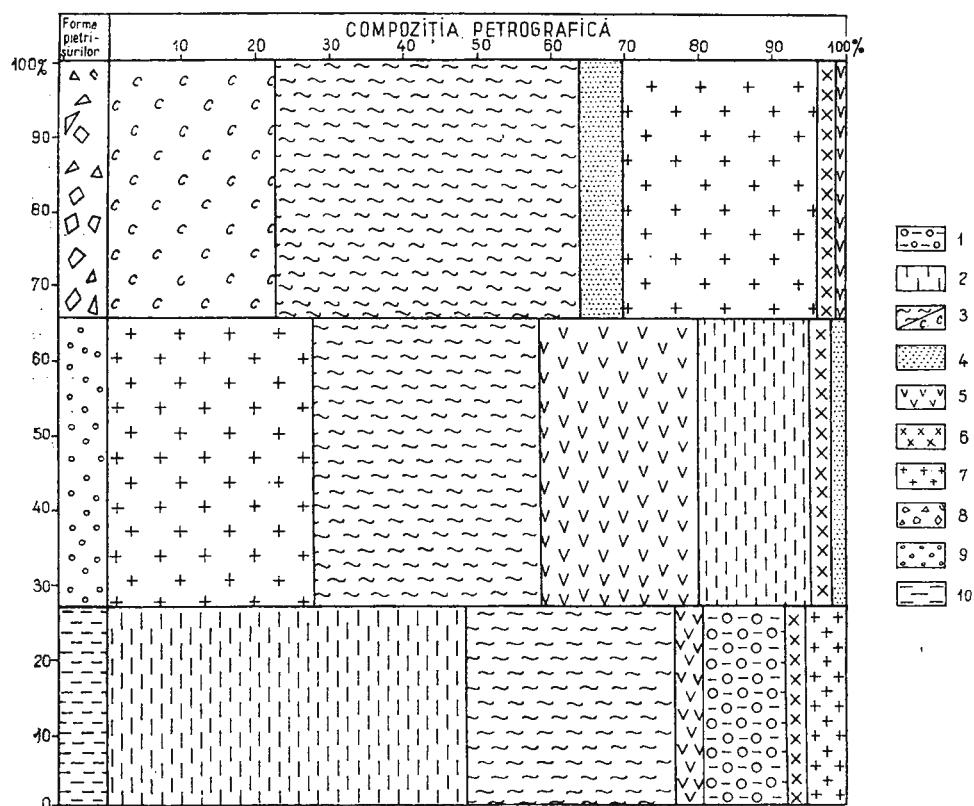


Fig.2. – Diagrama privind forma și compoziția petrografică a pietrișurilor din conul de dejecție al pârâului Belcina.

1. sisturi cuarțitice clorito-muscovitice; 2. filite și sisturi filito-cuarțitice; 3. quartite cu biotit și cuart filonian; 4. micasisturi; 5. paragnaise; 6. andezite; 7. granite. Forma pietrișurilor: 8. anguleux; 9. arrondis; 10. plate.

Diagramme montrant la forme et la composition pétrographique des graviers du cône de déjection du ruisseau Belcina.

1. schistes quartzitiques chorito-muscovitiques ; 2. phyllites et schistes phyllito-quartzzeux ; 3. quartzites à biotite et quartz filonien ; 4. micaschistes ; 5 paragnaise ; 6. andésites ; 7. granites. Forme des graviers : 8. anguleux ; 9. arrondis ; 10. plats.

clasificarea lui Pettijohn. Astfel se remarcă abundența formelor rotunjite cu un ușor excedent asupra celor colțuroase, în raport cu conținuturile mai scăzute a formelor plate.

În cadrul formelor rotunjite și colțuroase se observă dominarea netă a elementelor aparținând șisturilor cristaline (cuarțite cu biotit, paragnaise și micașisturi), față de elementele granitice. Spre deosebire de acestea în grupul formelor plate, predomină fragmentele de șisturi cristaline epizonale (a căror caracteristică de desprindere în conformitate cu planele de sistoziitate a mineralelor este concretizată în apariția formelor plate), fragmentele de eruptiv vechi sau nou având o participare minoră.

Tinând seama de poziția morfologică pe care o ocupă depozitele acestor conuri de dejecție, le-am atribuit intervalului stratigrafic Würm-Holocene (Wr-qh).

Depozitele deluviale cartate la baza taluzurilor diferitelor terase sau pe versanții unor văi, alcătuite dintr-un material argilo-nisipos, uneori cu pietrișuri diseminate în masă, le-am raportat de asemenea intervalului stratigrafic Würm-Holocene (Wr-qh).

Holocenului îi revin aluviunile luncii Mureșului; în zona Remetea, Gălăuțaș și Toplița, forajele au pus în evidență un strat de pietrișuri și bolovanișuri cu intercalări de prafuri sau nisipuri argiloase, totalizând împreună o grosime cuprinsă între 5—9 m și cu o compoziție petrografică asemănătoare teraselor. Conurile de dejecție recente de la gura unor văi au fost încadrate, de asemenea, în Holocene.

### Considerații privind evoluția geologică a regiunii

Tinând seama de faptul că unitățile morfologice actuale — depreziunea Gheorghieni, bazinile Toplița, Joloteca, etc., inițial, făceau parte dintr-o arie depresionară cu mult mai mare, în cele ce urmează, ne vom permite să extindem considerațiile noastre și asupra unităților morfologice și geologice înconjurătoare.

Depresiunile intramontane ale Carpaților Orientali sunt situate pe latura vestică a zonei cristalino-mezozoice și în continuare spre sud pe flîșul cretacic. Cercetările geofizice efectuate de Gavăt et al. (1968)<sup>20</sup>, Airinei et al. (1965), Botezatu et al. (1965) etc., au pus în evidență de-a lungul părții vestice a Carpaților Orientali un sistem de dislocații

<sup>20</sup> I. Gavăt, Şt. Airinei, R. Botezatu, Sc. Stoeneşti. Reconsiderări gravimetrice la studiul structurii geologice adânci a teritoriului României (manuscris). 1968. București.



adânci, de diferite categorii : crustale, regionale și locale. Aceste dislocații sunt vechi, însă prin reactivarea în diferite perioade au avut un rol important în evoluția geologică a regiunii.

O primă reactivare la care ne vom referi, se pare că a avut loc la începutul fazei de orogeneză rodanică, cînd pe una din dislocațiile crustale — respectiv cea care urmărește aliniamentul aparatelor vulcanice — s-a manifestat o activitate vulcanică explozivă neînsemnată. Rezultatul acestei activități ar fi reprezentat prin piroclastitele întinute în partea superioară a sedimentelor corespunzătoare zonelor D și E ale Pannonianului (Peltz, 1970 ; Popescu, 1971)<sup>21</sup>, ultimele care au colmatat lacul depresiunii Transilvaniei.

Prezența unor pietrișuri de cristalin, rulate, în conglomeratele andezitice situate deasupra marnelor ponțiene, citate de Popescu (1971) pe valea Bistra Mureșului, ar constitui o dovedă în sprijinul unei perioade de calm vulcanic, perioadă în care se manifestă o activitate fluvială, responsabilă de transportul pietrișurilor menționate.

O reactivare a sistemului de dislocații a avut loc către sfîrșitul Pliocenului, în timpul fazei orogenetice valahe, cînd majoritatea lanțului carpatic continuă ridicarea, cu excepția unui sector longitudinal, situat la contactul dintre zona cristalino-mezozoică și depresiunea Transilvaniei, care se scufundă ; sectorul scufundat, delimitat de dislocații regionale detectate de geofizicieni, formează o arie depresionară corespunzătoare atât bazinelor intramontane, cît și unei părți apreciabile din zona vulcanică actuală. Acest jgheab sau graben după cum îl mai numesc Arinei et al. (1965), este plasat, aşa după cum am văzut mai înainte, la E pe cristalin, la S pe flișul cretacic, la N și W pe depozite aparținind depresiunii Transilvaniei (oligocene, miocene și pliocene inferioare).

Aria depresionară inițială a fost compartimentată, prin intermediul unor praguri (sau horsturi) ale fundamentului (fie de cristalin, fie de Cretacic, fie chiar de Miocen), delimitate prin falii transversale, într-o salbă de bazine mai mari sau mai mici (Brașov, Ciuc, Gheorghieni, Borsec, etc.), reprezentate parțial în planșa IV, profil I.

Aria depresionară a fost ocupată de un lac, cu adâncimi variabile, colmatat în condiții de subsidență, mai active sau mai puțin active, funcție de bazinul la care ne referim ; grosimea sedimentelor de colmatare indică valori, în jur de 500 m, în depresiunea Brașovului, de peste 800 m în Ciucul inferior-mediu și în bazinul Gheorghieni și sub 400 m în bazinele Toplița, Bilbor, etc.

<sup>21</sup> Op. cit. pct. 16.

O mare parte din materialul cu care s-a colmatat lacul menționat a fost furnizat de activitatea vulcanică explozivă, declanșată odată cu apariția ariei depresionare, care a dat naștere aşa numitului complex vulcanogen sedimentar (Rădulescu, 1962).

În apropierea ramei estice a ariei depresionare colmatate în nordul bazinului Baraolt, complexul vulcanogen-sedimentar trece lateral la depozite terigene, originare din rama cristalino-mezozoică și flișul cretacic. Nu este exclus ca și spre rama vestică a acesteia, a cărei configurație nu o cunoaștem încă, să existe raporturi de îndințare.

Vîrsta pliocen final-pleistocen inferioară acordată depozitelor care au colmatat aria depresionară inițială este atestată de fauna de mamifere cunoscută în bazinul Baraolt. Către sfîrșitul Pleistocenului inferior întreaga arie depresionară a fost complet colmatată, între rama cristalino-mezozoică și depresiunea Transilvaniei realizîndu-se o suprafață inclinată E-W, modelată pentru scurt timp, de aşa numita rețea hidrografică transversală; aceasta a fost dedusă din prezența elementelor rulate de cristalin pe suprafața complexului vulcanogen-sedimentar de la W de compartimentul strato-vulcanic (Rădulescu, Peletz, 1970).

Nu avem argumente plauzibile (terase sau de altă natură), potrivit căror să admitem că valea Belcina ar putea reprezenta obîrșia uneia dintre aceste văi transversale. După părerea noastră, asemenea rețea hidrografică a existat, dar ea a constat dintr-o rețea neorganizată, cu cursuri anastomozate asemănătoare celor existente pe suprafețele unor conuri de dejecție actuale.

Sfîrșitul Pleistocenului inferior, eventual începutul Pleistocenului mediu<sup>22</sup>, marchează declanșarea activității vulcanice efuzive, care, treptat, va edifica compartimentul strato-vulcanic.

„Bariera” ridicată în calea acestei rețele hidrografice transversale neorganizate, determină apariția rețelelor hidrografice actuale ale Mureșului și Oltului, amplasate în zona depresionară, nou apărută, delimitată la E de rama cristalino-mezozoică și la W de catena andezitică masivă, în continuă creștere.

Contra celor afirmate de antecercetători, în fața compartimentului strato-vulcanic nu s-a format nici un lac — aşa numitul lac cuaternar — fiind infirmat de realitatea terenului.

În intervalul stratigrafic cuprins între Pleistocenul mediu și sfîrșitul Pleistocenului superior, eventual, începutul Holocenului, întreaga regiune

<sup>22</sup> În această perioadă cel puțin în partea sudică a ariei depresionare corespunzătoare depresiunii Brașovului are loc o recompartimentare, dedusă din prezența sedimentelor pliocen superioare-pleistocen inferioare la cote superioare depresiunii, de 200—400 m (Timișul de sus, Poiana Brașov, Munții Baraolt).



este afectată de mișcări neotectonice pozitive, favorabile formării sistemelor de terase ale Mureșului și Oltului. Nu excludem posibilitatea că în anumite perioade să fi avut loc și mișcări negative, dar acestea au avut un caracter cu totul local, nestingherind evoluția generală a sistemelor fluviale.

O excepție ar constitui-o situația semnalată în bazinul Baraolt, unde în urma unei afundări (după formarea terasei de 80 m) rîul Olt a fost determinat să-și părăsească vechea albie din bazinul Vlădeni, îndreptându-se spre N, pentru a traversa Persanii prin culoarul de la Racoș (B a n d r a b u r et al., 1971).

La realizarea aspectului morfologic actual al bazinelor intramontane a contribuit — într-o primă fază începutul edificării compartimentului strato-vulcanic, care împreună cu colinele zonei cristalino-mezozoice și ale flișului cretacic, au determinat apariția unei zone depresionare, pe care s-a instalat rețeaua hidrografică actuală; aceasta din urmă, prin acțiunea puternică de eroziune — exercitată, începînd din perioada formării terasei de 120 m și pînă la formarea luncii — a dislocat din partea superioară a formațiunii vulcanogen-sedimentare sau a depozitelor de colmatare un volum imens de depozite, accentuînd și mai mult caracterul depresionar.

Repetatele îngustări ale zonei depresionare post-pleistocen-inferioare (de la Jigodin și Racu pe Olt, N Subcetate, Toplița, etc. — pe Mureș), se suprapun exact peste pragurile fundamentului, constituind aşa zisele „porți” sau „culoare” dintre diferitele bazine actuale. Aceste „porți” sau „culoare” suprapuse pragurilor amintite (în dreptul cărora, de obicei, terasele s-au conservat) nu au constituit niciodată obstacole<sup>23</sup> de netrecut, nici pentru Olt (B a n d r a b u r , 1971) și nici pentru Mureș, dovedindu-se nefondată ipoteza formării acestor văi prin captări succesive, din aval în amonte.

Culoarele încep să devină o realitate odată cu apariția rețelei hidrografice a văilor amintite, respectiv în post-Pleistocen inferior<sup>24</sup>.

Semnalarea unui tuf vulcanic în aluviunile terasei de 20 m (B u 11 a, 1943), în prezent erodat, ar constitui un argument prețios pentru susținerea unei activități vulcanice cel puțin pînă în primul stadial al Würmianului. De altfel o activitate post-vulcanică se manifestă și în prezent prin nume-

<sup>23</sup> În intervalul Pliocen final-Pleistocen inferior, deci în faza lacustră a ariei depresionare inițiale, pragurile despărțitoare dintre diferitele bazine au izolat pe acestea din urmă, legătura dintre ele realizîndu-se de abia către sfîrșitul Pleistocenului inferior (T. B a n d r a b u r , 1971).

<sup>24</sup> T. B a n d r a b u r , V e n e r a C o d a r c e a . Studii geologice asupra Cuaternarului din culoarul Oltului între Bodoc și Tușnad. 1971. Arh. Inst. Geol. București.



roase mofete și izvoare carbogazoase răspândite pe o largă suprafață, constituind aşa numita aureolă mofetică Harghita-Călimani.

### Concluzii

Cercetările efectuate în cursul superior al Mureșului ne-au permis să aducem contribuții privind unele aspecte morfologice, geologice, stratigrafice, tectonice și paleogeografice ale bazinelor intramontane din această regiune.

În legătură cu aspectul morfologic, s-au pus în evidență, în bazinul Gheorghieni, Toplița și culoar, prezența unui sistem de terase alcătuit din opt trepte, a căror altitudine relativă s-a dovedit a fi identică cu cea stabilită pentru terasele din cursul superior al râului Olt.

Absența teraselor pe sectorul median al bazinului Gheorghieni s-a pus pe seama acțiunii de eroziune a rețelei hidrografice afluențe Mureșului, mai mult pe laterală decât în adâncime, în timp ce începînd de la Remetea spre aval, conservarea teraselor s-ar datora acțiunii de eroziune în adâncime a văilor afluențe, de unde și fragmentarea avansată a acestor terase.

Prezența unor trepte morfologice, corespunzătoare ca altitudine celor de 80—100 și 120 m din aval, situate la E de actuala cumpănă de ape dintre bazinul Mureșului și Oltului, ne-a permis să admitem că linia de despărțire inițială, dintre bazinile menționate, se găsea cu 2—3 km mai spre E de cea actuală.

Din punct de vedere geologic se aduc unele date cu privire la litologia sedimentelor de colmatare și a celor de terasă. Se pune în evidență în bazinul Gheorghieni, raportul de îndințare al formațiunii vulcanogen-sedimentare, cu depozitele terigene ale raimei cristaline.

Pe baza analizelor de minerale grele efectuate din fracția grosieră din sedimentele bazinelor Jolotca și Bilbor-Secu se preconizează același raport de îndințare cu produsele piroclastice și nu un raport de superpoziție.

Supunem discuției un punct de vedere deosebit în privința vîrstei și evoluției bazinelor intramontane și a formațiunii vulcanogen-sedimentare din Harghita-Călimani.

Plecînd de la datele cunoscute în bazinul Baraolt, presupunem că și celelalte bazine intramontane din această parte a Carpaților Orientali au apărut, în general, concomitent, ca urmare a reactivării unor dislocații adînci, în timpul uneia și aceleiași faze de orogeneză — faza valahă — al cărei început coincide cu sfîrșitul Pliocenului superior (vîrstă stabilită pe baza mamiferelor fosile). În acest timp, de-a lungul dislocațiilor amintite apare o arie depresionară largă, corespunzătoare ca suprafață atît bazinelor actuale, cît și unei mari suprafete ocupată apoi de formațiunea vulcanogen-



sedimentară; această arie a fost compartimentată printr-o serie de praguri transversale ale fundamentului, compartimente ce se vor colmata în continuare, în condițiile unor medii alternative — subacvatic și subaerian — cu produsele activității vulcanice, predominant explosive (formațiunea vulcanogen-sedimentară), cît și cu sedimente terigene.

La sfîrșitul Pleistocenului inferior, lacul a fost complet colmatat, acum începînd activitatea vulcanică efuzivă, responsabilă de punerea în loc a compartimentului strato-vulcanic; zona depresionară creată, între compartimentul strato-vulcanic (în continuă creștere) și rama cristalină va determina apariția rețelelor hidrografice actuale ale Mureșului și Oltețului, a căror evoluție se desăvîrșește în intervalul stratigrafic cuprins între Pleistocenul mediu și Holocen.

## BIBLIOGRAFIE

- Airinei Şt., Gheorghiu C., Iancu M., Ilie I. (1965) Considerații asupra evoluției geologice și geomorfologice a Depresiunii Ciucului — S.S.N.G. *Comunicări de geologie* III, 19–37, București.
- Pricăjan A. (1971) Corelații între structura geologică adâncă și aureola mofetică din județul Harghita, cu privire la zonele de apariție a apelor minerale carbogazoase. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geol.* II/1972, București.
- Bandrabur T., Roman Ştefana (1969) Contributions concernant la connaissance du Quaternaire de la depression intracarpatische du Ciuc (Roumanie). *VIII-ème INQUA Congrès*, 1969, Paris.
- (1971) Guidebook for Excursion INQUA Prahova Valley-Brașov Basin 9–12 iunie 1971. Third day-and Fourth day.
- Bojoi I., Swizewski C. (1970) Depresiunea Țara Giurgeului — Harta geomorfologică. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza” Iași (seria nouă) Secțiunea II. C. Geografie*, XVI/1970, Iași.
- Botezatu R., Dumitru St., Visarion M. (1965) Caracteristicile reflectării în anemalii gravimetrice a formelor structurale din nord-estul R.S. România. *Bul. I.P.G.G.*, XIII, 35–43, București.
- Bulla Bela (1943) Morphologische Studien im Thal des Oberen Maros und im Gyeorgyo Becken in Transylvanien. *Foldt. Közl.* LXXIII, 10–12, Budapesta.
- Cotet P. (1971) Geomorfologia regiunilor eruptive. Trăsăturile fundamentale ale reliefului Munților Gurghiu-Harghita. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geografie*, VIII/2, București,
- Ciupagea D., Paucă M., Ichim T. (1970) Geologia depresiunii Transilvaniei. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Codarcea Al., Codarcea Marcela, Iancovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Acad. R.P.R. Bul. St. secț. Geologie-Geografie*, 3–4 București.
- Givulescu R., Vasilescu A. (1970) Date noi asupra florei pleistocene de la Dobroșeni (Bazinul Baraolt). *D. S. Inst. Geol.* LVI/3, București.



- Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie von Siebenbürgen — Wien.
- Herbich F. (1872) Die geologische und paläontologische Beschreibung des Széklerlandes. *Jahrbuch der k. ung. geologischen Anstalt — Band V.*
- Ianovici V. (1934) Sur les roches andesitiques de Ditrău. *Ann. Scient. de l'Univ. de Jassy, XX*, Iași.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. VII*, 3—4, București.
- Koch A. (1900) Die tertiären Bildungen des Siebenbürgener. *Jahrbuch der Ung. Geol. Anstalt 1892—94—4*, 1900.
- Mayer R. (1936) Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpaten. *An. Inst. Geol. XVII*, 1932, București.
- Mihai Cr. (1970) Adincimea și relieful fundamentului bazinei Gheorghiene deduse din date electrometrice. *Inst. Geol. Stud. tehn. econ., seria D*, VII, București.
- Mihăilescu V. (1965) Văile carpatic transversale. *Natura 4/1965*, București.
- Niță P. P., Istoceșcu D. (1963) Despre raporturile dintre sedimentarul Bilbor-Secu și eruptivul din vest. *D. S. Com. Geol. XLVIII* (1960—1961), București.
- Orghidan N. (1969) Văile transversale din România. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Peltz S. (1965) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva-Stinceni-Călimănel. *D. S. Com. Geol. LI/1* (1963—1964), București.
- (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a Munților Călimani. *Stud. tehn. econ. seria I*, 4, București.
  - Peltz M a r g a r e t a (1970) Contribuții petrografice și paleovulcanice la cunoașterea părții de sud-est a Munților Gurghiu. *D. S. Inst. Geol. LVI/1* (1968—1969), București.
  - (1971) Contribuții la cunoașterea formațiunii vulcanogen-sedimentare pleistocene din sudul Munților Harghita și nord-estul Bazinului Baraolt. *D. S. Inst. Geol. LVII/5* (1969—1970), București.
- P op E. (1936) Flora plicocenă de la Borsec — Tipografia Națională Cluj.
- Rădulescu D., Vasilescu A I., Peltz S., Peltz M a r g a r e t a (1964) Contribuții la cunoașterea geologică a Munților Gurghiu. *An. Com. Geol. XXXIII*, București.
- (1968) Observații asupra paleogeografiei teritoriului lanțului eruptiv Călimani—Gurghiu—Harghita în cursul Pliocenului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, 13, 1, București.
  - Peltz S. (1970) Observații asupra paleogeografiei teritoriului lanțului eruptiv Călimani—Gurghiu—Harghita în cursul Pliocenului și Cuaternarului II. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geologie*, 15, 1, București.
  - (1973) Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din Munții Călimani, Gurghiu, Harghita. *D. S. Inst. Geol. LIX/4*, București.
- Sawicki L. (1910) Morphologische Fragen in Siebenbürgen Földrajzi KÖZLEMÉNYEK.
- S p ā n o c h e S., S p ā n o c h e E l e o n o r a (1972) Fundamentalul cristalin al bazinelor post-tectonice din văile superioare ale Oltului și Mureșului prospectat cu metoda seismică de refracție. *Inst. Geol. Stud. tehn. econ. seria D*, IX, București.
- T ö v i s s i I. (1966) Contribuții la problema evoluției Oltului superior (în zona cristalino-mezozoică). *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, series Geologia-Geographia*, 2, Cluj.
- Vasilescu A I., Givulescu R. (1967) Contribuții la cunoașterea geologiei bazinului Baraolt. *D. S. Com. Stat. Geol. LIV/3*, București.

- Bandrabur T. (1970) Ivirea de cristalin de la Racu-Ciuc și importanța ei paleogeografică. *D. S. Inst. Geol.* LVI/5 (1963—1969), București.  
 Wachner H. (1926) Județ Ciuc Samt Toplița und der Mureșenge. *Lucrările Institutului de Geografie al Universității din Cluj.* III, Cluj.

## CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES DÉPÔTS PLIOCÈNES - QUATERNAIRES DU COURS SUPÉRIEUR DU MUREŞ

(Résumé)

Les recherches effectuées le long du cours supérieur de la rivière du Mureş ont conduit à quelques contributions d'ordre morphologique, géologique, stratigraphiques, néotectoniques et paléogéographiques concernant les bassins intramontagneux de cette région.

Quant à l'aspect morphologique y sont mis en évidence les faits suivants : conformément aux critéums morphologiques la limite entre les bassins de Gheorghieni et de Toplița a été tracée au sud de Subcetate ; cependant au point de vue géologique celle-ci doit être déplacée vers le N, entre Hodoşa et Sărmaș où affleure le premier seuil de cristallin. Un second seuil de cristallin apparaît au sud du confluent de Toplița et du Mureş qui sépare le bassin de Toplița en deux bassinets dont l'un à l'WNW — le bassinet de Toplița — et l'autre à l'ESE — le bassinet de Gălăuțaș.

Conformément à la plupart des recherches effectuées antérieurement la rivière du Mureş ne présenterait des terrasses (cinq) qu'en aval de Remetea.

Les études effectuées par les auteurs révèlent qu'à peu près tout le long du cours supérieur du Mureş il y a huit terrasses situées soit seulement d'un côté du Mureş soit d'un part et d'autre du Mureş. Leurs altitudes relatives sont : 4—5 m ; 5—10 m ; 15—20 m ; 35—40 m ; 55—60 m ; 70—80 m ; 90—100 m et 110—120 m (voir la carte). Dans le secteur moyen du bassin de Gheorghieni les terrasses n'apparaissent que du côté droit de la rivière (terrasse de 60—120 m), assez sporadiquement, sous forme de replats ; les autres terrasses ont été érodées. Dans cette zone de part et d'autre du Mureş se trouvent deux surfaces inclinées vers la rivière, représentant les crêtes de nombreux cônes de déjection formés par les vallées des affluents du Mureş. Donc l'absence totale des terrasses du côté gauche du Mureş et l'absence des terrasses inférieures du côté droit du Mureş sont mises, par les auteurs, sur le compte de l'érosion exercée par le réseau hydrographique des affluents du Mureş en une plus large mesure en sens latéral qu'en profondeur, alors qu'en aval de Remetea la présence des terrasses devrait être mise sur le compte de l'érosion exercée par les vallées des affluents du Mureş en profondeur, fait qui a conduit toujours à une intense fragmentation de ces terrasses.

La présence de quelques niveaux morphologiques correspondant au point de vue de l'altitude aux terrasses de 80—100 m et de 120 m situées à l'E de l'actuelle ligne de partage des eaux qui sépare le bassin du Mureş de celui de l'Olt, porte les auteurs à conclure que cette ligne de partage se trouvait initialement à 2—3 km vers l'E.

Les terrasses du Mureş sont comparables (nombre et altitudes relatives) aux terrasses du bassin supérieur de l'Olt.

Cette région est constituée par des formations revenant au cristallin, au Trias, au Paléogène, au Miocène, au Pliocène et au Quaternaire.



Le cristallin constitue la zone orientale du bassin. Selon les mesurages géophysiques et les données de forage il s'affaisse, vers l'intérieur du bassin, en grains de 200 à 1500 m.

Le Trias, le Paléogène et le Miocène ne sont rencontrés que dans la partie septentrionale de la région constituant ensemble avec le cristallin le soubassement des dépôts de colmatage des bassins intermontagneux.

Les dépôts de colmatage apparaissent sous deux faciès distincts. L'un à caractère typique lacustre représenté par des argiles et des argiles sableuses à intercalations de lignite dans le bassin de Jolotca. L'autre à caractère mixte lacustre-fluvial à épisodes d'accumulation subaérienne constituant la formation volcanogène-sédimentaire formée d'une alternance d'aggrégats, brèches, graviers, cailloutis (cimentés tous par un sable andésitique), grès et sables à intercalations de tufs, voire même dans quelques niveaux, de coulées de laves andésitiques peu épaisses. Vers la partie orientale du bassin de Gheorghieni la formation volcanogène-sédimentaire passe latéralement à des dépôts terrigènes originaires de la bordure cristalline. Dans les bassins de Gheorghieni et de Toplița cette formation est épaisse de 250 m à plus de 1 000 m.

Au microscope les lames minces effectuées sur des échantillons récoltés de différentes coupes révèlent la prédominance des roches andésitiques et l'examen des sables prélevés de différentes classes granulométriques (0,25–0,06 mm) leur origine toujours andésitique.

La présence de certains minéraux tels : la muscovite, le quartz, l'épidote, la zoïsite, la staurolite, le disthène met en évidence le caractère mixte du matériel qui a participé à la formation de la série volcanogène-sédimentaire.

La présence des tuffites dans quelques coupes (89 Remetea) dénote le passage des pyroclastites aux épiclastites.

L'étude minéralogique des grains effectuée sur des échantillons prélevés de la série volcanogène-sédimentaire montre la prédominance des fragments de pâte andésitique lors de l'analyse totale et la prédominance de l'hypersthène et de la hornblende lors de l'analyse de la fraction lourde.

L'âge des dépôts de colmatage des bassins intermontagneux qui longent le cours supérieur de l'Olt et du Mureș a jadis suscité et suscite encore de nombreuses controverses.

Quelques rapports stratigraphiques entre les dépôts de colmatage et leur soubassement ont constitués jadis un critère suivant lequel les premiers dépôts ont été attribués à un intervalle stratigraphique équivalent du Miocène-Pliocène.

Les données paléontologiques (vertébrés) et paléofloristiques connues des dépôts des bassins de Baraolt et de Borsec et celles palynologiques connues de la dépression de Ciuc, des bassins de Gheorghieni, de Toplița, de Jolotca et de la formation volcanogène-sédimentaire de la bordure occidentale de la chaîne volcanique de Harghita–Călimani ainsi que les facteurs d'ordre tectonique ont permis de paralléliser ces dépôts entre eux et de les attribuer à un intervalle stratigraphique équivalent de celui établi à partir des mammifères dans le bassin de Baraolt, respectivement Pliocène supérieur-Pliostocène inférieur.

Dans le Pléistocène moyen et supérieur on n'a séparé que des dépôts d'origine fluviatile revenant aux terrasses supérieures, moyennes et inférieures du Mureș. Les alluvions des terrasses de 120 m, 100 m, et 80 m ont été éloignés par l'érosion alors que celles des autres terrasses persistent étant constituées d'un horizon de sables, graviers, cailloux épais de 2–5 m ; la nature des éléments de ces alluvions est prépondérante andésitique et de manière subordonnée cristallophyllienne.

On a attribué à l'Holocène les dépôts de la plaine alluviale du Mureș constitués de sables et de graviers, épais de 5–9 m présentant la même composition pétrographique que les terrasses.



Plus loin les auteurs présentent quelques considérations sur l'évolution géologique des dépressions échelonnées le long des cours supérieurs de l'Olt et du Mureş. Ces dépressions intramontagneuses sont situées sur la partie occidentale de la zone cristallino-mésozoïque et plus loin vers le sud sur le flysch crétacé. Les recherches géophysiques effectuées ces derniers années révèlent tout le long de la partie occidentale des Carpates Orientales un système de dislocations profondes. Il s'agit d'ancienne dislocations qui réactivées au cours de différentes périodes de temps ont joué un rôle important durant l'évolution géologique de la région.

À l'avis des auteurs de cet ouvrage, selon toute vraisemblance, une première reprise a eu lieu au début de la phase d'orogenèse rhodanienne lorsque le long d'une de ces dislocations s'est manifestée une activité volcanique explosive insignifiante. Les produits de cette activité seraient les pyroclastites rencontrées dans la partie supérieure des sédiments correspondant aux zones D et E du Pannonien, les dernières ayant contribué au colmatage du lac de la dépression de Transylvanie.

Une seconde reprise a eu lieu vers la fin du Pliocène, au cours de la phase d'orogenèse valaque, lorsque la plus grande partie de la chaîne carpatique continuait à s'exhausser, à l'exception d'un secteur longitudinal situé au contact de la zone cristallino-mésozoïque avec la dépression de Transylvanie en train de s'affaïsser. Le secteur affaïssé limité par des dislocations régionales détectées par des moyens géophysiques constitue une aire dépressionnaire correspondant aux bassins intramontagneux autant qu'à une partie appréciable de l'actuelle zone volcanique. Ce graben est emplacé à l'E sur du cristallin, au S sur du flysch crétacé et à N et à l'W sur des dépôts revenant à la dépression de Transylvanie (Oligocène, Miocène et Pliocène inférieur).

L'aire dépressionnaire initiale a été compartimentée par des horsts du soubassement (cristallin, crétacé, voire même miocène) séparés par des failles transversales en une série de bassins plus ou moins étendus (Braşov, Ciuc, Gheorghieni etc.).

Cette aire dépressionnaire envahie par l'eau a constitué un lac avec des profondeurs variables, colmaté en conditions de subsidence tantôt plus active, tantôt moins active, en fonction du bassin pris en considération. Les dépôts de colmatage sont épais d'environ 500 m dans la dépression de Braşov, de plus de 800 m dans les bassins de Ciuc inférieur et moyen et dans le bassin de Gheorghieni et moins de 400 m dans les bassins de Ciuc supérieur, de Bihor, etc.

Une partie appréciable du matériel qui a colmaté ce lac a été fournie par l'activité volcanique explosive synchrone à l'apparition de l'aire dépressionnaire qui a engendré le soit-disant complexe volcanogène-sédimentaire.

Aux approches de la bordure orientale de l'aire dépressionnaire colmatée, dans le N du bassin de Baraolt et probablement en direction W-E dans la plupart des bassins internes, le complexe volcanogène-sédimentaire passe latéralement à des dépôts terrigènes fournis par la bordure cristalline-mésozoïque, par le flysch crétacé et par la bordure orientale de la dépression de Transylvanie.

L'âge pliocène supérieur-pléistocène inférieur accordé aux dépôts qui ont comblé l'aire dépressionnaire initiale a été attesté par la faune de mammifères connue dans le bassin de Baraolt.

Vers la fin du Pléistocène inférieur l'entièrre aire dépressionnaire a été complètement colmatée ; à cette époque entre la bordure cristalline-mésozoïque et la dépression de Transylvanie se réalise une surface à pendage de l'E à l'W, modelée pour une courte durée de temps par un réseau hydrographique transversal, fait déduit de la présence des éléments roulés de



cristallin sur la surface du complexe volcanogène-sédimentaire située à l'W du compartiment strato-volcanique.

À la fin du Pléistocène inférieur, éventuellement au début du Pléistocène moyen a été déclenchée l'activité volcanique effusive qui progressivement va édifier le compartiment strato-volcanique.

La „barrière” édifiée constitue un obstacle pour le réseau hydrographique transversal conduisant aux réseaux hydrographiques actuels du Mureş et de l'Olt placés dans la dépression nouvellement constituée, limitée à l'E par la bordure cristallino-mésozoïque et à l'W par la chaîne andésitique massive qui gagne sans cesse en épaisseur.

Contrairement aux affirmations des prédecesseurs aucun lac ne s'est formé en face du compartiment strato-volcanique ; le soit-disant lac quaternaire a été infirmé par la réalité en terrain.

Depuis le Pléistocène moyen jusqu'à la fin du Pléistocène supérieur, éventuellement le début de l'Holocène, la région dans son ensemble a été affectée des mouvements néotectoniques positifs favorables à l'édition des systèmes de terrasses du Mureş et de l'Olt. Cependant les auteurs n'excluent pas l'existence des mouvements négatifs, mais ceux-ci n'ont eu qu'un caractère tout à fait local et n'ont pas entravé l'évolution générale des systèmes fluviaires.

À l'actuel aspect morphologique des bassinets intramontagneux ont contribué : le compartiment strato-volcanique qui gagne en épaisseur et les collines de la zone cristallino-mésozoïque et du fluysch crétacé qui ensemble ont conduit à l'apparition d'une dépression où s'est installé l'actuel réseau hydrographique. Celui-ci se mettant à creuser énergiquement — à partir de la période de formation de la terrasse de 120 m jusqu'à la formation de la plaine alluviale — a disloqué de la partie supérieure de la formation volcanogène-sédimentaire ou des dépôts de colmatage un immense volume de dépôts, mettant encore davantage en évidence le caractère de dépression.

Les rétrécissements répétés de la zone dépressionnaire post-pléistocène inférieur (de Jigodin et de Racu, sur l'Olt, et du N de Subcetate — Topliţa, etc. sur le Mureş) se superposent parfaitement aux seuils du soubassement constituant les soit-disant „portes” ou „couloirs” entre les différents bassins actuels. Ces „portes” ou „couloirs” superposés aux seuils mentionnés, au droit desquels ordinairement les terrasses sont conservées, n'ont jamais constitué des obstacles insurmontables ni pour l'Olt ni pour le Mureş ; aussi l'hypothèse de la formation de ces vallées par captage successifs, d'aval en amont, n'est-elle pas fondée.

Ces couloirs deviennent une réalité lors de l'apparition du réseau hydrographique actuel des vallées du Mureş et de l'Olt, respectivement au post-Pléistocène inférieur.

Le caractère morphologique frais du compartiment strato-volcanique ainsi que les manifestations post-volcaniques actuelles représentées par des mofettes et des sources carbo-gazeuses répandues sur une large surface constituant la soit-disant auréole mofettique Harghita-Călimani permettent aux auteurs de supposer que l'activité volcanique effusive a duré jusqu'au Pléistocène supérieur.



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche III

Carte géologique du cours supérieur du Mureş (bassins de Gheorghieni, Topliţa, Jolotca, couloir jusqu'à Stînceni) au 1/75 000<sup>e</sup>.

A) *Stratigraphie*: 1, cristallin; 2, Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur: formation volcanogène-sédimentaire. Pliocène supérieur-Quaternaire : 3, argiles, graviers, déluvions (bassin de Jolotca). Quaternaire non-divisé : 4, dépôts proluviaux-déluviaux, éluviaux, de terrasse (?). Pléistocène non-divisé : 5, andésites. Pléistocène moyen : Riss ; 6, dépôts de la terrasse de 55–60 m ; 7, dépôts de la terrasse de 35–40 m. Pléistocène moyen-Holocène : 8, dépôts proluviaux-déluviaux et de terrasse (?). Pléistocène supérieur : Würm ; 9, dépôts de la terrasse de 15–20 m ; 10, dépôts de la terrasse de 5–10 m ; 11, dépôts de la terrasse de 3–5 m. Pléistocène supérieur-Holocène : 12 a, dépôts proluviaux-déluviaux ; b, dépôts déluviaux de pente ; 13, dépôts proluviaux-déluviaux. Holocène : 14 a, dépôts de plaines alluviales ; b, dépôts déluviaux de pente ; c, travertin. B) *Morphologie* : 15, limite de terrasse à altitude relative de 20 m ; 16, terrasse à même la roche à altitude relative de 80 m ; 17, terrasse à même la roche à altitude relative de 100 m ; 18, terrasse à même la roche à altitude relative de 120 m ; 19, cônes de déjections. C) *Autres signes* : 20, X 89 point d'observation ; 21, sources d'eau douce ; 22 a, sources d'eau minérales ; b, sources d'eaux hypothermales ; c, puits d'eau minérale ; 23, forage ; 24, carrière ; 25, direction des coupes géologiques.

### Planche IV

Coupes géologiques, I — Stînceni-Izvorul Mureşului ; II — Prajd-Gheorghieni ; III — Sarmaş-Dealul Făget ; IV — Dealul Priminiş-est de Topliţa.

1, Holocène ; Alluvions ; 2, 3, 4, 5 ; Würm : Holocène-dépôts de terrasse-proluvions ; 6, 7, Riss : dépôts de terrasse ; 8, Pléistocène moyen Holocène ; dépôts proluviaux-déluviaux, de terrasse (?) et de plaine alluviale ; 9, Pléistocène : andésites ; 10, Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur : a, formation volcanogène-sédimentaire ; b, argiles, graviers ; Sarmatiens ; 12, Tortonien ; 13, Trias ; 14, cristallin ; 15, failles ; 16, graviers ; 17, sables ; 18, argiles ; 19, formation volcanogène-sédimentaire ; 20, andésite ; 21, zone piémontane ; 22, terrasse de 5, 10, 20 m etc. ; 23, plaine alluviale.

### Planche V

Analyse modale de la fraction grossière des dépôts de terrasse et de la série volcanogène-sédimentaire. A, colonne lithologique ; B, analyse globale ; C, analyse de la fraction lourde ; 1, coupe 84-Hodoşa ; 2, coupe 89-Remetea ; 3, coupe 103-nord de Remetea.

Dépôts de terrasse : 1 a, sables et graviers ; 1 b, sables, graviers et cailloux englobés dans une matrice argileuse. Formation volcanogène-sédimentaire ; 2, microconglomérats andésitiques ; 3, aggrégats ; 4, brèche ; 5, graviers et cailloux ; 6, sables et liant andésitique ; 7, tuffites ; 8, tufs ; 9, tufs à rares éléments d'aggrégats ; 10, andésites (laves). Fraction grossière de la série volcanogène-sédimentaire (classes 0,16–0,06 mm) ; 11, fragments de pâte andésitique ; 12, feldspaths ; 13, hornblende ; 14, quartz ; 15, biotite ; 16, muscovite ; 17, augite ; 18, hypersthène ; 19, oxydes ; 20, zoizite ; 21, spinel ; 22, sphène ; 23, grenats ; 24,



épidote ; 25, autres minéraux (actinote, tourmaline, zircon, rutile) ; 26, schistes quartzitiques ; 27, andésites ; 28, amphibolites ; 29, roches éruptives de type Ditrău.

— — — — —

## PLANŞA I

**Fig.1.** — Minerale din fracția grea; clasa 0,16–0,06 mm; a, hornblendă; b, biotit; c, hipersten; d, augit; profil 103, adincime 5 m; nicii paraleli; X 70.

Minéraux de la fraction lourde; classe 0,16–0,06 mm; a, hornblende; b, biotite, c, hypersthène; d, augite; coupe 103, profondeur 5 m; N II; X 70.

**Fig. 2.** — Minerale din fracția grea, din intercalăriile de nisip; clasa 0,25–0,16 mm; a, hornblendă; b, biotit; c, hipersten; profil 84, adincime 7 m; nicii paraleli; X 70.

Minéraux de la fraction lourde, de l'intercalation de sable; classe 0,25–0,16 mm; a, hornblende; b, biotite; c, hyperssthène; coupe 84, profondeur 7 m; N II; X 70.

**Fig. 3.** — Tuf; b, masa vitrolito cristaloclastica; b, hornblendă; c, biotit; d, feldspați; profil 84, adincime 6 m; nicii paraleli; X 10.

Tuf; a, masse vitrolithocristalloclastique; b, hornblende; c, biotite; d, feldspaths; coupe 84, profondeur 6 m; N II; X 10.

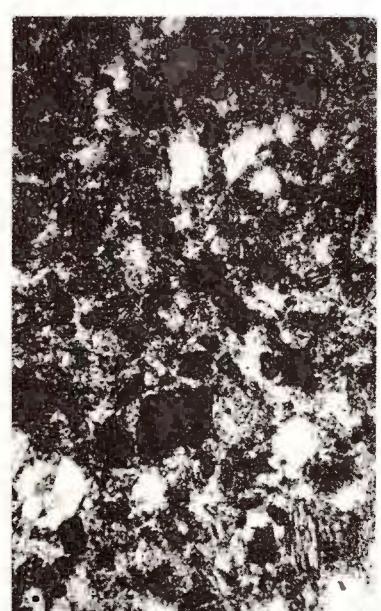
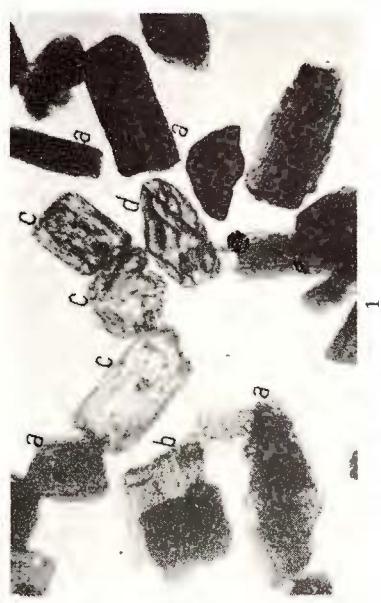
**Fig. 4.** — Tufit; a, masă fundamentală argiloasă (parțial devitrificată); b, biotit; c, hornblendă; d, minerale opacitizate; profil 89, adincime 3,5 m; nicii încrucișați; X 160.

Tuffit; a, masse fondamentale argileuse (partiellement dévitrifiées); b, biotite; c, hornblende; d, minéraux opacitisés; coupe 89, profondeur 3,5 m; N +; X 160,



T. BANDRABUR, VENERA CODARCEA. Depozite plio-cuaternare—cursul superior al Mureșului.

Pl. I.



Studii tehnice și economice, seria H nr. 5.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — Fragmente de lavă andezitică cu textură fluidală; a, pasta microgranulară; b, fenocristale de feldspați; c, prisme de hipersten; profil 84, adincime 13 m; nicoli încrucișăți: X 70.

Fragments de lave andésitique à texture fluidale; a, pâte microgranulaire; b, phénocristaux de feldspaths; c, prismes de hypersthène; coupe 84, profondeur 13 m; N +; X 70.

Fig. 2. — Hipersten, clasa 0,25—0,16 mm; profil 84, adincime 7 m; nicoli paraleli; X 70.  
Hyperssthène, classe 0,25—0,16 mm; coupe 84, profondeur 7 m; N II; X 70.

Fig. 3. — Fragmente de pastă andezitică cu augit (a) din fracția grosieră a depozitelor vulcano-sedimentare; clasa 0,25—0,16 m; profil 89; nicoli paraleli; X 70.  
Fragments de pâte andésitique à augite (a) de la fraction grossière des dépôts sédimentaire; classe 0,25—0,16 mm; coupe 89; N II; X 70.

Fig. 4. — Feldspat zonat din fracția grosieră a depozitelor vulcano-sedimentare; clasa 0,25—0,16 mm; adincime 5 m; nicoli încrucișăți; X 70.  
Feldspath zoné de la fraction grossière des dépôts volcano-sédimentaire; classe 0,25—0,16mm; profondeur 5m; N+; X 70.

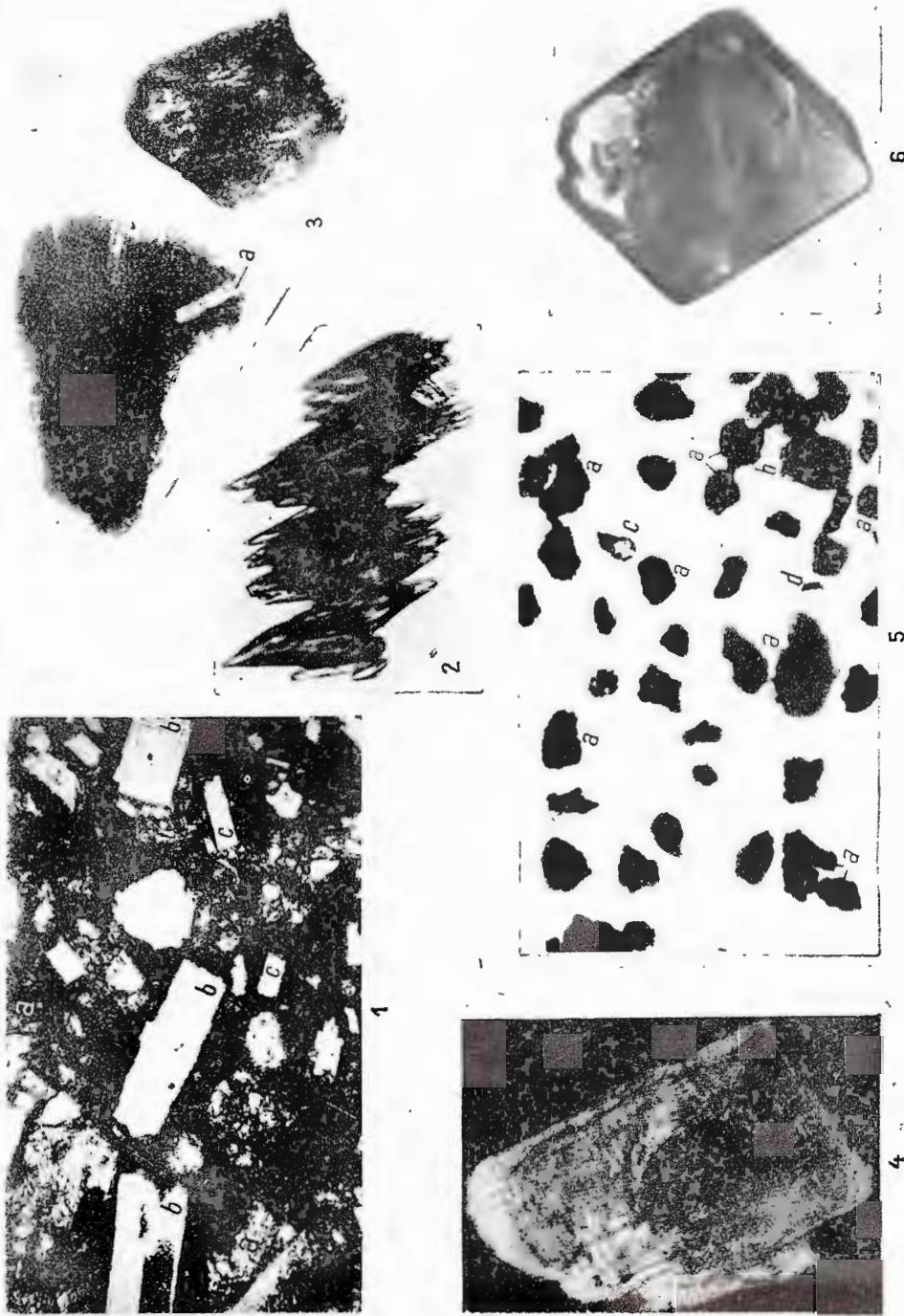
Fig. 5. — Fragmente de pastă andezitică allophanizate (a) din fracția grosieră a liantului andezitic; b, hornblendă; c, feldspat; d, quarț; e, epidot; clasa 0,16—0,06 m; profil 89, adincime 11 m; nicoli paraleli; X 10.  
Fragments de pâte andésitique allophanisée (1) de la fraction grosse du liant andésitique; b, hornblende; c, feldspath; d, quartz; e, épidoïte; classe 0,16—0,06 mm; coupe 89, profondeur 11 m; N II; X 10.

Fig. 6. — Pleonast (spinel) tufite; clasa 0,16—0,06 mm; profil 89, adincime 3,5 m; nicoli paraleli; X 160.  
Pléonast (spinel) tuffite; classe 0,16—0,06 mm; coupe 89, profondeur 3,5 m; N II; X 160.



T. BANDRABUR, VENERA CODARCEA. Depozite plio-cuaternare—cursul superior al Mureșului.

Pl. II.



Studii tehnice și economice, seria H nr. 5.



Institutul Geologic al României

# T. BANDRABUR HARTA GEOLOGICĂ A CURSULUI SUPERIOR AL MUREȘULUI

(BAZINELE: GHEORGHIENI, TOPLIȚA, JOLOTCA, CULOAR PÂNĂ LA STÎNCENI)

0 1500 3000 m

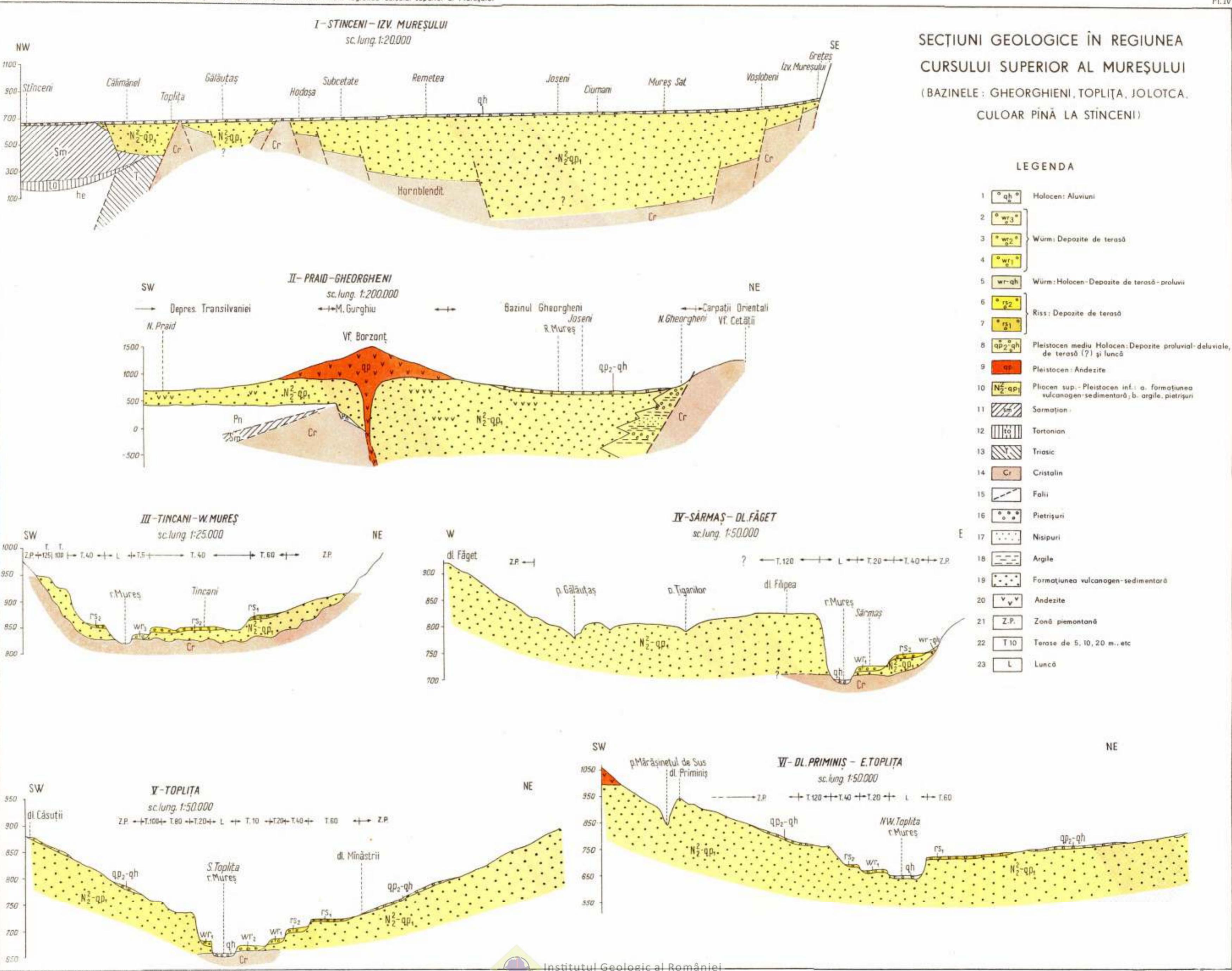
**LEGENDA****A. STRATIGRAFIE**

1	Craie
2	N <sub>2</sub> -sp <sub>1</sub> Formațiuni vulcanogen - sedimentare
3	N <sub>2</sub> -G Argile, pietrișuri, dolomi (Bazin Zalău)
4	Q Dezoomi profunzi deluviale, eluviale, de terasă(?)
5	sp <sub>1</sub> Areade
6	H <sub>1</sub> Depozitele teresă de 35-80 m.
7	H <sub>2</sub> Depozitele teresă de 35-40 m.
8	sp <sub>2</sub> -sh Depozite profunzi-deluviale și de terasă(?)
9	H <sub>3</sub> Depozitele teresă de 15-30 m.
10	H <sub>4</sub> Depozitele teresă de 3-10 m.
11	H <sub>5</sub> Depozitele teresă de 3-5 m.
12	sh <sub>1</sub> a. Depozite profunzi-deluviale, b. depozite deluviale de pești
13	sh <sub>2</sub> Depozite profunzi-deluviale
14	sh <sub>3</sub> a. Depozite leyorice, b. depozite deluviale de 20-30 m., c. formări

**B. MORFOLOGIE**

- 15 Liniile de terasă cu altitudine relativă de 20 m.
- 16 Terasă în râu cu altitudine relativă de 60 m.
- 17 Terasă în râu cu altitudine relativă de 100 m.
- 18 Terasă în râu cu altitudine relativă de 120 m.
- 19 Comor de depeste
- 20 Punct de observație
- 21 Ierarhie deluji
- 22 a. Ierarhie cu ape minerale  
b. Ierarhie cu ape leporinice  
c. Puf cu apă minerală
- 23 Forja
- 24 Concre
- 25 Directie sectiunilor geologice

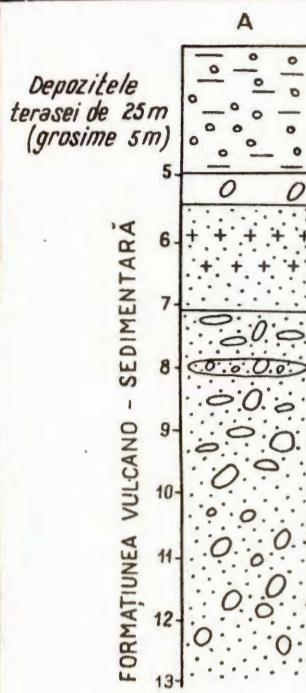
**C. ALTE SEMNE**



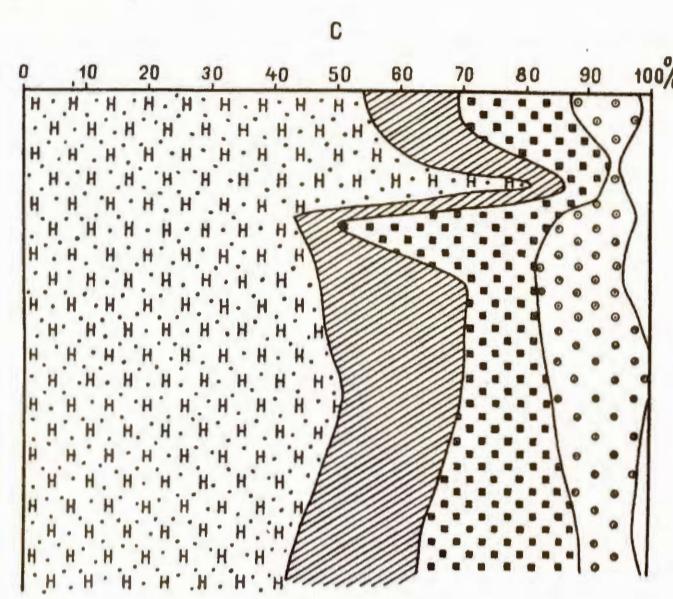
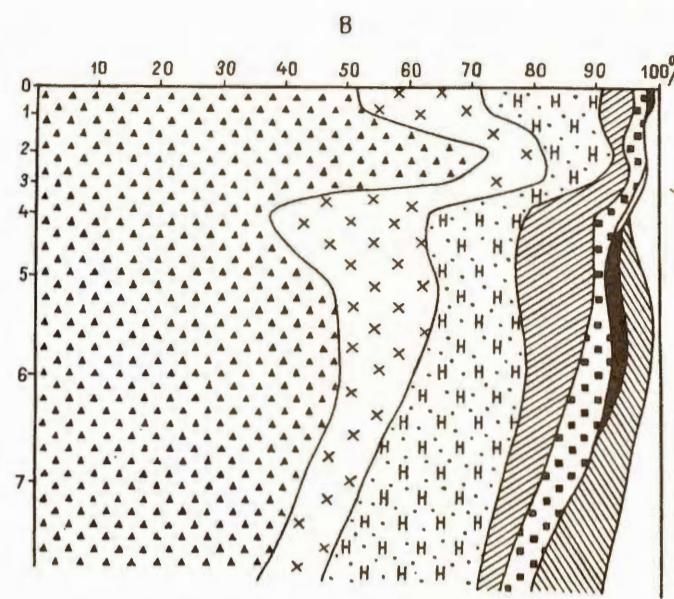
# ANALIZA MODALĂ A FRACȚIEI GROSIERE DIN DEPOZITELE DE TERASĂ ȘI FORMAȚIUNII VULCANO - SEDIMENTARE

T. BANDRABUR, VENERA CODARCEA. Contribuții la cunoașterea depozitelor plo - cuaternare din regiunea cursului superior al Mureșului.

PI. V



1. PROFIL Nr. 84 - HODOȘA



## LEGENDA

### DEPOZITE DE TERASĂ

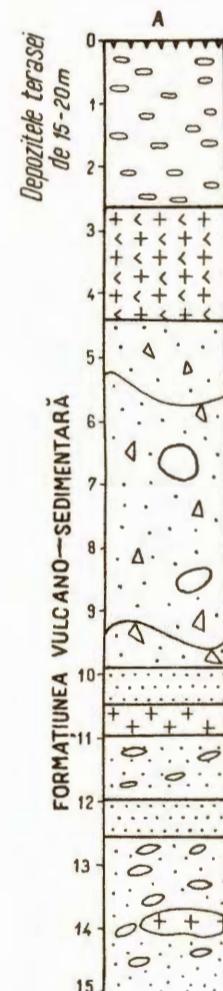
- 1 a. Nisipuri și pietrișuri  
b. Nisipuri, pietrișuri și bolovanișuri cu matrice argiloasă

### FORMAȚIUNEA VULCANO-SEDIMENTARĂ

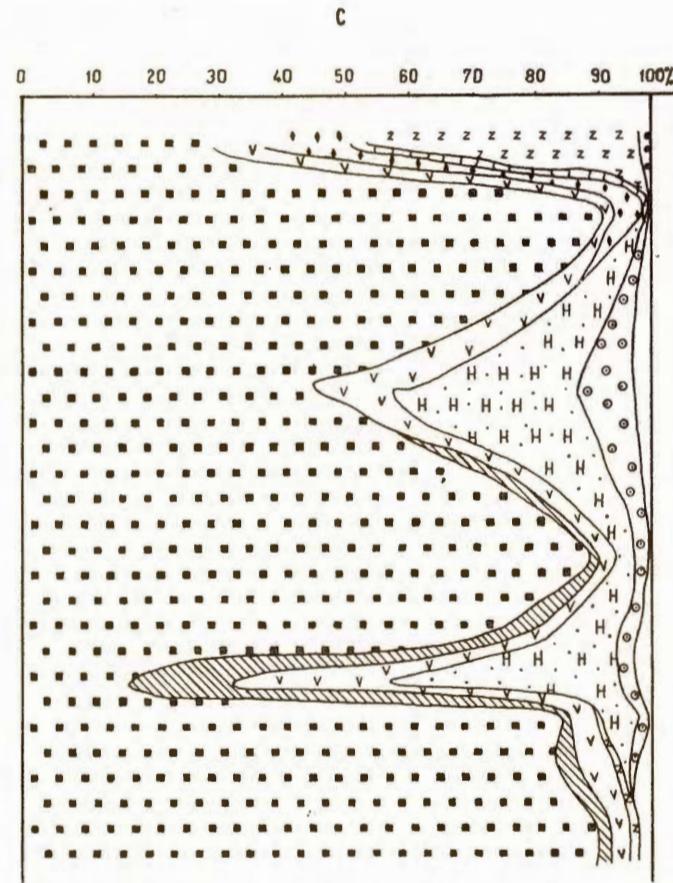
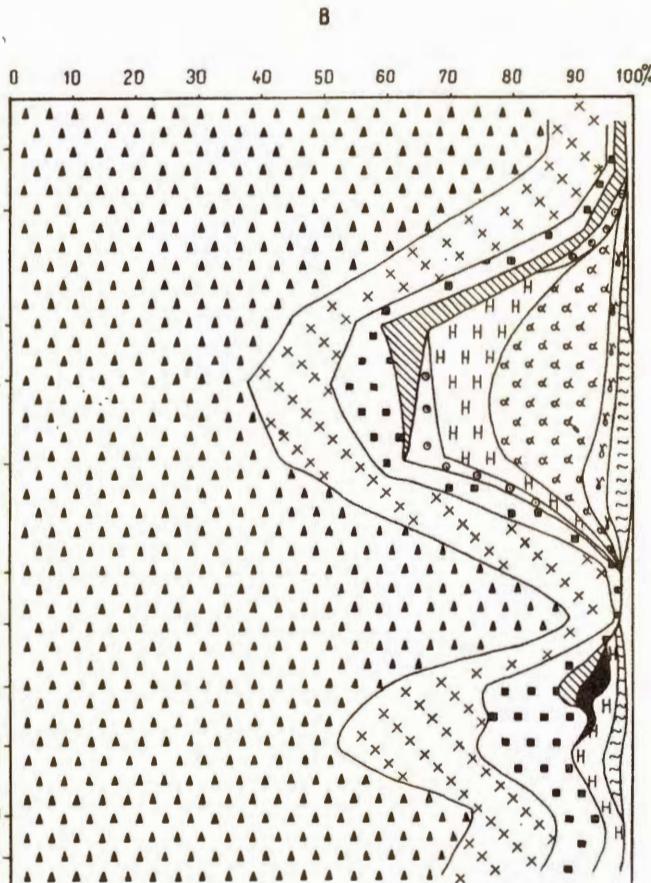
- 2 Microaglomerate andezitice  
3 Aglomerate  
4 Brecie  
5 Pietrișuri și bolovanișuri  
6 Nisip și liant andezitic  
7 Tufite  
8 Tufuri  
9 Tufuri cu rare elemente aglomerative  
10 Andezite (lave)

### FRACTION GROSIERĂ DIN SERIA VULCANO-SEDIMENTARĂ (CLASA 0,25 - 0,06 mm.)

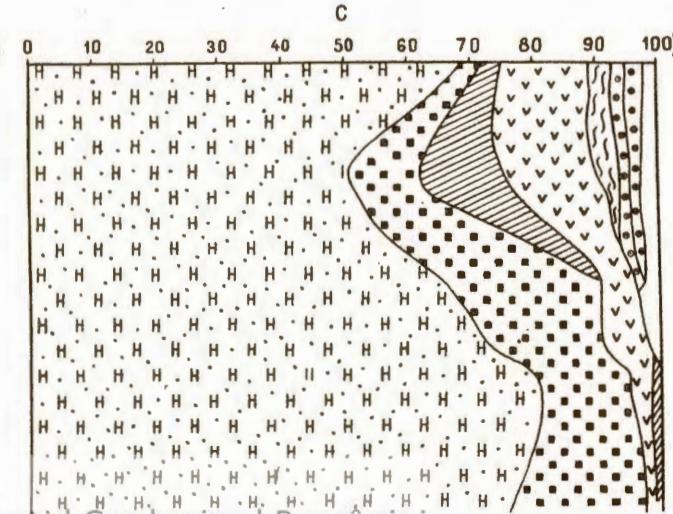
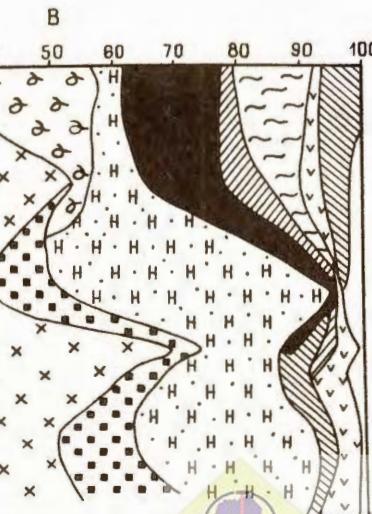
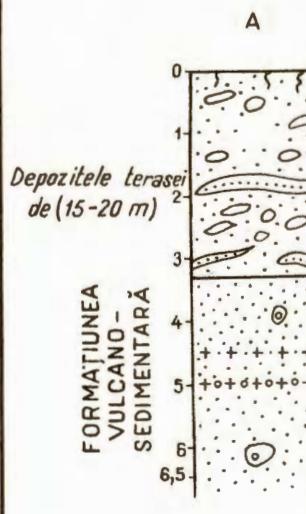
- 11 Fragmente de pastă andezitică  
12 Feldspat  
13 Hornblendă  
14 Cuarț  
15 Biotit  
16 Muscovit  
17 Augit  
18 Hipersten  
19 Oxizi  
20 Zoizit  
21 Spineli  
22 Sfen  
23 Granăți  
24 Epidot  
25 Alte minerale (actinot, turmalină, zircon, rutil)  
26 Șisturi cuarțitice  
27 Andezite  
28 Amfibolite  
29 Rocii eruptive tip Ditrâu



2. PROFIL Nr. 89 - REMETEA



- A. COLOANA LITOLOGICĂ  
B. ANALIZĂ GLOBALĂ  
C. ANALIZA FRACȚIEI GRELE



# GRANULOMETRIA SEDIMENTELOR RECENTE ALE DUNĂRII DE JOS (COMUNICARE PRELIMINARĂ)<sup>1</sup>

DE

DAN C. JIPA<sup>2</sup>

## Résumé

Sur la granulométrie des sédiments récents du Danube inférieur. L'analyse granulométrique met en évidence l'existence des trois zones correspondant aux milieux hydrodynamiques du Danube inférieur. Le rapport entre les particules sédimentaires transportées par traction sur le fond et les particules en suspension est différent pour les trois zones.

La variation du paramètre C au long du Danube inférieur paraît indiquer le transport des galets sur quelques centaines des kilomètres.

Les rivières Timoc, Lom et probablement Prut sont compétentes de transporter des galets dans le Danube. Les autres affluents importants du Danube inférieur sont capables de livrer aux alluvions fluviales seulement des particules sableuses, silittiques et argileuses.

---

În cursul anului 1971 au fost recoltate cca 300 probe din sedimentele Dunării, de la vârsare pînă la confluența cu valea Nerei. Probarea a fost efectuată la bordul vasului „Stuful” de o echipă de sedimentologi ai Institutului Geologic și biologi de la Muzeul Antipa.

Din totalul probelor au fost selecționate 46 de probe, colectate mai ales din canalul navigabil și de la confluențele cu rîurile principale (fig. 1).

Probele obținute provin din partea superficială a depozitelor de fund ale Dunării, fiind colectate prin ciupire cu bondengreifer tip Petterson, sau prin dragare cu dragă conică de tip Berthois și dragă cilindrică cu fund perforat.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 5 mai 1972.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.



Analiza granulometrică a fost executată prin sitare pentru fracțiunile nisip și pietriș, și prin sedimentare pentru partea mai fin granulară (silt și argilă).

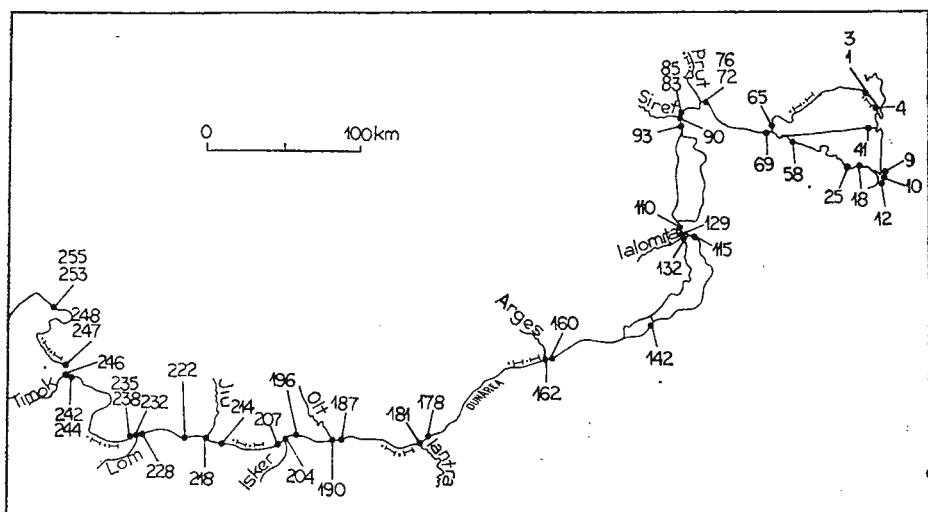


Fig. 1. — Schița Dunării de Jos cu amplasarea punctelor de recoltare a probelor.  
Location of the grain size sampling points on the Lower Danube River.

A fost utilizat un set de 21 de site cu dimensiunile ochiurilor între 0,062 și 32,0 mm. Pentru intervalul 0,062–2,5 mm distanța între dimensiunile ochiurilor reprezintă  $1/3 \varnothing$ . În vederea analizării fracțiunii pietrișoase am construit prin mijloace proprii site cu ochiuri pătratice de 8 mm, 16 mm și 32 mm.

Sitarea a fost realizată cu un vibrator electric tip Thyr-1, căruia i-am adus ușoare modificări pentru utilizarea concomitentă a întregului set de 21 de site.

Proba, reprezentând 70 gr pînă la 130 gr, a fost sitată timp de 45 pînă la 60 minute.

Fracțiunile de la 62 microni pînă la 1 micron au fost analizate folosind procedeul pipetării. Au fost colectate între 6 și 12 probe pe analiză, reprezentînd intervale de  $1 \varnothing$  și respectiv  $1/2 \varnothing$ .

Pentru înlăturarea sau reducerea cantitativă a substanțelor organice probele au fost tratate cu perhidrol. Ca dispersant a fost utilizat hidroxidul de amoniu (1 ml la 1 litru de apă distilată).



Fracțiunile granulometrice sunt definite conform scării lui Wentworth (1922). Astfel limita pietriș-nisip este la 2mm, nisip-silt la 62,5 microni, iar limita silt-argilă la 4 microni.

### I. Prezentarea datelor

În lucrarea de față ne ocupăm numai de depozitele Dunării de jos, adică aval de Porțile de Fier. În unele cazuri, pentru completarea imaginii sunt prezentate și date privind aluviuni probate în zona confluenței cu Nera (km 1026—1075). Caracterele depozitelor din lacul de acumulare de la Porțile de Fier nu sunt discutate în această lucrare.

A) *Variatia conținutului de argilă.* În cadrul aluviunilor analizate fracțiunea argiloasă reprezintă 0,07% pînă la 5,6% (fig. 2).

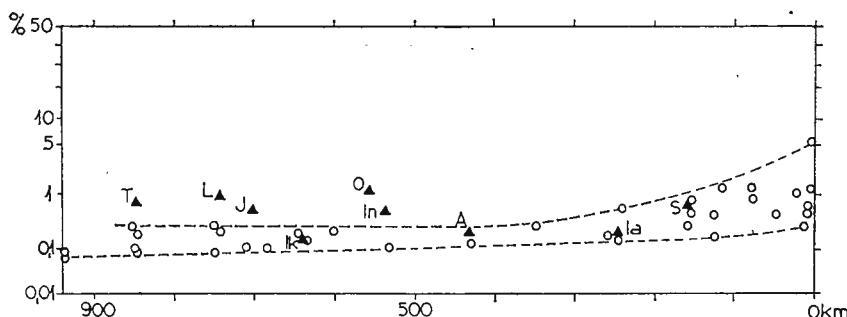


Fig. 2. — Variația cantitativă a fracțiunii argiloase în sedimentele actuale ale Dunării de Jos. cercuri = aluviuni fluviale; triunghiuri = aluviuni ale afluentilor la confluența cu Dunărea; T = Timocul; L = Lomul; J = Jiu; Ia = Iskerul; A = Argeșul; Ia = Ialomița; S = Siretul.

Variation of the clay size fraction quantity in the recent sediments of the Lower Danube River. circles = fluvial alluvia; triangles = alluvia of the tributary streams at their river mouth; T = Timoc River; L = Lom River; J = Jiu River; Ia = Isker River; A = Arges River; Ia = Ialomița River; S = Siret River.

Cantitatea de argilă este practic constantă (între 0,07 % și 0,3 %) în probele recoltate între Porțile de Fier și confluența cu Ialomița. Valorile cele mai ridicate apar în zona Deltei, reprezentînd 0,3 % pînă la 1,2 % fracțiune argiloasă. Conținutul maxim este reprezentat de o valoare singulară (5,6%) dată de o probă care nu a fost recoltată din canalul navigabil, ci din delta secundară a Chiliei (Musura, km 4).

B) *Variatia conținutului de silt.* Este similară cu cea a fracțiunii argiloase, dar intervalul de variație este mult mai larg.



În zona dintre Porțile de Fier și confluența cu Ialomița, cantitatea de silt în sedimentele superficiale ale Dunării variază în intervalul 0,05 % – 1,0 % (fig. 3). Aval de confluență cu Siretul conținutul de silt reprezintă de la 0,8 % pînă la 10,1 %. Valoarea maximă de 34,2 % (în proba de pe Musura, km 4) este mult în afara domeniului general de variație.

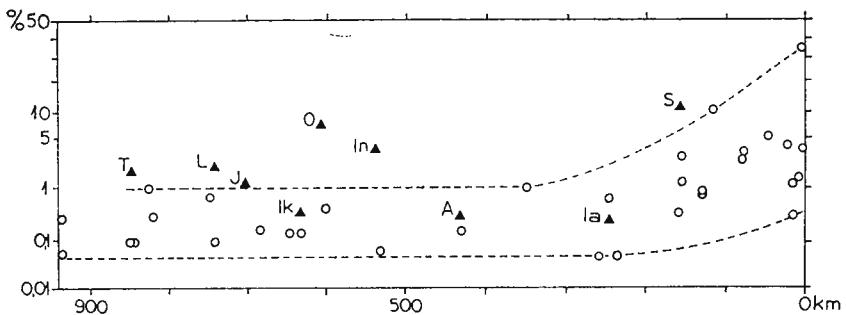


Fig. 3. — Variația cantitativă a fracțiunii silitice în sedimentele actuale ale Dunării de Jos.  
(Explicația simbolurilor ca în figura 2).

Variation of the silt fraction quantity in the recent sediments of the Lower Danube River.  
(Symbols explanation as in figure 2).

C) *Variația conținutului de nisip.* Fracțiunea arenitică reprezintă 15,4 % pînă la 98 % din constituția aluvialilor dunărene.

Curba valorilor maxime indică o ușoară variație cu foarte slabă tendință de scădere spre aval (fig. 4). Valorile minime cresc de la 15 % la Por-

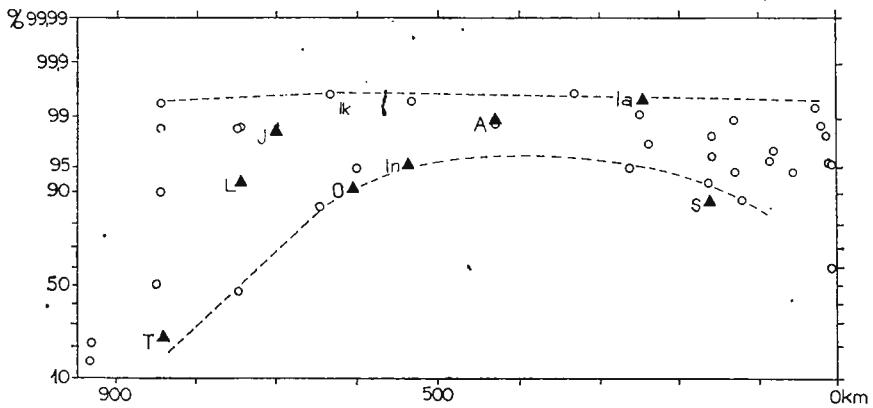


Fig. 4. — Variația cantitativă a fracțiunii nisipoase în sedimentele actuale ale Dunării de Jos.  
(Explicația simbolurilor ca în figura 2).

Variation of the sand fraction quantity in the recent sediments of the Lower Danube River.  
(See figure 2 for the symbols explanation).

țile de Fier pînă la 90% în apropierea confluenței cu valea Oltului. Aval de gura Ialomiței valorile conținutului minim de nisip scad de la cca 96% la mai puțin de 90%, tînzînd spre 60% (Musura, km 4).

D) *Conținutul de pietriș*, reprezentă de la zero pînă la 84,5% din constituția aluviunilor Dunării de Jos. Această variație este inegală de-a

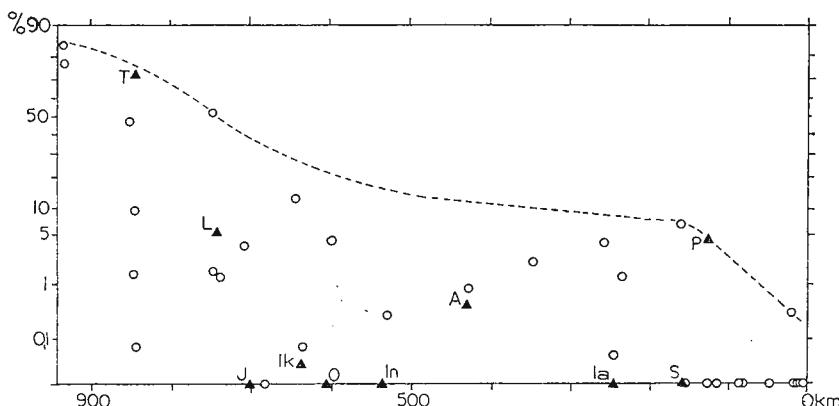


Fig. 5. — Variația cantitativă a fracțiunii pietrișoase în sedimentele actuale ale Dunării de Jos. P = Prutul. (Explicația simbolurilor ca în figura 2).

Variation of the gravel fraction in the recent sediments of the Lower Danube River. P = Prut River. (See figure 2 for the explanation of the other symbols).

lungul Dunării. De la Porțile de Fier pînă la confluența cu Jiul cantitatea maximă de pietriș prezintă o scădere importantă, de la 84,5% pînă la aproximativ 30% (fig. 5). Între confluența cu Jiul și zona frontală a Deltei valorile maxime ale conținutului de pietriș marchează o scădere relativ redusă considerînd lungimea intervalului de variație (700 km).

E) *Valorile dimensiunii medii* ale particulelor ce constituie aluviunile Dunării de Jos, sunt exprimate de diametrul median (Md). Valorile acestui parametru se extind pe un domeniu larg de la 0,06 mm pînă la 10,0 mm. Dar în 90% din cazuri medianele probelor analizate reprezintă valori concentrate în intervalul 0,5—0,125 mm.

Diametrul median al aluviunilor Dunării de Jos scade ușor spre aval (fig. 6). Variația este mai importantă în partea din amont, datorită prezenței materialului ruditic.

F) Dimensiunea maximă a particulelor neputind fi determinată în mod direct este aproximată cu ajutorul parametrului C (Passeg, 1957); adică valoarea corespunzătoare la 1% pe curba cumulativă a distribuției granulometrice (cumularea fiind făcută de la fin spre grosier).

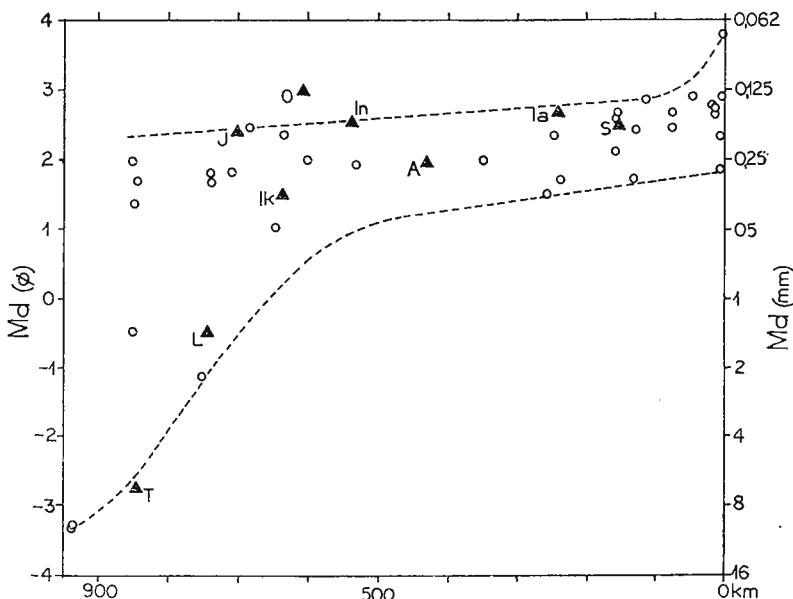


Fig. 6. — Variația valorilor diametrului median (Md) al detritusului din sedimentele actuale ale Dunării de Jos. (Explicația simbolurilor ca în figura 2).

Variation of the median diameter (Md) in the recent sediments of the Lower Danube River.  
(See figure 2 for the symbols explanation).

Parametrul C prezintă valori între 0,125 mm și 128 mm. Domeniul de variație se restrâne spre aval, tinzând spre limita sa inferioară (fig. 7).

G) Uniformitatea granulației este exprimată, în cazul nostru, prin deviația standard grafică inclusivă (Folk, 1968). Valorile acestui parametru sunt practic concentrate în intervalul de la zero la  $2\sigma$ . Din figura 8, rezultă că deviația standard a sedimentelor Dunării de Jos倾tă să varieze în mod sistematic de la amont spre aval, valorile minime concentrîndu-se în zona mediană.

Utilizînd termenii lui Folk (1961) se poate afirma că cca 80% din aluviuurile dunărene analizate sunt foarte bine, bine și mai ales moderat sortate. Valorile care indică sortare slabă sunt relativ rare, iar sortare foarte slabă a fost obținută într-un singur caz.

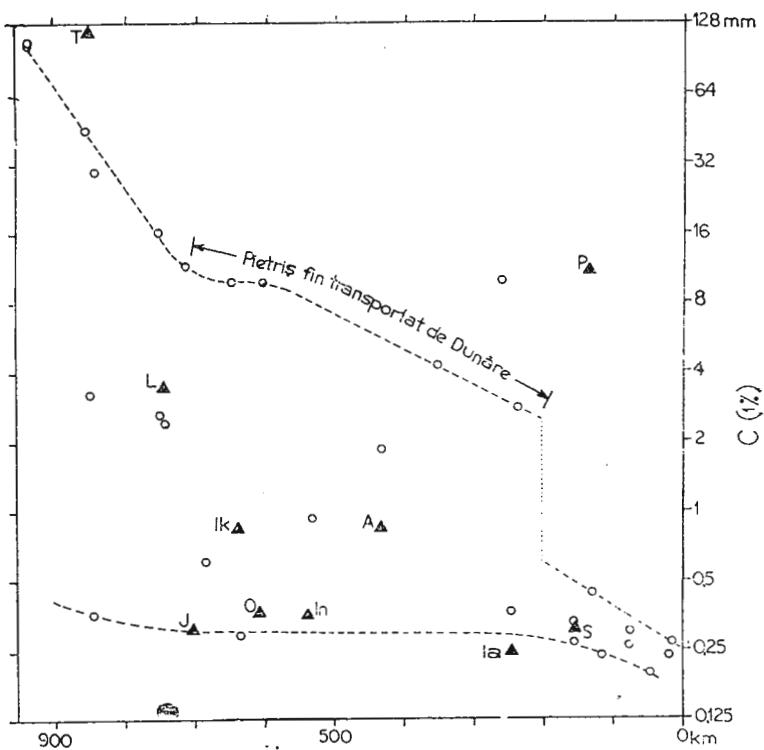


Fig. 7. — Variația parametrului C în sedimentele actuale ale Dunării de Jos.

C = dimensiunea corespunzătoare la 1% de pe curba granulometrică cumulativă (cumularea făcându-se de la grosier spre fin).

Variation of the C parameter in the recent sediments of the Lower Danube River.

C = grain size corresponding at the coarsest 1% on the cumulative curve.

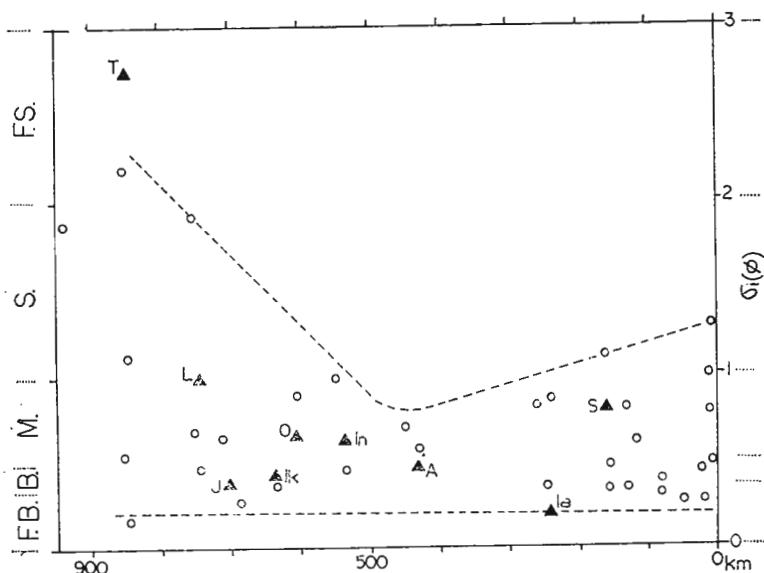


Fig. 8. — Variația valorilor deviației standard grafice inclusive ( $\sigma_i$ ) a sedimentelor actuale ale Dunării de Jos. (Explicația simbolurilor ca în figura 2).

F.B. = sortare foarte bună; B = sortare bună; M = sortare medie; S = sortare slabă; F.S. = sortare foarte slabă. Variation of the inclusive graphic standard deviation ( $\sigma_i$ ) in the recent sediments of the Lower Danube River.

F.B. = very well sorted; B = well sorted; M = moderately sorted; S = poorly sorted. F.S. = very poorly sorted.



## II. Interpretarea datelor

### A) Modul de transport al particulelor

1. *Diagrama C/Md.* Passega (1957) a introdus în literatura geologică diagrama C/Md în care :

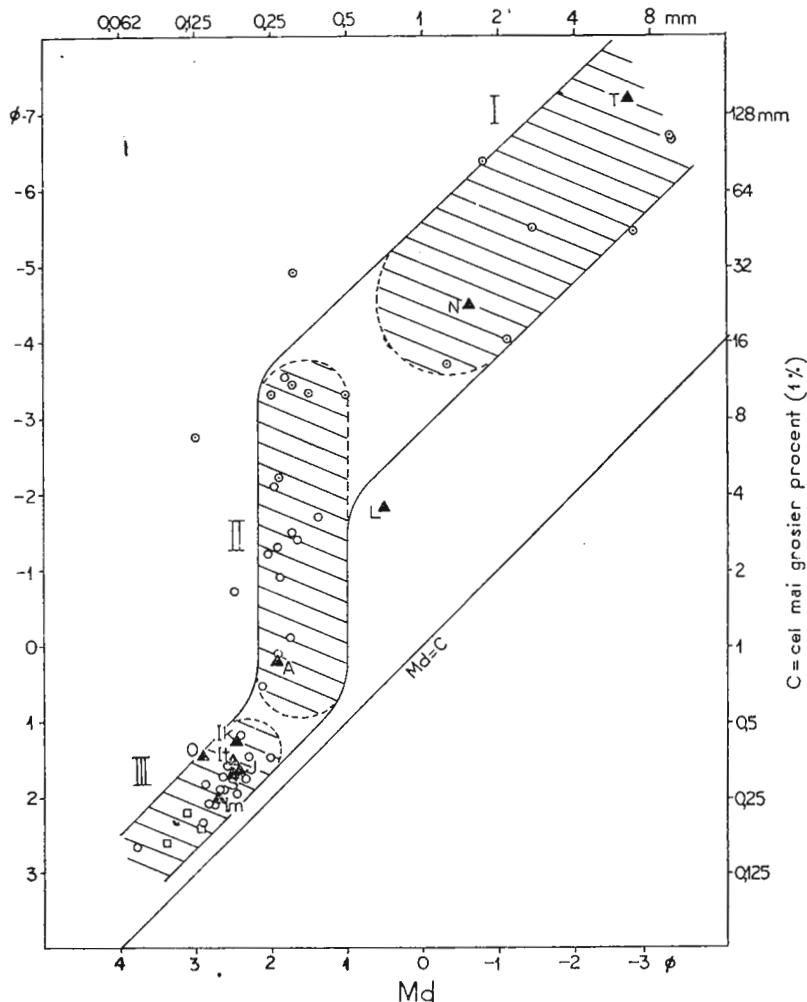


Fig. 9. — Diagrama tip Passega (C/Md).

$C$  = dimensiunea corespunzătoare la 1% de pe curba granulometrică cumulativă;  $Md$  = diametru median; I, II, III = zone de concentrare a proiecțiilor; Im = Ialomita; S = Siretul; J = Jiul; It = Iantra; Ik = Iskerul; A = Argesul; L = Lomul; N = Nera; T = Timocul.

Passega type (C/Md) diagram.

$C$  = grain size corresponding at the coarsest 1% on the cumulative curve;  $Md$  = median diameter; Im = Ialomita River; S = Siret River; J = Jiul River; It = Iantra River; Ik = Isker River; A = Arges River; L = Lom River; N = Nera River; T = Timoc River.

- C (dimensiunea corespunzătoare celui mai grosier procent) este considerat ca indicele competenței agentului de transport;
- Md (mediana) apare ca un caracter statistic al întregii game de dimensiuni ale particulelor transportate de agenții respectivi.

Utilizând această diagramă pentru aluviunile Dunării de Jos punctele rezultate s-au grupat în trei zone notate cu I, II și III (fig. 9).

*2. Tipul curbelor granulometrice.* Utilizând un grafic de posibilitate pentru trasarea curbelor cumulative, o astfel de curbă poate fi redusă la mai multe segmente de dreaptă care se intersectează. Aceasta denotă caracterul complex al respectivei distribuții granulometrice, evidențiind în constituția sa atîtea populații cîte segmente apar pe grafic.

De cele mai multe ori o curbă acumulativă este constituită din trei segmente. Cele trei populații au fost notate și interpretate de Moss (1963) și Visher (1969) în felul următor (fig. 10) :

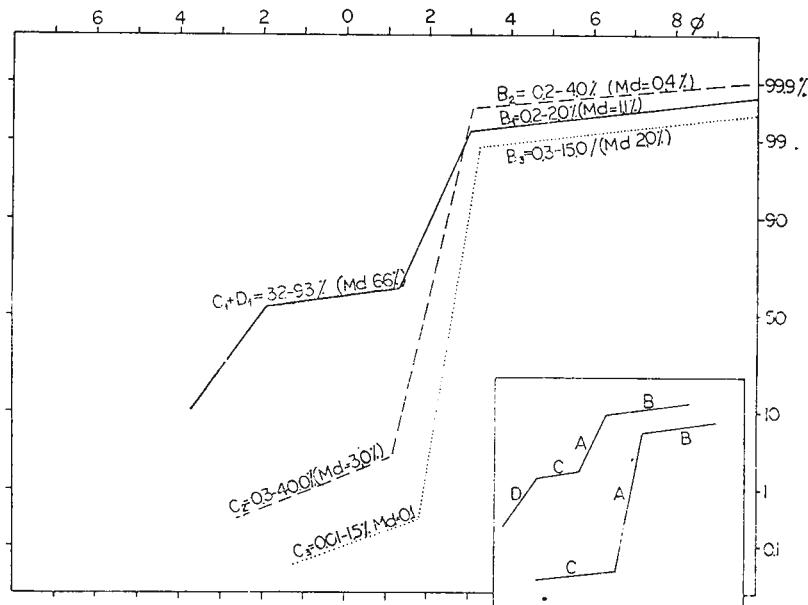


Fig. 10. — Populații existente în cadrul distribuțiilor granulometrice ale sedimentelor actuale ale Dunării de Jos.

Populations taking part in the grain size distribution of the Lower Danube recent sediments.

*A* = populația transportată prin saltație

*B* = populația transportată în suspensie

*C* = populația transportată prin tracțiune de-a lungul fundului.

Să examinăm curbele granulometrice cumulative ale aluviunilor Dunării de Jos, după modul de grupare a probelor în diagrama C/Md.

Zona I. Aluviunile dunărene grupate în această zonă se disting în primul rînd prin existența a patru populații. Cea de a patra am denumit-o populația *D*. Întrucît corespunde părții mai grosiere a fracțiunii pietrișoase, considerăm că populația *D* ar putea reprezenta materialul transportat prin tracțiune de-a lungul fundului (ca și populația *C*), dar numai în momentele de energie maximă a agentului de transport.

Al doilea caracter distinctiv al distribuțiilor granulometrice din zona I este faptul că populația transportată prin tracțiune (*C + D*) constituie cea mai mare parte a distribuțiilor respective (fig. 10).

În zona II distribuțiile prezintă în marea majoritate a cazurilor numai trei populații. Importanța transportului prin tracțiune este mult mai redusă ; totuși, ocasional se ating valori ridicate (fig. 10).

Probele din zona III se caracterizează prin rolul minor al transportului prin tracțiune și mai ales prin cantitatea mai mare de material.

3. *Semnificația grupării pe zone în diagrama C/Md.* Pe baza datelor expuse mai sus rezultă că cele trei zone ce se disting pe diagrama tip Passage (fig. 9) reprezintă tot atîtea ambianțe de transport și sedimentare.

În zona I se grupează aluviunile ce poartă amprenta unei ambianțe cu energie deosebit de mare ; ceea ce este indicat de procentul excepțional de ridicat de material transportat prin tracțiune, conținuturile mari de pietriș și în general, granulozitatea grosieră.

Zona III reprezintă ambianța cu caractere diametral opuse față de zona I. Considerînd rolul neglijabil al transportului prin tracțiune, și creșterea cantitativă a fracțiunii transportată în suspensie, împreună cu faptul că în această zonă se grupează aluviunile cele mai fine, putem afirma că zona III reprezintă ambianța cea mai „liniștită” a Dunării de Jos. Energia acestei ambianțe este redusă astfel încit transportul prin tracțiune de-a lungul fundului este practic absent și se poate depune o parte mai importantă a materialului transportat în suspensie.

Zona II grupează aluviuni indicînd caracterele unei ambianțe de tranziție între zonele I și III.

Este de subliniat că în zona I apar numai probe recoltate în partea de amont a Dunării de Jos (inclusiv zona confluenței cu Nera), al cărei



traseu trece prin regiunea muntoasă. În zona II peste 60 % din probe au fost recoltate din partea mediană a Dunării de Jos, restul probelor provenind din zona muntoasă. 65 % din probele grupate în zona III au fost recoltate din regiunea Deltei sau din apropierea sa, restul de 35 % fiind colectate din partea mediană a Dunării de Jos.

Prin urmare, gruparea pe zone are și o semnificație evolutivă marcând ambianțele prin care sedimentele să transportate de-a lungul Dunării.

În cuprinsul zonei II se tinde spre o creștere a sortării aluviunilor fluviale în comparație cu zonele I și III (fig. 8). Acest caracter ar putea fi datorat prezenței fracțiunii pietrișoase în zona I și creșterii cantității de silt și argilă în zona III, ceea ce ar conduce la scăderea uniformității granulometrice.

#### B) *Distanța de transport a particulelor*

Există foarte puțini indici ai distanței de transport. În cazul nostru graficul parametrului C față de distanța de-a lungul Dunării (fig. 7) pare să poată furniza astfel de informații.

Corespondență strictă a valorilor maxime ale parametrului C față de zona muntoasă arată că pietrișul grosier ce generează maximul respectiv este foarte aproape de sursă, fiind transportat de Dunăre numai pe distanțe mici.

Curba celor mai ridicate valori ale parametrului C se continuă cu o pantă lină care contrastează cu variația rapidă din zona de maxim. Această curbă indică scăderea lentă a dimensiunilor maxime ale particulelor, de la 8–10 mm la aproape 2 mm. În dreptul km 200 se trece brusc la particule cu dimensiuni de cca 0,5 mm.

În interpretarea noastră această variație lentă a dimensiunii maxime este determinată de materialul de tipul pietrișului fin transportat de Dunăre pe o distanță de aproximativ 500 km. Discontinuitatea curbei marchează probabil zona în care competența curentului a scăzut pînă la punctul unde nu mai pot fi tracționate particule de pietriș, iar dimensiunile maxime ale particulelor transportate aparțin fracțiunii nisipoase.

Afirmînd că pietrișul din zona km 700–km 200 provine din amont și nu din aporturi laterale ale afluenților, ne bazăm pe următoarele indicații :

— diagrama C/ distanță de-a lungul Dunării (fig. 7), arată că competența principaliilor afluenți (Jiul, Iskerul, Oltul, Iantra, Ialomița) este scăzută în zona confluenței cu Dunărea, corespunzătoare particulelor cu dimensiuni mai mici de 0,5–0,25 mm ;



— din figura 5 reiese că dintre afluenții menționați mai sus numai Argeșul transportă pietriș dar în proporții inferioare (sub 1%) celor existente în albia Dunării între km 700 și km 200 (pînă la 5% și chiar peste 10% pietriș).

### C) Afluenții Dunării de Jos ca sursă de material sedimentar

Compoziția granulometrică a materialului aluvionar adus de afluenți ne poate da indicații asupra contribuției calitative a acestor afluenți la aluviunile Dunării.

În ceea ce privește materialul de tip pietriș, se poate constata că numai Nera, Lomul și mai ales Timocul sunt factori activi în vehicularea acestui tip de material. Jiul, Iskerul, Oltul și Iantra au în constituția aluviunilor lor cel mult 0,1% pietriș. Argeșul are o cantitate relativ mai mare de pietriș în constituția aluviunilor de la confluența sa cu Dunărea.

O poziție specială o ocupă Prutul. Acest afluent pare să fie deosebit de energetic. La punctul de debușare în Dunăre, pare să existe o zonă de eroziune. Aval de confluență, pe partea stângă a Dunării, apar aluviuni grosiere care pot fi atribuite aportului adus de Prut.

Nu se constată diferențe între aluviunile afluenților principali și cele fluviale în ceea ce privește conținutul de fracțiune nisipoasă (fig. 4). Prin urmare se poate conchide că toți afluenții principali sunt activi în livrarea de nisip pentru aluviunile Dunării.

Considerînd fracțiunile silt și argilă se observă (fig. 2 și 3) că Timocul, Lomul, Jiul, Iantra și mai ales Oltul introduce în Dunăre material cu un conținut de silt și argilă mai ridicat de cît cel al aluviunilor din albia fluviului. Siretul pare să debuzeze mult material siltitic. Iskerul, Argeșul, și Ialomița transportă sedimente cu conținuturi de silt și argilă similare celor ale aluviunilor Dunării.

La concluzii asemănătoare se ajunge considerînd indicatorul competenței afluenților, adică parametrul C (fig. 7). Se constată că Nera, Timocul și Lomul au competențe maxime corespunzătoare pietrișului. O poziție specială o ocupă Timocul care pare să posede calitatea de a transporta chiar și pietriș foarte grosier. Iskerul și Argeșul, Jiul, Oltul, Iantra și Siretul sunt competente să transporte nisip grosier și respectiv nisip mediu (și de-sigur fracțiuni mai fine). Ialomița apare ca cel mai puțin energetic dintre afluenții importanți ai Dunării de Jos.



## BIBLIOGRAFIE

- Folk R. L. (1968) Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's Austin.
- Moss A. J. (1962) The physical nature of common sandy and pebbly deposits. *Am. Jour. Sci.* 260, New Haven.
- Passega R. (1957) Texture as a characteristic of classic deposition. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.* 34.
- Vischer G. S. (1959) Grain size distributions and depositional processes. *Jour. Petrology* 39, Tulsa.

## GRAIN SIZE OF THE LOWER DANUBE RECENT SEDIMENTS

### (Summary)

Using the Passega type (C/Md) diagram for the Lower Danube alluvia, the resulting plots delineated three zones (fig. 9). Taking into account the shape of the grain size curves pertaining to the three zones, it appears that they represent three transport and sedimentation environments (fig. 10).

The very high rate of the material transported by traction along the bottom, and the important pebble content indicate that zone I includes plots of the alluvia deposited into an exceptionally energetic environment.

Zone III represents the most quiet environment of the Lower Danube River. The transport along the bottom is almost negligible, while the suspended load became more important.

Zone II incorporates alluvial deposits displaying features of a transitional environment between I and III.

It is to be noted that four populations make up the grain size distribution of the alluvia belonging to the environment I. In our opinion population D represents materials transported by traction along the bottom, but only in periods of maximal current energy.

In figure 7 the highest values of the parameter C (Passega, 1957) are restricted to the zone where the Danube River crosses the Carpathian Mountains. This indicates that the pebbles in this zone are near by their source, the river transport having only a local character.

Downstream the peak zone discussed above the curve of the highest values of the C parameter abruptly changes its character continuing with a low gradient curve (fig. 7). This indicates a gradual decreasing of the maximal grain size (from 8–10 mm to about 2 mm), until the values fall down suddenly to about 0.5 mm. This slow variation is believed to be due to the Danube River action, representing a transport distance of about 500 km. The discontinuity of the curve probably marks the point where the pebble transport ends, due to the decreasing current competency and/or because practically no more pebble material is left.

As concerning the part played by the tributary streams as source of sedimentary particles, it appears that only Prut, Lom and mainly Timoc Rivers supply pebbles to the Danube River (fig. 5). No difference in sand content was observed between the alluvial material at the mouth of the main tributaries and the Danube alluvia (fig. 4). The tributary rivers Timoc,



Lom, Jiu, Iantra and mainly Olt River supply alluvial material with a higher silt and clay content than the Danube River alluvia (fig. 2 and 3). Especially the Siret River yields clastic material with a high silt content. The sediments at the mouth of the rivers Isker, Argeș and Ialomița show similar silt and clay contents with the Lower Danube alluvia.

Similar conclusions are reached considering the C parameter as an indication of the competency of the tributaries at their river mouth. It appears that the highest competency, which may be expressed in terms of pebble transport, is shown by the rivers Nera, Timoc and Lom. Timoc River seems to be able to discharge even very coarse gravel into the Danube River. Isker and Argeș Rivers and Jiu, Olt, Iantra and Siret Rivers are competent to carry coarse grained and respectively medium grained sand at their mouth. Ialomița River seems to show the lowest competency when discharging into the Danube River, as compared with other important tributaries.



# GEOLOGIA ȘI RELIEFUL DEPRESIUNII FĂGĂRAȘ<sup>1</sup>

DE

NICOLAE MIHAILĂ<sup>2</sup>, NICOLAE POPESCU<sup>3</sup>, VENERA CODARCEA<sup>2</sup>

## Abstract

Geology and Relief of the Făgăraș Depression. The succession of sedimentary areas, which build up the Făgăraș Depression, comprises Quaternary deposits overlying a basement generally consisting of Miocene formations. In this paper the geological characteristics of the Quaternary deposits, as well as the relations hips between them and the volcanic formations are analysed. The Quaternary deposits pertain to the Pleistocene and Holocene. Following deposits are corresponding to the Pleistocene : the fluviolacustrine ones (wherein basaltic volcanic rocks are also intercalated), the alluvio-proluvial ones, the terrace ones, the colluvial ones, the red clay ones and the travertines. The Holocene is represented by the alluviumis of flood plains, swamp and peat deposits. The volcanic rocks are composed of lava flows, pyroclasties and basaltic scories, which have been released by volcanic apparata with a mixed, predominantly effusive, activity. The volcanic activity has unfolded during the time interval comprised between the Lower Pleistocene and the Middle Pleistocene.

## Introducere

Problemele de ordin geomorfologic și geologic pe care le ridică depresiunea Făgărașului sănt numeroase și complexe ; nu este însă în intenția noastră să le abordăm pe toate în această luerare. În momentul de față nu vrem decât să stabilim o primă treaptă în drumul cunoașterii geologiei acestei regiuni prin prezentarea unei hărți de detaliu și descrierea stratigrafică a principalelor formațiuni cuaternare din această depresiune.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 28 aprilie 1972.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.

<sup>3</sup> Facultatea de Geologie-Geografie, Universitatea București, Bd. N. Bălcescu nr.1, București.



Formațiunile cuaternare din depresiunea Făgărașului nu au constituit pînă în prezent obiectul unor cercetări de detaliu; în cadrul studiilor privind formațiunile mai vechi, efectuate de Wachner (1909, 1931), Török (1938), Peda (1940), Ilie (1953), Dumitriu et al. (1962)<sup>4</sup>, Paucă et al. (1965), Patrulius et al. (1966), Gheorghian et al. (1971), s-au făcut aprecieri cu totul generale și asupra depozitelor cuaternare.

Date asupra morfologiei de ansamblu a depresiunii Făgăraș ne sunt cunoscute din lucrarea lui Mihăilescu et al. (1950).

Studii geomorfologice mai ample asupra părții de nord-est a regiunii se datează lui Orgliedan (1965, 1969), Mac și Tövissi (1968), iar pentru sectorul Avrig-Simbăta, lui Popescu (1971).

Mihăilă et al. (1972) aduce pentru prima oară pe baze paleontologice precizuni privind stratigrafia, paleogeografia și paleovulcanismul cuaternar din sectorul Șercaia-Hoghiz.

#### A) RELIEFUL DEPRESIUNII FĂGĂRAȘ

Depresiunea Făgărașului sau „Țara Oltului” este cea mai mare și mai bine individualizată dintre unitățile de contact ale Transilvaniei. Ea reprezintă o unitate creată prin eroziune diferențială la contactul dintre cele două unități morfostructurale majore, Podișul Transilvaniei și Munții Făgăraș-Persani. Depresiunea Făgărașului se prezintă sub forma unui culoar asimetric dezvoltat mai ales pe partea stingă a Oltului, între defileul Racoșului, la nord și defileul Turnu Roșu, la sud.

Ea este delimitată la est de Munții Persani, la sud de Masivul Făgăraș, iar la vest și nord de Podișul Transilvaniei, avînd o lungime de cca 70 km. Orientarea generală a depresiunii este NNE–SSW, de la esirea Oltului din defileul Racoș și pînă la confluența cu valea Șercaia, în aval de care direcția devine est-vest.

Altitudinea și evoluția oarecum diferită a Munților Persani față de Munții Făgăraș au influențat mult evoluția depresiunii de la poalele lor. Munții Persani cu peste 1 000 m mai joși, neafeptați de glaciațiuni, ca Munții Făgăraș, cu o rețea hidrografică mai redusă, au împins Oltul mult mai puțin spre Podișul Transilvaniei, motiv pentru care lățimea sectorului NE este vizibil mai redusă, cca 5–6 km, față de cel SW, cca 14–16 km.

<sup>4</sup> M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, Otilia Radu, Victoria Zotta, M. Chirilescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu din bazinul Transilvaniei. 1962. Arh. Inst. Geol. București.



Depresiunea de contact a Făgărașului este aproape în totalitate o cîmpie aluvio-proluvială etajată, mărginită spre sud de o treaptă mai înaltă ce corespunde dealurilor premontane și limitată spre nord de colinele mio-pliocene ale Transilvaniei. Unitățile morfologice majore care iau parte la alcătuirea reliefului regiunii cercetate sunt : dealurile submontane, cîmpia aluvio-proluvială etajată, terasele și lunca Oltului.

### 1. Zona colinară submontană

Zona colinară submontană, dezvoltată pe formațiuni miocene, monoclinele, constituie, pe o lățime de cca 1–3 km, zona de trecere între rama de orogen și depresiune. Morfostructural ea reprezintă extremitatea sudică a Podișului Transilvaniei, de care au fost detașate odată cu formarea depresiunii. Trecerea spre munte este pusă în evidență de schimbarea de pantă ce urmărește în linii mari contactul Cristalin-Miocen.

Față de cîmpia aluvio-proluvială etajată pe care o domină prin înălțimile sale de 650–950 m, această unitate de relief deluroasă mai este caracterizată și prin pante relativ ridicate (peste  $15^{\circ}$ ), fragmentare și energie de relief mari.

Morfologic, dealurile submontane prezintă urme ale unor neteziri interfluviale păstrate în relief prin două nivele : unul situat la 650–800 m, altul la 750–950 m. Ambele retează un vechi piemont miocen și sănătatele acoperite uneori de depozite nisipioase-argiloase roșcate sau de fragmente angulare de roci cristaline, disimilate pe uncle poduri interfluviale. Înclinarea monoclinală, a formațiunilor miocene se reflectă în relief prin prezența văilor subsecvențe, a suprafețelor structurale și a frunților de cuestă.

### 2. Cîmpia aluvio-proluvială etajată

Cîmpia aluvio-proluvială etajată constituie treapta de relief cu cea mai mare extindere din depresiune. În cadrul ei se pot distinge o succesiune de nivele, în mare acumulative, îmbinătățite unele în altele și care se desface spre valea Oltului sub forma unor largi poduri sau evantaie etajate.

a) *Glacisul piemontan*, reprezentă treapta superioară a cîmpiei aluvio-proluvială. Este reprezentat prin poduri interfluviale întinse, cu lățimi de 1–4 km, slab fragmentate, ce înclină ușor de la sud spre nord. Aceste poduri, resturi dintr-o intensă cîmpie piemontană, s-au format în urma unei intense activități de eroziune (mai ales laterală) și depunere a rîurilor



făgărășene, care au distrus treptat, odată cu instalarca și adîncirea Oltului zona colinară submontană. Cele mai reprezentative resturi din acest glacis piemontan se întâlnesc între Șercaia și Veneția, la vest de Sebeș, între Viștea și Ucea sau la sud-vest de Avrig. Litologic, acumulările acestei trepte de relief corespund complexului piemontan superior.

b) *Glacisul terasă mediu*, format în detrimentul glacisului piemontan, are aspectul unor întinse evantaie aluvio-proluviale ce constituie poduri interfluviale, cu lățimi de 2–8 km.

Spre nord, unde au reușit să înlăture complet glacisul piemontan, aceste conuri de împriștiere ajung să se unească formând o unitate continuă, aşa cum se întâmplă între Sîmbăta și Mîndra. În lungul Oltului se prelungesc ca o terasă de 25–35 m altitudine relativă.

c) *Glacisul terasă inferior*, mai redus decât cel mediu, are aspectul unei terase bine dezvoltate pe rîurile ce coboară din Munții Făgăraș. Spre amonte se pierde treptat în acumulările fluvio-glaciare, sub formă de conuri, sau se continuă în munte, ca luncă a rîurilor respective. Spre Olt această treaptă acumulativă fie că trece în largi conuri aluviale retezate apoi de Olt, fie că se continuă evident cu terasa de 16–20 m a Oltului. Spre deosebire de glacisul piemontan și de glacisul terasă mediu, cuvertura de pietrișuri nu mai suportă acea argilă nisipoasă gălbui-roșcată și trece direct către un sol nisipos gălbui, slab structurat.

d) *Glacisul fluvio-glaciar*, dezvoltat ca o fâșie continuă la contactul depresiunii cu muntele, constituie o altă treaptă de relief a cîmpiei aluvio-proluviale. El este alcătuit din îngemănarea laterală a unor întinse conuri de împriștiere situate la eşirea din munte a marilor afluenți de pe stînga Oltului. În culoarul depresionar Hoghiz-Veneția, ele sunt înlocuite cu glacisuri proluvio-coluviale periglaciale ce se suprapun teraselor superioare ale Oltului. Față de treptele morfogenetice mai sus amintite aceste conuri fluvio-glaciare se găsesc în raporturi diferite.

Astfel ele se dispun parțial peste glacisul piemontan, se suprapun și se continuă cu glacisul terasă mediu și se continuă cu glacisul terasă inferior. La eşirea din munte, în cadrul acestor conuri, sunt tăiate una sau două terase raportate teraselor inferioare ale Oltului.



### 3. Terasele și lunca Oltului

Terasele Oltului sunt, în general, slab reprezentate în comparație cu celelalte forme de relief. Ele se găsesc la altitudini relative de 4–12 m, 16–20 m, 25–35 m și 65–80 m. În culoarul depresionar Hoghiz-Veneția mai este semnalat și nivelul de 90–110 m (Mac, Tövissi, 1968), care în vestul depresiunii nu mai apare clar ca nivel de terasă ci doar ca resturi de glacis în versantul nordic al Oltului.

*Terasa de 65–80 m*, corespondentă cronologic cu partea terminală a glacisului piemontan superior apare destul de sporadic și aproape numai pe dreapta văii Oltului. De multe ori ea se prelungeste pe văile afluențe care vin din podiș sub forma unor glacisuri de vale degradate însă și ele de procesele de pantă.

*Terasa de 25–35 m*, bine dezvoltată în sectoarele Mîrșa, Porumbacu, Părău, este prima treaptă aluvială a Oltului care retează glacisul piemontan superior. Ea se prelungeste pe văile afluențe cu glacisul terasă mediu. Cîteva petice mai reduse se găsesc și pe dreapta Oltului, mai ales în amonte de Crihalma.

*Terasa de 16–20 m*, are extinderea cea mai mare și se întâlnește în tot lungul Oltului între cele două defilee (Racoș și Turnu Roșu). Cîteva petice reduse, se găsesc pe dreapta Oltului, arealul cel mai mare avându-l însă pe partea stîngă, unde retează glacisul piemontan. De cele mai multe ori (Avrig, Porumbacu, Sîmbăta, Șercaia) apare ca o prelungire a glacisului terasă inferior, prezintănd structura și granulometria acestuia. Ca terasă tipică se întâlnește în sectoarele Sebeșul de Jos, Mîrșa, Mîndra și Cuciulata-Hoghiz.

*Terasa de 4–12 m*, reprezintă prima treaptă situată deasupra luncii. Ea are un caracter net acumulativ, aporturile aluviale fiind consecința depunerilor sub formă de conuri a afluenților Oltului. Datorită acestui fapt terasa are un aspect ușor bombat, iar altitudinea variază în funcție de mărimea conului. În consecință terasa de 4–12 m reprezintă mai mult o suiată de conuri de dejecție reținute la altitudini variabile de către Olt. O netezime mai mare prezintă în sectorul Cuciulata-Comana. Uneori în cadrul acestei terase se întâlnesc două trepte, una situată la 3–6 m și alta la 8–12 m, greu de diferențiat însă sub aspect morfogenetic și cronologic.

*Lunca Oltului*, reprezintă treapta inferioară a cîmpiei aluvio-proluviale etajată a depresiunii Făgărașului. Cu lățimi de 2–4 km, ea repre-



zintă zona cu o activă morfogeneză actuală. Supusă în timpul viiturilor unor intense procese de aluvionare și eroziune, ea își modifică atât configurația față de albia minoră cît și microrelieful suprafeței sale. Situată sub o treaptă intermedieară de 4—12 m (întinse conuri aluviale retezate de Olt), lunca Oltului are un caracter net asimetric. Pe stînga rîului, unde este mult mai extinsă datorită deplasării continue a Oltului spre nord, lunca se prezintă sub forma unei trepte ușor inclinate și ondulate, ca urmare a aportului diferențiat în cantitatea și diametrul aluviunilor aduse de afluenții veniți dinspre podiș, față de cei montani.

#### **4. Versantul cuestic nord-făgărășan**

Versantul cuestic nord-făgărășan, cu o denivelare de 200—300 m, formează rama dinspre podiș a depresiunii. Acesta prezintă un dublu caracter structural generat de cădere generală a formațiunilor miocene către nord, precum și de succesiunea de anticlinale și sinclinale cu orientare nord-sud. Situația respectivă se reflectă și în relief: prin apariția unui front de cuestă aproape continuu ce corespunde versantului drept al Oltului, la care se adaugă o succesiune de cueste și suprafețe structurale secundare generate de afluenții Oltului. Ca urmare a predominării rocilor plastice, în alternanță cu altele mai dure, precum și a prezenței Oltului la baza versantului, acesta este afectat de numeroase alunecări de teren, multe din ele sub formă de glimce.

#### **5. Forme și structuri periglaciale**

Situată la baza Munților Făgăraș, afectată puternic de glaciațiunea Pleistocenului superior, depresiunea Făgărașului a simțit din plin efectele climatului rece periglaciar, dovedite astăzi prin prezența formelor de gelifracție și crioturbații. Gelifracția, proces predominant în zona montană (Munții Făgăraș și Perșani), a afectat și zona depresionară. Mare parte a depunerilor din conurile fluvio-glaciare și din glacisurile terasă reprezintă gelifracțe provenite din evoluția activă a versanților montani reluate apoi de torenți și riuri și abandonate treptat în cîmpia aluvio-proluvială. În zonele de contact interfluvial, la baza versanților montani aceste gelifracțe s-au acumulat sub forma glacisurilor coluvio-proluviale. Crioturbațiiile se remarcă în mod special la contactul dintre cuvertura de pietrișuri și orizontul argilos-nisipos din cadrul glacisurilor terasă mediu și inferior, aşa cum au fost întîlnite în deschiderile de la Vad și Șercaia, precum și cele



semnalate de T ö v i s s i (1965) în glacisul terasă inferior al Pîrului Mare (Avrig) și terasa corespunzătoare de 10 m a pîrului Mîrșa.

### B) GEOLOGIA DEPRESIUNII FĂGĂRAŞ

În lucrarea de față ne propunem să analizăm cîteva observații privind caracteristicile geologice ale depozitelor cuaternare, ce constituie umplutura principală a depresiunii Făgăraș, precum și raporturile stratigrafice ce există între acestea și formațiunile vulcanice. Depozitele cuaternare din depresiunea Făgăraș aparțin Pleistocenului și Holocenului (pl. I).

#### 1. Pleistocenul

Pleistocenului îi corespund depozite : fluvio-lacustre, aluvio-proluviale, de terasă, coluviale, argila roșie și travertine.

a) *Depozitele fluvio-lacustre.* Cele mai vechi depozite cuaternare apar la zi în extremitatea nord-estică a regiunii, la Bogata, Hogaș, Fîntîna, Comana, Lupșa și Ungra.

Acestea sunt alcătuite din argile, marne, argile nisipoase, uneori cu intercalări de cărbuni, nisipuri și pietrișuri. La Ungra și pe versantul estic al dealului Pleșa apar și calcare albe și roșii, lacustre. Depozitele menționate au intercalate sau suportă în partea superioară a succesiunii stratigrafice, roci bazaltice.

Din datele de foraj coroborate cu cele de teren, s-a putut întocmi următoarea coloană stratigrafică generală.

Depozitele pleistocene vechi se dispun fie peste Sarmațian, fie peste Helvețian, acoperind în discordanță unghiulară diferite orizonturi ale acestor etaje. Acestea sunt alcătuite în bază din argile, argile nisipoase, cu intercalări subțiri de lignit și nisipuri cu granulații diferite. Fauna de moluște provenită în special din orizonturile lutitice cuprinde următoarele forme : *Theodoxus semiplicatus* J e k., *Viviparus sadleri* P a r t ., *V. altus* N e u m., *Melanopsis decollata* S t o l ., *M. pterochila* B r u s ., *Dreissena münsteri* B r u s ., *Pisidium ammicum* Müll , *Unio* sp., *Helix* sp.

Grosimea întregului pachet de strate variază între 30–60 m. În aceste depozite se intercalează primele lave bazaltice, a căror grosime variază între 8–10 m.

Există și situații însă cînd direct peste depozitele miocene (valea Trestia, Valea Mare), urmează lave bazaltice granulare cenușii-negricioase.

Peste orizontul lutitic din bază urmărează pe cca 20–30 m grosime, pietrișuri și nisipuri cenușii-gălbui (valea Comana, valea Lupșa). Spre bază pietrișurile sănt puțin cimentate.

Din punct de vedere petrografic galeții reprezintă cuarțite, șisturi clorito-muscovitice, șisturi sericitoase, gnais, tufuri, amfibolite, bazalte, calcar și gresii. În aceste depozite la nord de valea Lupșa pe un affluent al acesteia, unul dintre noi, N. Mi hăilă, a găsit resturi de *Archidiskodon meridionalis* Nesti (formă arhaică).

În alte puncte (dealul Pleșița, dealul Trestia, Dealul lui Samoilă), peste lutitele din bază se dispun nisipuri, pietrișuri, tufuri grosiere și aglomerate, care au fost încadrate cu altă ocazie (Mihăilă et al., 1972) în suita vulcanogen-sedimentară inferioară.

În continuare repauzează atât peste suita menționată cât și peste cea ruditică, bazalte granulare (6–10 m) cenușii-negricioase.

La rîndul lor, bazaltele suportă un pachet de strate gros de 3–5 m. Acestea cuprind în partea inferioară marne cărbunoase, argile ruginoase, nisipuri și pietrișuri mărunte cenușii, micaferi. Diametrul galețiilor variază între 1–2 cm, dar excepțional se pot întâlni și elemente cu diametre mai mari (4–5 cm).

Din punct de vedere petrografic galeții reprezintă: cuarțite, mica-șisturi, șisturi sericitoase, gnais, tufuri, microdiorite, amfibolite, bazalte, gresii și calcare. Din fracția nisipoasă (Bogata-carieră, valea Hoghizului, dealul Măguricea, Rîpa Dracului), s-au executat atât analize mineralogice globale, cât și separări de minerale grele, de către unul din noi, Venera Codarcea, obținându-se parageneza din planșe II, figura 1.

Probele nisipoase au fost supuse în prealabil unor tratamente chimice în vederea obținerii unor preparate microscopice curate, dezvelite de peliculele de oxizi sau amestecuri de pulberi de minerale argiloase și oxizi.

Comparînd cele trei profile, care fac parte dintr-o entitate petrografică bine stabilită, se observă predominanța valorică a fracției ușoare față de fracția grea și prezența nelipsită a granulelor acoperite cu pulberi de oxizi și minerale argiloase.

Cuarțul, deși prezent în toate cele trei profile, prezintă deosebiri valorice, de la 23% în profilul Măguricea, la 41% și respectiv 48% în profilele Hoghiz și Bogata. Scăderile procentuale ale cuarțului din profilul Măguricea, sănt compensate de creșterile feldspațiilor și ale granulelor acoperite cu pelicule de minerale argiloase și oxizi. Procentele cele mai reduse de feldspat se găsesc în profilul de la Hoghiz 15% față de 23% la



Bogata și 33 % la Măguricea. În profilul de la Hoghiz se găsesc cele mai ridicate concentrații procentuale de minerale grele (23 %, față de 8 % și respectiv 12 % în celelalte două profile).

Fracția grea din profilul Hoghiz, în afara faptului că este cea mai numeroasă cantitativ, este și cea mai bine reprezentată ca număr de specii minerale. În acest profil predomină, granații, hiperstenul (care în celelalte două profile este doar sporadic) și turmalina, care deține cifra cea mai mare, 5,3 %, în comparație cu celelalte două profile unde este accidental întâlnită. Profilul din dealul Măguricea conține biotit (1 %), iar cel de la Bogata, staurolit și în plus fragmente de șisturi cuarțitice sericitoase.

Comune tuturor celor trei profile, deși în procente foarte reduse, sunt fragmentele de andezit, numai parțial conservate și cristalele de minerale mafice (hornblendă sau piroxeni). Feldspații, au suprafete tulburi, sunt prismatice sau rotunjiți, cuarțul este de regulă mai rotunjit, muscovitul este frecvent colțuros, iar cuarțitele au un aspect sdrobit. De remarcat că deși amplasate pe roca parentală de tip bazaltoid, în fracția grosieră analizată nu se întâlnesc deloc resturi de cristale de olivină (dovodind prin aceasta alterabilitatea acestui mineral) și nici fragmente de bazalte care datorită greutății lor specifice mari sunt antrenate în partea inferioară a profilului.

Prezența mineralelor grele de tipul staurolit, hornblendă, granați, pe de o parte și a hiperstenului pe de altă parte, ne conduce la ideea provenienței mixte a acestor depozite atât din cristalinul Perșanilor, dar și din eruptivul nou.

Rarele fragmente de bazalte alterate întâlnite, confirmă ipoteza participării materialului bazaltoid la formarea depozitelor din zona Bogata—Hoghiz.

Din intercalațiile psamo-psefitice s-a recoltat de Mihăilă o mandibulă de *Dicerorhinus etruscus* Falc<sup>5</sup> și un molar de *Archidiskodon meridionalis* Nest. (formă evoluată).

Partea superioară a pachetului de strate menționat este reprezentată prin argile, argile nisipoase, cenușii-verzui, cu resturi de plante (0,5–1 m) și nisipuri argiloase negricioase (0,50 m).

Depozitele lutitice superioare au fost analizate de către Diaconeasa et al. (1971) din punct de vedere al conținutului sporo-polinic.

Rezultatele obținute au arătat că arborii sunt reprezentați prin *Pinus*, *Betula*, *Picea*, *Alnus*, *Salix*, *Acer*, asociații cu *Quercetum mixtum*.

<sup>5</sup> Exprimăm pe această cale mulțumirile noastre călduroase colegilor C. Rădulescu și P. Smosin prin bunăvoie cărora au fost realizate determinările paleontologice de mame.

Elementele pliocenice (*Carya*, *Pterocarya*, *Magnolia*, *Taxodium*) participă în proporții foarte reduse. Spectrul sporo-polinic alcătuit în general din elemente foarte apropiate de cel actual, la care se asociază și cîteva elemente ce au dispărut din flora noastră de astăzi, dă indicația unui climat continental-temperat, caracteristic perioadei de trecere de la Pleistocen inferior la cel mediu.

Peste acestea urmează, pe cca 3–4 m grosime, blocuri de bazalte prinse într-o masă argiloasă, după care se trece la bazalte masive cenușii-negricioase (8–10 m). Deasupra bazaltelelor se găsește al doilea nivel vulcanogen-sedimentar, superior, alcătuit din nisipuri, gresii, pietrișuri, tufuri și aglomerate. Din pietrișuri s-a recoltat de N. Mihailă resturi de *Equus cf. mosbachiensis* W. Reich.

Următorul orizont este constituit din scorii roșii-cărămizii, formând mameloanele din dealurile Măguricea și Bîrc.

Succesiunea se încheie cu argile nisipoase (0,5–1 m), argile brun-roșcate cu pete de oxizi de fier și mangan, în care abundă elemente de pietrișuri mărunte (0,5–0,7 m).

O situație specială o prezintă profilul de la Ungra, care are următoarea alcătuire: în bază calcare albe și roșii și argile roșii, dure. În aceste depozite se găsesc resturi de moluște rău conservate (*Viviparus*, *Dreissena*, *Hydrobia*, *Theodoxus* etc.). Urmează aglomerate andezitice, alcătuite din blocuri de andezite cu piroxeni și amfiboli, andezite cu piroxeni, tufuri dacitice, cuarțite, calcar și gresii, prinse într-o masă tufacee.

Fauna de moluște citată pînă în prezent din depozitele menționate a condus la puncte de vedere deosebite în ceea ce privește vîrstă acestora. Astfel, sunt unii autori care atribuie aceste depozite, Dacianului (Jelius, 1932; Török, 1938; Ilie, 1953). Alți cercetători încadrează fauna de la Ungra, Fântâna, Comana, Lupșa etc. la Levantin (Lorenz, 1893; Koch, 1800; Vitalis, 1913; Preeda, 1940).

Menționăm că s-a emis și părerea atribuirii depozitelor descrise mai înainte, Pleistocenului, fără însă a o dovedi paleontologic (Vasilесcu 1964<sup>6</sup>; Patruilius et al., 1966).

Relațiile stratigrafice foarte clare în deschiderile din zona Bogata, Hoghiz, Lupșa, permit o apreciere mai exactă a vîrstei formațiunilor descrise anterior. Pînă în prezent în depozitele lutitice bazale s-au întîlnit

<sup>6</sup> A.I. Vasilесcu. Studiul eruptivului neogen din partea sudică a Munților Harghita și Perșani. 1964. Arh. Inst. Geol. București.

numai moluște, asemănătoare ca specii cu cele citate de Jekelius (1932) în complexul marnos din bazinul Baraolt.

Înînd seama de cele stabilite în bazinul Baraolt (Liteanu, Mihailă, Bandrabur, 1962), considerăm că aceste depozite s-au depus în condiții asemănătoare și în același timp urmînd a fi raportate Pleistocenului inferior.

Resturile de *Archidiskodon meridionalis* Nesti recoltate din orizontul ruditic inferior constituie de asemenea un argument convingător pentru repartizarea complexului lutito-ruditic din bază unui interval stratigrafic echivalent cu Pleistocenul inferior (Villafranchian mediu).

Luînd în considerație și resturile de *Dicerorhinus etruscus* Falci și *Archidiskodon meridionalis* Nesti (formă evoluată), care pentru bazinul Baraolt indică Günzul, s-au atribuit acestui interval depozitele arenو-ruditice de deasupra suitei vulcanogen-sedimentară inferioară.

Bazaltele și suita vulcanogen-sedimentară superioară ar putea în acest caz să includă ca vîrstă termeni din Pleistocenul mediu. Această încadrare este documentată și de resturile de *Equus cf. mosbachiensis* W. Reich, găsite în formațiunea vulcanogen-sedimentară superioară.

b) *Depozitele aluvio-proluviale*. Depresiunea Făgăraș a fost cercetată prin numeroase foraje, executate în special pentru alimentarea cu apă a combinatelor chimice din localitățile Făgăraș și Victoria<sup>7</sup>. Cu această ocazie s-a putut identifica structura geologică a depozitelor aluvio-proluviale care alcătuiesc în cea mai mare parte umplutura acestei depresiuni. Se constată că aceste depozite au o structură încrucișată caracteristică depunerilor fluvio-torențiale, explicată prin ruperea de pantă existentă de-a lungul procesului de aluvionare între masivele Făgăraș și Perșani și depresiune.

Aceste depozite se asociază uneori cu depunerile fluvio-glaciare reprezentate prin bolovănișuri și pietrișuri.

Depozitele aluvio-proluviale se caracterizează în general printr-o mare varietate granulometrică și litologică, varietate ce se înscrie de la pietrișuri și nisipuri la argile nisipoase și argile. Datele de foraj au arătat că depozitele aluvio-proluviale se dezvoltă pe o grosime ce variază de la 70–80 m în sud, către rama depresiunii [Pojarita, Sîmbăta (cabană), Vistioara], la 10–20 m în nord (Beclan, Făgăraș, Voila, Dridif etc.).

<sup>7</sup> E. Avramescu, N. Simionescu. Studii hidrogeologice pentru zona captării combinatului chimic Făgăraș. 1965. Arh. Inst. Meteo. și Hidrologie. București.

Totodată, din aceleasi date, rezultă și o variație a grosimii acestor depozite și pe direcția vest-est. Astfel în partea vestică a depresiunii, în zona Avrig—Sîmbăta cît și în partea centrală-estică, în zona Șercaia, patul formațiunilor aluvio-proluviale a căror grosime nu trece de 15—20 m, aflorează deasupra luncilor actualelor văi. În schimb, în partea centrală a depresiunii, în zona Mindra—Făgăraș, acesta se găsește prin doar în foraje la adâncimi de peste 25—30 m. Se constată deci o afundare a patului formațiunilor aluvio-proluviale și o creștere în grosime a acestora în zona centrală a depresiunii.

În constituția depozitelor aluvio-proluviale<sup>8</sup> (fig. 1) intră în general componenți detritici grosieri prinși într-o masă de nisipuri și nisipuri argiloase. Argilele, argilele nisipoase și prafurile nisipoase, apar sub formă de lentile foarte neregulate ca dezvoltare și destul de dificil de corelat.

Grosimea acestor intercalații este cuprinsă între 0,4—6,0 m. În vestul depresiunii forajele au interceptat într-un procentaj mai mare bolăvănișuri și pietrișuri, față de sectorul estic unde predomină nisipurile. Remarcabilă este și variația pe verticală a acestor depozite, consemnată prin cimentarea materialului grosier cu liant argilos, cu cît avansăm în adâncime. Depozitele mai de la suprafață nefiind cimentate și având un procent mai scăzut de argile, favorizează o circulație activă a apelor subterane în comparație cu vitezele apelor din stratele mai de la adâncime.

Formațiunile lutitice miocene, care constituie baza depozitelor aluvio-proluviale prezintă o cădere continuă de la sud la nord, de la cote maxime întâlnite în sud [Breaza 550 m, Vistisoara 564 m, Sîmbăta (cabană) 592 m] la cote minime înregistrate în apropierea văii Oltului (Făgăraș 409,7 m, Beclean 410,7 m, Voila 410 m).

Panta continuă de la sud la nord a fundamentului depozitelor aluvio-proluviale precizează faptul că bazinul are o singură direcție de cădere și nu este sub forma unei chiuvete, cu axul în zona centrală a depresiunii, cu o orientare est-vest, paralelă cu rîul Olt, aşa cum apare în unele lucrări.

În afara caracteristicilor generale menționate (rezultate numai din datele de foraj) mai putem semnala și altele.

Astfel aspectul geomorfologic, poziția altimetrică și structura geologică, profilul versanților, denotă succesiunea unor etape distințe cu condiții morfogenetice specifice, care reliefază dinamica de evoluție a depresiunii. În acest sens în cadrul acestor formațiuni se pot distinge

<sup>8</sup> Op. cit. pct. 7.

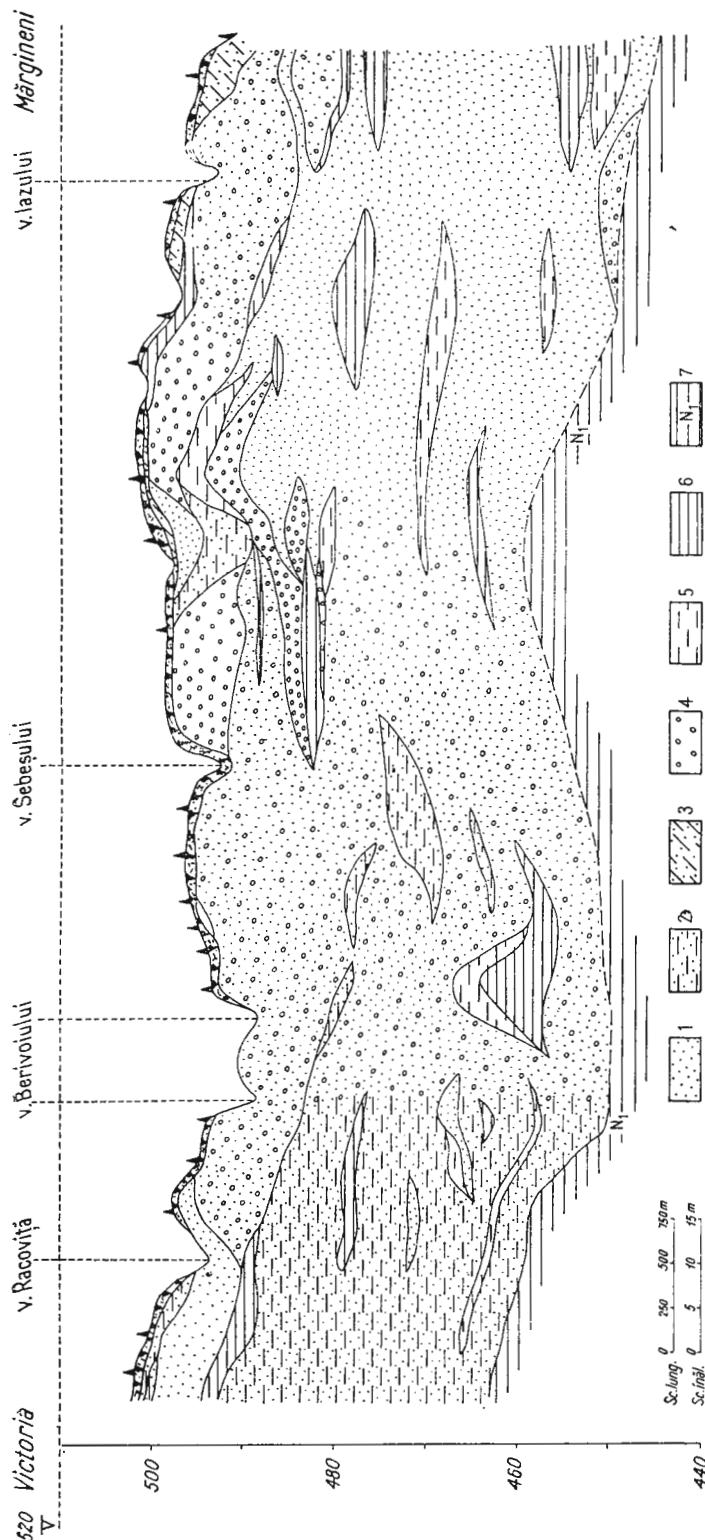


Fig. 1. — Profil litologic între orașul Victoria (valea Racoviță) și Mărgineni (valea Iazului).

Cuaternar (Pleistocen meteo-superior): 1. nisipuri; 2. nisipuri argiloase; 3. vreturi nisipoase; 4. neterisuri; 5. argile; 6. marm. Miocene; 7. marm. argile.

Profil litologique entre la ville Victoria (vallée de Racoviță) et Mărgineni (vallee du Iazu).

Quaternaire (Péistocène moyen-superieur): 1. sables; 2. sables argileux; 3. couches sablonneuses; 4. gravières; 5. argiles; 6. marnes. Miocene : 7. marnes, argiles.

patru generații de complexe litologice, aluvio-proluviale, parte din ele corespunzând marilor trepte de relief: complexul piemontan superior, complexul glacisului terasă mediu, complexul glacisului terasă inferioară și complexul glacisului fluvio-glaciar (fig. 2, fig. 3).

Complexul piemontan superior, este constituit din îngemănarea mai multor conuri aluviale, dezvoltate pe mai mulți km, pe clina nordică

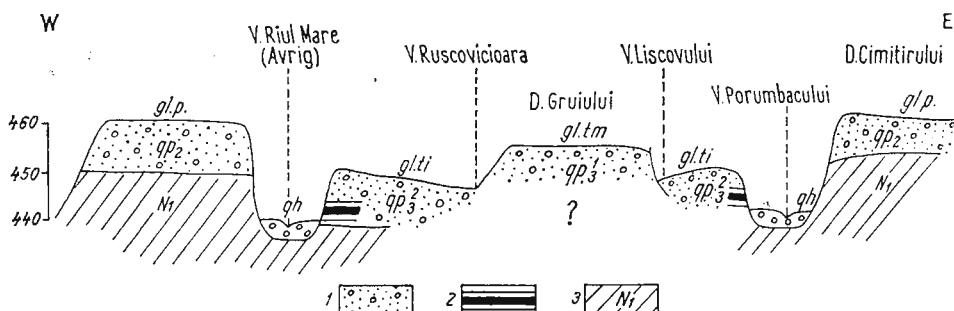


Fig. 2. — Profil schematic prin cîmpia aluvio-proluvială din depresiunea Făgăraș.

Cuaternar: 1, pietrisuri și nisipuri; 2, mărne, argile cu cărbuni. Miocen: 3, mărne, argile, gresii; glp = glacis piemontan; gltm = glacis terasă median; glti = glacis terasă inferior.

Profil schématique dans la plaine alluviale-proluviale de la dépression de Făgăraș.

Quaternaire: 1, graviers et sables; 2, marnes, argiles à charbons. Miocène: 3, marnes, argiles, grès; glp = glacis piémontan; gltm = glacis terrasse moyen; glti = glacis terrasse inférieure.

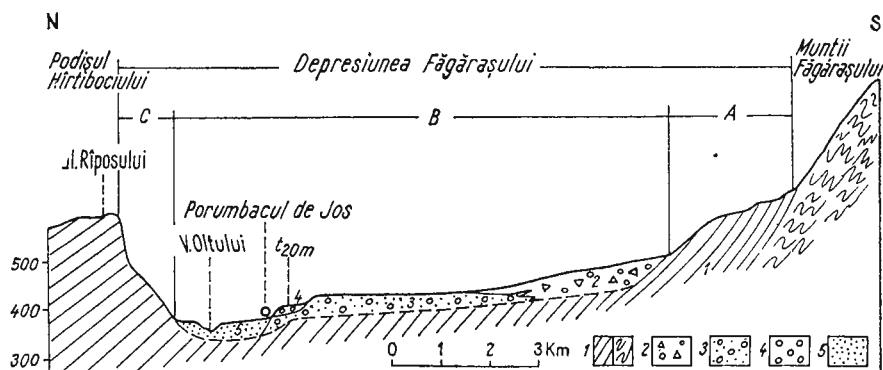


Fig. 3. — Profil schematic N—S prin depresiunea Făgărașului. A, colinele submontane; B, cîmpia aluvio-proluvială etajată; C, rama nordică a depresiunii.

1, formațiuni antecuaternare; 2, depozite fluvio-glaciare; 3, depozite aluvio proluviale (pietrisuri, nisipuri) ale glacisului terasă mediu; 4, depozitele terasei de 20 m; 5, pietrisuri și nisipuri de luncă.

Profil schématique N—S dans la dépression de Făgăraș. A, collines submontanes; B, plaine alluviale-proluviale étagée; C, bordure septentrionale de la dépression.

1, formations anté-quaternaires; 2, dépôts fluvio-glaciaires; 3, dépôts alluviaux-proluviaux(graviers sables) du glacier terrasse moyen; 4, dépôts de la terrasse de 20 m; 5, graviers et sables de plaine alluviale.

a Făgărașului. Elementele componente prezintă un grad mare de rulare, o cimentare puternică și un grad înaintat de alterare.

Complexul glacisului terasă mediu, este reprezentat prin întinse conuri aluvio-proluviale depuse în văi largi dezvoltate în detrimentul complexului piemontan superior.

Acest complex prezintă, în general indici de rulare ridicăți, diferențindu-se însă de complexul piemontan printr-un grad de alterare și cimentare ceva mai scăzut.

Complexul glacis terasă inferior constituit de ascemenea prin depunerea unor întinse conuri aluvio-proluviale se caracterizează printr-o predominantă a elementelorruditive mari. Galeții au forme poliedrice, muchii ascuțite, sănt sparți și fisurați având astfel și un grad de rulare mai mic decât elementele grosiere din complexele mai înainte menționate. De asemenea sănt slab alterate și foarte puțin cimentate.

Complexul fluvio-glaciar situat în zona de contact a depresiunii cu rama muntoasă este alcătuit din bolovanișuri și pietrișuri slab rulate dispuse haotic peste sau în continuitatea glacisului terasă. Fracția nisipoasă este slab reprezentată iar acolo unde apare nu prezintă urme de alterare.

Pentru partea vestică a depresiunii (vest valea Șercaia) materialul grosier component complexelor litologice descrise anterior se caracterizează din punct de vedere petrografic prin elemente originare din rama bazinului (Munții Făgăraș), alcătuit preponderent din micașisturi, gnaise, paragnaise, sisturi cuarțitice, sisturi cuarțitice sericitoase, sisturi sericitocloritoase, calcare cristaline, amfibolite, gresii și mai rar calcare și microconglomerate.

O situație aparte o prezintă depozitele piemontane superioare din estul depresiunii, situate în vecinătatea clinei vestice a Perșanilor centrali. În acest sens deschideri deosebit de interesante pot fi examinate la Cuciulata, Fântâna, Comana, Veneția de Sus, unde se disting în bază nisipuri și pietrișuri, uneori puternic alterate, cimentate cu un liant argilos roșu, puțin rulate. Elementele petrografice constituente sănt reprezentate din cuarțite albe (preponderent), sisturi cuarțitice (albe și negre), gnaise muscovitice, sisturi cuarțitice sericitoase, filite, tufuri acide verzi, calcare și gresii (mezozoice), și foarte rare andezite.

Peste acestea urmează o altă serie de depozite alcătuită din pietrișuri și nisipuri cu structură torențială, necoezive. Ca elemente petrografice diseminante cităm: cuarțite albe, gnaise, micașisturi, sisturi cuarțitice, cărora li se subordonază tufuri verzi, calcare și gresiile. O atenție



deosebită trebuie acordată materialului eruptiv care de data aceasta este bine reprezentat prin amfibolite, andezite și bazalte. Urmărind raportul dintre concentrarea mineralelor grele și distribuția cronologică a depozitelor aluvio-proluviale se desprind cîteva observații care confirmă bogăția în minerale grele a depozitelor mai noi alimentate continuu cu materiale bogate în minerale grele și acoperite simultan de depozite recente, care împiedică atît alterarea cît și îndepărtarea acestora (pl. II, fig. 2).

Astfel se constată că în depozitele mai noi abundă rutilul (3,5%) și granatul, care dețin supremăția în ierarhia mineralelor grele, 13% în glacisul terasă mediu și 17% în glacisul terasă inferior, în medie.

Staurolitul apare în depozitele de glacis terasă în procente ce variază între 4–8%, în medie, și sub un procent sau deloc în depozitele piemontane superioare. Lipsa acestui mineral rezistent se explică nu prin alterarea sau distrugerea lui, ci prin slaba participare a aluviuinilor din zona șisturilor mezometamorfice în care seria micașisturilor cu staurolit au o extindere foarte mare. Staurolitului i se asociază distenul, întîlnit în exclusivitate în depozitele mai tinere, formînd împreună un cuplu paragenetic specific șisturilor cristalofiliene mezozonale.

De asemenea zirconul este cel mai frecvent în depozitele mai tinere și mult mai rar în restul depozitelor. În depozitele de glacis terasă este semnificativă absența unor minerale mai alterabile de tipul hornblendă și biotit, care antrenate torențial au fost îndepărtate (avînd greutăți specifice mai mici). În depozitele mai vechi (piemontane) în schimb, hornblenda este mai abundantă (10%) ca și biotitul (7,5%), dar modul de conservare și idiomorfismul granulelor, constituie indici prețioși în stabilirea vîrstei depozitelor care le conțin. Astfel în depozitele mai noi, hornblenda își menține mai bine conturele prismatice după fețele pinacoidale, în comparație cu hornblenda din depozitele mai vechi, unde gradul de rotunjire este mai pronunțat iar fenomenele de cloritizare mai pregnante. De asemenea și granulele de biotit din depozitele mai vechi, sînt mai rotunjite, fiind destul de rare granulele cu conture idiomorfe specifice habitusului bazal în care apare de obicei biotitul.

Menționăm de asemenea că numai în depozitele cele mai recente au fost întîlnite fragmente de roci reprezentate prin cuarțite și șisturi cuarțitice sericitoase provenite din galeții susmenționați.

De altfel o caracteristică generală a depozitelor aluvio-proluviale este oglindită în aspectul colțuros al granulelor, care venite de la distanțe



reduse (Masivul Făgăraș) nu au avut timpul necesar pentru a se șlefui; ca o consecință, coeficientul de sfericitate este redus.

În completarea acestor date, menționăm că am efectuat în exclusivitate analiza fracției grele dintr-o serie de profile din aceleași depozite aluvio-proluviale, amplasate în sectorul Avrig-Porumbacu, pe un aliniament S–N (pl. III, fig. 2).

Analiza fracției grele, evidențiază predominanța a trei minerale principale: granați, horblendă și staurolit. Staurolitul domină în depozitele glacis terasă inferior (35–44%), granatul în depozitele glacis terasă mediu (41–54%) și hornblenda în depozitele piemontane superioare (31–55%). Fiecare mineral în parte din cele menționate, este prezent în toate profilele analizate, dar diferă numai valorile procentuale. De exemplu, în cele mai vechi depozite unde primează hornblenda, granații sunt subordonati, iar staurolitul deține procente minime (7–18%), în timp ce în depozitele mai recente, hornblendei îi revin cele mai scăzute procente (6–10%). Granații au conturele de regulă colțuroase, cu suprafețe neregulate, uneori cu conture idiomorfe, și aparțin grupului almandin, grossular. Unul din mineralele specifice depozitelor piemontane superioare, este turmalina, prezentă sub formă de prisme scurte, uneori cu terminațiile rețezate, alteori idiomorfe, predominând varietatea brună feromagneziană. Contrașteptărilor, cantitatea de disten este foarte redusă, cîfrîndu-se la maximum 6% și constituie caracteristica depozitelor piemontane superioare, ca și rutilul de altfel.

Din formațiunile glacis terasă lipsește biotitul, care fără a consemna acumulări importante este omniprezent în depozitele piemontane superioare.

În contrast cu depozitele glacis terasă, unde au fost depistate cele mai mari concentrații în oxizi de fier, respectiv magnetit, titano-magnetit și accidental pirită, depozitele piemontane superioare conțin cele mai scăzute cantități de oxizi. În depozitele glacis terasă se semnalează de asemenea prezența redusă a unor minerale ca sfen, zoizit, zircon, epidot, augit etc.

Larga participare la alcătuirea fracției grele a mineralelor de tipul granați, horblendă, staurolit, ne conduce la ideea participării masive a formațiunilor mezometamorfice reprezentate prin micașisturi cu granați și staurolit sau amfibolitelor. Pentru sectorul nord-estic, nu este exclus ca o parte din hornblendă să vină și din eruptiile andezitice, ai cărei componente (hiperstenul și mai puțin augitul) sunt nelipsiți în fracția grea, din depozitele piemontane superioare. Aceeași origine dublă (pentru



același sector) o presupunem și în cazul biotitului, care poate proveni pe de o parte din micașisturi, iar pe de altă parte din andezite, formele cristalografice și constantele optice fiind aceleași.

Pentru urmărirea variației compoziției mineralogice a fracției nisipoase din depozitele aluvio-proluviale s-au analizat două linii de profil vest-est, una situată aproximativ în apropierea zonei colinare, în formațiunile aluvio-proluviale vechi (Avrig, Porumbacu, Victoria, Ucea, Șinca Veche, Ohaba, Părău) și notată cu A, și alta, grupa B, ce trece aproximativ prin localitățile Avrig, Porumbacu de Jos, Porumbacu de Sus, Arpaș, Dridif, Vad, Șercaia (pl. III, fig. 1) și urmărește în general formațiunile mai tinere. Studiile microscopice în cazul grupei A, demonstrează covîrșitoarea predominantă (cca 70%) a fracției usoare în comparație cu frecvența redusă a mineralelor fracției grele. Din grupa mineralelor leucocrate, predominantă în toate profilele, cu mici excepții, granulele de cuarț și granulele acoperite cu pulberi de minerale argiloase. Subordonat se mai găsesc feldspații și pietetele de muscovit.

Din fracția grea, care reprezintă de fapt o treime din totalul componentelor, granulații sunt cei care predomină, fiind reprezentăți în mod frecvent prin almadin și grosular și foarte rar pirop. Acestora le putem adăuga mici paete de biotit, prisme de hornblendă și disten ca și granulele de staurolit, epidot, zoizit, turmalină, zircon, rutil etc.

Procentelete ce revin mineralelor grele sunt în genere reduse, dar uneori sunt atât de reduse încât nu pot fi reprezentate grafic și ultima parte a fiecărui profil a rămas un loc alb în care am înglobat toate mineralele cu conținuturi foarte reduse (sfen, cloritoid, hipersten, clorit, actinot, carbonați, augit etc.).

În comparație cu grupul A, profilele din grupa B, prezintă cîteva deosebiri notabile, care constau în primul rînd în creșterea procentuală a cantitatii de feldspați, biotit, hornblendă și staurolit. Epidotul, în schimb, mai frecvent în grupa A, este sporadic în grupa B, iar muscovitul prezintă sensibile scăderi cantitative în grupa B. Granulații, deși prezenți în aproape toate profilele din grupa B, nu constituie acumulări însemnante, în comparație cu grupa A, unde sunt întîlnite în mai puține profile, dar în cantități incomparabil mai mari (12,5% media grupului A, față de 6,5% media grupului B).

Deosebirile existente în cadrul celor două grupe, fără a fi flagrante, evidențiază totuși o circulație mai intensă și usoară în cazul grupei B de profile, situate mai înspre extremitatea sudică a depresiunii, înlesnit de transportul din complexe petrografice variate (roci din fundament, depozite



aluvio-proluviale mai vechi și chiar aluviuni aduse de Olt). În comparație cu acestea, profilele din zona nordică (A), au o compoziție petrografică mai fidelă zonelor petrografice limitrofe.

Feldspații, rareori au suprafețele neclare, frecvent menținindu-se maclele polisintetice demonstrând frecvența plagioclazilor în detrimentul ortoclajilor, care sunt mult mai rari. Forma prismatică cu capetele ușor rotunjite atât ale felspațiilor cât și ale hornblendei, turmalinei și distenului, indică un transport nu prea îndepărtat, principalul agent transportor fiind apa. Rulajul granulelor, ca și gradul de sfericitate redus, conduce la ideea unei distanțe scurte de transport, deoarece din totalul procentual al componentelor numai 10% din granule prezintă conture angulare și rareori aşchioase.

În ceea ce privește proveniența acestor granule presupunem că cea mai mare parte sunt furnizate de complexul șisturilor mezometamorfice, proveniență ilustrată prin asociația paragenetică de tipul staurolit-disten ; hornblendă-epidot-zoizit ; biotit-hornblendă-granați ; staurolit-granați-horblendă.

Feldspații după aspectul lor pot proveni și ei din seria șisturilor cristalofiliene, proveniență demonstrată prin incluziunile pe care le conțin și prin maclația tipic albitică.

Trecînd din nou la descrierea litologică a formațiunilor aluvio-proluviale, menționăm că în cîteva profile din sectorul Avrig, Porumbacu, Cîrțișoara, se observă sub depozitele grosiere aparținînd complexului glacis terasă inferior, marne verzui compacte cu intercalării de cărbuni. Acestea din urmă la rîndul lor repauzează pe sedimente miocene. Seria lutitică cărbunoasă a fost atribuită în trecut Pliocenului superior (Dacian) (J e k e l i u s, 1932) pe baza asemănării litologice cu cele de la Ungra, Fîntîna. S-a analizat, prin amabilitatea colegii Ștefana Roman conținutul sporo-polinic a unor probe din punctele menționate mai înainte (seria lutitică). Polenul și sporii foarte abundenți păstrați în condiții bune aparțin totuși unui număr restrîns de forme, reflectînd o vegetație destul de monotonă. Dintre copaci predomină *Pinus* tip *silvestris* (30,5%), *Betula* (10%), *Quercus* (6%) și în proporții mai mici, *Alnus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Picea*, *Anies*, *Ulmus* și *Corylus*. Polenul de ierburi care participă numai cu 12,2% din total, aparțin mai ales formelor : *Artemisia*, *Compositae*, *Umbelliferae*, *Chenopodiaceae*, *Coryophyllaceae*. Dominația pinului (30,5%), Sphagnumului (15%) și Polypodiaceelor (10,5%), cât și lipsa elementelor de floră villafranchiană ne sugerează aspectul vegetației din Pleistocenul superior.



De altfel o situație asemănătoare a fost descrisă și de Pop (1960), care a distins în probele analizate de la Avrig două etape de dezvoltare a florei. Una mai veche, mai benignă, de concurență între pin și molid cu amestec de mestecărcă și cu apariții reduse de *Querectum mixtum*, *Abies*, *Corylus*, *Alnus*, *Salix* și *Carpinus* și spori de *Sphagnum*. O a doua etapă, mai nouă și de durată mai lungă reprezentată prin domniația pinului (peste 90%) și dispariția aproape totală a sporilor de *Sphagnum*. Autorul citat ținând cont de rezultatele menționate a considerat că depozitele de la Avrig s-au sedimentat spre finele ultimului interglacial Riss-Würm, în care a existat un climat temperat ce a evoluat spre unul continental (Würm).

Recent același autor, Pop (1971), pe baza analizei unei probe de la partea superioară a profilului de la Avrig, prin metoda C<sup>14</sup> a găsit o vîrstă absolută de 26.995 (BP ± 360) ani.

Ținând cont de flora descrisă de Pop (1960) și Stefană Roman pentru sedimentele lutitice din baza complexului glacis terasă inferioară și de vîrstă absolută obținută (Pop, 1971), considerăm că atât depunerea lor cît și formarea glacisului terasă mediu și inferior corespund epocii glaciare carpatică (Pleistocen superior). Aceeași vîrstă o acordăm și complexului fluvio-glaciar. Complexul piemontan superior ar fi posterior nivelelor din zona colinară și anterior depunerilor complexelor glacis terasă, foarte probabil Pleistocen mediu.

c) *Depozitele de terasă*. Așa cum am arătat mai înainte pe sectorul studiat, Oltul a săpat patru nivele de terasă. Acestea au fost cercetate în aflorimente constățindu-se în general următorul profil (tabelul):

Diametrul galețiilor din alcătuirea depozitelor aluvionare este de obicei cuprins între 2–7 cm, dar local așa cum se poate observa în unele deschideri din terasele inferioare și luncă, aluviunile conțin și elemente

TABEL

Complexul litologic	Grosimea m	Descrierea litologică
Complexul superior loessoid	1,5–2,5	Argile nisipoase, nisipuri argiloase, cu aspect loessoid, cenusii, reprezentând acumulările deluviale ale teraselor respective
Complexul inferior psammo-psefitic	2–5	Pietrișuri, bolovănișuri și nisipuri grosiere, bine rulate, reprezentând acumulările aluvionare ale teraselor



mult mai mari ( $\varnothing$  10–15 cm). Galeții pietrișurilor din terase și luncă sunt constituiți în majoritate din cuarț, șisturi cuarțitice, micașisturi, șisturi clorito-muscovitice, șisturi cuarțitice-sericitoase, andezite, bazalte, tufuri, aplite, spilite, diabaze, gresii și mai rar calcare.

În general acumulările aluvionare prezintă o compoziție petrografică relativ uniformă și rar s-a putut constata în această privință variații în același nivel sau deosebiri notabile între diversele trepte morfologice.

Variațiile observate privesc mai ales compoziția procentuală, raportul între diferitele elemente constitutive, în special raportul dintre rocile cristaline, eruptive și sedimentare.

În general pornind de la terasele inferioare spre cele superioare se constată o creștere a procentelor de roci cristaline dure, a rocilor eruptive, tinere (andezite, bazalte) și o scădere a procentelor de roci cristaline (șisturi cloritoase, micașisturi, șisturi sericitoase) a rocilor eruptive vechi (diabaze, spilite, aplite) și sedimentare.

În ceea ce privește caracteristicile granulometrice se constată deosebiri între pietrișurile teraselor inferioare și luncă pe de o parte și cele din terasele superioare pe de alta.

În general pietrișurile teraselor superioare sunt bine sortate iar categoria galetelor cu  $\varnothing$  de 5–3 cm și mai mici de 3 cm, reprezintă pînă la 60–65 %, în timp ce în cazul pietrișurilor din terasele inferioare și luncă aceleași categorii reprezintă numai 30–40 %.

Pentru caracterizarea conținutului mineralogic în general și în minerale grele în special, a fracției nisipoase, ce intră în alcătuirea litologică a aluviuinilor, s-au recoltat probe care au fost analizate de către unul dintre autori, Venera Codarcea (pl. II, fig. 3).

Depozitele de terasă în ansamblu, nu prezintă caracteristici compoziționale specifice, ele fiind alcătuite din elemente transportate de rețeaua hidrografică (Olt), din regiuni mult mai îndepărtate de locul formării lor. O primă consecință a acestui transport este gradul mai avansat de rulare, predominanța fracțiilor mai mici ca dimensiuni. La aceasta, se adaugă aspectul suprafeteelor granulelor, cu numeroase asperități și zgîrieturi.

Mineralele grele în depozitele de terasă sunt mai slab reprezentate procentual în comparație cu aceleași minerale din restul depozitelor cuaternare. Deși mai numeroase ca specii, sunt cantitativ mai puține. Predomină biotitul care se prezintă sub formă de paiete, în habitus bazal. Creșterea gradată procentuală a cantității de biotit pornind de la terasele mai vechi spre cele mai noi, se explică prin instabilitatea acestui mineral și



concentrarea lui în depozite mai noi, mereu îmbogățite în material proaspăt transportat.

Granații, deși prezenți nu constituie caracteristica acestor depozite. Mai evidentă apare prezența piroxenilor (hipersten, augit), în procente relativ ridicate (2–6%).

În depozitele de terasă, predominanța netă a fracției ușoare față de cea grea este foarte pregnantă (în medie 55% față de 35%). Adăugăm tot ca o caracteristică a depozitelor de terasă prezența oxizilor, reprezentate prin magnetit, mai puțin ilmenit și pirită, care în restul depozitelor cuaternare lipsesc sau sunt foarte slab reprezentate.

În încheierea observațiilor privind conținutul în minerale grele din depozitele aluvio-proluviale și terasă, vom încerca să tragem cîteva concluzii comparative (pl. II, fig. 2, fig. 3).

În profilele din terase se remarcă o vădită scădere a cantității de granule acoperite cu pulberi de minerale argiloase de oxizi (minimum 6% în terasă, față de minimum 8% în depozitele aluvio-proluviale și respectiv maxima 24% față de 31%).

De asemenea în depozitele de terasă se constată o creștere a procentelor de feldspați, aproape constant comparativ cu depozitele aluvio-proluviale unde acestea sunt în cantități mai reduse și inegale. Cuarțul luat per global în depozitele de terasă este în procente mai mici față de depozitele aluvio-proluviale. În schimb cantitatea de granați este cu mult mai mare în depozitele aluvio-proluviale și același lucru îl putem spune și despre fragmentele de roci, indiferent dacă este vorba de andezite sau de cuarțite.

În depozitele de terasă se întâlnesc frecvent hiperstenul (în procente mai mari de 1,5%) în timp ce în depozitele aluvio-proluviale este foarte rar sau absent, apărînd în schimb rutilul.

În ceea ce privește vîrstă depozitelor aluvionare de terasă, observăm că pînă în prezent pe sectorul cercetat nu au fost găsite resturi de mamifere fosile.

Este de remarcat însă că imediat la nord de regiunea cercetată în terasa Oltului de 16–20 m, la nord-est de comuna Mateeași, Mihăilă a recoltat resturi de *Mammuthus primigenius* Blum b.

Tinînd cont de resturile menționate precum și de cele găsite în terasele Oltului atît în amonte cît și în aval și de pozițiile lor geometrice raportăm terasele Oltului următoarelor nivele stratigrafice : terasa de 65–80 m, părții superioare a Pleistocenului mediu ; terasa de 25–35 m, părții infe-



rioare a Pleistocenului superior; terasa de 16—20 m, părții mijlocii a Pleistocenului superior; terasa de 4—12 m părții terminale a Pleistocenului superior.

d) *Argila roșie*. Peste depozitele complexului piemontan superior și a complexelor glacis terasă mediu, urmează de cele mai multe ori un strat gros de 1—3 m de argile nisipoase, nisipuri argiloase, gălbui-roșcate, bogate în concrețiuni fero-manganoase. În masa argilei apar frecvent și elemente mai grosiere care uneori pot atinge dimensiuni de 0,2 — 0,5 cm. Existența acestui material nu poate fi explicată decât prin procese deluviale-proluviale care au jucat probabil un rol hotărîtor în depunerea acestei argile. Intemeiați pe poziția stratigrafică a acestor depozite precum și pe considerente morfogenetice, raportăm argila roșie părții finale a Pleistocenului superior.

e) *Travertine*. În extremitatea estică a comunei Hoghiz se găsesc de o parte și de alta a văii cu același nume, travertine. Travertinul are o culoare gălbui-cenușie, este poros și conține resturi de plante și moluște. Pe partea dreaptă a văii Hoghiz în travertine se intercalează și marne negricioase cu resturi de plante și moluște. Ca vîrstă travertinul a fost raportat cu altă ocazie (Mihăilă et al., 1972) unui interval stratigrafic ce cuprinde Plistocenul superior și Holocenul.

f) *Depozitele coluviale*. De-a lungul contactului cu zona munților au mai fost separate o serie de depozite reprezentate printr-un material diferit ca granulație, de la blocuri mari care formează uneori întinse pînze de grohotiș (în special în preajma masivelor calcaroase din nord-estul regiunii), la depozite argiloase nisipoase roșcate care prind în masa lor fragmente din formațiunile pe care s-au format.

## 2. Holocenul

Depozitele cele mai tinere din regiune sunt reprezentate prin aluvio-nile luncii etajate a Oltului și afluenților. Depozitele de luncă au o grosime de 3—8 m și sunt alcătuite din pietrișuri și bolovanișuri care la partea superioară trec la nisipuri și argile nisipoase în care de cele mai multe ori sunt intercalate resturi de copaci, parțial carbonizați. Elementele grosiere sunt alcătuite preponderent din șisturi cristaline, andezite, bazalte, gresii și calcare. Tot Holocenului îi mai revin depozitele de mlaștină și turbă din lunca Oltului.

### C) COMPARTIMENTELE MORFOTECTONICE ALE DEPRESIUNII FĂGĂRAȘULUI

Diferențierile geomorfologice precum și variația grosimii formațiunilor cuaternare, atât pe verticală cît și pe orizontală, sunt legate și de intensitatea și sensul mișcărilor neotectonice. În acest sens, în cadrul depresiunii Făgărașului se pot separa patru compartimente morfotectonice : Hoghiz-Veneția, Veneția-Mindra, Mindra-Dridif și Dridif-Sebeș.

Jocul diferențiat al acestor patru compartimente a determinat configurația actuală a sistemului de terase și a cîmpiei aluvio-piloviale etajate.

**C o m p a r t i m e n t u l H o g h i z - V e n e ț i a ,** care apare sub forma unui culoar depresionar, se caracterizează prin predominarea asymmetrică a teraselor Oltului. Acestea au un caracter aluvial și se dipun peste un subasment de formațiuni cuaternare vechi (Pleistocen inferior).

Raporturile stratigrafice dintre Miocen și Cuaternar, precum și caracterele litologice ale acestuia din urmă permit să presupunem că după o înălțare precuaternară care a afectat atât Munții Perșani cît și Podișul Transilvaniei, urmează o scufundare ce prinde clina vestică a Perșanilor centrali. Această lăsare duce la individualizarea compartimentului respectiv și este dovedită de prezența formațiunilor lacustre și fluvio-lacustre ale Pleistocenului inferior și mediu. Prezența succesiunii de terase dovedește trecerea regiunii, odată cu finele Pleistocenului mediu, la o înălțare treptată a acestuia, mult mai accentuată în zona Munților Perșani. Luând în considerare altitudinea absolută a depozitelor lacustre, pleistocene inferioare și medii (50 m în depresiunea Baraolt și 650—700 m în Perșani), amplitudinea ridicărilor a fost de cca 600 m (Liteanu et al., 1962; Iancu, Pauliuc, 1971).

**C o m p a r t i m e n t u l V e n e ț i a - M i n d r a ,** caracterizat printr-o mare extindere a glacisului piemontan superior și a glacisului terasă, prezintă față de primul compartiment aspectul unui bazin depresionar închis spre vest de dealurile Todiriței. Lipsa formațiunilor cuaternare vechi, grosimea redusă a depozitelor glacisului piemontan și de terasă și apariția Miocenului deasupra talvegurilor rîurilor dovedesc o predominare a mișcărilor pozitive în acest sector.

**C o m p a r t i m e n t u l M i n d r a - D r i d i f ,** se individualizează printr-o mare uniformitate a reliefului, datorită marii extinderi a glacisului terasă mediu și a lipsei teraselor. Găsirea Miocenului numai în foraje la adâncimi de peste 40—70 m precum și slaba fragmentare a reliefului, indică o lăsare subsidentă a compartimentului respectiv, compensată continuu de materialul adus de rîurile făgărășene.



**C o m p a r t i m e n t u l D r i d i f - S e b e ş ,** prezintă o varietate mai mare a reliefului, în sensul că sub glacisul piemontan se dispune toată seria de terase ale Oltului sau a văilor afluențe, în fundamentul cărora găsim prezent aproape totdeauna, Miocenul. Pe fondul oscilațiilor climatice cuaternare, acest compartiment a fost afectat de mișcări pozitive continui, mult mai intense decât cele din compartimentul Veneția-Mîndra, cu care se aseamănă.

Rezultă deci, că în timpul Cuaternarului în arealul depresiunii Făgărașului au avut loc mișcări neotectonice diferențiate, care au impus formarea celor patru compartimente. Ca un element comun se remarcă accentuarea acestora către zona muntoasă fapt ce explică și deplasarea continuă a Oltului spre nord, fenomen la care au contribuit din plin și aluviuurile aduse de râuri din zonele glaciare sau periglaciale ale Munților Făgăraș și Perșani.

#### D) CONSIDERĂȚII PALEOGEOGRAFICE

Situată la contactul dintre Munții Făgăraș și Munții Perșani, depresiunea Făgărașului a evoluat sub influența evenimentelor tectonice și modificărilor climatice a acestor masive montane cît și a Podișului Transilvaniei.

Individualizarea depresiunii, ca unitate de relief începe imediat după colmatarea lacului pliocen din bazinul Transilvaniei, cînd au loc și importante mișcări verticale ce afectează atît spațiul montan cît și zonele de contact ale acestuia. Pe fondul general de înălțare a Munților Făgăraș și parțial a Munților Perșani se individualizează cîteva zone de subsidență, cum este bazinul Baraolt, în care continuă sedimentarea lacustră și fluviolacustră. În timpul Pleistocenului inferior apele lacului din bazinul Baraolt, pătrunzînd probabil prin actualul defileu al Oltului de la Racoș, au acoperit parțial și clina vestică a Perșanilor centrali. Depozitele de la Ungra, Bogata, Hoghiz, Fîntîna, Lupșa, sint dovezi concluzante pentru susținerea Pleistocenului inferior (Villafranchian mediu) în actualul spațiu al depresiunii Făgărașului.

De la linia Cuciulata-Crihalma spre sud și sud-vest se constată că formațiunile cuaternare (pietrișuri, nisipuri și argile), reprezentate prin Pleistocenul mediu și superior, se dispun direct peste depozitele miocene. Lacuna de sedimentare, care corespunde probabil cu tot Pliocenul și cu Pleistocenul inferior este legată probabil de înălțarea generală care cuprinde și cea mai mare parte a contactului dintre Munții Făgărașului și bazinul Transilvaniei. În acest timp se modelează dealurile submontane făgărășene a căror pantă generală indică un drenaj pe direcția sud-nord. Pe baza depo-



zitelor celei mai vechi terase a Oltului, se poate fixa prezența Oltului în depresiune la nivelul Pleistocenului mediu. Pe fondul acestor înălțări generale, corespunzătoare fazei valahe, care impun și accentuarea pantei topografice, instalarea climatului din ce în ce mai rece, începînd cu Pleistocenul mediu, aduce modificări esențiale și în hidrodinamica fluviatilă. Rîurile făgărășene, încărcate cu mari cantități de aluviuni depun la baza muntelui enorme conuri aluviale ce se întindeau mult spre nord, pînă în apropierea unui colector principal care se instalase la baza lor, Oltul. Aici, în zona de puternică influență a nivelului de bază, are lor, prin distrugerea treptată a zonei deluroase, conjugarea acestor evantaie aluviale într-un întins glacis piemontan. Oscilațiile climatice din timpul Pleistocenului superior au produs tot atîtea schimbări și în raportul debit lichid-debit solid.

Impulsionate și de coborîrea treptată a nivelului de bază, Oltul, marile văi făgărășene scoase din profilul de echilibru, au început un proces sincron și ritmic de aluvionare și eroziune laterală, ce a determinat formarea prin înbucarea, a celor două generații de glacisuri terase și distrugerea parțială a glacisului piemontan superior.

Holocenul, care corespunde cu formarea luncii Oltului, definitivază aspectul actual al reliefului din depresiunea Făgărașului, completînd și succesiunea stratigrafică a formațiunilor cuaternare.

Erupțiile vulcanice din nord-estul depresiunii Făgărașului au avut o mare influență asupra evoluției ulterioare a terenurilor cuaternare. Ele au determinat natura sedimentelor din raza lor de răspîndire, au schimbat condițiile de viață și au provocat importante modificări în relațiile hidrogeografice ale regiunii (Tövissi, 1969; Iancu, Paliu, 1971).

Un astfel de fenomen s-a întîmplat cu pîrîul Bogata, care în urma erupțiilor vulcanice din centrele Măguricea și Bîrc, a fost oprit din vechea vale, orientată în general ESE—WNW și deviat cu un unghi de aproape  $90^{\circ}$  spre dreapta pe o direcție SW—NE. Acest fapt este indicat de rămășițele vechii văi a Bogatei, puse în evidență în dreptul comunei Hoghiz.

## BIBLIOGRAFIE

- Diaconeasa B., Tövissi I. (1971) Analize de polen în sedimentele pleistocene de la Hoghiz. Progrese în palinologia românească. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Gheorghian M., Mihailă N. (1971) Harta geologică scară 1 : 50.000, foaia Avrig. Inst. Geol. București.
- Gheorghian Mihailă, Lubenescu Victoria, Oiteanu R. (1971) Contribuții la stratigrafia Miocenului din sudul Transilvaniei. D. S. Inst. Geol. LVII/4, București.



- Iancu M., Pauliu S. (1971) Considerații asupra rolului litologiei, structurii și mișcărilor neotectonice în dezvoltarea reliefului din Munții Perșani. *An. Univ. Buc., seria Geogr.* XX, București.
- Ilie M. (1953) Structura geologică a Muntilor Perșani (regiunea Cuciulata, Lupșa, Cornecea, Veneția). *An. Com. Geol.* XXXVI, București.
- Jekelius E. (1932) Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.* II, București.
- Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II, *Paleogen. und Neogen*, Budapest.
- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.* VII/34, București.
- Lorenthey I. (1883) Die pontischen Faunen von Golt-und Hidrogkut im Gr. Kokelburger Komi at Orvoterm. *Tud. Esteriso* XV, Cluj.
- Mac I., Tövissi I. (1968) Observații geomorfologice în regiunea de confluență a Homorodului cu Oltul. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, seria Geol.-Geogr.* 2, Cluj.
- Mihăilă N., Peltz S., Wönnert F. (1972) Date noi privind depozitele cuaternare și vulcanismul bazaltic din regiunea Hoghiz-Veneția (Munții Perșani). *Stud. tehn. econ., seria H*, 4, București.
- Mihăilescu V., Stoinescu M., Vintilăescu M., Vintilăescu I. (1950) Țara Oltului, caracterizare geografică. *Lucr. I.C.G. al RPR*, București.
- Orgheidan N. (1965) Munții Perșani (Observații geomorfologice cu privire specială asupra văii Oltului). *Stud. cerc. geol., geogr., seria Geogr.* XII/1, București.
- (1969) Văile transversale din România. Ed. Acad. RSR., București.
- Patrulius D., Mihăilă N. (1966) Stratigrafia depozitelor cuaternare din împrejurimile Branului și neotectonica depresiunii Birsei. *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Dimian Elena, Popescu Illeana (1966) Serile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comunei. *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Paucă M., Clemens Antoaneta, Tiutuca Silvia (1965) Cercetări geologice pe marginea de sud a depresiunii Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol.* LI/1, București.
- Pop E. (1960) Mlaștinile de turbă din R.P.R. Ed. Acad. R.P.R., București.
- (1971) Primele determinări de vîrstă cu radiocarbon în turba noastră cuaternară. Progrese în palinologia românească. Ed. Acad. R.S.R., București.
- Popescu N. (1971) Relieful depresiunii Făgărășului în sectorul Simbăta-Avrig. *An. Univ. Buc. seria Geogr.* București.
- Preda M. (1940) Les bazaltes du versant ouest des Monts Perșani. *C.R. Inst. Geol.* XXIV, București.
- Török Z. (1938) A Homorodok torkolati vidékének geologiai alkotása. Dr. Szadeszky-Karos-Gyula Emlekkönya. Edit. Minerva Cluj.
- Tövissi I. (1965) Formațiuni criogene în Valea Oltului între Bălan și Porțea. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai, sec. Geol.-Geogr.* 1, Cluj.
- (1969) Rolul metodelor analitice în cercetările geomorfologice cu aplicații asupra văii Oltului. *Lucr. Inst. Pedagogic Oradea, seria A*, Oradea.
- Wachner H. (1909) Einige Bemerkungen über die Golter Basaltbreccie und das Alter der Basaltvulkane am Olt. *Verh. v. Mitt. d. siebenb. ver. f. Natur. Wissensch.* Sibiu.
- (1931) Geomorphologischen Studien im Flussgebiet des Olt. *Lucr. Inst. Geogr. Univ. din Cluj, Col. IV*, 1928–1929, Cluj.



## GÉOLOGIE ET RELIEF DE LA DÉPRESSION DE FĂGĂRAŞ

### (Résumé)

La dépression de Făgăraş correspond presque totalement à une plaine alluviale-proluviale étagée, limitée vers le S par un secteur plus élevé, notamment les collines pré montanes, et vers le N par les collines miocènes-pliocènes de la Transylvanie.

#### *A) Relief de la dépression de Făgăraş*

Les unités morphologiques majeures qui participent à la constitution du relief de la région sont : les collines intramontagneuses, la plaine alluviale-proluviale, les terrasses et la plaine alluviale de l'Olt.

1. La zone des collines intramontagneuses développée sur des formations miocènes présente des traces d'aplanissement des interfluves observables aux altitudes de 650—800 m et 750—950 m, ainsi qu'un relief structural marque.

2. La plaine alluviale-proluviale étagée est constituée à son tour par :

a) Le glacis de piémont supérieur représenté par des interfluves larges de 1—4 km, représentant la partie supérieure de la plaine alluviale-proluviale.

b) Le glacis terrasse moyen dont l'aspect approche de celui des éventails alluviaux-proluviaux, largement étendus entre Simbăta et Mîndra ; vers l'Olt il passe à la terrasse de 25—35 m.

c) Le glacis terrasse inférieure, développé de part et d'autre des cours d'eau qui dévalent les pentes des Monts Făgăraş et Persani, substitué progressivement en amont par les accumulations du glacis fluvio-glaciaire, et passant en aval à la terrasse de 16—20 m de l'Olt.

d) Le glacis fluvio-glaciaire constitué par l'accrolement latéral de quelques vastes cônes de déjection situés au sortir de la zone montagnarde des affluents de gauche de l'Olt. Les accumulations de ce glacis couvrent partiellement celles du glacis de piémont, couvrent et continuent celles des glacis de terrasse moyen et contiennent celles du glacis de terrasse inférieur.

3. Les terrasses et les plaines alluviales de l'Olt constituent les gradins de relief engendrés directement par l'Olt. Les terrasses présentent des altitudes relatives de : 4—12 m, 16—20 m, 25—35 m et 65—80 m. La plaine alluviale nettement asynchrone présente des altitudes relatives qui varient de 1,5 à 6 m, limites entre lesquelles apparaissent parfois plusieurs gradins locaux.

4. Le versant septentrional des Monts Făgăraş en questa qui présente de nombreux glissements de terrains borde la dépression vers la zone de plateau.

5. Les formes et les structures périglaciaires sont représentées par des glacis colluviaux-proluviaux et par des phénomènes de cryoturbation.

#### *B) Géologie de la dépression de Făgăraş*

Les accumulations quaternaires qui constituent les principaux dépôts colmatés dans cette dépression reviennent au Pléistocène et à l'Holocène.

1. Au Pléistocène correspondent :

a) Les dépôts fluviatiles-lacustres constitués d'argiles, marnes, argiles sableuses, parfois à intercalations de charbons, sables et graviers, calcaires lacustres blancs et rouges, et roches basaltiques affleurant dans le NE de la région (Bogata, Hăghiz, Flintina, Comina, Lupşa, Ungra).



Vers la partie basale les formations miocènes sont surmontées par l'horizon des pélites (argiles, argiles sableuses à minces intercalations de lignite) dont on a prélevé : *Theodoxus semiplicatus* Jek., *Viviparus sadleri* Part., *V. altus* Neum., *Melanopsis decollata* Sta., *M. pterochila* Brus., *Dreissena münsteri* Brus., *Pisidium amnicum* Müll., *Unio* sp., *Helix* sp. Cet horizon épais de 30–60 m contient les premières intercalations de laves basaltiques (8–10 m). Il est surmonté par l'horizon des pséphites (20–30 m) constitué de graviers (quartzites, schistes chlorito-muscovitiques, basaltes, calcaires et grès) et de sables gris jaunâtre à fragments d'*Archidiskodon meridionalis* Nesti (forme archéenne). Il y a des endroits où la série pélitique est surmontée par la série volcanogène-sédimentaire (Mihailă et al., 1971) constituée de sables, graviers, tufs grossiers et aggrégats qui à leur tour sont surmontés de basaltes granulaires (6–10 m) gris noirâtre qui supportent un paquet (3–5 m) de marnes charbonneuses, argiles, sables et graviers (quartzites, micaschistes, schistes sériciteux, gneiss, tufs, microdiorites, amphibolites, basaltes, grès et calcaires) dont on a prélevé une mandibule de *Dicerorhinus etruscus* Falc. et une molaire d'*Archidiskodon meridionalis* Nesti (forme évoluée). Vers la partie supérieure ce paquet est substitué par des argiles, argiles sableuses gris verdâtre à restes de plantes (0,5–1 m) et sables argileux noirâtres (0,5 m) dont le contenu en spore-pollen a été examiné par Diaconescu et al. (1971).

L'analyse minéralogique de la fraction grossière des argiles et des sables (classe 0,20–0,06 mm) révèle que la fraction légère l'emporte sur la fraction lourde, ainsi que la présence des grains recouverts de poussières d'oxydes et de minéraux argileux.

La présence des minéraux lourds de type staurotide, grenats, ainsi que celle de la hornblende et surtout de l'hypersthène nous porte à conclure sur l'origine mixte du matériel qui a participé à la formation de ces dépôts du cristallin des Monts Perșani et de l'éruptif récent. À ceux-ci s'ajoutent des fragments de pâte andésitique et quelques fragments altérés de basaltes provenus des corps éruptifs récents de la région (secteur de Bogata -Hoghiz).

Sur ce paquet repose une série épaisse de 3–4 m formée de blocs de basaltes fixés dans une matrice argileuse, suivis de basaltes massifs gris-noirâtre (8–10 m) et du second niveau volcanogène-sédimentaire supérieur qui supporte un horizon de scories rouge brique. La succession s'achève par des argiles sableuses, des argiles brun-rouge à taches d'oxydes de fer et de manganèse.

L'horizon pélito-pséphitique de la partie basale a été attribué, vu les critères paléontologiques cités, au Pléistocène inférieur (Villafranchien), et les dépôts psammo-pséphitiques qui surmontent la série volcanogène-sédimentaire inférieure au Günzen. Les basaltes et la formation volcanogène-sédimentaire supérieure pourraient ainsi contenir des termes du Pléistocène moyen.

b) Les dépôts alluviaux-proliviaux, dont le trait caractéristique est la granulométrie et la lithologie largement variées, présentent des épaisseurs variables tant en sens longitudinal que transversal. Ils sont représentés par quatre complexes lithologiques correspondant, en grandes lignes, aux principaux gradins de relief : le complexe de piémont supérieur (cônes alluviaux à galets bien roulés et très altérés englobés dans une matrice argilo-sableuse rougeâtre), le complexe du glacier terrasse moyenne (cônes alluviaux-proliviaux à éléments moins roulés et faiblement altérés, englobés toujours dans une matrice argileuse-sableuse rougeâtre), le complexe du glacier terrasse inférieure (cônes alluviaux-proliviaux à éléments anguleux englobés dans une matrice sableuse jaunâtre) et le complexe fluviatile-glaciaire (éboulis et graviers faiblement roulés, non-altérés).

La caractéristique générale des dépôts alluviaux-proliviaux est l'aspect anguleux des grains qui n'ayant parcouru qu'une faible distance n'ont pas eu le temps de s'émousser.

Dans les dépôts récents abondent le rutile, le grenat et le zircon ; la staurotide fait défaut dans les dépôts de piémont supérieurs.



L'enrichissement en minéraux lourds des dépôts récents vient de l'alimentation permanente de ces dépôts par des matériaux riches en minéraux lourds et concomitamment recouverts de dépôts très récents qui entravent leur altération autant que leur ablation.

Dans les dépôts de piémonts anciens abondent la hornblende et la biotite, dont la manière de conservation et l'indiomorphisme des grains constituent de précieux caractères pour établir l'âge des dépôts respectifs. On observe par exemple des cristaux de hornblende sous faciès pinacoidal prismatique dans les dépôts de glacis terrasse et des grains arrondis chloritisés de hornblende dans les dépôts de piémont supérieurs.

L'analyse de la fraction lourde de certains profils des dépôts alluviaux-proluviaux (secteur d'Avrig-Porumbacu) révèle la prédominance nette de trois minéraux : grenats, hornblende et staurotide, chacun d'entre eux étant caractéristiques en ce qui concerne les accumulations quantitatives pour un certain type de dépôts. La staurotide prédomine dans les dépôts de glacis terrasse inférieure, les grenats dans ceux de glacis terrasse moyen, et la hornblende dans ceux de piémont supérieur. Les minéraux de la fraction lourde proviennent en majorité des formations mégamétamorphiques et en moindre mesure des éruptions andésitiques (hypersthène, augite etc.). La forme prismatique des grains indique un transport peu éloigné effectué en premier lieu par l'eau. Le degré de roulage et de sphéricité des grains réduit porte à l'idée d'un transport sur de courtes distances. La plupart des minéraux proviennent du complexe des schistes mégamétamorphiques, fait mis en évidence par les paragénèses de type : staurotide-disthène, hornblende-épidote-zoisite, biotite-hornblende-grenats, staurotide-grenats-hornblende.

Prenant comme point de départ la flore décrite par E. Pop et Stefan Român des dépôts pélitiques de la base du glacis terrasse inférieur nous estimons que leur accumulation autant que celle des glacis terrasse moyen et inférieur correspondent à l'époque glaciaire carpathique (Pléistocène supérieur). Le complexe de piémont supérieur serait ultérieur aux niveaux d'érosion de la zone collinnaire et antérieur aux dépôts de glacis terrasse, probablement, Pléistocène moyen.

c) Les dépôts de terrasse sont généralement constitués d'un complexe alluvial inférieur, psammoïto-pséphítique, et un autre déluvial, supérieur, loessoïde, dont la composition ne présente guère des caractères particuliers.

Les traits caractéristiques des dépôts de terrasse sont la présence des oxydes (magmaïte, en moindre mesure ilménite et pyrite), la diminution de la quantité de grains couverts de poussières de minéraux argileux, les grains feldspaths par rapport au quartz, dont le taux le plus élevé est dans les dépôts alluviaux-proluviaux, et la présence de l'hypersthène.

Les dépôts des terrasses de l'Olt reviennent aux niveaux stratigraphiques suivants : t 65–80 m à la partie supérieure du Pléistocène moyen, t 25–35 m à la partie inférieure du Pléistocène inférieur, t 16–20 m à la partie moyenne du Pléistocène inférieur, t 4–12 m à la partie terminale du Pléistocène supérieur.

d) l'argile rouge reposant sur les complexes piémontans et le glacis terrasse moyen, épaisse de 1–3 m, représente, selon toute vraisemblance, une formation déluviale-proluviale accumulée vers la fin du Pléistocène supérieur.

e) Les travertins situés à l'E de Hoghiz sont attribués à un intervalle stratigraphique plus large qui contient le Pléistocène supérieur et l'Holocène.

f) Les dépôts colluviaux sont représentés par de vastes éboulis (autour des massifs calcaires situés au NE de la région) et par des dépôts argileux sableux.



2. À l'Holocène reviennent les alluvions de la plaine alluviale de l'Olt et de ses affluents (graviers, sables, argiles sableuses à restes d'arbres partiellement incarbonisés), les dépôts marécageux et de tourbe de la plaine alluviale de l'Olt.

### C) Compartiments morpho-tectoniques de la dépression de Făgăraș

On a séparé dans cette dépression quatre compartiments : Hoghiz-Veneția (prédominent les terrasses dont le soubassement est constitué de formations quaternaires plus anciennes), Veneția-Mindra (large extension des glaciis de piémont supérieur ; prédominent les altitudes élevées), Mindra-Dridif (extension du glaciis terrasse moyen ; dépôts quaternaires très épais ; prédomine la subsidance) et Dridif-Sebeș (formes de relief variées ; dépôts quaternaires peu épais ; prédominent les altitudes élevées).

### D) Considérations paléogéographiques

La dépression s'individualise immédiatement après le colmatage du lac pliocène de la Transylvanie. Sur le fonds général des altitudes élevées s'ébauchent quelques zones de subsidance (Bassin de Baraolt, couloir de Racoș-Hoghiz-Fântâna) où s'accumulent les formations du Pléistocène inférieur.

Les formations quaternaires situées à l'W de Cuciulata reviennent au Pléistocène moyen et supérieur reposant directement sur le Miocène. La lacune Pliocène-Pléistocène inférieur se rattacherait à un faible exhaussement de cette région. À partir des dépôts de la plus ancienne terrasse on y peut préciser la présence de l'Olt dans la région au niveau du Pléistocène moyen. Les modifications climatiques ultérieures et l'exhaussement constant de la bordure montagneuse favorisent, plus loin, la formation et la différenciation des gradins de relief qui du Pléistocène moyen au Pléistocène supérieur constituent la plaine alluviale-proluviale étagée.

Les éruptions volcaniques survenues au NE de la dépression sont responsables des modifications arrivées au réseau hydrographique (par exemple déviation du trajet du ruisseau Bo-gata).

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

#### Carte géologique de la dépression de Făgăraș.

1 a, graviers, terrain pierreux, sables argileux (qui participent à la constitution des plaines alluviales ; b, tourbe et dépôts marécageux ; c, dépôts proluviaux (cônes de déjection récents) ; 2 a, travertins: b, blocs et fragments de calcaires, grès, conglomerats, argiles sableuses (dépôts colluviaux); 3, graviers et sables (dépôts de la terrasse de 4–12 m); 4 a, graviers et sables (dépôts de la terrasse de 16–20 m); b, dépôts alluviaux-proluviaux (glaciis terrasse inférieur); 5 a, graviers et sables (dépôts de la terrasse de 25–35 m); b, dépôts alluviaux-proluviaux (glaciis terrasse moyen); 6, dépôts fluvio-glaciaires; 7, graviers et sables (dépôts de la terrasse de 65–80 m); 8, dépôts alluviaux-proluviaux (glaciis piémontan supérieur); 9, dépôts fluvio-lacustre (marnes, tufs, argiles, sables, graviers); 10, dépôts fluvio-lacustres (argiles, calcaire, sables, graviers); 11 a, laves; b, pyroclastites; c, scories; d, aggrégats



andésitiques ; 12, dépôts colluviaux (glissements de terrain) ; 13, dépôts mésozoïques et miocènes ; 14, zone d'où l'on a prélevé les échantillons de minéraux lourds ; 15, forage.

#### Planche II

Composition minéralogique globale selon l'âge et les formations géologiques de quelques profils de la dépression de Făgărăș.

1, quartz ; 2, feldspath ; 3, muscovite ; 4, grenats ; 5, hornblende ; 6, staurotide ; 7, tourmaline ; 8, hypersthène ; 9, biotite ; 10, disthène ; 11, rutile ; 12, augite ; 13, épидote ; 14, zircon ; 15, zoïsite ; 16, sphène ; 17, oxydes ; 18, fragments d'andésites et de pâte andésitique ; 19, fragments de schistes quartzitiques sériciteux ; 20, fragments de quartzites ; 21, grains enrobés dans une pellicule de minéraux argileux et d'oxydes ; 22, autres minéraux.

#### Planche III

a) Composition minéralogique globale de quelques profils situés le long d'un alignement orienté ouest-est de la dépression de Făgărăș.

b) Composition minéralogique de la fraction lourde de quelques profils situés dans la plaine alluviale-proluviale, secteur d'Avrig-Porumbacu.

1, quartz ; 2, feldspath ; 3, muscovite ; 4, grenats ; 5, hornblende ; 6, staurotide ; 7, tourmaline ; 8, hypersthène ; 9, biotite ; 10, disthène ; 11, rutile ; 12, augite ; 13, épidote ; 14, zircon ; 15, zoïsite ; 16, sphène ; 17, oxydes ; 18, fragments d'andésite et de pâte andésitique ; 19, fragments de schistes quartzitiques sériciteux ; 20, fragments de quartzites ; 21, grains englobés dans une pellicule de minéraux argileux et d'oxydes ; 22, autres minéraux.



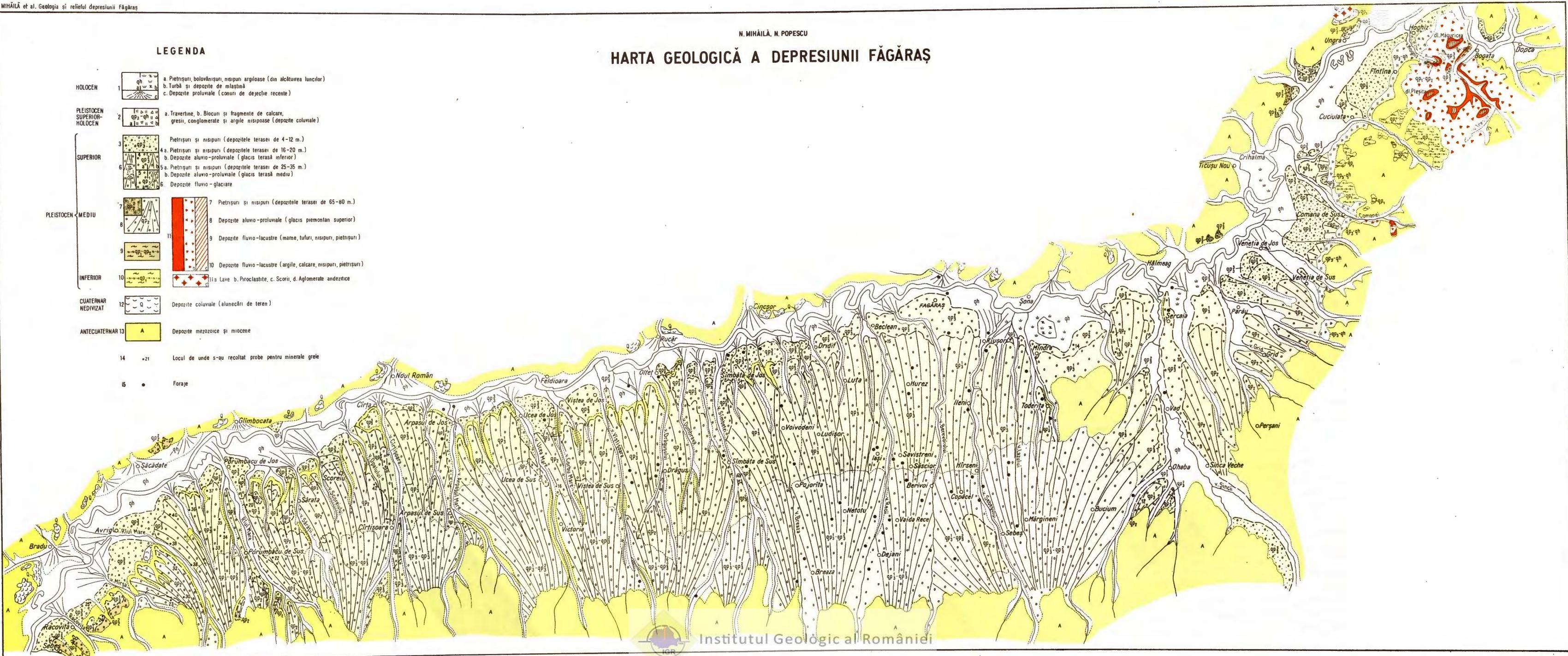
# **ARTA GEOLOGICĂ A DEPRESIUNII FĂGĂRAŞ**

## LEGENDA

HOLOCEN	1		a. Pietrișuri, bolovănișuri, nisipuri argiloase (din alcătuirea luncilor) b. Turbă și depozite de mlaștă c. Depozite pirovolviale (conuri de dejecție recente)
PLEISTOCEN SUPERIOR-HOLOCEN	2		a. Travertine, b. Blocuri și fragmente de calcare, gresii, conglomerate și argile nisipoase (depozite coluviale)
SUPERIOR	3		Pietrișuri și nisipuri (depozitele terasei de 4-12 m.)
	4		a. Pietrișuri și nisipuri (depozitele terasei de 16-20 m.) b. Depozite aluvio-pirovolviale (glacis terasă inferior)
	5		a. Pietrișuri și nisipuri (depozitele terasei de 25-35 m.) b. Depozite aluvio-pirovolviale (glacis terasă mediu)
	6		6. Depozite fluvi - glaciare
PLEISTOCEN MEDIU	7		7. Pietrișuri și nisipuri (depozitele terasei de 65-80 m.)
	8		8. Depozite aluvio-pirovolviale (glacis piemontan superior)
	11		9. Depozite fluvi-lacustre (mame, tufuri, nisipuri, pietrișuri)
	10		10. Depozite fluvi-lacustre (argile, calcare, nisipuri, pietrișuri)
INFERIOR	12		a. Lave b. Proctlastite, c. Scorii, d. Aglomerate andezitice
CUATERNAR MEDIVIZAT	13		Depozite coluviale (alunecări de teren)
ANTECUATERNAR	A		Depozite mezozoice și miocene
	14		Locus de unde s-au recoltat probe pentru minerale grele
	15		Foraje

## Institutul G

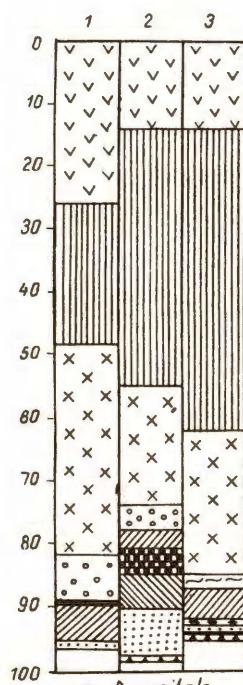
Institutul Geologic al României



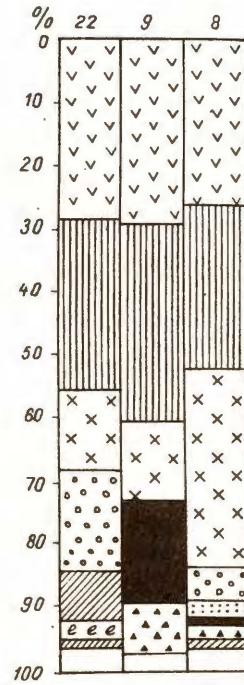
# COMPOZIȚIA MINERALICĂ GLOBALĂ PE VİRSTE ȘI FORMAȚIUNI GEOLOGICE, A UNOR PROFILE DIN DEPRESIUNEA FĂGĂRAȘ

N. MIHAILĂ et al. Geologia și relieful depresiunii Făgăraș.

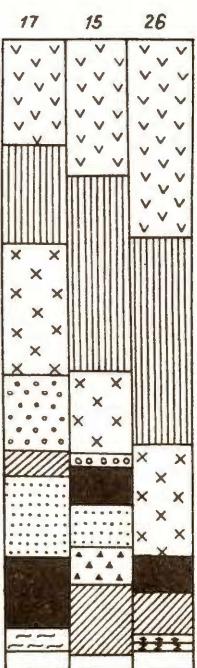
Pl. II



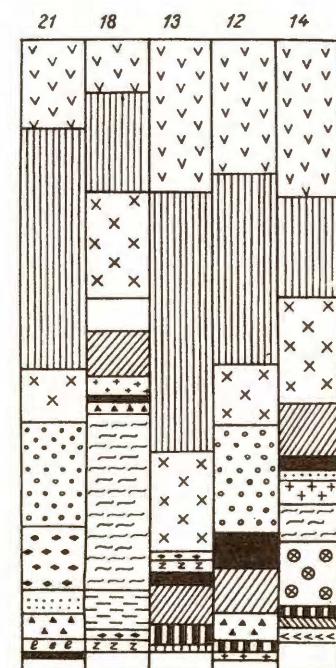
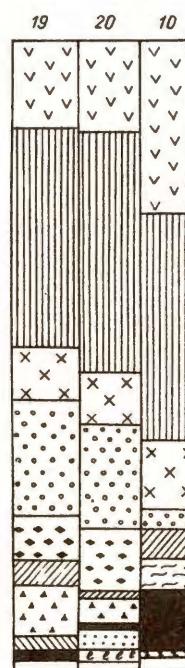
a. Depozitele pleistocen inferioare (gh)



b. Depozitele aluvio - proluviale



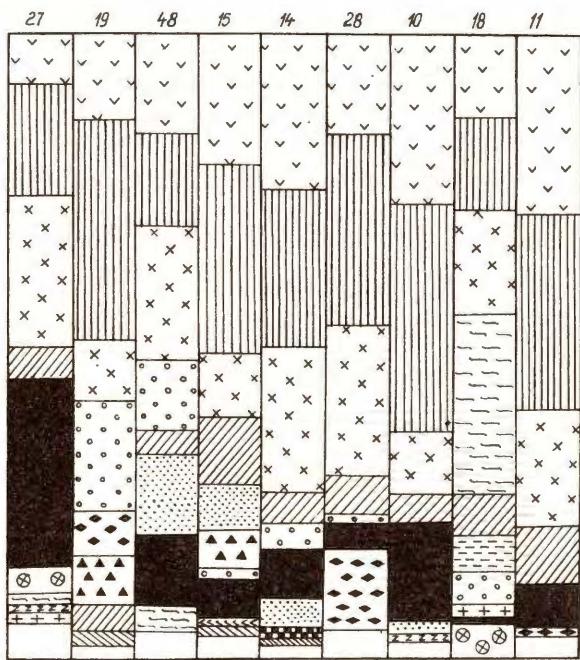
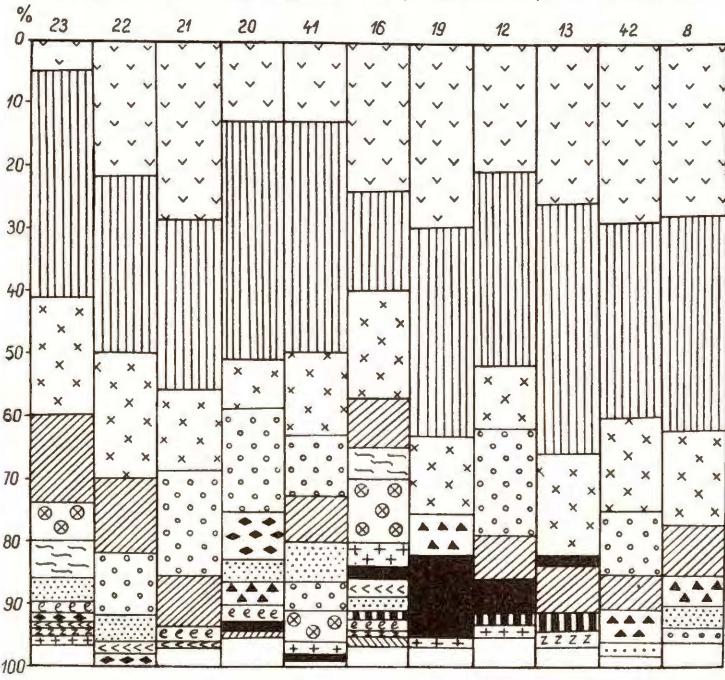
c. Depozitele de terasă



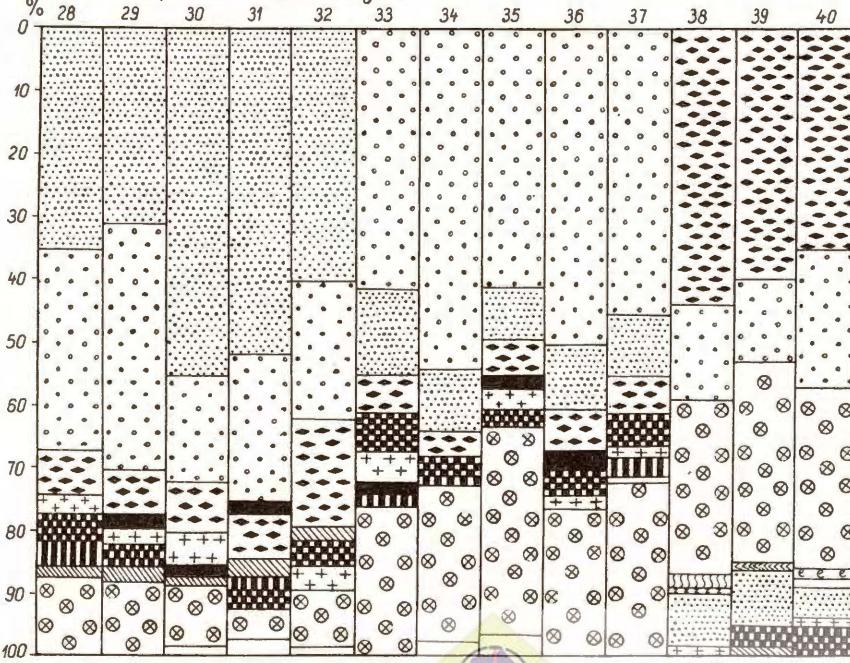
## LEGENDA

- 1 Cuarț
- 2 Feldspat
- 3 Muscovit
- 4 Graani
- 5 Hornblendă
- 6 Staurolit
- 7 Turmalină
- 8 Hipersten
- 9 Biotit
- 10 Disten
- 11 Rutil
- 12 Epidot
- 13 Zircon
- 14 Zoizit
- 15 Sfen
- 16 Oxizi
- 17 Fragmente de andezite și postă andezitică
- 18 Fragmente de șisturi cuarțice sericitoase
- 19 Fragmente de cuarțe
- 20 Granule acoperite cu pelicule de minerale argiloase și oxizi
- 21 Alte minerale

a. Compoziție mineralologică globală a unor profile situate pe un eliniament vest - est din Depresiunea Făgăraș.



b. Compoziția mineralologică a fracției grele a unor profile situate în cimpia aluvio-proluviulică, sectorul Avrig Parumbacu



### LEGENDA

1 Cuarț	12 Augit
2 Feldspat	13 Epidot
3 Muscovit	14 Zircon
4 Granați	15 Zoizit
5 Hornblendă	16 Sfen
6 Staurolit	17 Oxizi
7 Turmalină	18 Fragmente de andezite și pastă andezitică
8 Hipersten	19 Fragmente de șisturi cuarțitice sericitoase
9 Biotit	20 Fragmente de cuarțite
10 Disten	22 Granule acoperite cu pelicule de minerale argiloase și oxizi
11 Rutil	22 Alte minerale

# EVOLUȚIA DELTEI DUNĂRII ÎN TIMPUL HOLOCENULUI<sup>1</sup>

DE

NICOLAE PANIN<sup>2</sup>

## Abstract

Evolution of the Danube Delta in the Holocene Time. The corroboration of data resulting from the geomorphologic-aerophotogrammetric and sedimentological studies led the author to new conclusions relating to the evolution phases of the delta. The main features of the Danube Delta stressed that it formed during the new stage of the Black Sea, when the Sea level was at + 2 – + 4 m. During this stage the Letea-Caraorman offshore bar did form, as well as the first delta of the Danube named by the author the „Sf. Gheorghe” Delta. The following phase in the evolution of the Danube Delta is represented by the formation of the „Sulina” Delta, process due to the Fanagorian regression (when the sea level was at –3 – –4 m). At the same time, in the southern outermost part of the area, a small secondary delta named by the author „Coșna”, underwent the individualization process. There follow the present-day transgression of the Black Sea when the erosion of the Sulina Delta and the already simultaneous formation of the „Chilia” and „Sf. Gheorghe” Deltas had taken place. In the south the probable existence of the secondary delta „Sinoe” which subsequently became eroded, is mentioned.

## INTRODUCERE

Delta Dunării se întinde pe o suprafață de 5 600 km<sup>2</sup> și se situează în partea de NW a Mării Negre (fig. 1). Studiul științific al deltei a fost început în sec. XVIII și se continuă pînă astăzi, fiind marcat de contribuțiile unor cercetători de renume internațional. Fără a avea intenția de a face un istoric al cercetărilor din această regiune amintim ca fiind deosebit de reprezentative în procesul cunoașterii deltei Dunării lucrările lui Antipa (1914), Brătescu (1921), de Martonne (1931), Vîl-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 5 mai 1972.

<sup>2</sup> Institutul Geologic. Sos. Kiseleff nr. 55, București.



s a n (1934), S l a n a r (1945), P f a n n e n s t i e l (1950), Z e n k o - v i t c h (1956, 1960), L i t e a n u, P r i c ă j a n și B a l t a c (1961, 1963), P e t r e s c u (1957), B a n u și R u d e s c u (1965), A l m a z o v et al. (1963).

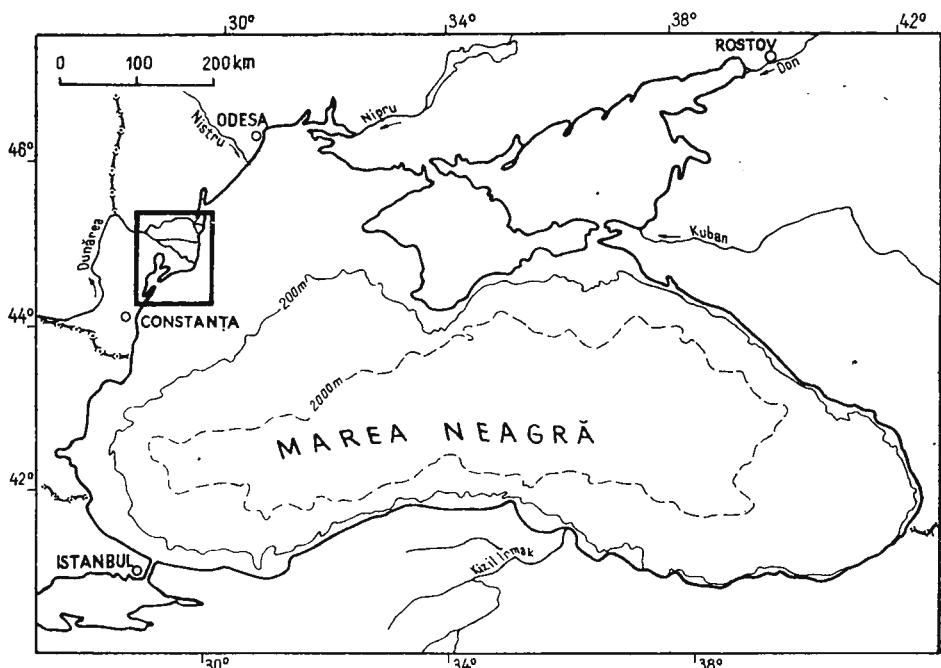


Fig. 1. – Poziția geografică a deltei Dunării.  
Position géographique du delta du Danube.

În lumina cunoștințelor actuale putem afirma că liniile generale ale evoluției holocene a deltei Dunării au fost descifrate de Z e n k o v i t c h (1956). Lucrările lui B a n u (1965), C o t e ț (1960), G r u m ă z e s c u (1961) și A l m a z o v et al. (1963) aduc de asemenea elemente pozitive în rezolvarea acestei probleme.

Lucrarea de față își propune să evidențieze fazele principale ale evoluției deltei Dunării în timpul Holocenului. Pentru aceasta am coroborat datele rezultate dintr-un studiu geomorfologic-aerofotogrametric al regiunii (pl.I) cu cele ale studiului sedimentologic al depozitelor deltaice.

Pentru a ușura expunerea vom reaminti principalele elemente geomorfologice care constituie imaginea aşa numitei părți maritime a deltei Dunării :

- a) Cordon litoral actual sau fosil — o formațiune de acumulare lineară care materializează linia țărmului la un moment dat ;
- b) Fascicol sau set de cordoane litorale — mai multe cordoane fosile juxtapuse, având aceeași orientare. După altitudinea lor relativă seturile pot fi pozitive sau negative ;
- c) Formațiune de acumulare — un element geomorfologic major, constituit prin juxtapunerea unui mare număr de cordoane litorale fosile, grupate uneori în seturi orientate diferit. În literatura română formațiunile de acumulare sunt numite grinduri.
- d) Zonă de divagație fluvială ;
- e) Zonă palustră, cuprinsă în lacurile deltaice, bălțile și mlaștinile.

#### EVOLUȚIA DELTEI DUNĂRII

Formarea trăsăturilor deltei actuale a Dunării a început din stadiul nou al Mării Negre, cînd nivelul mării era la cota +2 — +4 m. În acest moment se formează un cordon litoral care barează „golful Dunării”, cordon plasat la limita vestică a formațiunilor Letea și Caraorman. Am numit acest cordon — „cordoul inițial Letea-Caraorman” (pl.I, fig. 2). Aceasta reprezintă limita între mediul fluvial și cel marin : la vest golful Dunării cu un regim net fluvial, colmatat progresiv de aluviunile Dunării, la est Marea Neagră, aflată la paroxismul transgresiunii stadiului nou al mării.

#### Delta Sfântu Gheorghe I

Singura deschidere din acest baraj al golfului, plasată între extremitatea sudică a cordonului inițial și uscat (promontoriul Murighiol-Dunavăț), era utilizată de apele Dunării ca ieșire spre mare. Aici se formează prima deltă a Dunării pe care am numit-o delta „Sf. Gheorghe I” (fig. 2).

Delta Sf. Gheorghe I se dezvoltă în timpul stadiului nou al Mării Negre, avînd toate caracteristicile unei „cuspate-delta”. Avansarea deltei în mare este demonstrată prin structura formației de acumulare Caraorman, care este deltfel cea mai veche formațiune de pe teritoriul deltei Dunării. Materialul constitutiv al acestei acumulări provine din transferul litoral dirijat spre sud în lungul cordonului inițial Letea-Caraorman.

Dezvoltarea deltei Sf. Gheorghe I a avut un ritm constant, ceea ce face ca evidențierea diverselor faze de evoluție să aibă un caracter arbitrar. Faza Erenciuc marchează momentul cînd delta depășea cu 5-7 km



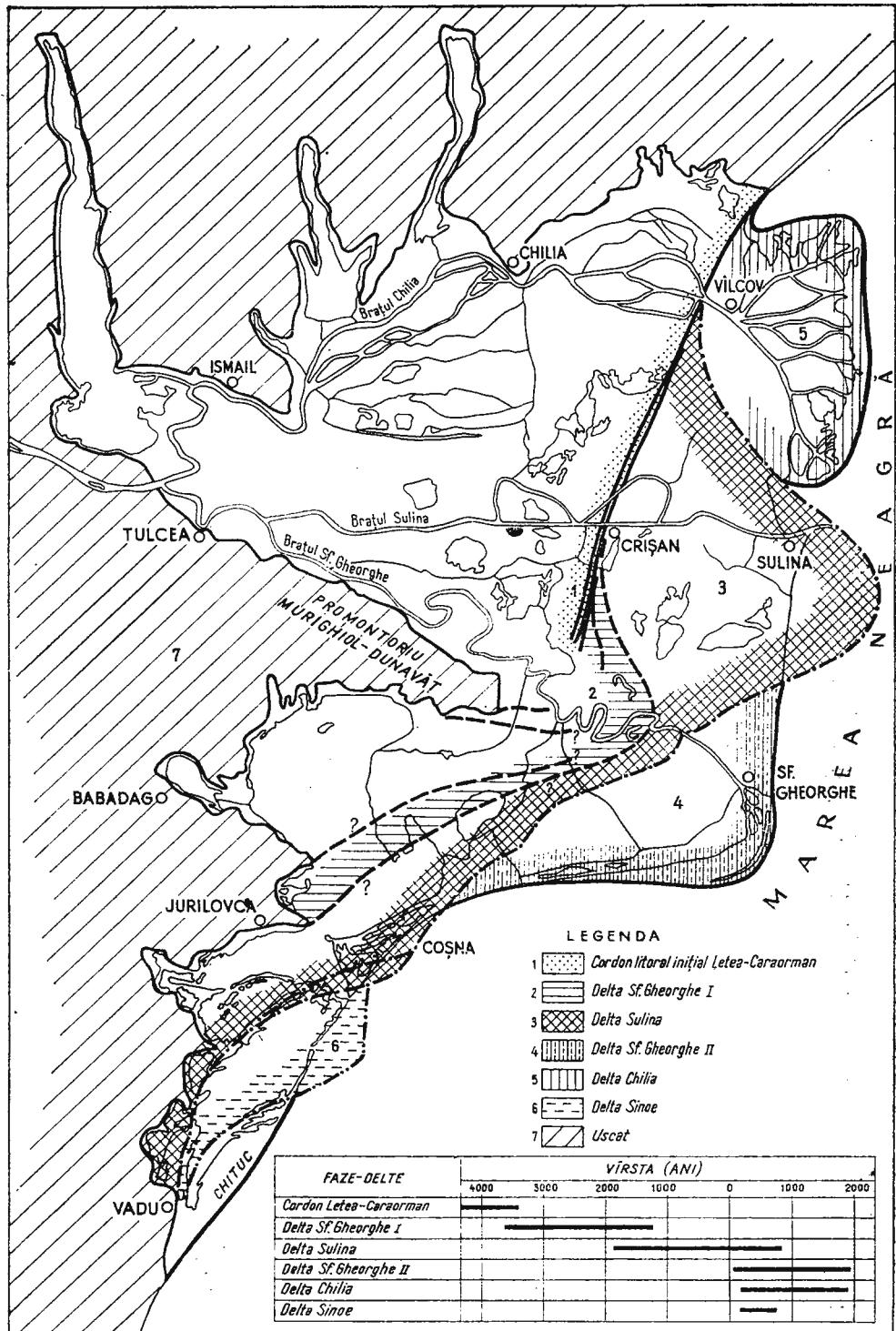


Fig. 2. — Deltale Dunării și vîrstă lor aproximativă.

1, cordon litoral initial Letea-Caraorman ; 2, delta Sf. Gheorghe I ; 3, delta Sulina ; 4, delta Sf. Gheorghe II ; 5, delta Chilia ; 6, delta Sinoe ; 7, uscat.

Les deltas du Danube et leur âge approximatif.

1, cordon littoral initial Letea-Caraorman ; 2, delta Sf. Gheorghe I ; 3, delta Sulina ; 4, delta Sf. Gheorghe II ; 5, delta Chilia ; 6, delta Sinoe ; 7, terre ferme.



promontoriul Murighiol-Dunavăț. Faza *Caraorman-pădure* corespunde unui aport foarte important de material sedimentar adus de curentul litoral. Faza *Caraorman-sat* marchează extensiunea maximă a deltei Sf. Gheorghe I.

Aripa meridională a deltei era dezvoltată mai puțin, debitul solid al paleo-brațului Sf. Gheorghe fiind probabil destul de redus. Această aripă nu poate fi recunoscută pe aerofotograme, fiind erodată prin divagarea ulterioară a brațului. Credem că în timpul fazei *Caraorman-pădure* delta putea atinge capul Iancila, iar în faza *Caraorman-sat* — capul Dolojman (fig. 2).

### Delta Sulina

Urmează colmatarea paleo-brațului Sf. Gheorghe. Cordonul inițial este străpuns de un nou braț al fluviului — brațul Sulina, care avansează în mare și formează o deltă de tip cuspată pe care am numit-o delta „Sulina”.

La început lentă, apoi din ce în ce mai rapidă, avansarea deltei Sulina coincide cu regresiunea fanagoriană a Mării Negre. În momentul cînd nivelul mării era la cota cea mai scăzută (— 3 — 4 m) vîrful deltei depășea cu 10-12 km coasta actuală a deltei.

Evoluția deltei Sulina este mai complexă. La început cînd debitul solid al paleo-brațului Sulina era redus, delta s-a dezvoltat sub formă de cuspată-delta. Pe măsură ce debitul devinea mai important delta căpăta unele trăsături de deltă lobată. Apoi în ultima perioadă a existenței sale delta Sulina devine din nou de tip cuspată.

Studiul aerofotogramelor pune în evidență un număr important de faze distințe ale evoluției deltei Sulina (pl. I, fig. 2).

Primele patru faze fac parte din stadiul dezvoltării de tip cuspată a acestei delte : *Ceamurlia*, *Răducu* (fig. 3 a), *Hudacova*, *Răduculeț*.

Urmează faza *Căpățînă-Chirilă*, cînd delta căpătă unele caractere de tip lobat. Putem decela în partea de nord cel puțin două brațe secundare : Magearu și Sulina (fig. 3 b). În timpul fazei următoare *Părului-Ichin*, brațele Magearu și Sulina se dezvoltă, iar spre sfîrșitul fazei apare, probabil, un nou braț secundar-Movila. În faza *Pocora-Semiratca*, delta Sulina atinge, probabil, linia țărmului actual al deltei. În partea septentrională a deltei Sulina existau în acest timp cel puțin patru brațe secundare : Magearu, Movila, Semiratca, Sulina (fig. 3 c). Faza următoare simplifică imaginea deltei Sulina : brațul Magearu pierde din importanță, Movila dispără, existența brațului Semiratca este problematică. Singur brațul Sulina se



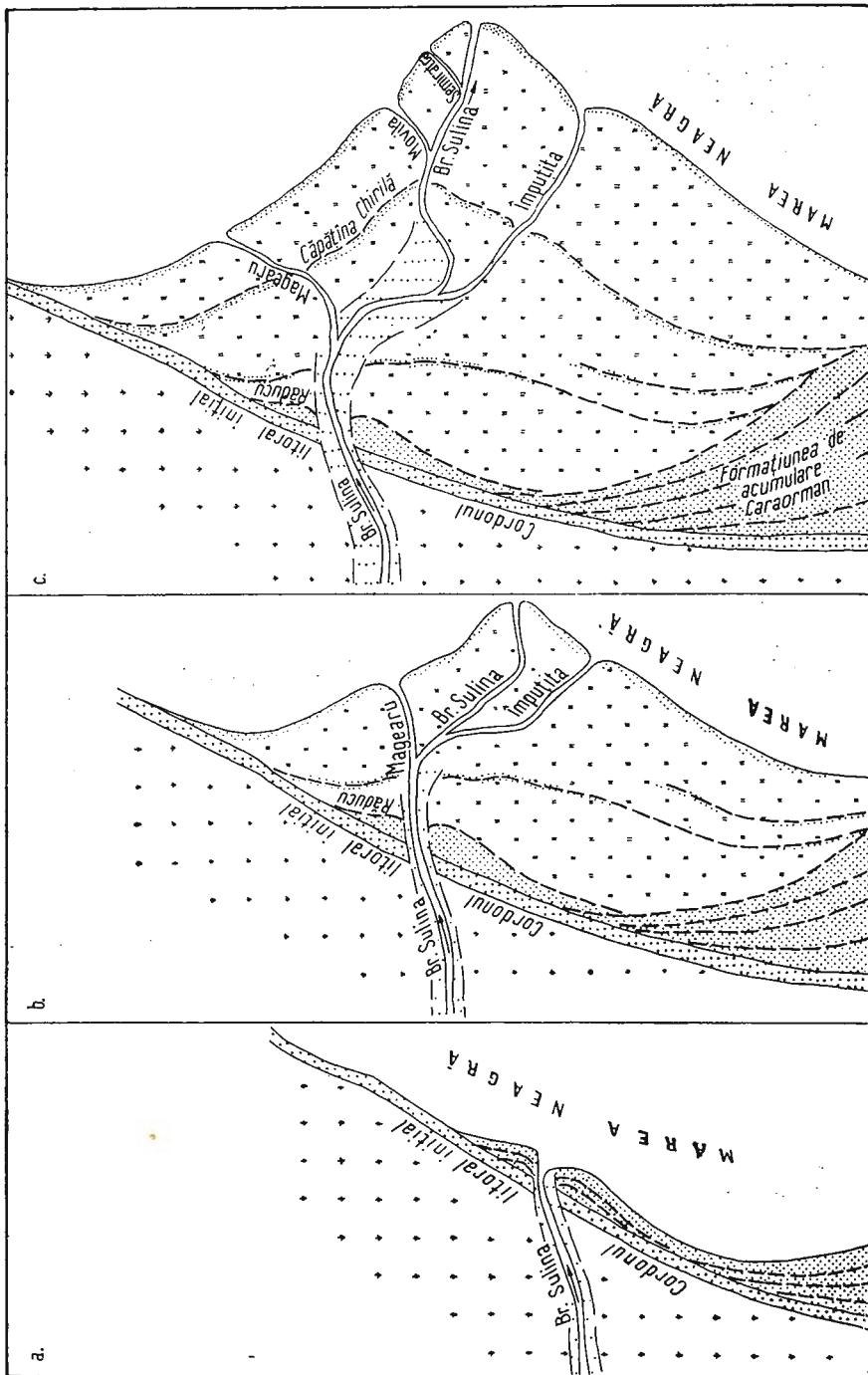


Fig. 3.—Faze din evoluția deltei Sulina.

a, fază Răducan; b, fază Căpătina-Chirilă; c, fază Poiora-Semiratca.

Phases de développement du delta Sulina.

a, la phase Răducan; b, la phase Căpătina-Chirilă ; c, la phase Poiora-Semiratca.



dezvoltă mult, gura lui depășind probabil deja linia actuală a țărmului. Urmează fazele *Cherhanoi*, *Uje*, și *Sulina*, care marchează sfîrșitul existenței deltei lobate Sulina. În tot acest timp brațul Sulina rămîne brațul principal al sistemului acestei delte.

În partea meridională a deltei Sulina se poate pune în evidență, în tot acest timp, un alt braț secundar — Impușta (fig. 3 b, c).

La nord de brațul Sulina se află formațiunea de acumulare Letea. Aici distingem trei seturi principale de cordoane litorale fosile, corespunzătoare ultimelor trei faze de evoluție a deltei Sulina.

Faza și setul Rosetti corespund avansării maxime a deltei Sulina în mare. În timpul acestei faze delta devine din nou de tip cuspată : se poate afirma că în partea septentrională a deltei nu există nici un braț secundar. Faza Rosetti este contemporană, după părerea noastră, cu perioada de stagnare la cota minimă ( $-3, -4m$ ) a nivelului mării în timpul regresiunii fanagoriene. Sfîrșitul acestei faze coincide cu începutul transgresiunii histriene (Bela h u , 1961) sau nimfeene (F e d o r o v , 1959) a Mării Negre.

În timpul fazei Rosetti, în sudul edificiului deltaic există probabil încă o mică deltă de tip cuspată, construită de un braț de importanță secundară. Am numit această deltă „Coșna” (fig. 2).

Am văzut că după regresiunea fanagoriană urmează o creștere lentă a nivelului mării. În același timp paleo-brațul Sulina este colmatat și cantitatea de aluviuni adusă de acest braț în zona litorală scade. Balanța sedimentară deficitară precum și creșterea nivelului mării fac ca delta Sulina să fie erodată.

Colmatarea brațului Sulina obligă apele Dunării să caute alte ieșiri spre mare. Astfel, în sud, brațul Sf. Gheorghe este reactivat, iar în nord brațul Chilia străpunge cordonul inițial. Fiecare din aceste brațe începe să-și construiască cîte un edificiu deltaic propriu. Eroziunea deltei Sulina este deci contemporană cu formarea deltelor pe care le-am numit „Chilia” și „Sf. Gheorghe II” (fig. 2).

### Delta Chilia

Faza în care brațul Chilia străpunge cordonul inițial, noua deltă Chilia avansează lent în mare iar delta Sulina începe să fie erodată am numit-o faza *Sfistofca*. Setul de cordoane litorale fosile din formațiunea Letea corespunzător acestei faze este ușor divergent. Acest fapt este datorat fenomenului de basculare a coastei : la nord delta Chilia avansează încet în mare, la sud delta Sulina se retrage.

Ultima fază a evoluției deltei Sulina este faza *Cardon*, care marchează momentul eroziunii maxime a acestei delte. Setul de cordoane corespunzător este puternic divergent deoarece fenomenul de basculare se acceleră.

Debitul nouui braț Chilia a fost la început relativ neînsemnat. În această fază delta Chilia s-a dezvoltat ca o cuspat-delta. Cu timpul debitul lichid și solid al brațului Chilia crește iar delta cu același nume devine lobată. În evoluția deltei Chilia distingem următoarele faze (fig. 4) :

a) Faza *Sfistofca*, descrisă mai sus, este faza care marchează începutul evoluției deltei Chilia. În acest timp debitul brațului Chilia era încă redus și delta s-a dezvoltat având toate caracteristicile unei cuspat-delta. Aripa nordică a deltei a fost construită de curentul litoral, fiind reprezentată de formațiunea de acumulare Jibreni.

b) Urmează faza *Cardon*, cînd debitul brațului era suficient pentru ca delta să devină lobată. S a m o i l o v (1952) și Z e n k o v i t c h (1956) afirmă că pe harta lui B o u r (1769—1770) nu sînt reprezentate ostroave la gura brațului. Prima diviziune a brațului Chilia a avut loc la sfîrșitul secolului XVIII, cînd s-au format brațele Oceacov și Stambul. Delta Chilia avansează rapid în mare — hărțile întocmite periodic ne demonstrează acest fenomen.

Faza *Cardon* se caracterizează printr-o corespondență deosebită între avansarea frontului deltei Chilia și orientarea cordoanelor litorale ale setului Cardon (fig. 4). Faza *Cardon* ia sfîrșit spre finele secolului XIX (1871—1894) cînd delta Chilia în avansarea sa spre est și sud-est înglobă cordoanele litorale ale setului cu același nume.

c) Urmează faza *actuală*, în timpul căreia delta se dezvoltă la fel de repede, având același tip structural ca și în faza precedentă. Rata medie de înaintare a deltei în mare este de 80 m/an. Este interesant de menționat procesul de simplificare a imaginii deltei lobate Chilia care are loc în această fază. Dacă în timpul fazei *Cardon* numărul brațelor secundare a crescut de la două la 56 (1883), în faza *actuală* numărul brațelor secundare scade, ajungind în 1961 la 16. Brațele secundare mici s-au colmatat și au dispărut.

### Delta Sf. Gheorghe II

În timpul stadiului fanagorian al Mării Negre, cînd paleo-brațul Sulina era cel mai important braț al edificiului deltaic, brațul Sf. Gheorghe continua să existe, având însă o importanță redusă. Această fază a sistemului brațului Sf. Gheorghe poate fi numită *Ivancea-Crasnicol*. În timpul



acestei faze brațul Sf. Gheorghe avea probabil două brațe secundare de mică importanță, traseul cărora nu poate fi reconstituit după aerofotogramme. Resturile edificiilor deltaice ale acestor brațe se pot însă recunoaște cu ușurință. Primul, pe care l-am numit „Dunavăț”, era mai lung și rela-

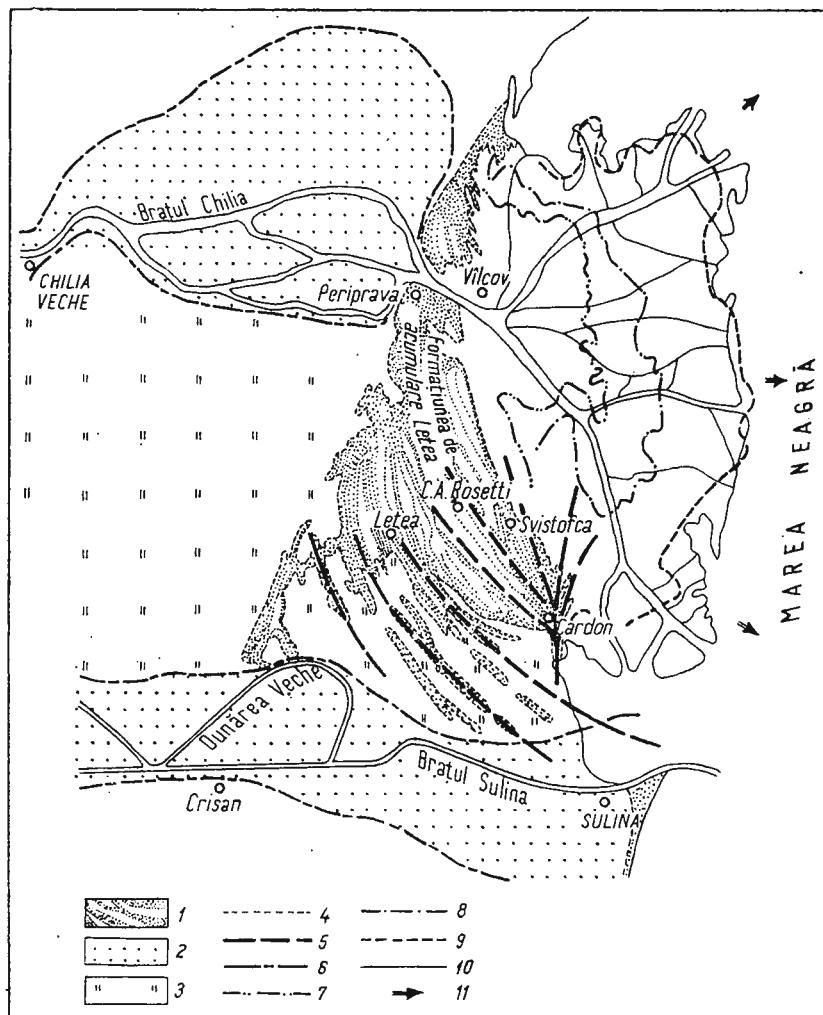


Fig. 4. — Faze din evoluția deltei Chilia.

1, formațiunea de acumulare Letea; 2, zone de divagatie fluvială; 3, zonă lacustră; 4, limita formațiunii Letea; 5, linii arătând evoluția paleo-țârmului; 6, limita zonei de divagatie; 7–10, faze de avansare a deltei Chilia în mare: 7 – 1830; 8 – 1871; 9 – 1930; 10 – 1960; 11, tendință de evoluție a deltei Chilia.

Phases de l'évolution du delta Chilia.

1, la formation d'accumulation Letea; 2, zones de divagation fluviale; 3 zone paludéenne; 4, limite de la formation Letea; 5, lignes montrant l'évolution du paléo-rivage; 6, limite de la zone de divagation; 7–10, phases de progression du delta Chilia en mer: 7 – 1830; 8 – 1871; 9 – 1930; 10 – 1960; 11, tendances d'évolution du delta Chilia.

tiv mai important decât al doilea — „Dranov”. Delta Dunavățului, despre existența căreia am amintit mai sus, am numit-o „Coșna”.

Odată cu creșterea nivelului mării din transgresiunea actuală a Marii Negre și eroziunea deltei Sulina, brațul Sf. Gheorghe este reactivat și începe formarea deltei „Sf. Gheorghe II”. Această deltă în tot cursul evoluției sale a păstrat aspectul general de cusplate-delta. Au existat doar două momente cînd pe acest aspect general de cusplate-delta s-a suprapus o structură de deltă lobată, fără a putea transforma alura generală a deltei Sf. Gheorghe II (pl.).

Dezvoltarea deltei Sf. Gheorghe II începe cu faza *Plopilor*. Urmează fazele *Frasin*, *Palade* și *Cruhlic*, în timpul cărora delta avansează în mare avînd aspectul de cusplate-delta.

După faza *Cruhlic* se înregistrează primul moment cînd peste aspectul general de cusplate-delta se suprapune structura de deltă lobată. Urmează faza *Dănilă-Buhaz*, care marchează sfîrșitul deltei lobate. Al doilea moment de dezvoltare de tip lobat se plasează după faza *Dănilă-Buhaz* și se continuă pînă astăzi.

Aripa septentrională a deltei Sf. Gheorghe II este reprezentată prin formațiunea de acumulare Sărăturile. Structura în evantai demonstrează evoluția zonei litorale deltaice în această perioadă : în nord coasta se retrage, delta Sulina fiind erodată, în sud țărmul înaintează în mare odată cu avansarea deltei Sf. Gheorghe II. Materialul constitutiv al formațiunii Sărăturile provine din delta Sulina. Sedimentele acestei delte sunt erodate, reluate de curentul litoral și depuse în imediata vecinătate spre sud. Depozitele deltei Sulina au fost, la rîndul lor, constituite din aluviunile, mai ales bed-load-ul, paleo-brațului Sulina. Deci putem spune că formațiunea Sărăturile este constituită din aluviunile paleo-brațului Sulina remaniate de curentul litoral.

Fazele dezvoltării deltei Sf. Gheorghe II, menționate mai sus, își au corespondenții în formațiunea Sărăturile, reprezentați prin seturi de cordoane litorale pozitive.

Evoluția deltei actuale a brațului Sf. Gheorghe are două perioade distincte : una, care urmează imediat după faza *Dănilă-Buhaz*, cînd brațul Sf. Gheorghe rămîne nedivizat și a doua, care începe în 1857, cînd diviziunea brațului principal începe, apărînd brațele secundare Olinca și Gura Cîinelui.

O ultimă trăsătură a dezvoltării deltei Sf. Gheorghe II este dată de apariția, după viitura excepțională din 1897, a insulei Sahalin. Această insulă avînd un bilanț sedimentar pozitiv crește : în 1942—1945 ea avea 8 km lungime, iar în 1965 — 16 km. Totodată ea se apropie de frontul

deltei Sf. Gheorghe. Faza deltei lobate Sf. Gheorghe se va sfîrși prin alipirea insulei Sahalin, la fel cum faza lobată anterioară s-a sfîrșit prin formarea setului de cordoane Dănilă-Buhaz.

În ce privește evoluția părții meridionale a deltei Dunării, am menționat existența deltei „Coșna”, construite de un braț secundar de minoră importanță. În cursul evoluției ulterioare această deltă a fost parțial erodată, migrând spre sud. Am numit această nouă deltă, care trebuie plasată în secolele I–V ale erei noastre, delta „Sinoe”. Ulterior brațul a fost colmatat iar delta erodată, materialul constitutiv fiind redistribuit în formațiunea de acumulare Chituc (fig. 2).

#### DISCUȚIA IPOTEZELOR ANTERIOARE

După cum am amintit deja trăsăturile principale ale evoluției holocene a deltei Dunării au fost descifrate de Z e n k o v i t c h (1956). Un număr considerabil de lucrări apărute ulterior au contribuit la precizarea diverselor detaliilor de interpretare.

În rîndurile care urmează vom încerca să analizăm interpretările date de B a n u (1965) și de A l m a z o v et al. (1963) ca fiind cele mai recente și documentate.

Toți autorii sunt de acord în a admite că formarea cordonului litoral, pe care noi l-am numit „inițial”, Letea-Caraorman, a avut loc în timpul stadiului nou al Mării Negre.

În timpul stadiului regresiv fanagorian al mării evoluția deltei este însă interpretată diferit. B a n u crede că în acest timp se formează concomitent formațiunile Caraorman și Letea. A l m a z o v et al. susțin, și pe bună dreptate, că formațiunea Caraorman este anterioară formațiunii Letea.

Analiza sedimentologică a materialului constitutiv al celor două formațiuni ne permite să afirmăm că acest material provine din migrația litorală spre sud a sedimentelor. Acest fapt exclude formarea simultană a celor două formațiuni, cea sudică (Caraorman) fiind anterioară celei nordice (Letea).

Atribuirea vîrstei fanagoriene formațiunii Caraorman (A l m a z o v et al., 1963) nu pare a fi confirmată nici de aspectul geomorfologic al formațiunii Caraorman și nici de apariția și dezvoltarea foarte rapidă a altui braț al fluviului — brațul Sulina. Un astfel de proces este determinat de colmatarea brațului Sf. Gheorghe, colmatare care nu putea să se producă în plină evoluție a unei regresiuni marine.



După părerea noastră formațiunea Caraorman, cu alte cuvinte delta „Sf. Gheorghe I”, s-a format spre sfîrșitul stadiului nou al Mării Negre.

Imaginea propusă de B a n u (1965, pag. 270, fig. 6) în care în momentul maximului regresiunii fanagoriene (dacice) brațul Sf. Gheorghe se vârsa în mare undeva în partea de nord a formațiunii Sărăturile, deja existente pe vremea aceea, nu corespunde realităților terenului. Studiul geomorfologiei regiunii arată că traseul brațului Sf. Gheorghe nu a trecut niciodată printre seturile de cordoane litorale care alcătuiesc acumularea Sărăturile. În plus punctul presupus de vârsare în mare a brațului corespunde unei zone în care se constată prezența unor concentrații importante de minerale grele în depozitele de plajă, fapt care exclude cu desăvîrșire ipoteza unui debușeu de aluvioni în acest sector. Vîrsta fanagoriană acordată de B a n u formațiunii Sărăturile, sau cel puțin unei părți a acesteia, precum și contemporaneitatea ei cu delta Sulina, nu pot fi, după părerea noastră, acceptate.

Structura formațiunii Sărăturile arată clar că ea este mai recentă decît delta Sulina, eroziunea ultimei condiționând formarea fascicolelor divergente de cordoane litorale fosile ale primei.

A l m a z o v et al. susțin că delta actuală a brațului Sf. Gheorghe s-a format înaintea străpungerii cordonului inițial de către brațul Chilia. În realitate însă, formarea acestor delte pare a fi fost aproape simultană fapt subliniat de structura formațiunii Sărăturile pe de-o parte, și de orientarea fascicolelor de cordoane litorale din partea sud-estică a formațiunii Letea, pe de altă parte.

## BIBLIOGRAFIE

- A l m a z o v A. A., B o n d a r C., D i a c o n u C., G h e d e r i m V e t u r i a, M i h a i l o v V. N., M i ț ă P., N i c h i f o r o v I. D., R a i I. A., R o d i o n o v N. A., S t ă n e - s c u S., S t ă n e s c u V., V a g h i n N. F. (1963) Zona de vârsare a Dunării. *Monografia hidrologică*. Ed. Tehnică, București.
- A n t i p a G r (1914) Cîteva probleme științifice și economice privitoare la Delta Dunării. *Anal. Acad. Rom. Mem. Secției Științ., serie II*, 36, București.
- (1915) Wissenschaftliche und wirtschaftliche Probleme des Donaudeltas. *An. Inst. Geol. Rom.* 7, 1, București.
- B a n u A. C. (1963) Unele consecințe ale înălțării seculare a nivelului Mării Negre asupra evoluției morfohidrografice a Deltei Dunării. *Hidrobiologia*, 4, 109—128, București.
- (1965) Contribuții la cunoașterea vîrstei și evoluției Deltei Dunării. *Hidrobiologia*, 6, 259—278, București.



- Rudeșcu L. (1965) Delta Dunării. Ed. Științifică, București.
- Bates C. C. (1953) Rational Theory of Delta Formation. *Bull. A.A.P.G.*, 37, 9, 2119—2162.
- Bleahu M. (1962) Observations sur l'évolution de la zone d'Istria au cours de trois derniers millénaires. *Rev. Géol. Géogr.*, 6, 2, București.
- Brătescu C. (1921) Contribuții la studiul Deltei dunărene. Evoluția morfologică și cronologică a ei. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.*, 40, 194—215, București.
- (1922) Delta Dunării. Geneza și evoluția sa morfologică și cronologică. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.*, 41, 3—39, București.
- Cotet P. (1960) Evoluția morfohidrografică a Deltei Dunării (O sinteză a studiilor existente și o nouă interpretare). *Probl. Geogr.*, 7, București.
- Fedorov P. V. (1956) Asupra epocii actuale din istoria geologică a Mării Negre. *Dokl. AN URSS*, 110, 5, 839—841, Moscova.
- (1969) Problema corelării Pleistocenului mărilor Neagră și Mediterană. In: „Problemele de bază ale geologiei Antropogenului Euraziei”. Ed. Nauka, 82—93, Moscova.
- Skiba L. A. (1960) Oscilațiile nivelului Mării Negre și Mării Caspice în Holocen. *Izv. AN URSS, seria Geogr.*, 4, 24—34, Moscova.
- Gruiazeșcu H. (1963) Procesele fizico-geografice actuale de pe teritoriul Deltei Dunării. *Hidrobiologia*, 4, 81—108, București.
- Kölb C. R., Van Lopik J. R. (1966) Depositional environments of the Mississippi river deltaic plain — Southeastern Louisiana. In: „Deltas” — M. L. Shirley Editor, *Houston Geol. Soc.*, 17—61.
- Liteanu E., Pricăjan A., Balta G. (1961) Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării. *Stud. cercet. geol. Acad RPR*, 6, 4, 743—762, București.
- Pricăjan A. (1963) Alcătuirea geologică a Deltei Dunării. *Hidrobiologia*, 4, 57—80, București.
- Martonne E. min. de (1931) Europe Centrale. II-ème partie, 786—787, Paris.
- Omkens E. (1967) Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geologie en Mijnbouw*, 46, 7, 265—278.
- Panin N., Panin Stefan (1969) Sur la genèse des accumulations des minéraux lourds dans le delta du Danube. *Rev. Géogr. Physique Géol. Dynamique*, 2-e série, 11, 5, 511—522, București.
- Petrescu I. G. (1957) Delta Dunării, Geneză și evoluție. Ed. Științifică, București.
- Pfannenstiel M. (1950) Die Quartärgeschichte des Donaudeltas Bonn.
- Samoilov I. V. (1952) Gurile riurilor. Gheografghiz, Moscova.
- Shepard F. P., Wanless H. R. (1971) Our chaning Coastlines. McGraw-hill Book Comp., New York.
- Slanar H. (1945) Zur kartographie und morphologie des Donaudeltas. *Mitt. der Geogr. Gesellschaft*, 1—12, Wien.
- Zenkovich V. P. (1956) Enigma Deltei Dunării. *Priroda*, 45, 3, 86—90.
- (1960) Morfologia și dinamica coastelor sovietice ale Mării Negre. II, Ed. AN URSS, Moscova.
- (1962) Bazele învățăturii asupra evoluției țărmurilor marine. Ed. AN URSS, Moscova.



## ÉVOLUTION DU DELTA DU DANUBE PENDANT L'HOLOCÈNE

### (Résumé)

La formation des traits géomorphologiques du delta actuel du Danube commence depuis le stade nouveau de la Mer Noire, quand la transgression de la mer était à son paroxysme. Elle atteignait une ligne qui correspondait à peu près à la limite ouest des accumulations Letea et Caraorman. A cet endroit se forma une flèche qui barrait le „golfe du Danube”. Nous avons nommé cette flèche — la flèche initiale Letea — Caraorman (pl. I, fig. 2).

La mise en évidence des phases de l'évolution du delta depuis la formation de la flèche initiale Letea-Caraorman a pu être réalisée par la corroboration des données de l'étude géomorphologique par photos aériennes (pl. I) avec les données des recherches sédimentologiques effectuées dans cette région.

Le golfe du Danube, fermé par la flèche initiale, a été colmaté progressivement par les alluvions du fleuve. La seule ouverture dans cette flèche, qui se trouvait entre son extrémité sud et la terre ferme (le promontoire Murighiol—Dunavăț), a été utilisée par les eaux du Danube comme issue vers la mer. Il se forme ici le premier delta du Danube que nous avons dénommé „delta Sf. Gheorghe I” (fig. 2). Le delta Sf. Gheorghe I se développe pendant le stade nouveau de la Mer Noire, ayant les caractéristiques d'un cuspaté delta. La progression du delta en mer est démontrée par la structure de la formation d'accumulation Caraorman, qui est d'ailleurs la plus ancienne formation marine du territoire du delta du Danube. Le matériel constitutif de l'accumulation est provenu du transfert littoral vers le sud le long de la flèche Letea-Caraorman.

Suit le colmatage du bras correspondant au delta Sf. Gheorghe I. La flèche initiale est percée plus au nord et un nouveau bras du fleuve se forme — le bras de Sulina. Nous assistons à une nouvelle phase de développement du delta du Danube. Le bras de Sulina progresse en mer et forme un delta de type cuspaté que nous avons dénommé le „delta Sulina”. Au début lent, puis de plus en plus rapide, l'accroissement de ce delta coïncide à la régression phanagorienne de la Mer Noire. Au moment du niveau le plus bas de la mer (-2 à -4 m) la pointe du delta Sulina dépassait de beaucoup le rivage actuel du delta. À cette époque le matériel provenant du transfert littoral s'arrêtait au nord du bras de Sulina en constituant l'accumulation Letea. L'apparition et le développement de cette formation est donc contemporaine de la progression du delta Sulina. On distingue plusieurs phases de développement du delta Sulina, décrites dans le texte (pl. I, fig. 3 a, b, c).

Au même moment, plus au sud, il existait probablement encore un petit delta construit par un bras de moindre importance ; nous avons dénomé ce delta le „delta Coșna” (fig. 2).

La phase suivante est contemporaine de la transgression récente de la mer. Après le niveau bas du stade phanagorien de la Mer Noire, le niveau commence à monter légèrement. En même temps le paléo-bras de Sulina est colmaté et la quantité des alluvions introduite par ce bras dans la zone littorale diminue de beaucoup. La balance sédimentaire déficitaire, ainsi que la montée du niveau de la mer font que le cuspaté delta Sulina commence à être érodé et la côte recule. Le courant littoral a transporté et redéposé les dépôts du delta Sulina plus au sud, construisant ainsi l'accumulation Sărăturile.

Le colmatage du bras de Sulina oblige les eaux du Danube à chercher d'autres issues vers la mer. En perçant le cordon initial encore plus au nord elles forment un nouveau bras, le bras de Chilia. À cette époque le bras de Sf. Gheorghe est réactivé. Se sont ces deux bras du Danube



qui sont responsables de la formation et du développement des deltas „Sf. Gheorghe II” et „Chilia” (fig. 2).

L'évolution du delta Sf. Gheorghe II est illustrée par la structure de la formation Sărăturile ainsi que par l'orientation et la forme des cordons littoraux de l'aile méridionale du delta (pl. I) .

Le débit du nouveau bras de Chilia, qui au début était relativement faible, devient de plus en plus important. Aujourd'hui il représente plus de 60% du débit total du Danube. Il existe une correspondance entre la croissance de l'importance du bras de Chilia et l'évolution de son delta : au début de type cuspaté le delta Chilia devient assez vite de type lobate. Cette évolution est soulignée par la structure du delta et de la formation Letea, qui dans sa partie externe est constituée par des sets de cordons littoraux formés d'un matériel de provenance fluviale. L'orientation des sets suit la progression du delta Chilia dans la mer (fig. 4).

Dès l'apparition du delta Chilia le matériel provenant du transfert littoral s'arrête au nord du delta, constituant la formation Jibrieni.

En ce qui concerne l'évolution de la partie méridionale du territoire du delta du Danube, le petit cuspaté delta Coșna, mentionné ci-dessus, a été érodé. Le bras à l'activité duquel a été due la formation de ce delta, se déplaça vers le sud en constituant un nouveau petit cuspaté delta que nous avons nommé le „delta Sinoe” (fig. 2). La formation et l'existence du delta Sinoe doivent être placées aux siècles I — V de notre ère. Depuis lors ce bras a été colmaté et le delta érodé. Le matériel constitutif du delta Sinoe a été repris par le courant littoral et redistribué dans la formation d'accumulation Chituc.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse de la structure géomorphologique du delta du Danube. D'après les photographies aériennes exécutées en 1957. Échelle approximative.

1, zone de divagation fluviale; 2, zone paludéenne; 3, zone d'accumulation éolienne (dunes); 4, cordons littoraux fossiles de différente importance, lignes de la côte; 5, limite des zones d'accumulation éolienne et des plages; 6, limite des levées fluviales; 7, lignes marquant les phases de divagation fluviale.





Institutul Geologic al României

N. PANIN  
SCHIȚA STRUCTURII GEOMORFOLOGICE  
A  
DELTEI DUNĂRII

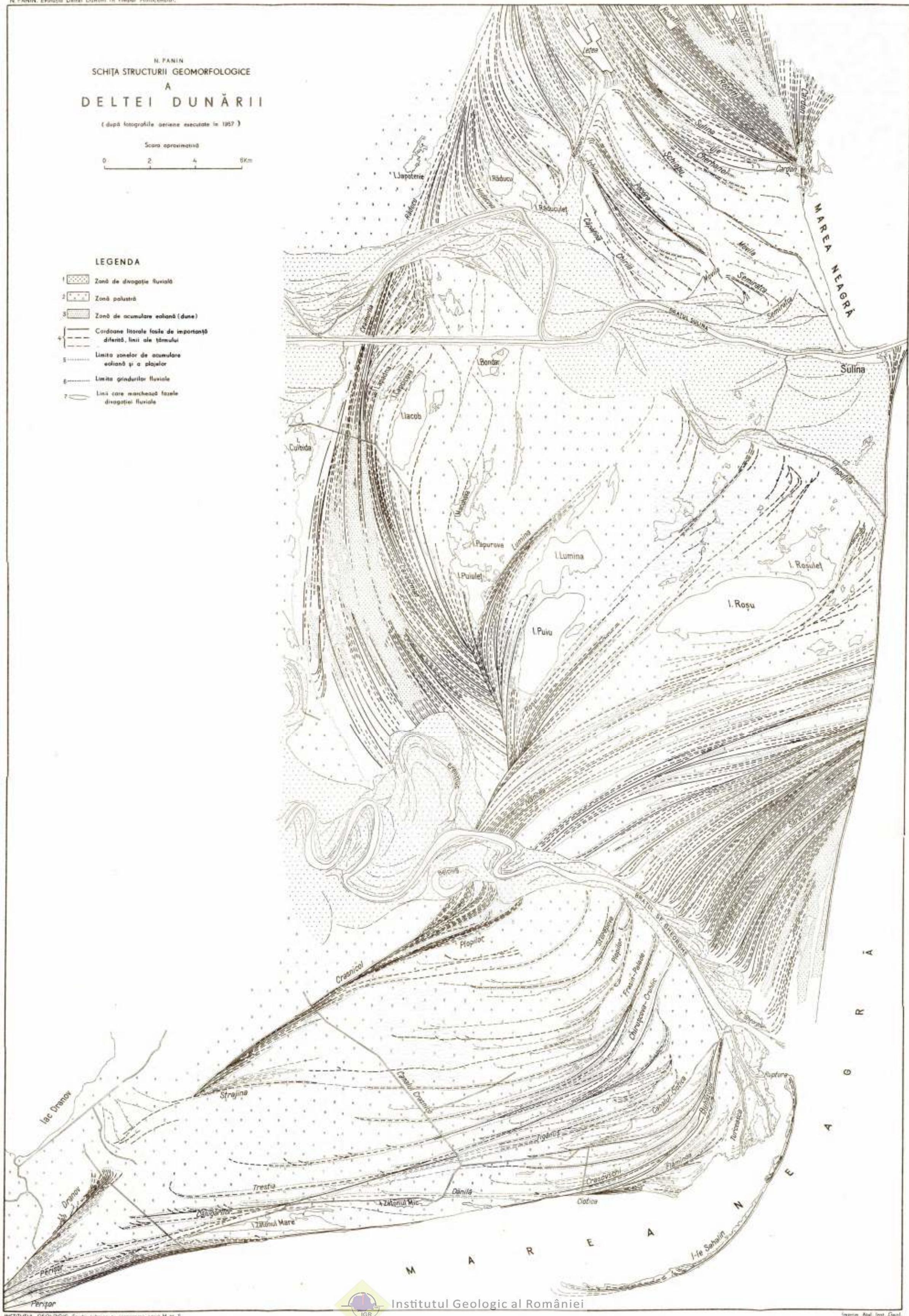
(după fotografii serie execuție în 1957)

Scara aproximativă

0 2 4 6 Km

## LEGENDA

- 1 Zonă de divergăție fluvială
- 2 Zonă palustră
- 3 Zonă de acumulare soliană (duse)
- 4 Cordoane litorale foarte de importanță  
diferență, limite ale fjordului
- 5 Limita zonelor de acumulare  
soliană și a plajelor
- 6 Limita grindurilor fluviale
- 7 Linii care marchează fazele  
divergăției fluviale



# UNELE CONSIDERĂȚII LIMNOGEOLOGICE ASUPRA CUVETEI LACUSTRE NUNTAȘI-TUZLA (COMPLEXUL SINOE)<sup>1</sup>

DE

VALENTIN BULGĂREANU<sup>2</sup>, GHEORGHE MOMEA<sup>2</sup>, LUCIA MOMEA<sup>2</sup>

## Abstract

Some Limnogeological Considerations on the Nuntaș - Tuzla Lacustrine Basin (Sinoe Complex). In this note of a preliminary character the authors are referring to the one of the Nuntaș-Tuzla brackish lakes from the southern group of the lacustrine lagoonal complex Sinoe (Dobrogea). Besides some considerations of a general nature, relating to the contribution yielded by the achievement of a limnogeological map on scale 1 : 20.000, there are analyzed the following elements of the lacustrine unit : I lacustrine basin; II deposits from the lacustrine basin (A, surface deposits ; B, bottom deposits); III waters of both lakes. Some transitions existing between the surface deposits and the bottom ones, as well as the relations among the three component elements of the above mentioned lacustrine unit, are emphasized.

În urma cercetărilor de teren din toamna anului 1970 și vara anului 1971<sup>3</sup>, am realizat cartarea detaliată a elementelor morfologice și geologice din zona lacurilor Nuntaș-Tuzla -anexe sud-vestice ale lacului Sinoe.

Dat fiind faptul că nu cunoaștem existența unei hărți limnogeologice a zonei în discuție, care să fi fost publicată la un grad de detaliere ridicat, considerăm că prezenta notă cu caracter preliminar, însotită de o hartă la scara 1 : 20.000 ar putea completa acestă lacună în cunoașterea regiunii. Totodată, cercetările noastre ar putea alcătui o primă bază pentru o pro-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 14 aprilie 1972.

<sup>2</sup> Intreprinderea Geologică de Prospecționi, Șos. Kiseleff nr. 2, București.

<sup>3</sup> V. Bulgăreanu, Gh. Momea, Lucia Momea. Rapoarte hidrogeologice : partea 2-a (1970) : Studii hidrogeologice în zona lacurilor Nuntaș - Tuzla (județul Constanța) ; partea 3-a (1971) : Studii hidrogeologice în zona lacurilor Nuntaș-Tuzla și Istriei (județul Constanța). Arh. I.G.P. București.



iectare judicioasă a amenajărilor de interes balneoclimatoterapeutic din regiune.

Regiunea studiată este limitată la suprafața lacurilor Nuntași-Tuzla (cca 1050 ha, Gișteșcu, 1971) și la o mică fâșie de teren aparținând zonei de țărm a acestora (pl. IV).

Ambele lacuri sunt menționate pe unele hărți sub o singură denumire, lacul Tuzla; alteori, lacul Nuntași poartă denumirea veche de origină

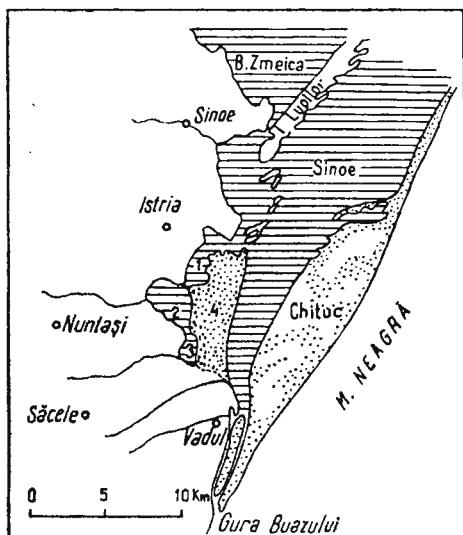


Fig. 1. — Schița zonei lacustre Sinoe (grupa sudică), după harta geologică scara 1 : 500.000.

1. lacul Istriei (Caranasuf); 2. lacul Nuntași (Duingii); 3. lacul Tuzla; 4. peninsula (grindul) Histria.

Esquisse de la zone lacustre de Sinoe (groupe méridional), suivant la carte géologique au 1/500.000<sup>e</sup>.

1. lac d'Hystris (Caranasuf); 2. lac Nuntași (Duingii); 3. lac Tuzla; 4. presquile d'Hystris.

turcă — Duingii. Este locul să precizăm că cele corecte sunt denumirile lacul Nuntași — pentru cel nordic și lacul Tuzla — pentru cel sudic, mai redus ca suprafață.

Ca geneză, lacurile Nuntași-Tuzla reprezintă lagune marine (Gișteșcu, 1963, 1971), aparținând complexului lacustru Razelm (Razim) — Sinoe, grupa sudică (fig. 1).

„Vîrstă” lacurilor Nuntași-Tuzla pare a fi anterioară construirii cetății Histria de către coloniștii greci originari din Milet (sec. VI î.e.n.). La această concluzie a ajuns cercetătorul M. Bleahu (1962) prin corroborarea datelor arheologice cu cele de ordin geologic, geomorfologic și limnologic. Conform schiței paleogeografice (fig. 2) întocmită de același autor pe baza unor studii minuțioase și interpretări originale, rezultă că la acea dată, lacurile în chestdi existau sub forma unui golf cu slabă comunicare cu marea care marca nivele în scădere (regresiunea fanagoriană (Fedorov) sau regresiunea histriană (sau Techirghiolului) (Coteș,

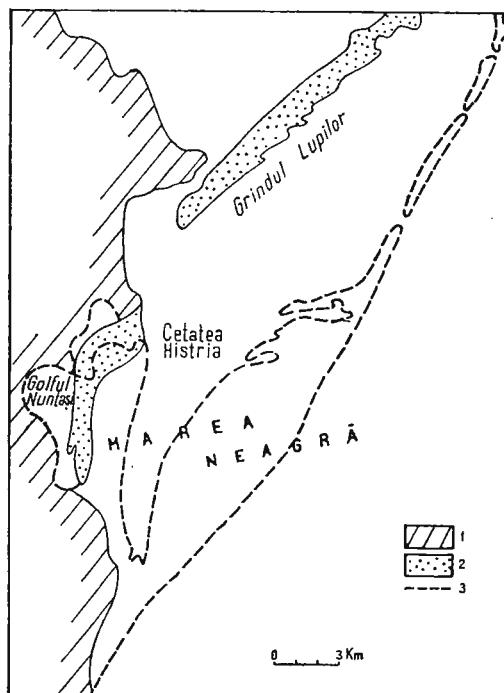
1970). În același timp, nu se formaseră nici lacul Sinoe (exista doar golful marin Sinoe) și nici lacul Istriei (pe atunci — uscatul de la vest de cetatea Histria). Lacurile Nuntaș-Tuzla deveniseră bazine de concentrare naturală și depunere la țărm a sării. Dat fiind concentrația redusă în săruri a mării, rezultă că singura zonă cu o exploatare posibilă era aici. Același mod de obținere a sării a fost practicat pe malurile lacului sudic (Tuzla) pînă în anul 1877 (Porucice, 1924).

O interpretare diferită, bazată în special pe criterii cartografice și arheologice formulează Cotet (1970): lagunele din complexul Razim-Sinoe, s-ar fi format ulterior lacului Techirghiol și celorlalte limane fluviomarine ale litoralului, adică în secolele IX—X e.n.

Fig. 2. — Schiță paleogeografică a regiunii lacului Sinoe în perioada secolelor VI i.e.n. — IV i.e.n. (din Bleahu, 1962).

1. zona continentală; 2. acumulări de nisipuri anterioare sec. VI i.e.n.; 3. linia țărmului actual  
Esquisse paléogéographique de la région du lac de Sinoe au VI<sup>e</sup> — IV<sup>e</sup> siècles i.e.n.  
(selon Bleahu, 1962).

1. zone continentale; 2. accumulations de sables antérieures au VI siècle i.e.n.; 3. limite actuelle du bord.



## I. Cuveta lacustră Nuntaș-Tuzla

Cuveta lacustră Nuntaș-Tuzla, orientată aproximativ N—S, este alcătuită din depozitele loessoide de vîrstă pleistocenă, cele psamitice holocene, ale grindului Histria și rocile complexului șisturilor verzi proterozoice.

Șisturile verzi aflorează în malurile vestic și sudic, alcătuind un relief preexistent depunerii depozitelor loessoide; aparțin tipurilor grezos și pelitic și cuprind uneori filoane de cuarț albicios (țărm vestic). Șisturile verzi au orientări E—W sau WNW—ESE, cu inclinări de 60°—100° spre SW sau N (pl. I, fig. 1). Ele furnizează materialul angular, de dimensiuni centimetrice, mai rar decimetrice, al plajelor lacustre.

Formațiunile mai noi — cuaternare — ce alcătuiesc cuveta lacustră sînt reprezentate prin depozitele loessoide de vîrstă pleistocenă medie-superioară (vîrstă admisă de majoritatea cercetătorilor din regiune) și cele psamitice, holocene, ale grindului Histria.

Depozitele loessoide, care acoperă relieful preexistent de șisturi verzi, sînt reprezentate prin loessuri gălbui, macroporice, uneori cu intercalății de soluri fosile de consistență argiloasă și de culoare cărămizie (malul vestic). Alcătuiesc țărmul vestic și nordic, de obicei abrupt uneori puternic ravinat cu înălțimi maxime atingînd 8 m, mai ales în versantul sud-vestic al lacului Nuntași (pl. I, fig. 2).

În baza versanților de loess, îndeosebi a celor nordici, în relație directă cu sensul vîntului predominant din regiune (de la NNE și S), apar efecte ale abraziunii lacustre, marcate prin „nișe de abraziune” și prin surpări de maluri (pl. I, fig. 3). Materialul dislocat prin abraziune alcătuiește suspensia opalescentă din zona apelor de țărm și apoi — după sedimentare — mîlul cafeniu-deschis ce acoperă nisipurile și mîlurile din zona litorală submersă.

Grindul peninsulei Histria desparte lacurile Nuntași-Tuzla de prelungirea sudică a lacului Sinoe. Acest grind este alcătuit la partea sa superioară din nisipuri silicioase, saline, dispuse deseori sub forma unor dune (sub 3 m înălțime), parțial înierbate, orientate aproximativ N—S și avînd depresiuni interdunare, adesea cu ape stagnante, meteorice. Solurile ce acoperă nisipurile grindului, revin tipurilor : solonceacuri marine, regoșoluri pe nisipuri marine, nisipuri marine salinizate și nisipuri marine propriu-zise (conform hărții pedologice, sc. 1 : 200.000, ed. Inst. Geol., 1965).

Nisipurile eoliene ale grindului (0,10—0,60 m grosime) au fost modelate într-o fază distinctă, fiind separate de nisipurile, uneori argiloase ale grindului propriu-zis (pl. IV—medalion) printr-o intercalăție de sol nisipos îngropat de 0,25—0,40 m grosime (pl. II, fig. 2).

Grindul Histria, în forma sa „embrionară”, a existat încă înaintea sec. VI î.e.n., iar în forma sa definitivă s-a conturat abia după sec. IV e.n. Este interesant de comparat perioada mai mare de formare a acestuia (cca 1 mileniu) cu cea estimată în cazul grindului Chituc (100—200 ani), definitiv constituit abia în sec. III e.n. (B l e a h u , 1962). După P o p și P r i c ă j a n (1969) linia de țărm a Chitucului ar fi ulterioră secolului VII î.e.n.

Pe baza unor argumente îndeosebi cartografice și arheologice, C o - t e t (1970) afirmă însă că vîrsta grindului Histria (numit și Saele) s-ar



situa în intervalul sec. V—VI e.n., iar aceea a grindului Chituc, în intervalul sec. IX—XIII e.n.

## II. Depozitele din cuveta lacustră Nuntaş-Tuzla

Depozitele din cuveta lacustră Nuntaş-Tuzla, pe care le considerăm de vîrstă holocenă, cuprind depozite de suprafață și depozite de fund.

### A) Depozite de suprafață

Depozitele de suprafață se repartizează plajelor lacustre care bordează țărmurile vestice și în special estice ale lacurilor, avînd lărgimi de max. 30 m (în mod excepțional ating 200—300 m în zona de legătură a lacului Nuntaș cu lacul Istriei, ultimul numit și Caranasuf). Aceste plaje sunt alcătuite din nisipuri silicioase, fine, uneori grosiere, pe alocuri cu cochilii de cardiacee actuale și fragmente centimetrice de șisturi verzi (pl. I, fig. 2 și pl. II, fig. 1). Ele predomină în malul estic, în relație cu natura nisipoasă a peninsulei Histria. Mai rare sunt plajele alcătuite din mîluri nisipoase și nisipuri mîloase, prezente îndeosebi în malurile estic și sudic ale lacului Tuzla.

### B) Depozite de fund

Depozitele de fund prezintă o pantă relativ accentuată sub malurile nordic, vestic și sudic și una lină în dreptul celui estic. Apar sub oglinda apei lacurilor și cuprind nămolurile sapropelice, mîlurile cafenii și depozitele de amestec în diverse proporții a mîlurilor și nisipurilor.

Nămolurile sapropelice, negre și negre-cenușii, onctuoase, cu miros caracteristic, se situează în zona centrală a lacurilor, depărtîndu-se de malul estic și fiind foarte apropiate sau situîndu-se chiar sub malurile vestice, nordic și sudic. Cercetări mai vechi executate de Institutul de Balneologie și Fizioterapie din București<sup>4</sup> au arătat grosimi maxime de 0,60 m și caracteristici fizico-chimice comparabile cu cele ale nămolului de Techirghiol.

Depărtarea limitei nămolului în dreptul malului estic este legată de lipsa unor condiții optime de peloidogeneză, printre care amintim abundența materialului anorganic mineral (nisipos) și lipsa — într-o oarecare măsură — a masei pelitice de bază a nămolului, în zona apropiată țărmului. Dimpotrivă, lîngă malul vestic și în special în condițiile existenței susensiilor fine, pelitice provenite din abraziunea loessului, nămolul sapropelic apare foarte aproape sau chiar sub versantul de loess.

<sup>4</sup> R. A. Măcelaru Regiunea balneară Histria. 1961. Arh. Inst. Balneologie și Fizioterapie. București.



Secțiunile schematicce executate prin depozitele de suprafață și de fund (fig. 3) arată tranziția treptată de la depozitele de nămol sapropelic la

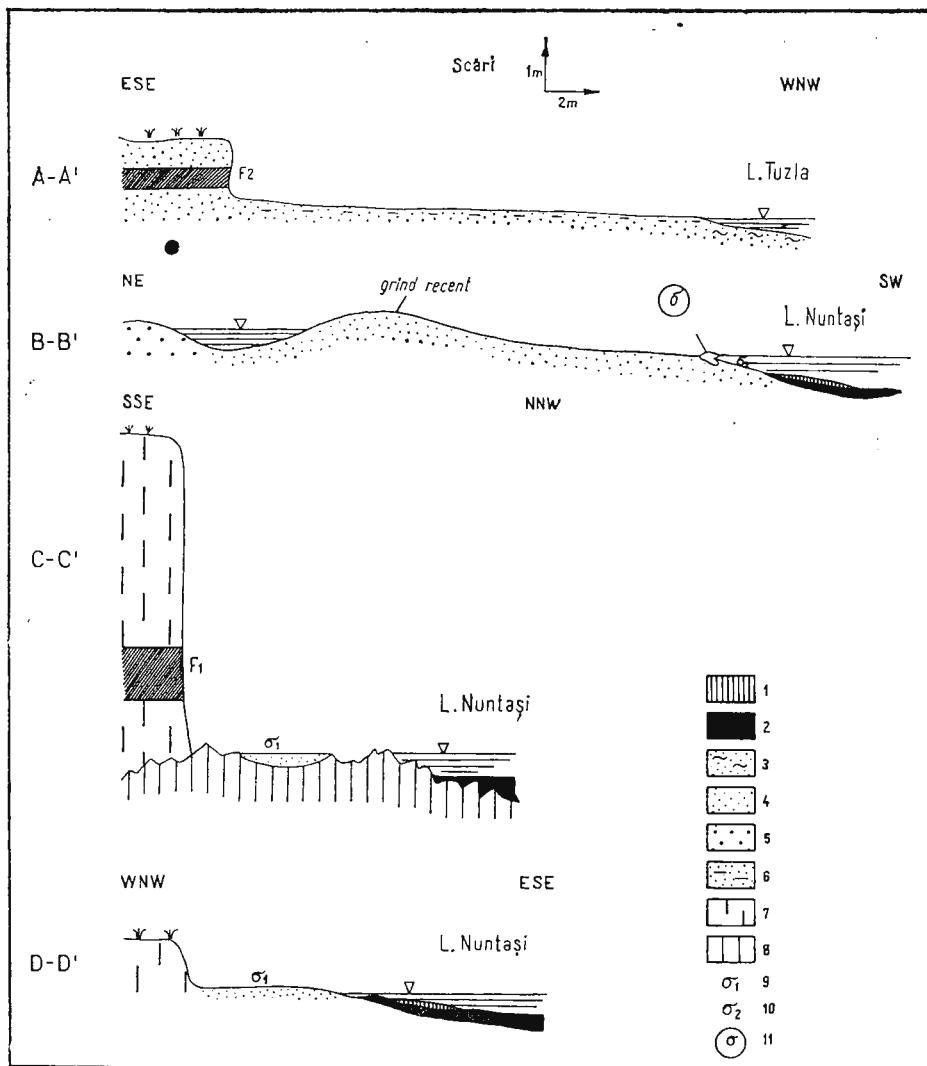


Fig. 3. — Secțiuni transversale în zona țărmului lacurilor Nuntași—Tuzla.

Depozite submersă (1, mil cafeniu-deschis; 2, nămol negru, onctuos; 3, nisip milos, cenusiu). 4, nisip de plajă lacustră; 5, nisip de grind (peninsula Histria;  $F_2$  sol ingropat); 6, nisip milos și mil nisipos de plajă lacustră; 7, depozite leosoide; 8, formătineașe sîsturilor verzi; 9, cochlili actuale pe plajă; 10, cochlili actuale submersă; 11, lumășel actual.

Coupes transversales dans la zone du rivage des lacs Nuntași—Tuzla.

Dépôts submergés (1, vase brun clair; 2, boue noire, onctueuse; 3, sables vaseux, gris). 4, sable de plage lacustre; 5, sable de la terre pleine (presqu'ile d'Hystris;  $F_2$  sol enfoncé); 6, sable vaseux et vase sableuse de plage lacustre; 7, dépôts leosoïdes; 8, formation des schistes verts; 9, coquilles actuelles sur la plage; 10, coquilles actuelles submergées; 11, lumâșel actuelle.

cele de plajă, prin intermediul depozitelor de amestec de tipul nisip + mîl în diverse proporții. Atât nămolurile sapropelice cît și depozitele de amestec pot fi pe alocuri acoperite de depuneri centimetrice de mîl fin, cafeniu-deschis, probabil reprezentînd sedimentarea recentă a suspensiilor pelitice provenite din abraziunea loessului malurilor.

Prezența cochiliilor actuale în masa și la suprafața depozitelor de fund se observă îndeosebi în zonele apropiate de țărm. Nefiind un fenomen general, considerăm că prezența lor nu poate reprezenta un impediment în exploatarea nămolului în scopuri terapeutice.

### III. Apa lacurilor Nuntaș-Tuzla

Ultimul element al cuvetei lacustre, apa, are adîncimea de maximum 1,3 m (0,6 m în medie) și un caracter hidrochimic actualmente — salmastru, conținînd, conform analizei unei probe de apă recoltată de noi din centrul lacului Nuntaș în luna iunie 1971, cantitatea de 7,54 g/l săruri (analist : dr. G a b r i e l a P i t u l e s c u ).

Tipul hidrochimic  $\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$  ( $\text{Cl} > \text{Na}$ ), (Gîștescu, 1963), indică o oarecare influență a apei marine, în legătură cu modul de formare al lacurilor Nuntaș-Tuzla. Spre comparație menționăm în tabelul de mai jos, conținuturile apelor lacurilor Nuntaș (Duingii), Sinoe și ale Mării Negre.

TABEL

	Lacul Nuntaș (1959)*	Lacul Nuntaș (1971)*	Lacul Sinoe (1959)*	Marea Neagră (1959)*
$\text{Cl}^-$ g/l $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ , Mineralizație totală, g/l	20,9817 11,9205 36,99	4,0779 2,4357 7,54	14,2000 7,929 26,0384	8,9311 4,9897 16,1333

\* Analist : V. D. N a r t i

Înîțial, sensul de concentrare al apelor era mare  $\rightarrow$  Sinoe  $\rightarrow$  Nuntaș, motivat de fenomenele intense de evaporare sub un climat cu indicele de ariditate  $i_{ar} = 17$  (la Cogalac). În ultimul timp, fenomenele de îndulcire generală ale lacului Nuntaș (cît și ale lacului Sinoe, probabil) au determinat modificarea sensului de concentrare salină după cum rezultă din examinarea tabelului. Deoarece comunicarea dintre lacurile Sinoe și Nuntaș, prin canalul de legătură dintre lacurile Nuntaș



și Istriei (azi aproape complet colmatat<sup>5</sup>, pl. II, fig. 3), este posibilă într-o perioadă relativ scurtă (maximum 1 lună în sezonul cald), nu putem admite existența unor fenomene sistematice de circulație a apelor între cele două lacuri.

Conform unei ipoteze emise de Wittz<sup>6</sup>, vîntul ar deplasa apele mai dulci din lacul Istriei către lacul Nuntași prin canalul de legătură susamintit. Fenomenul citat, realizabil — după cum am arătat — într-o perioadă scurtă, nu poate produce modificări generale sensibile în chimismul lacurilor Nuntași -Tuzla. Asemenea modificări (îndulcire) pot fi cauzate de un aport sporit de ape dulci prin văile quasipermanente ce debușează în lac (văile Nuntași și Săcele) precum și local, prin izvoarele de mal, cu debite comparativ inferioare.

Ceea ce trebuie însă precizat (și ne-am propus să realizăm în viitor) este depistarea aporturilor de apă dulce prin eventualele izvoare de țărm și de pe fundul lacului. Vom încerca pe baza acestor date să schițăm regimul hidrochimic de fund și de suprafață al lacurilor Nuntași-Tuzla în relație cu caracterele depozitelor de fund și de suprafață din zonă.

## BIBLIOGRAFIE

- B leahu M. (1962) Observații asupra evoluției zonei Istria în ultimele trei milenii. *Probl. de geografie*, IX, București.
- B răileanu Al. (1938) Lacul Razim, geneza și evoluția lui. *Bul. Soc. Regale Rom. Geogr.* LVII, București.
- C oteț P. (1970) Lacurile litorale dobrogene și raporturile lor genetice cu schimbările de nivel ale Mării Negre. *Colocviul de Limnologie Fizică*, mai 1970, București.
- G iștescu P. (1963) Lacurile din R.P.R., geneză și regim hidrologic. Ed. Acad. R.P.R. București.
- (1971) Lacurile din România, monografie limnologică. Ed. Acad. R.S.R. București.
- M orariu T., Morariu E., Savu Al. (1968) Lacurile din România, Importanță balneară și turistică. Ed. Științifică. București.
- P opp N., Pricăjan A. (1969) L'origine des terrains fermes du Delta du Danube. *Bul. Soc. Șt. Geol. din R.S.R.* XI, București.
- P orucic T. (1924) Lacurile sărate din sudul Basarabiei. *Studii limnologice*, I, București.
- T uculescu I. (1965) Biocenoză lacului Techirghiol, biocenozele și geneza nămolului. Ed. Acad. R.S.R., București.
- \* \* \* Dobrogea maritimă, Biblioteca Geografului. 4, *Soc. Șt. Nat. Geogr. din R.S.R.* 1966, București.

<sup>5</sup> În anul 1880, ing. Floru Diaconu propunea — din motive tehnice legate de exploatarea sării depuse natural — construirea unui dig de 400 m lungime și 2,5 m înălțime. Digul realizat avea să fie pe coronament (Porucic, 1924). Ulterior în dig s-a practicat un canal.

<sup>6</sup> Emil Wittzel. Batimetria și rezerva de nămol a lacurilor Duingii și Movila Miresii. 1962. Arh. Inst. Balneologic și Fizioterapie. București.



## QUELQUES CONSIDÉRATIONS LIMNOLOGIQUES SUR LA CUVETTE LACUSTRE DE NUNTAŞI-TUZLA (COMPLEXE DE SINOE)

### (Résumé)

La présente note, à caractère préliminaire, est le résultat des recherches en terrain effectuées par les auteurs en automne 1970, dans la zone des lacs de Nuntaş-Tuzla (groupe méridional du complexe lagunaire de Sinoe). L'importance des recherches et des données acquises résulte aussi du fait que jusqu'à présent on ne connaît pas une carte limnologique détaillée de cette zone. L'esquisse annexée, au 1/20 000<sup>e</sup>, figure pour la première fois la distribution des dépôts de surface et de fond des deux lacs.

En réalité le lac de Nuntaş-Tuzla (surface environ 15 km<sup>2</sup>) occupe une cuvette lacustre relativement unitaire. Le lac situé au N porte le nom de Nuntaş ou Duingi, alors que celui situé au S porte le nom de Tuzla (pl. IV).

La genèse des deux lacs est similaire à celle de la lagune de Sinoe, notamment : formation de dépressions sur la terre ferme à la suite des mouvements épirogéniques négatifs, envahies ensuite par l'eau marine, accumulation des terre-pleine-marine et concentration des eaux ainsi isolées à la suite de l'évaporation.

La cuvette lacustre de Nuntaş-Tuzla est constituée par des dépôts loessoïdes du Pléistocène moyen supérieur, par des roches faiblement métamorphisées du complexe des schistes verts protérozoïques et par des sables holocènes de la terre-plaine d'Hystria.

Les schistes verts, représentés par les types gréseux et pélitiques, présentent des pendages accusés fournissant le matériel fragmentaire aux plages lacustres (pl. I, fig. 1).

Les dépôts loessoïdes constituent des versants abrupts hauts de tout au plus 8 m, qui contiennent parfois des intercalations de sols fossiles (pl. I, fig. 2). L'abrasion lacustre produit des effondrements ou des niches d'abrasion aux pieds de ces versants (pl. I, fig. 3).

Les dépôts de la cuvette lacustre de Nuntaş-Tuzla, que nous considérons holocène, contiennent des dépôts de surface (sables et vases des plages lacustres) et des dépôts de fond (boues sapropéliques et dépôts de transition de type „vases + sables”).

Les vases lacustres apparaissent tout spécialement dans la rive orientale où prédominent les sables parfois avec des coquilles marines actuelles, rattachées directement à la nature sableuse de la terre-pleine d'Hystria. De manière subordonnée on rencontre aussi des plages de nature vaseuse-sableuse (pl. I, fig. 2 et pl. II, fig. 1).

La terre-pleine de la presqu'île d'Hystria comporte des sables qui admettent une intercalation de sol enfoui sableux (épaisse de 0,25 à 0,40 m), marquant deux phases au cours de son évolution ; les sables plus récents ont été modelés par le vent sous forme de dunes dont la hauteur ne dépasse pas 3 m (pl. II, fig. 2). Parfois dans les dépressions interdunaires on trouve temporairement des eaux méthérionales.

Le passage des sables et des vases des plages lacustres aux dépôts de fond représentés par des boues sapropéliques a lieu par l'intermédiaire des dépôts de transition de type „vases + sables”, en différentes proportions (pl. III).

La limite entre la boue sapropélique, onctueuse noirâtre, avec une senteur caractéristique et les dépôts de transition est plus éloignée du bord oriental que des bords occidental, septentrional et méridional, fait mis sur le compte de l'absence des conditions de péloïdogénèse en face du bord oriental, à cause, surtout, de la quantité réduite de masse pélitique et de l'abondance relative en matériel anorganique minérale (sables). En échange des conditions différentes



font approcher sensiblement la limite susmentionnée des versants orientaux, septentrionaux et méridionaux.

L'eau des lacs Nuntași—Tuzla présente actuellement un caractère saumâtre (7,5 g/l sels, conformément à l'analyse effectuée sur un échantillon récolté de la zone centrale du lac Nuntași par les auteurs, au mois de Juin 1971). Le type hydrochimique  $\text{Cl}_{\text{III}}^{\text{Na}}$  ( $\text{Cl} > \text{Na}$ ) indique l'influence de l'eau marine, en liaison avec la genèse des deux lagunes : Nuntași et Tuzla.

L'adoissement général de l'eau de ces deux lacs ne saurait s'expliquer par l'existence de quelque communication directe (diffusion, déplacement des eaux par le vent) à l'intermédiaire du canal de liaison Nuntași—Istria, à présent presque complètement colmaté. Ce canal a été percé à travers une digue réalisée en 1880.

Les modifications de la salinité (adoucissements) viennent de l'apport de plus en plus élevé en eaux jetées par les cours d'eau quasi-perennes (ruisseau Nuntași et Săcele) et par les émergences des bords du lac et probablement les sources de fond.

Enfin les auteurs se proposent de continuer les investigations hydrochimiques commençées en 1970 par des études plus détaillées.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

### Planche III

Esquisse des dépôts de fond et de surface dans la zone des lacs Nuntași—Tuzla, complexe lacustre de Sinoe.

Dépôts de surface : 1, 2, sables siliceux  $\pm$  coquilles actuelles [1, revenant aux plages lacustres ; 2, revenant à la terre-pleine de la presqu'île d'Hystria (avec une intercalation de sol enfoui (F)) ; 3, sables vaseux et vases sableuses revenant aux plages lacustres. Dépôts de fond : 4, vases noires, onctueuses, sapropéliques ; 5, sables vaseux ou vases sableuses  $\pm$  coquilles actuelles ; 6, dépôts loessoïdes à intercalations de sol fossile (rive W) ; 7, formation des schistes verts (types pélitiques et gréseux) : a, submergée, b, à la surface ; 8, lumachelle ; 9, fragments de schistes verts ; 10, terrain inondable ; 11, émergences ; 12, cannaie ; 13, coupes transversales dans la zone de rivage ; 14, hauteur du rivage  $h$  figurée par la largeur de la bande hachurée :  $h < 1$  m (2 mm sur le dessin),  $h = 1 - 5$  m (4 mm sur le dessin),  $h > 5$  (6 mm sur le dessin) ; 15, abrasion lacustre : a, à effet de niche, b, à décollements du rivage ; 16, coquilles actuelles sur la plage ; 17, coquilles actuelles submergées ; 18, position de la couche dans les schistes verts ; 19, forage jusqu'à 100 m de profondeur.



## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

- Fig. 1. — Tărmul vestic al lacului Nuntaşî : 1, afloriment de şisturi verzi (în parte submerse); 2, plajă lacustră nisipoasă; 3, versant abrupt alcătuit din depozite loessoide.  
Bord occidental du lac Nuntaşî : 1, affleurement de schistes verts (partiellement submergés); 2, plage lacustre sableuse; 3, rive abrupte formée de dépôts loessoïdes.
- Fig. 2. — Tărmul vestic al lacului Nuntaşî : 1, afloriment de şisturi verzi (partiellement submerse); 2, plajă nisipoasă cochiliferă; 3, versant abrupt, uneori adânc ravinat, constituit din depozite loessoide.  
Bord occidental du lac Nuntaşî : 1, affleurement de schistes verts (partiellement submergés); 2, plage sableuse coquillière; 3, rive abrupte, parfois profondément ravinée, formée de dépôts loessoïdes.
- Fig. 3. — Tărmul vestic în zona de legătură dintre lacurile Nuntaşî și Tuzla; se remarcă procese de abraziune, cu forme de nișe (1), în malul de natură loessoïdă.  
Bord occidental dans la zone de communication entre les lacs Nuntaşî et Tuzla; on remarque des processus d'abrasion sous forme de niches (1), dans la rive de nature loessoïde.



V. BULGĂREANU et al. Cuveta lacustră Nuntași—Tuzla.

Pl. I.



Studii tehnice și economice, seria H nr. 5



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — Târmul vestic al lacului Nuntaşî : se observă aflorimentele de şisturi verzi (1) ce „brăzdează” plaja nisipoasă intens cochliferă (2).

Bord occidental du lac Nuntaşî : on observe les affleurements de schistes verts (1) qui „sillonenet” la plage sableuse intensément coquillière (2).

Fig.2. — Târmul estic al lacului Tuzla ; nisipurile (1) grindului peninsulei Histria, modelate eolian și parțial inierbate prezintă un nivel de sol nisipos îngropat ( $F_2$ ). Plaja (2) adiacentă prezintă un caracter nisipos.

Bord oriental du lac Tuzla ; sables (1) de la terre pleine de la presqu'île d'Istrie, modelées par le vent et partiellement enherbées présentent un niveau de sol sableux enfoui ( $F_2$ ). Plage (2) adjacente à caractère sableux.

Fig.3. -- Zona de legătură între lacul Nuntaşî (1) și lacul Istriei (3) ; apele celor două lacuri comunice temporar prin canalul artificial (2), parțial colmatat.

Zone de communication entre le lac Nuntaşî (1) et le lac d'Istria (3) ; les eaux des deux lacs communiquent temporairement par le canal artificiel (2), partiellement colmaté.

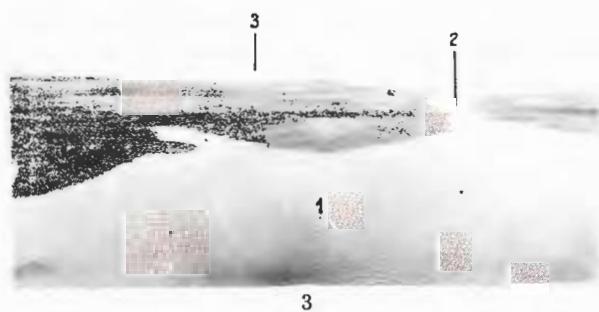




1



2



3

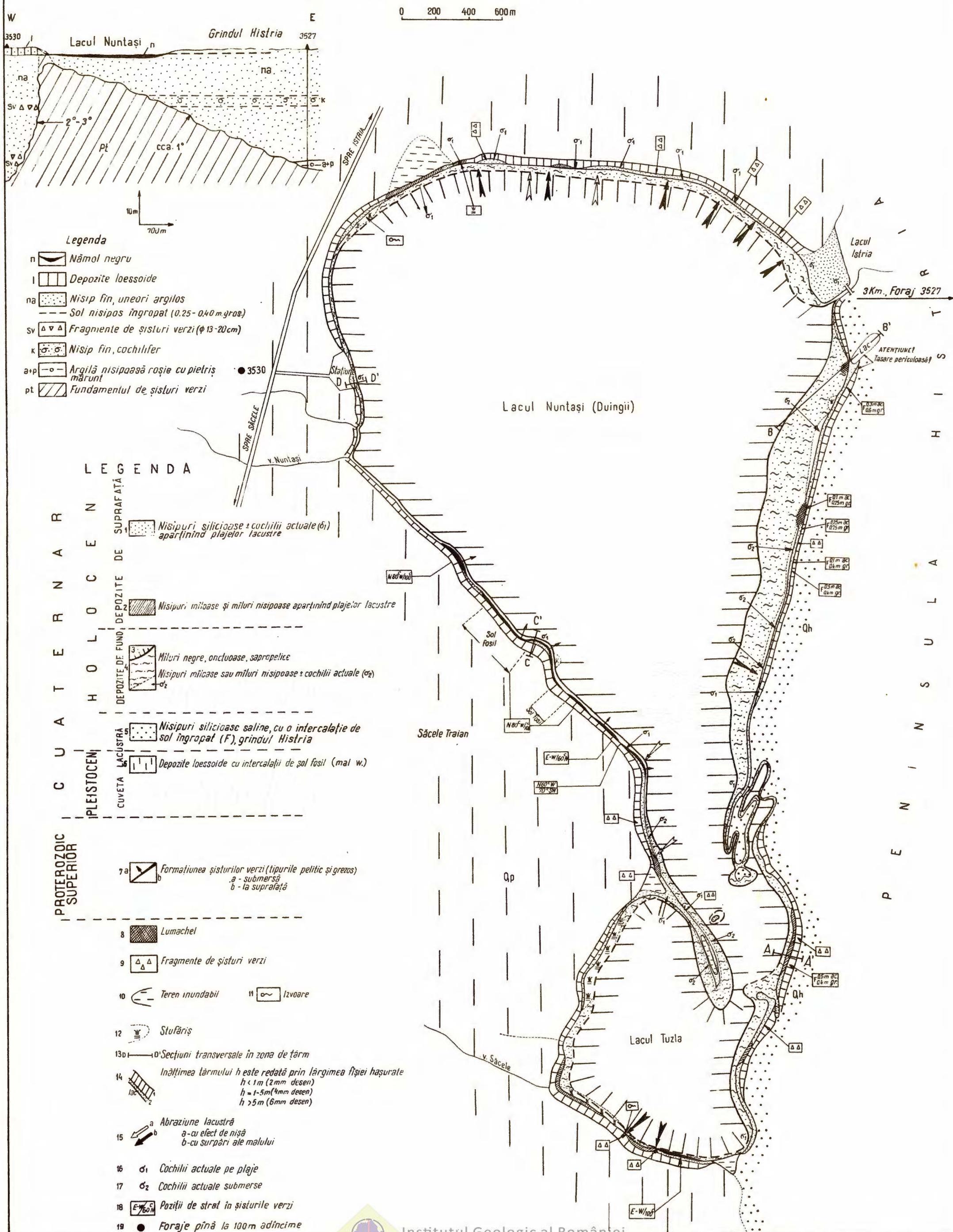
Studii tehnice și economice, seria H nr. 5.



Institutul Geologic al României

V. BULGĂREANU - GH. MOMEA - STELIANA MOMEA

# SCHIȚA DEPOZITELOR DE FUND ȘI DE SUPRAFAȚĂ ÎN ZONA LACURILOR NUNTAȘI - TUZLA COMPLEXUL LACUSTRU SINOE



# DEPOZITELE SUBMERSE ȘI PELOIDOGENEZA LA LACUL BĂILE MITRENI (JUDEȚUL ILFOV)<sup>1</sup>

DE

VALENTIN BULGĂREANU<sup>2</sup>

## Abstract

Submerse Deposits and Peloidogenesis at the Lake Băile Mitreni (District of Ilfov). In this paper the author is referring to the lake Băile Mitreni, district of Ilfov, which has formed about 60 years ago, within a depression of the Argeș flood plain. Besides some considerations of a general character (pedoclimatical, geobotanical and geomorphological-geological), limnogeological data regarding the waters of the lake, the surface and the bottom (or submerse) deposits of the lacustrine basin are detailed. The relations between the peculiar features of submerse deposits (resulting from systematical core sampling carried out here for the first time) and the peloidogenesis phenomena (term which defines the sapropelitization in lacustrine environment) are unravelled by the interpretation of detailed chemical analyses of the water samples from the surface of the lake corresponding to the extracted cores from bottom deposits, as well as by the comparative analysis of physical, chemical and biological processes from some lakes with fresh water (Trout Lake)—Wisconsin, U.S.A. and Lake Beloe, U.S.S.R. and the salt ones (Techirghiol, Romania). Thus the author is enabled to establish some direct and indirect indications as to peloidogenesis phenomena, as well as some favourable and inhibiting factors of the latter.

## I. INTRODUCERE

În vara anului 1971, prin cercetările ce le-am executat în zona lacurilor Băile Mitreni (comuna Mitreni), Potcoava (comuna Curcani) și salba lacurilor din comuna Luica (județul Ilfov)<sup>3</sup>, am urmărit cartarea detaliată

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 5 mai 1972.

<sup>2</sup> Intreprinderea Geologică de Prospecțuni, Șos. Kiseleff nr. 2, București.

<sup>3</sup> V. Bulgăreanu. Raport hidrogeologic vol. I: Studii hidrogeologice în zona lacurilor Mitreni, Potcoava, Luica (județul Ilfov). 1971. Arh. I.G.P. București.



a depozitelor de pe fundul lacurilor sus menționate (depozite ce le-am numit „submersă”) și a zonei de țărm. Paralel, am încercat elucidarea relațiilor existente între constituția litologică a cuvetei lacustre în totalitate și hidrochimismul lacurilor respective.

Depozitele submerse ale lacului Băile Mitreni au fost studiate detaliat prin carotaje pe profile transversale utilizând pentru prima oară, aici, o carotieră de construcție relativ simplă (pl. I, fig. 2).

Interpretarea constituției litologice a depozitelor submerse cercetate a dus la conturarea unor aspecte de detaliu privind stratigrafia și evoluția sedimentării în cuveta lacustră, în condițiile unui aport mixt de substanță organică, de origină atât vegetală cît și animală, în procesul de peloidogeneză.

Datele de grosime ale depozitelor de nămol terapeutic utilizate la trasarea izopahitelor, imprimă de asemenea un caracter practic rezultatelor cercetărilor noastre.

## II. CONSIDERAȚII GENERALE

Lacul Băile Mitreni este situat în lunca din stînga Argeșului, în marginea nordică a comunei Mitreni, la cca 10 km NNW de orașul Oltenița.

Denumirea „Băile Mitreni” sugerează faptul că apa, dar mai ales nămolul negru depus pe fundul lacului alcătuiesc factorii curativi utilizați pe plan regional, dar mai ales local, la balneație și în special la oncțiuni în aer liber.

Zona lacului a fost sumar cercetată sau doar citată cu ocazia cercetărilor hidrogeologice, pedologice, geobotanice executate în regiune [E. Liteanu, T. Bandrabur și D. Slăvocă, 1953–1957]; N. Florea, F. Predel și I. Munteanu (1954); I. řerbănescu (1959);] date mai exacte însă insuficiente, cu referire directă la acest lac, ne oferă unele cercetări limnologice (Gătescu, 1970) și balneologice (rapoartele Institutului de Balneologie și Fizioterapie, București).

Cercetările noastre au încercat să completeze, lipsa datelor, în special de ordin limnogeologic.

Din punct de vedere climatic, pedologic și geobotanic, regiunea luncii Argeșului inferior, între confluența acestuia cu Dâmbovița și apoi cu Dunărea, revine antestepiei. Datele climato-pedo-geobotanice sunt sintetizate în tabelul 1.

Din punct de vedere geomorfologic-geologic, zona lacului Băile Mitreni este localizată într-un sector depresionar al luncii Argeșului (de-



TABELUL 1

*Caracterizarea climatică, pedologică și geobotanică a zonei lacului Băile Mitreni (conform hărții pedologice la sc. 1 : 200 000, editată de Institutul Geologic, 1964)*

Temperatura medie anuală (°C), Hereşti :	11,1
Precipitații, media anuală (mm), Oltenița :	540,2
Evapotranspirația potențială, media anuală (mm), Herești	729
Indicele de ariditate (de Martonne), Oltenița :	25,3
Solurile	Soluri aluviale, gleizate, la limita cu cerno-ziomuri levigate
Vegetația de luncă :	Helo-mezofilă
Vegetația de lac :	<i>Phragmites communis</i> <i>Myriophyllum spicatum</i> <i>Potamogeton</i> <i>Scirpus</i> (x) <i>Cladophora</i> (x)
Microorganismele din apă lacului :	<i>Thiopolycoecus rubra</i> (x) <i>Chromatium</i> (x)

Notă : Formele notate cu (x) provin din raportul Dr. P. Petrescu (1949) (op. cit. pct. 5).

pozite psamo-psefítice de vîrstă Holocen superior), la limita cu terasa joasă a aceluiasi rîu (depozite loessoide de vîrstă Holocen superior).

### III. CONSIDERAȚII LIMNOGEOLOGICE

Băile Mitreni revin categoriei lacurilor de luncă propriu-zise (Găseșcu, 1963, 1971); lacul s-a format în urma revărsării apelor Argeșului într-o zonă depresionară din lunca externă, izolată apoi de rîu prin grindul fluviatil al brațului părăsit din apropiere. Ulterior, în lipsa alimentării cu apă și prin concentrare în regim secetos, salinitatea apelor lacului a crescut ajungînd la 6,28 g/l săruri în august 1960<sup>4</sup>.

Cercetări mai vechi executate în cadrul Institutului de Balneologie și Fizioterapie din București<sup>5</sup>, arată că lacul seca uneori, începînd cu finele lunii iulie; în iunie 1949, însă, suprafața sa nu depășea 2 ha, cu o adîncime a apelor în zona centrală de 30—35 cm.

<sup>4</sup> Colectiv Inst. Balneo. Fiziot. Studiul fizico-chimic al unor lacuri cu potențial terapeutic din Cîmpia Română și Podișul Dobrogea. 1968. Arh. I.B.F. București.

<sup>5</sup> Dr. P. Petrescu. Considerațuni asupra posibilităților de utilizare a apei și nămolului lacului de la Mitreni, în scopuri terapeutice. 1949, Arh. I.B.F. București.



În ultimii ani, suprafața lacului s-a mărit semnificativ, fenomen asociat atât tendinței crescătoare a indicelui de ariditate de Martonne (ani tot mai ploioși) cît și practicării în maluri a unor excavații care au „deschis” izvoare la nivelul oglinzi apei (pl. I; fig. 1).

Chimismul mediu al apei lacului (tipul bicarbonat sodic, slab sulfatat) este cel indicat în tabelul 2.

TABELUL 2  
*Chimismul apelor lacului Băile Mitreni*

Ionii mg/l	Autorul și data prelevării probelor		
	Institutul de Balneologie și Fizioterapie București		Sectorul geologic Slobozia
	nov. 1963	aug. 1960	oct. 1971
Fe ···	0,36	—	0,20
Ca ..	—	44,66	25,87
Mg ..	75,38	6,86	23,24
Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	7409,50	1780,80	529,59
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	989,60	763,20	270,12
Cl <sup>-</sup>	921,70	572,50	99,80
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	1561,60	3074,40	583,20
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	—	—	0,13
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	—	39,60	0,05
pH	10,30		8,98
Suma ionilor, mg/l	25012,2	6282,11	1772,2

Lacul Băile Mitreni (fig. 1) în actuala configurație, are o suprafață de cca 11 ha, iar adâncimea apelor sale nu depășește 50 cm. Malurile estice și sudice prezintă un caracter relativ abrupt, nedepășind însă înălțimea de 2 m. Abraziunea lacustră — în general moderată — acționează asupra malului sud-estic, modelând nișe de dimensiuni submetrice. Cuveta lacustră este „închisă” la nord, est și sud de terasa loessoidă joasă (pl. I, fig. 1) cu versanți relativ lini de maximum 4 m înălțime.

Limita vestică a lacului suferă modificări în sezonul umed, fapt care impune „stabilizarea” sa prin unele lucrări de îndiguire simplă, respectând cu aproximație conturul oglinzi lacului din luna iunie 1971 (fig. 1). Propunerea se bazează pe faptul că apele lacului la acea dată lăsau deschisă o fișie de teren de cca 15 m lărgime și aproximativ 300 m lungime pe



care apărea nămolul terapeutic, negru, cu poligoane de uscare și eflorescențe albe, saline, nămol pe cale de degradare<sup>6</sup>.

În același timp, este necesară amenajarea canalului drenor din extremitatea sud-vestică a lacului, astfel ca deversarea apei să se facă doar la cota de pericol.

Lucrările noastre de cartare au evidențiat prezența depozitelor de suprafață (care alcătuiesc cuveta lacului) și a depozitelor submerse (depunerile de pe fundul lacului).

În afara depunerilor de nămol cu poligoane de uscare și eflorescențe saline susmenționate, precum și a depozitelor de luncă și terasă joasă amințite anterior, în cadrul depozitelor de suprafață — neacoperite de apele lacului — se includ și depozitele de plajă.

Depozitele de plajă se conturează ca atare în sudul, sud-estul și sud-vestul lacului, pe lățimi de maxim 15 m, dar de obicei nedepășind 3–4 m. Natura litologică a plajelor este de obicei nisipoasă, cu excepția părții sud-estice a lacului, unde se conturează o plajă miloasă de dimensiuni relativ reduse (pl. I, fig. 1). Uneori depozitele plajelor trec gradat la depozitele submerse, spre exemplu în sudul lacului, unde se realizează tranziția de la nisipurile de plajă la depozitele de amestec de tip „nisip + mîl”, acoperite de apa lacului.

#### IV. DEPOZITELE SUBMERSE ȘI PELOIDOGENEZA

După cum am arătat, în vara anului 1971, am executat carotaje sistematice în depozitele submerse ale lacului Băile Mitreni, de-a lungul a două profile orientate est-vest și respectiv nord-sud.

Corelarea coloanelor litologice, coroborată cu cartarea detaliată a zonei litorale (depozitele de suprafață și cele submerse), ne-a permis realizarea unei hărți a distribuției tipurilor litologice de depozite submerse cît și schițarea izopahitelor depunerilor de nămoluri (fig. 1.). Variatiile litologice au fost figurate pe secțiunile transversale din figura 2.

##### A) Criterii de clasificare și particularități

Depozitele submerse ale lacului, de vîrstă holocenă-superioară, cuprind șase tipuri de depunerii, definite în funcție de natura lor litologică, granulometria, culoarea și consistența lor: nămol negru, onctuos (notat

<sup>6</sup> Fenomenele de degradare a substanței organice și implicit împiedicarea formării nămolului terapeutic, datorite secării lacului, au fost sesizate anterior (P. Petrescu, 1949).

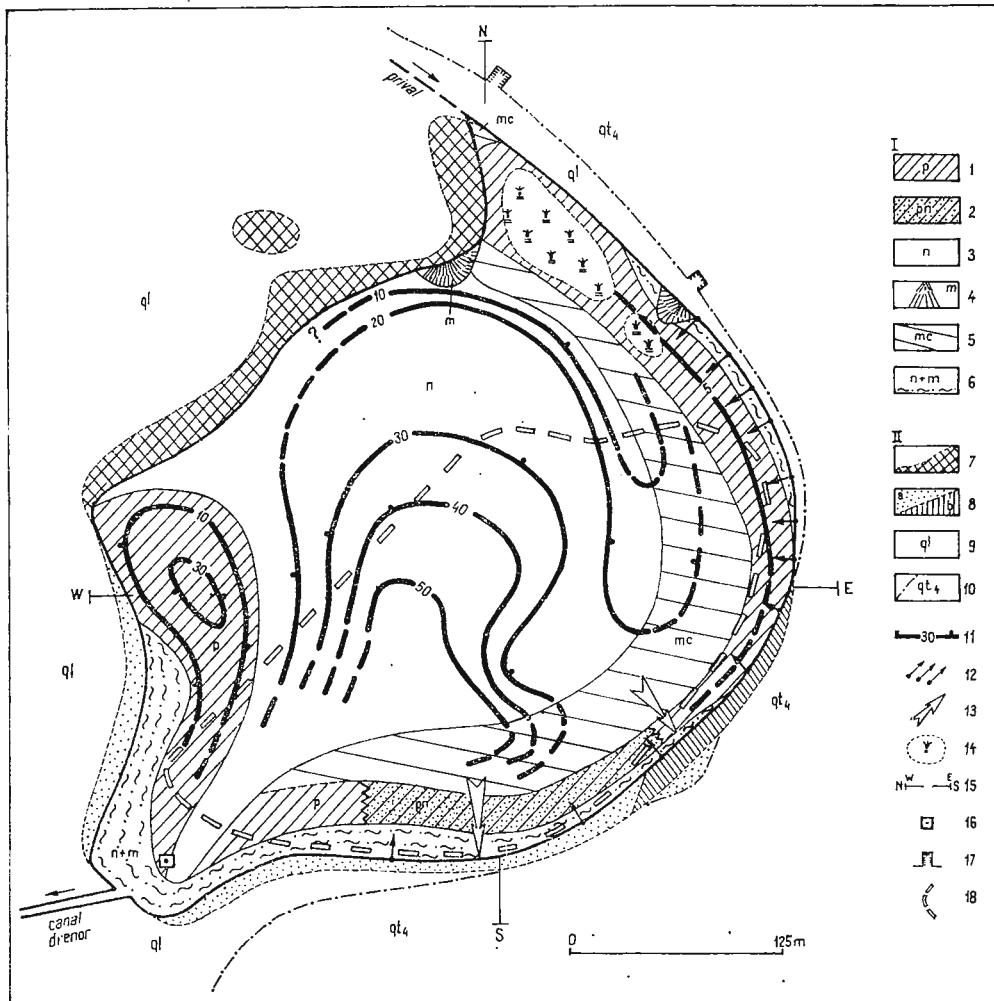


Fig. 1. — Schiță limnogeologică a lacului Băile Mitreni.

I. Depozite submersă : 1, pelogen cu resturi vegetale parțial transformate; 2, pelogen nisipos; 3, nămol negru, onctuos; 4, mil cafeniu (depunderi sezonieră); 5, mil cenusiu; 6, depozite de tranziție nisip + nămol/mil. II. Depozite de suprafață : 7, nămoliuri cu efflorescențe saline și crăpături poligonale de uscare; 8, nisipuri (a) sau miluri (b) apartinând plajelor lacustre; 9, depozite psamto-psephitice ale lunicii Argesului; 10, depoziti loessoide ale terasei joase a Argesului; 11, izopahitele (grosimea în metri) nămoliului negru, onctuos (n) sau ale pelogenului (p); 12, izvoare de tărăm; 13, abraziune lacustră moderată; 14, zone de stuf (iulie 1971); 15, directie profilielor de carotaj; 16, punct de probare periodică a apei; 17, carieră de interes local; 18, limita extensiunii minime a lacului.

#### Esquisse limnogéologique du lac Băile Mitreni.

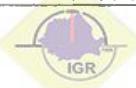
I. Dépôts submergés : 1, pélogène à débris végétaux partiellement transformés; 2, pélogène sableux; 3, boue noire, onctueuse; 4, vase brune (dépôt saisonier); 5, vase grise; 6, dépôts de transition sable + boue/vase. II. Dépôts de surface : 7, boues avec des efflorescences salines et des fissures de dessèchement polygonales; 8, sables (a) ou boues (b) revenant aux plages lacustres; 9, dépôts psammo-pséphitiques de la plaine alluviale de l'Arges; 10, dépôts loessoides de la basse terrasse de l'Arges; 11, isophaques (épaisseurs en mètres) de la boue noire, onctueuse (n) ou du pélogène (p); 12, émergences au bord du lac; 13, abrasion lacustre modérée; 14, cannaies (juillet 1971); 15, direction des profils de carottage; 16, point de prélèvement périodique des échantillons d'eau; 17, petite carrière; 18, limite d'extension minimum du lac.

TABELUL 3

Criteriile de clasificare și particolaritățile depozitelor submerse de la lacul Mînteni

Tipul depunerii și simbolul	Natura litologică/ granulometrică peloidică de transiție (psa- prăfăsec)	Culoarea (funcție de continutul în sulfuri de fier)	Gradul de consoli- dare și/sau tasare consc- hidate (viscoase)	Raporturi stratigrifice //transiție netă /transiție gradată	Răspindirea actuală (distanța pînă la țărm în metri)	Zona de formare	Grosimea maximă a depun- rilor (cm)	Valoarea utilizarca terapeutică
Nămol onctuos negru (n)	n	—	negru-negri- os, uneori cu porturi cenu- șii-inchise	n — —	n/ <sup>1</sup> a <sup>1</sup> p/n m/ <sup>1</sup> /n n/ac n/n + m	Zona cen- trală 0 ..... n ..... 78	50	ridicată
Pelogen pro- priuzis (p)	p	—	nuanțe de ne- gru	— p	p/n p/ <sup>1</sup> a p/ <sup>1</sup> m/c p/ <sup>1</sup> p n/p p/ <sup>1</sup> n+m	Zona litorală 0 ..... p ..... 78 submersă	30	redușă
Pelogen nisi- pos (pn)	—	pn	nuanțe de ne- gru	— pn	p/n/ <sup>1</sup> p n/n+m m/ <sup>1</sup> p n/p n/+m	Zona litorală 17 ..... pn ..... 44 submersă	10	inutilizabile
Mil cenușiu (mc)	me	—	cenușiu, une- ori cu porții uni negriocoa- se	mc —	mc/a mc/n/pn//mc pn//mc m//mc	Intracă zonă 0 ..... mc ..... 78 de fund	30	inutilizabile
Mil caseniu (m)	m	—	caseniu-des- chis	— m	m/n m/p m/pn m/mc m/n+m	În afara me- diului lacus- tru de sedi- dimentare	2	inutilizabile
Nisip + mfl sau nisip + nămol (n+m)	—	n+m	negr...cc- nușiu	?	n+m n+m/an/a <sup>2</sup> p/n+m pn/n+m m/n+m	Zona litorală 0 ..... n+m ..... 37	10	inutilizabile

<sup>1</sup> a — marnă cenușie plastică  
<sup>2</sup> an — marnă cenușie, nisipoasă



cu simbolul „n”), pelogen negricios, uneori cu resturi vegetale (p), pelogen nisipos (pn), mil cenusiu (mc), mil cafeniu (m) sau galbui (mg) și depozitele de amestec de tipul „nisip + mil” sau „nisip + namol” (n + m). Aceste depozite lacustre au fost de asemenea clasificate și caracterizate după următoarele criterii (tab. 3): natura litologică/granulometrică; culoarea (funcție de conținutul în sulfură de fier); raporturi stratigrafice; gradul de consolidare și/sau tasare; răspândirea actuală; zona de formare; grosimea maximă a depunerilor; valoarea și/sau utilizarea terapeutică.

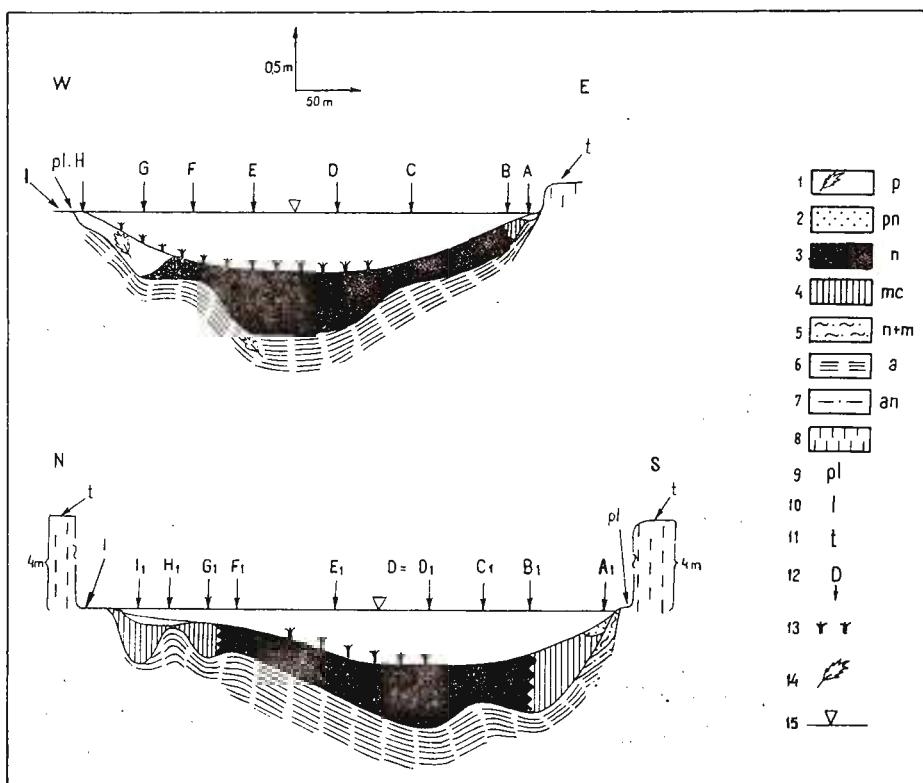


Fig. 2. — Secțiuni transversale prin depozitele cuvetei lacustre Mitreni.

1, pelogen cu resturi vegetale parțial transformate; 2, pelogen nisipos; 3, nămol negricios, onctuos; 4, mil cenusiu; 5, depozite de tranziție nisip + nămol (mil); 6, marnă cenusiu-galbui, plastică; 7, marnă cenusiu, slab nisipoasă; 8, depozite loessoide; 9, plajă nisipoasă sau miloasă; 10, lunca inundabilă; 11, terasa joasă a Argesului; 12, carotaje în depozitele submerse; 13, vegetație submersă; 14, resturi vegetale în depozitele submerse; 15, nivelul lacului în iulie 1971.

Coupes transversales dans les dépôts de la cuvette lacustre de Mitreni.

1, pélogène avec des débris végétaux partiellement transformés; 2, pélogène sableux; 3, boue noirâtre, onctueuse; 4, vase grise; 5, dépôts de transition sable + boue (vase); 6, marne gris-jaunâtre, plastique; 7, marne grise, faiblement sablonneuse; 8, dépôts loessoides; 9, plage sableuse ou vaseuse; 10, plaine alluviale inondable; 11, basse terrasse de l'Arges, 12, carottages dans des dépôts submergés; 13, végétation submergée; 14, débris végétaux dans des dépôts submergés; 15, niveau du lac en juillet 1971.

În cele ce urmează, vom enumera cîteva caractere particulare ale depozitelor submersse sus amintite, observate prin examinarea carotelor extrase :

1. Nămolul negru, onctuos prezintă spre nord, est și sud treceri gradate la mîlul cenușiu (mc) : nămol negricios — nămol negricios cu porțiuni cenușii — mîl cenușiu cu porțiuni negre — mîl cenușiu propriu-zis (fig. 2).

2. Examenul acelorași carote a arătat suprapunerea netă a nămolului (n) peste o marnă plastică, cenușie (a), uneori slab nisipoasă (an), altori cu resturi vegetale aproape total transformate. Această marnă are minim 45 cm grosime.

3. Compararea unor caracteristici fizice și chimice ale nămolurilor negre de pe fundul a două lacuri de luncă (Mitreni și Rodeanu), a unei lagune (Nuntași) și a unui liman fluviomarin (Techirghiol), a arătat că valurile mari ale conținutului în substanță organică corespund valorilor de asemenea ridicate ale mineralizării apei și invers. Conținuturile în apă și substanță minerală pentru nămolul lacului Băile Mitreni înregistrează valori intermediare, comparativ cu celelalte lacuri citate (tab. 4).

4. Depunerile peloide, emulsionate, netasate, cu viscozitate redusă (în comparație cu cea a nămolului negru, onctuos), care se aşază fie peste marna (a), fie peste mîlul cenușiu (mc) din lacul Băile Mitreni (fig. 2) au

TABELUL 4

*Caracteristicile comparative ale nămolurilor lacurilor pelogene Mitreni, Rodeanu, Nuntași (Duingii) și Techirghiol (date din Arhiva I.B.F.)*

Lacul	Mitreni	Rodeanu	Nuntași	Techirghiol
Tipul genetic	de luncă		lagună	liman fluviomarin
Data recoltării Densitate	august 1960	iunie 1968 1,32	iunie 1968	iunie 1967 1,23
Compoziția globală (%)				
Apă	559,2	638,4	360,8	711,7
Substanță minerală	412,0	321,6	584,4	228,7
Substanță organică	28,8	40,0	54,8	59,6
Acizi-humici (%)		16,6	18,70	5,94
Mineralizarea totală a apei (%)	6,28 (august 1960)	10,12 (octombrie 1967)	15,17 (iunie 1967)	81,485 (Inst. Geogr., 1969)



fost comparate cu aşanumitul nămol pelogen, care la lacul Techirghiol, acoperă nămolul „dens”, terapeutic. După Tuculescu (1965), nămolul pelogen — pe scurt, pelogenul — din lacul Techirghiol se diferențiază atât sub aspect chimic cît și fizic de nămolul „dens” din același lac, după cum reiese din tabelul 5.

TABELUL 5

*Unele caracteristici fizico-chimice ale nămolurilor pelogene și dense din lacul Techirghiol (din I. Tuculescu, 1965)*

Nămolul	dens	pelogen
Densitate	1,241	1,259
Compoziția chimică pentru 1 kg nămol umed natural (g/kg) :		
Apă	701,60	663,36
Coloizi organici	2,08	2,32
Coloizi minerali	1,96	7,20
Bituminoase, totale	18,96	19,38
Celulozice, totale	9,80	13,10
Humice, totale	15,44	9,48
Proteice, totale	9,792	9,980
Total subst. org. (4)+(6)+(7)+(8)+(9)	56,072	54,26
Subst. minerale insolub.	160,6206	186,3783

Din examinarea tabelului 5, rezultă că pelogenul, în comparație cu nămolul „dens” este : mai dens (probabil datorită conținutului net superior în coloizi minerali și substanțe minerale insolubile); mai bogat în coloizi organici și minerali; mai bogat în substanțe bituminoase, celulozice și proteice ; mai sărac în apă și substanțe lumice.

Din punct de vedere granulometric, pelogenul de Techirghiol este relativ mai fin decât nămolul „dens” (tab. 6), ambele însă, revenind sub-clasei „prafurilor fine” (0,002—0,006 mm) din cadrul clasei pelitelor (20—0,02 microni).

5. Pelogenul negricios de Mitreni este nestratificat și cuprinde uneori resturi vegetale (floră acvatică) în diverse stadii de transformare (pelogenul propriu-zis, p) precum și material psamitic, provenit din abraziunea malului și levigarea plajei sudice (pelogen nisipos, pn ; fig. 1, 2). Este oare vorba de o depunere tip „gyttja” în sensul cercetătorilor H. W. Tengef (1945) din Murray (1956) și Murray (1956), așa cum a fost descrisă de aceștia la lacul Păstrăvului din Wisconsin (SUA) ?



TABELUL 6

*Cîteva caracteristici granulometrice ale nămolurilor pelogene și dense din lacul Techirghiol (din Tuculescu, 1965)*

Nămol	Fracțiunea 0,001–0,01 mm (%)	Fracțiunea 0,01–0,1 mm (%)	Diametrul median $M_d$ (mm)
pelogen	63,37	27,03	cca 0,0047
dens	61,22	29,23	cca 0,0053

6. Grosimea depozitelor pelogene este în general minimă în sectoarele sudic, estic și nord-estic ale lacului Băile Mitreni, unde se semnalează abundența izvoarelor de țărm (fig. 1); grosimile maxime apar spre malul vestic.

7. Depunerile pelogene de Mitreni (p) marchează tranziții laterale gradate spre pelogenul nisipos (pn), iar pe verticală, spre nămolul negru, onctuos (n; tab. 3).

8. Atât pelogenul (p, pn) cât și nămolul negru dens (n), sunt net separate de milul cafeniu ce le acoperă. Depunerile pelogene propriu-zise (p) sunt de asemenea net diferențiate de marna (a), iar pelogenul nisipos (pn) arată o trecere gradată spre depozitele de tranziție (n + m) (tab. 3).

9. Milul cafeniu, de dată recentă, pare a fi depus periodic, în orice caz sezonier, în legătură cu levigarea versanților de natură loessoidă ai terasei joase. Depunerile care ocupă suprafețe relativ reduse și nu depășesc 2 cm grosime, se observă mai ales în dreptul excavațiilor din terasa de la est și nord-est de lac.

10. Depozitele de tranziție (n + m), reprezintă un amestec de nămol sau mil cu material nisipos (ultimul provenit din plajele nisipoase sau versanții de loess) caracterizând zona litorală cu ape de adâncime minimă în vestul, sudul și estul lacului. Aceste depozite se suprapun gradat peste o marnă nisipoasă (an), de culoare cenușie, care trece de asemenea treptat la marna cenușie bazală (a).

### B) Fazele sedimentării

Analiza caracteristicilor și raporturilor stratigrafice ale depozitelor submersă enumerate precum și unele date privind lacurile pelogene Techirghiol (Tuculescu, 1965) și Mendota-Wisconsin, S.U.A. (Murray, 1956), ne-au permis reconstituirea evoluției sedimentării în cuveta lacustră Mitreni în funcție de modificările istorice ale salinității apelor lacului, în ultimii 60 ani (tab. 7). Astfel am deosebit patru faze de salinitate: dulcicolă, salmastră I, salină și salmastră II.

TABELUL 7

*Relații între natura depozitelor submerse și evoluția salinității apelor lacului Băile Mitreni în ultimii 60 ani*

Fazele de salinitate	Sedimentarea	Oxigen în apă	Cantitatea de sulfuri de fier	Evoluția lacului
dulcicolă	mîl gălbui (sedimentarea intensă)	în scădere	minimă	Ape stagnante în depresiunea luncii Argeșului — viitoarea cuvetă lacustră (1905—1915)
salmastră I	mîl cenusiu (sedimentare f. redusă?)	în scădere	maximă	
salină	nămol negru, onctuos (sedimentare absență)	în scădere	maximă	Concentrarea treptată a apelor noului lac
salmastră II (actuală)	peloidogeneză mîl cafeniu (sedimentare sezonieră) — transf. mc → a (tasare bazală)	în creștere		Îndulcirea recentă a apelor lacului (din anul 1963?)

1. Faza dulcicolă corespunde izolării viitoarei cuvete lacustre, între anii 1905—1915.<sup>7</sup> Apele devenite stagnante vor începe să sufere procese de concentrare prin evaporare, în lipsa unor aporturi mai importante de apă.

În această fază, depunerile intense sunt, în special, cele de mîluri gălbui sau gălbui-cenusii (mg în fig. 3), corespunzătoare existenței, cel puțin în acest sector nord-vestic al cuvetei, a unei depresiuni mlăștinoase cu apă relativ puțină, către care erau drenate apele de șiroire. Acestea mobilizau și transportau în lac, materialul foarte fin, prafos, ce alcătuia depozitele terasei loessoide joase a Argeșului. În acest timp, apele lacului în formare conțin cantitatea maximă de oxigen iar sedimentele — cantitatea minimă de sulfuri de fier.

2. Faza salmastră I, corespunde unei continue concentrări saline a apelor noului lac, odată cu scăderea conținutului în oxigen și extinderea pe

<sup>7</sup> În anii 1916—1918, lacul era populat încă cu batraciene și șerpi, care ulterior au dispărut (P. Petrescu 1949, raport, Inst. Balneo-Fiziot.).



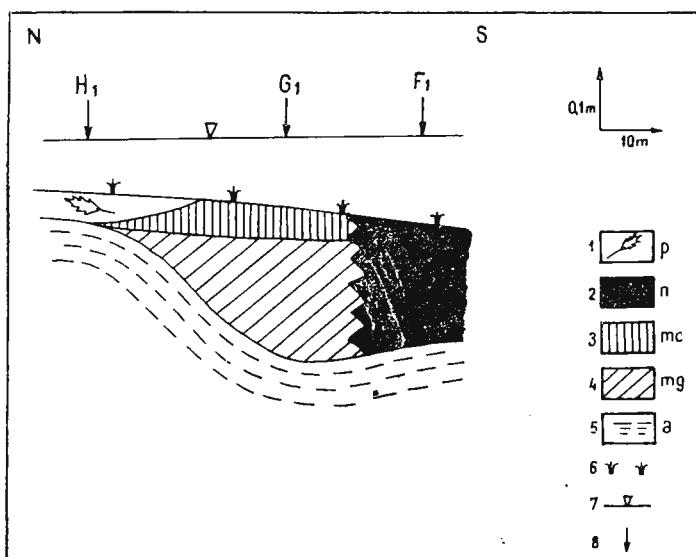


Fig. 3. — Tranziția de la nămolul negru, onctuos (n) la milurile cenușii (mc) și gălbui (mg).  
1, pelogen cu resturi vegetale; 2, nămol negru, onctuos; 3, mil cenușiu; 4, mil gălbui; 5, marnă cenușie; 6, vegetație submersă; 7, nivelul lacului în iulie 1971; 8, carotaje executate.

Transition de la boue noire, onctueuse (n) aux vases grises (mc) et jaunâtres (mg).  
1, pélogène avec des débris végétaux ; 2, boue noire, onctueuse ; 3, vase grise ; 4, vase jaunâtre ; 5, marne grise ; 6, végétation submergée ; 7, niveau du lac en juillet 1971 ; 8, carottages exécutés.

aproape întreaga suprafață actuală, a depunerilor peloide de mîl cenușiu (mc, fig. 1, 2). Considerăm că acest mîl cenușiu, provine dintr-o primă îmbo-gătire relativă în sulfuri de fier a mîlului gălbui din faza dulcicolă și nu corespunde decât unei sedimentări foarte reduse în lac. În porțiunile unde această îmbogătire nu s-a produs, mîlul și-a păstrat colorația gălbui originală (mg, fig. 3).

Mîlul cenușiu a suferit în timp, datorită presiunii litostatice, fenomene de tasare, ajungîndu-se azi, la depistarea în carotele extrase, a unui strat de marnă cenușie (a), uneori cu resturi vegetale.

3. Faza salină coincide cu perioada concentrării maxime în săruri a lacului Băile Mitreni (probabil în anul 1963 ; tab. 2), cînd se formează pelogenul și nămolurile negre onctuoase cu conținuturile maxime de sulfuri de fier. După cum vom arăta mai jos, nămolurile negre au provenit atât din pelogen cît și din mîlul cenușiu printre o serie de transformări complexe. Condițiile de formare a nămolului negru (n) au fost optime în zona centrală și de nord-vest a lacului actual. Pelogenul a provenit la rîndul său din materia anorganică continuu intrată în lac și din materia organică a biomasei animale și vegetale din lac.

4. Faza salmastră II (probabil după anul 1963, tab. 2) este marcată prin îndulcirea recentă a apelor lacului, în urma caracterului tot mai plios al ultimilor ani, cît și practicării unor excavații în malul lacului și terasa loessoidă, fapt care a „deschis” izvoarele de țărm. În această ultimă fază, se depun periodic (sezonier, mai ales), mîlurile cafenii, afinat (în nordul lacului) și continuă depunerea de pelogene (p, pn) în zona litorală din vestul, sudul și estul lacului (fig. 1). Cantitatea de oxigen este în creștere iar conținuturile în sulfuri de fier se mențin probabil constante.

### C) Peloidogeneza

#### 1. Definiții

Peloidogeneza (sapropelitizarea în mediul lacustru) include totalitatea proceselor fizico-chimico-biologice care duc la formarea pelogenului și nămolului propriu-zis. Tuculescu (1965) întrebuiuștează în același înțeles și termenul de „peloidizare”. Din punct de vedere fizico-chimic, după V. D. Narti (Tuculescu, 1965) nămolul poate fi considerat ca un amestec intim de 3 faze: solidă (granule solide, minerale și organice, de obicei extrem de fine), coloidală (substanțe minerale și organice, aflate în stare coloidală), lichidă (soluția apoasă a substanțelor solubile din nămol, soluție ce îmbibă și umple interstițiile dintre particolele solide și coloidale ale nămolului).

Apa din nămol este reținută în diverse forme, dintre care cea legată de coloizi prin fenomenul de gonflare al acestora, este de maximă importanță în balneoterapie.

Nămolul se mai poate defini și ca un mîl (depunere argilo-prăfoasă) cu peste 10% substanță organică.

Noțiunea de „nămol” nu este totdeauna legată de prezența culorii sale, negre, aceasta din urmă fiind determinată doar de cantitatea de hidro-troilit prezentă în mîlul respectiv (Murray, 1956). De obicei însă (dar nu totdeauna) nămolului (adică mîlului cu peste 10% substanță organică) își asociază culoarea negricioasă sau neagră și mult mai rar nuantele cenușii.

#### 2. Fazele peloidogenezei

În lucrarea sa magistrală asupra biodinamicii lacului Techirghiol, Tuculescu (1965), definește două faze importante ale peloidogenezei: faza de formare a sulfurii de fier și faza trecerii de la pelogen la nămolul complet format. Vom enumera, pe scurt, caracteristicile fiecărei faze:

a) Faza sulfurii de fier corespunde formării în lac, în zona de reducere a hidrotroilitului ( $\text{FeS} \cdot \text{nH}_2\text{O}$ ), pornind de la  $\text{H}_2\text{S}$  și Fe.



Fierul provine fie din roca ţărmului levigat sau supus abraziunii, fie în urma morții algelor (cînd fierul este eliberat).

Hidrogenul sulfurat provine fie din acțiunea bacteriilor proteolitice, fie (după Beijerinck, citat de Tuculescu, 1965) prin reducerea sulfatilor din ape sărate de către microorganismul *Sporovibrio (Microspira) aestuarii*. [Papiu (1960) citează de asemenea, acțiunea sulfato-reducătoare a gazului metan rezultat din fermentarea celulozei].

Abundența de sulfuri în nămolul din centrul lacului se datorește: fineții granulare a sulfurii de fier, în comparație cu a celorlalte elemente solide ale pelogenului, ceea ce determină trierea lor, în special datorită acțiunii vîntului asupra masei de apă; lipsei de utilizare a sulfurii de fier în tubul digestiv al planctonului, în timp ce unele componente organice sunt utilizate și chiar digerate (grăsimi, proteice, etc.); transformării foarte lente a biocoenozei bacteriene a fundului lacului.

Sulfurile se formează în special în zona litorală și nu în zona bentonică dat fiind faptul că biomasa este aici foarte ridicată iar putrefacțiile accentuate ale substanței organice produc  $H_2S$  în exces. Acest permanent exces în  $H_2S$ , determină blocarea oricărei urme de Fe sub formă de FeS.

Compararea cîtorva caracteristici fizico-chimice și biologice ale unui lac cu apă dulce (lacul Beloe-U.R.S.S., studiat de L. Rossolimo în 1936) și unul suprasărat (lacul Techirghiol, studiat de Tuculescu în 1953) este redată în tabelul 8.

TABELUL 8

Cîteva caracteristici fizico-chimico-biologice ale lacurilor Beloe (U.R.S.S.) și Techirghiol (din Tuculescu, 1965, simplificat)

Caracteristici	Lacul Beloe	Lacul Techirghiol
Materii organice	bogat în materii organice de origină fitogenă	bogat în materii organice de origină fitogenă și zoogenă
Numărul de bacterii/cm <sup>2</sup> de nămol	2326 milioane (în 1939)	cîteva milioane ... zeci de milioane (vara)
Descompunerea nămolului	intensă și rapidă	foarte lentă
Grosimea stratului de pelogen depus anual	26 cm	2,5–5,5 cm
Cantitatea de nămol uscat depus (la % nămol umed)	35 g	222,68 g
Aspectul macroscopic al depunerilor	verde-cenușiu (toamna), negru (vara), verzui (primăvara)	verde-măsliniu (sezon rece) negru (vara)



Din examinarea tabelului 8, remarcăm că pelogenul din lacurile dulci, cu cantități mari de bacterii la fund, se formează mai repede, dar conține multă apă (97—98%). De asemenea, numărul ridicat de bacterii, care, în general, sănătatea numeroase pe substratul de granulație fină (20.000 la 1 g nisip uscat față de 390 000 la 1 g argilă uscată, după Zobell), determină descompunerea rapidă a nămolului pelogen, nepermittind astfel menținerea calităților sale de plasticitate.

b) Faza trecerii de la pelogen la nămolul „dens” complet format, corespunde următoarelor procese chimice ( $b_1$ ,  $b_2$ ), fizice ( $b_3$ ,  $b_4$ ) și biologice ( $b_5$ ):

$b_1$ ) Fierul coloidal trece parțial în compuși insolubili; cea mai mare parte, însă, este fixată în algele cianofice care se află pe suprafața pelogenului devenit verzui, iarna (tab. 8). În timpul verii, aceste alge se ridică deasupra pelogenului care este acum negru.

$b_2$ ) Sulfurile cresc cantitativ în nămolul „dens”.

$b_3$ ) Porțiuni de pelogen sănătatea treptat prinse în nămolul „dens” (de-a lungul mai multor ani), trecând astfel la starea fizică a acestuia din urmă.

$b_4$ ) Starea fizică a nămolului pelogen este diferită de a nămolului „dens”: trecerea de la consistența moale de pelogen la cea comparativ mai viscoasă, întărită, de nămol „dens” se datorează numai coloizilor neorganizați în celule vii. Acest fenomen fizic, de scindare a agregatelor coloidale mari în agregate mai mici determină mărirea cantității de apă fixată de coloizi (apă care este legată fizic și nu chimic, de molecule).

$b_5$ ) Legătura continuă și largă a pelogenului cu apa lacului, cu spații largi prin care microorganismele pot circula cu ușurință, determină popularea foarte intensă a suprafeței pelogenului cu bacterii, al căror număr scade însă rapid cu adîncimea.

c) Cu efect contrar celor două faze de peloidogenează apare faza „disstrugerii” nămolului „dens”, prin tasare. În acest ultim proces, partea bazală a nămolului „dens” trece la substratul de marnă prin: degradarea coloizilor; mineralizarea treptată și completă a sedimentelor peloide; eliberarea treptată a apei conținute în peloide, pierdere care este de 2/3 din masa nămolului „dens”, complet format.

Revenind la lacul Băile Mitreni, vom căuta să identificăm aici condițiile și factorii care determină peloidogeneza.

După cum s-a arătat, peloidogeneza este determinată de existența în mediul de sedimentare a condițiilor anaerobe, a fierului, sulfului și substanței organice zoogene sau/și fitogene. Vom demonstra, în cele ce urmează, că peloidogeneza se desfășoară în prezent în sectoarele litorale de vest, sud



și este ale lacului, în coincidență cu extinderea depunerilor actuale de pelogene (p, pn). În acest scop, vom lua în discuție pe sectoare (tab. 9), ca indicatori și factori ai peloidogenezei — grosimea pelogenului depus, conținuturile în  $\text{Fe}^{+++}$ ,  $\text{NO}_2^-$  și substanță organică, rezidiul fix și indicele pH al apelor de suprafață.

TABELUL 9

*Caracteristicile apelor de suprafață din zonele de peloidogeneză actuală la lacul Băile Mitreni*

Peloidogeneza	intensă	moderată		redusă
Grosimea max. a pelogenului	30 cm	5 cm		0
Localizarea peloidogenezei	sector vestic	sector estic	sector sudic	sector central și nord-vestic
$\text{Fe}^{+++}$ (mg/l)	0,20—0,79	min. 0,20	0,20—0,30	0,03—0,20
$\text{NO}_2^-$ (mg/10 <sup>4</sup> l)	max. 16	max. 7	max. 10	max. 18
Substanță organică (mg/l)	min. 45—50	min. 60	min. 45	min. 40
Rezidiu fix (mg/l)	max. 1500	max. 1400	max. 1650	max. 1885
pH	min. 9	min. 7,8	min. 8,85	9,1—9,4

Din examinarea tabelului 9, rezultă următoarele :

1. Fenomenele de peloidogeneză (intensă, moderată), se desfășoară numai la conținuturi ale apelor superficiale de peste 0,20 mg/l  $\text{Fe}^{+++}$  (fig. 4), de peste 45 mg/l substanță organică (fig. 5), și la valori ale pH-ului superioare cifrei de 7,80 (caracter eutrof) ;

2. De asemenea, peloidogeneza se produce cînd aceleasi ape superficiale nu depășesc 1650 mg/rezidiu fix (fig. 7) și 16 mg  $\text{NO}_2^-$  10.000 l apă (fig. 6.) ;

3. Peloidogeneza intensă se caracterizează în special prin grosimi relativ mari de pelogen (30 cm), conținuturi maxime în  $\text{Fe}^{+++}$  (0,79 mg/l), conținuturi de maximum 16 mg/10<sup>4</sup> l  $\text{NO}_2^-$  și valori ale pH-ului ce depășesc cifra 9 ;



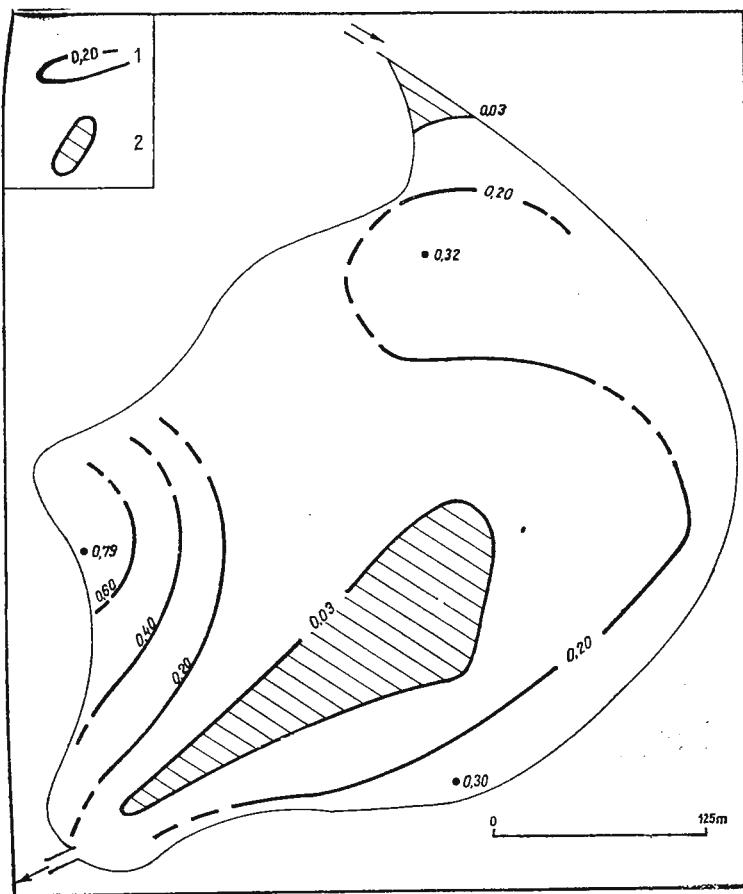


Fig. 4. — Distribuția valorilor conținutului în  $\text{Fe}^{+++}$  al apelor de suprafață ale lacului Băile Mitreni.

1. izoliniiile conținutului în  $\text{Fe}^{+++}$  ( $\text{mg}/\text{l}$ ) ; 2. zonă de conținut minim (sub  $0,03 \text{ mg}/\text{l}$ ).

Distribution des teneurs en  $\text{Fe}^{+++}$  dans les eaux de surface du lac Băile Mitreni.

1. isolignes de la teneur en  $\text{Fe}$  ( $\text{mg}/\text{l}$ ) ; 2. zone avec teneur minimum (inférieure à  $0,03 \text{ mg}/\text{l}$ ).

4. Peloidogeneza redusă (lipsa depunerilor de pelogen) se caracterizează prin valori mult scăzute ale conținutului în Fe, valori maxime ale pH-ului, conținutului în substanță organică și rezidiului fix.

Conținuturile hidrochimice susamintite ale apelor de suprafață sunt determinate de procesele de levigare a versanților și luncii din vestul lacului, de aportul direct prin privalul din nordul lacului, de procesele de alterare, inclusiv putrefacțiile substanței organice în zonele litorale și de activitatea biotică în lac.

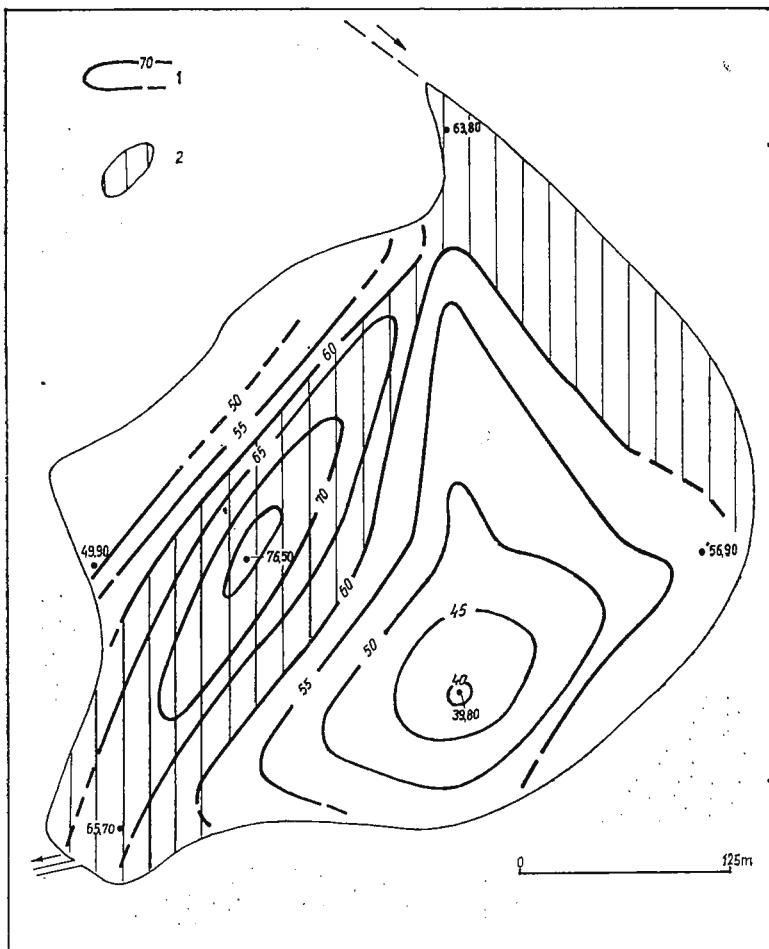


Fig. 5. — Distribuția valorilor conținutului în substanță organică al apelor de suprafață ale lacului Băile Mitreni.

1, izolinile conținutului în substanță organică (mg/1); 2, zone de conținut maxim (peste 60 mg/1).

Distribution des valeurs du contenu en matière organique des eaux de surface du lac Băile Mitreni.

1, isolignes du contenu en matière organique (mg/1); 2, zone à contenu maximum (supérieur à 60 mg/1).

Masa pelitică — de proveniență continentală — necesară formării pelogenului este prezentă ca suspensie în întregul volum de apă al lacului, având însă o viteză de sedimentare, probabil foarte redusă. Sedimentarea devine rapidă și evidentă în nordul lacului unde această suspensie coagulează, comportîndu-se ca un coloid în contact cu un electrolit. Acesta din

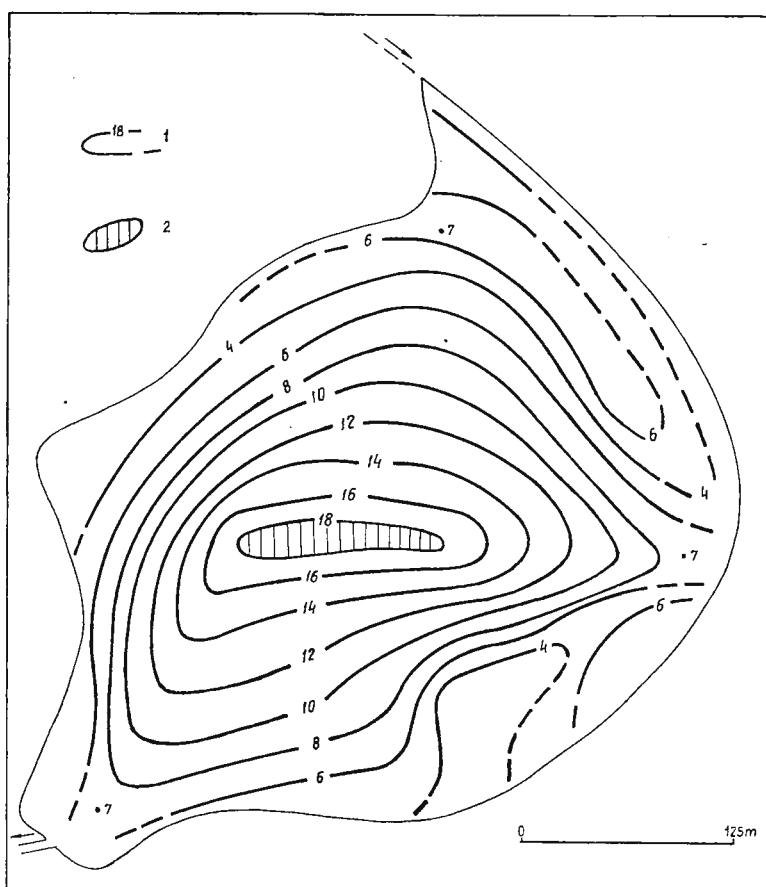


Fig. 6. — Distribuția valorilor conținutului în ioni  $\text{NO}_2^-$ , al apelor de suprafață ale lacului Băile Mitreni.

1, izoliniiile conținutului în ioni  $\text{NO}_2^-$  ( $\text{mg}/10^4$ ); 2, zonă de conținut maxim.

Distribution des valeurs du contenu en ions  $\text{NO}_2^-$ , des eaux de surface du lac Băile Mitreni.

1, isolignes du contenu en ions  $\text{NO}_2^-$  ( $\text{mg}/10^4$ ); 2, zones à contenu maximum.

urmă este reprezentat de apele brusc concentrate ale lacului de-a lungul unui front marcat prin izolinile de 1500—1800 mg/l rezidiu fix (fig. 7).

Substanța organică provine în mod cert din flora lacustră judecînd după fragmentele de plante în diverse stadii de transformare, găsite în masa mîlurilor și nămolurilor pelogene (p, pn). După prof. C i u b u c din Mitreni (Ilfov)<sup>8</sup>, fauna de Chironomidae, bine reprezentată în apa lacului, ar fi de asemenea, responsabilă de formarea nămolului.

<sup>8</sup> Informare verbală.

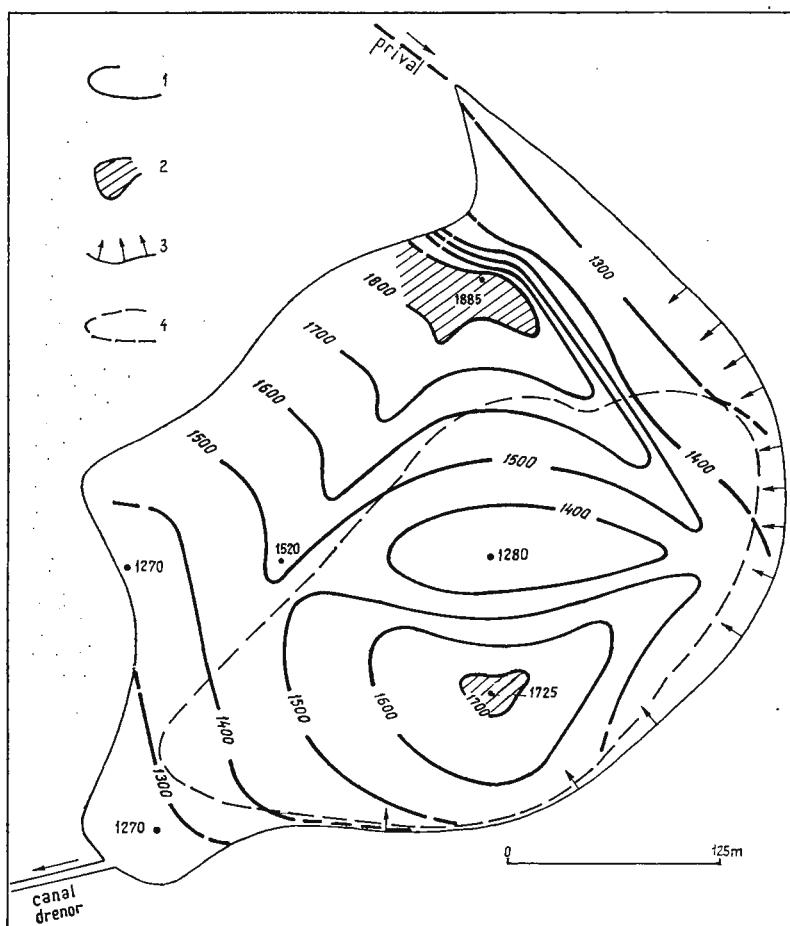


Fig. 7. — Distribuția valorilor rezidiului fix al apelor de suprafață ale lacului Băile Mitreni.  
1, izolinile rezidiului fix (mg/1); 2, zone de maximum (peste 1700 mg/1); 3, izvoare de ţarm; 4, limita extensunii minime a lacului.

Distribution des valeurs du résidu sec dans les eaux de surface du lac Băile Mitreni.

1. isolignes du résidu sec (mg/1); 2, zone de contenu maximum (supérieure à 1700 mg/1); 3, émergences au bord du lac;  
4, limite de d'extension minimum du lac.

Raporturile stratigrafice (fig. 2, 3, tab. 3) ale nămolului negru (n), ale pelogenului (p, pn) și ale milului cenușiu (mc), arată că în faza salină a evoluției lacului (tab. 7), paralel cu formarea pelogenului (care se va transforma în decursul anilor în nămol) s-a produs „peloidizarea” milului cenușiu, cu formare de nămol propriu-zis (n), în condițiile adecvate de chimism din zona centrală a lacului. Rezultă că sectoarele vestic, sudic și estic nu au fost sediul desfășurării peloidogenezei în faza salină ci doar în ultima

fază — salmastră II. În faza salină, peloidogeneza (adică formarea atit a pelogenului cît și a nămolului propriu-zis) s-a limitat la o suprafață de fund redusă, coincidentă probabil, cu actuala răspândire a nămolului negru, onctuos (n).

În prezent, dat fiind condițiile lipsei fierului — component important absolut obligatoriu al nămolurilor — formarea acestora din urmă în zona centrală a lacului pare a fi redusă sau poate absentă. În sprijinul acestei ipoteze (care va trebui verificată experimental prin estimarea depunerilor în eprubete de sedimentare), menționăm :

a) Adincimea redusă a apei și existența, chiar în această zonă a unui pH ridicat (9,1 — 9,4) indică o dezvoltare probabil exagerată a biomasei (fitoplancton) și fenomene intense de fotosinteză, alături de cantități sporite de substanță organică. În consecință, nu se poate transforma întreaga substanță organică disponibilă nici în pelogen și nici în nămol.

b) Aportul de pelogen în zona centrală prin agitația apei [fapt constatat și subliniat de T u c u l e s c u (1965) la lacul Techirghiol], pare a avea aici o valoare redusă.

c) Caracterul mult atenuat sau chiar absența posibilă a peloidogenezei în zona centrală a actualului lac sînt completate de prezența fenomenelor de „distrugere” a nămolului. În cazul nostru, vom presupune că partea superioară a actualei marne cenușii (a, fig. 2), marcînd trecerea gradată (tab. 3) la mîlul cenușiu (mc), poate reprezenta baza depunerilor de nămol „dens”, negru (n), litificat prin tasare, sub presiunea litostatică.

În încheiere, vom încerca să estimăm ritmul de depunere al nămolurilor pelogene de la lacul Băile Mitreni.

Considerînd că depunerea de pelogen în lac a început încă din faza salină (cu aproximație din anul 1963) și a continuat pînă în prezent, nefiind afectată prea mult de agitația apei sau de descompunere prin acțiunea bacteriilor, vom obține un ritm de depunere de cca 3 cm/an. Această cifră este apropiată de cea calculată de T u c u l e s c u (1965) la lacul Techirghiol, însă inferioară celei corespunzătoare lacului Beloe (tab. 10).

TABELUL 10  
*Ritmul de depunere anuală a unor miluri și nămoluri (date informative)*

M. Neagră (A r - h a n g e l s k i , 1930)	Limanul Cuialnic (P o r u c i c e , 1924)	Lacul Beloc (R o s s o l i m o , 1936)	Lacul Techirghiol (T u c u l e s c u , 1965)	Lacul Băile Mitreni (1963—1971)
0,02 m (mîl cenușiu)	cca 1 cm	26—30 cm pelogen (1 cm nămol tasat)	2,5—5,5 cm pelogen (1,25—1,70 cm nămol tasat)	cca 3 cm pelogen



## V. CONCLUZII

1. Lacul pelogen Băile Mitreni, s-a format acum aproximativ 60 ani, într-o zonă depresionară a luncii Argeșului, la contactul cu terasa joasă a aceluiași rîu.
2. Depozitele submerse și apa bicarbonatată-sodică, oligominerală a lacului, au evoluat în cadrul a 4 faze: dulcicolă, salmastră I, salină și salmastră II.
3. Depunerile de mîluri gălbui corespund fazei dulcicole, cu ape oxigenate și absența sulfurilor de fier.
4. Milurile cenușii din faza salmastră I, provin în mare parte din îmbogățirea mîlurilor gălbui cu sulfuri de fier.
5. Nămolul pelogen, neoformat, emulsionat (asimilabil cu depunerile de tip „gyttja” ale lui T w e n h o f e l și M u r r a y ?) începe să se depună în faza salină, cînd conținutul în sulfuri de fier devine maxim. Aceleași sulfuri de fier, au determinat apariția eulorii negre a pelogenului și „peloidizarea” mîlului cenușiu, ce devine nămol negru, „dens”.
6. În faza salmastră II, odată cu îndulcirea apelor lacului, în urma unor ani tot mai ploioși, se înregistrează depuneri sezoniere de mîl cafeniu și continuă sedimentarea pelogenului din faza precedentă însă numai în sectoarele litorale.
7. Prezența sau absența fierului în apele de suprafață este un indice, al desfășurării sau absenței peloidogenezei, fapt confirmat și de distribuția depunerilor de pelogen, cu grosimi mai mari în zonele apelor bogate în fier.
8. Ritmul anual de depunere în perioada 1963—1971, a fost de cca 3 cm pelogen, similar cu cel calculat la lacul Techirghiol.
9. În zona centrală a lacului (arealul nămolului negru, „dens”) par să se desfășoare fenomene de „distrugere” a nămolului propriu-zis, în condițiile unor conținuturi foarte scăzute în fier și a unor valori ridicate ale pH-ului (eutrofie avansată).
10. Deoarece se pare că, actualmente, la scară întregului lac, peloidogeneza este redusă ca intensitate, se impune controlul exact al depunerilor de pelogen (și apoi a chimismului lor) în eprubete de sedimentare amplasate la fundul lacului. Aceste determinări vor trebui executate concomitent și la celelalte două lacuri din regiune (Luica și Potcoava-Curcani), care pot constitui viitoare surse de nămol terapeutic.
11. Ca prime măsuri de „activare” a peloidogenezei, menționăm: împiedicarea îndulcirii apelor lacului și „îmbogățirea” artificială a apelor



în fier și substanță organică. Unele metode de „îmbogățire” recomandate de Tuculescu (1965) pentru lacul Techirghiol, vor putea fi aplicate și în cazul nostru.

12. Rezultatele aplicării susamintitelor măsuri vor trebui urmărite prin analize chimice și fizice ale apelor și nămolurilor celor trei lacuri, executate periodic.

## BIBLIOGRAFIE

- Găștescu P. (1965) Asupra originii lacurilor sărate din Cîmpia Română. *Rev. Natura, seria Geologie-Geografie*, 2, București.
- Iordan I. (1970) Județul Ilfov, Colecția „Județele Patriei”. Inst. de Geogr., Ed. Acad. R.S.R. București.
  - (1971) Lacurile din România, Limnologie regională. Ed. Acad. R.S.R. București.
  - Murray R. C. (1956) Recent sediments of three Wisconsin lakes. *Bull. of Geological Soc. of Amer.*, 67 (July), 883.
  - Papiu V. C. (1957) Sedimentele marine actuale. Ed. Științ. București.
  - (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Științ. București.
  - Pavelescu L. (1966) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Didactică și Pedagogică, București.
  - Porucic T. (1924) Lacurile sărate din sudul Basarabiei. *Studiu geografico-geologic și economic*, Imprim. Filaret, București.
  - Tuculescu I. (1965) Biodinamica lacului Techirghiol, Biocenozele și geneza nămolului. Ed. Acad. R.S.R. București.

## DÉPÔTS SUBMERGÉS ET PÉLOIDOGENÈSE DANS LE LAC DE BĂILE MITRENI (DISTRICT D'ILFOV)

(Résumé)

Le lac de Băile Mitreni s'est formé il y a environ 60 années, dans une dépression constituée dans la plaine alluviale externe de la rivière d'Argeș (Holocène supérieur, psammo-pséphitique), à la limite avec sa basse terrasse (Holocène supérieur, loessolide, pl. I et II).

Au point de vue pédoclimatique et géobotanique la plaine alluviale du cours inférieur de l'Argeș, depuis son confluent avec la Dimbovița et jusqu'à son confluent avec le Danube, est une antesteppe (tableau 1).

Faute d'alimentation, l'eau du lac ainsi formé s'est concentrée par évaporation en climat aride, touchant une teneur maximum en sel d'environ 25 g/l en 1963 (tableau 2).

Ces dernières années, comme une conséquence d'un climat plus humide, le niveau du lac a monté (actuellement sa profondeur maximum est de 50 cm) et l'eau est devenue moins salée (1,77 g/l en 1971).



Les levés de détail, effectuées durant l'été 1971, révèlent la présence de dépôts de surface, émergés (dépôts de plaine alluviale, de basse terrasse, de plage et accumulation de boue montrant des fissures polygonales de desséchement et des efflorescences de sels) et de dépôts de fond ou submergés (généralement des sables, vases et boues).

L'étude détaillée et l'interprétation des phénomènes physico-chimiques-biologiques des dépôts submergés constitue le principal objet de ce travail.

La classification et la caractérisation des dépôts submergés (tableau 3) ont été effectuées à partir des critères suivants : nature lithologique/ granulométrique, couleur (en fonction de la teneur en sulfures de fer), rapports stratigraphiques (transitions nettes ou progressives), degré de consolidation et/ou de tassemement, distribution actuelle, zone de formation, épaisseur maximum des dépôts, valeur et/ou utilisation thérapeutique. Dans ce sens nous avons distingué six types d'accumulations : boue noire onctueuse (affectée par le symbole „n”), „pélogène” noirâtre, parfois avec des débris végétaux (p), „pélogène” sableux (pn), vase grise (mc), vase brune (m) ou jaunâtre (mg) et dépôts de transition de type „sable + vase” ou „sable + boue” (n + m).

Le terme de „pélogène” définit par Tuculescu (1965) à Techirghiol, regarde un dépôt péloïde, noirâtre, émulsionné, à viscosité faible par rapport à celle de la boue proprement dite (improprement nommé „dense”) qui se distingue de cette dernière au point de vue physique et chimique (tableau 5 et 6). Selon toute vraisemblance le „pélogène” décrit par Tuculescu est similaire aux dépôts de type „gyttja” du lac Trout-Wisconsin des Etats Unis (Twenhofel, 1954; Murray, 1956).

Le „pélogène” de Mitreni (p) non-stratifié, comporte parfois des débris végétaux (flore aquatique) en différents stades de transformation ; voire même du matériel psammétique (pn).

La boue noire, onctueuse (n) montre des passages progressifs vers la vase grise (mc) et le „pélogène” (p), se distinguant franchement de la vase brune (m) qui est un dépôt saisonnier provenu du matériel lévigé des versants de nature loessoïde de la basse terrasse.

Les dépôts de transition (n + m) représentent un mélange de boue ou de vase à matériel sableux fourni par les plages sableuses ou par les versants de loess.

La boue noire (n), le „pélogène” (p), la vase grise (mc) et les dépôts de transition (n + m) reposent sur une marne basale, grise, plastique (a), parfois sableuse (an) provenant du tassemement et de la lithification des vases et des boues à la longue.

La sédimentation dans la cuvette lacustre de Mitreni, en fonction des modifications de la salinité des eaux du lac au cours des dernières 60 années s'échelonne le long de quatre phases (tableau 7) dont :

- phase dulcicole (eaux douces, stagnantes, abondant en oxygène; dépôts de vase jaunâtre-cendré (mg, fig. 2) contenant des quantités infimes de sulfures de fer);
- phase saumâtre I (la concentration en sels du nouveau lac continue et le contenu en oxygène baisse; dépôts de vase grise (mc), indiquant un enrichissement relatif en sulfures de fer des vases jaunâtres);
- phase saline (concentration maximum en sels des eaux lacustres, fort probablement vers 1963; formation de „pélogène” et des boues noires, onctueuses, avec des teneurs maximums en sulfures de Fe);
- phase saumâtre II (après 1963 — l'adoucissement récent des eaux correspond au dépôt concomitant des vases brunes (m) dans la partie septentrionale du lac et de „pélogène” (p, pn) dans la zone littorale des parties occidentale, méridionale et orientale du lac (pl. II). La quantité d'oxygène augmente.

La péloïdogenèse (ou „sapropélitisation” en milieu lacustre) inclut la totalité des processus physico-chimiques-biologiques qui conduisent à la formation des „pélogènes” (p, pn) et de la boue proprement-dite (n).



La boue (n) qui représente en réalité une vase enrichie en matière organique (plus de 3%, voire même 10%) n'est pas toujours de couleur noire ou noirâtre; cette couleur lui vient de la teneur élevée en sulfures de fer et non pas strictement de celle en matière organique (Murray 1956).

Tuculescu faisant des études sur la biodynamique du lac de Techirghiol (1965) a défini deux phases importantes le long du processus de péloïdogenèse: phase de formation des sulfures de fer et phase de passage du „pélogène” à la boue proprement-dite, complètement formée. Ces phases rencontrées aussi au cas du lac de Mitreni se caractérisent comme il suit:

— la phase des sulfures de fer, correspondant à la formation dans le lac, dans la zone de réduction, du hydrotroïlite ( $\text{FeS} \cdot \text{nH}_2\text{O}$ ) à partir du Fe (provenant de la roche du littoral ou éliminé par les algues mortes) et du  $\text{H}_2\text{S}$  [à la suite de l'activité des bactéries protéolitiques ou à cause de la réduction des sulfates dans les eaux salées due à l'activité de la bactérie *Saprobivrio (Microspira) aestuarii* (Bierink) ou enfin, par l'action du gaz méthane, résulté de la fermentation de la cellulose (C. V. Paupi).

Bien que les sulfures se soient formés de préférence dans la zone littorale (à cause de la production en excès du  $\text{H}_2\text{S}$  provenu de la putréfaction marquée de la biomasse très riche) ils abondent cependant (couleur noire !) dans les boues de la zone centrale du lac, y accédant en même temps que le „pélogène” formé, amenés par la masse d'eau déplacée par le vent;

— la phase de passage du „pélogène” à la boue complètement formée correspondant à quelques processus: chimiques (passage du fer colloïdal en composés insolubles et fixation du fer dans les algues cyanophycées; augmentation de la proportion en sulfures dans la boue proprement-dite), physiques (assimilation d'une quantité du „pélogène” par la boue proprement-dite; la modification représentée par la scission des agrégats colloïdaux gros en agrégats moins gros, en même temps que l'augmentation de la quantité d'eau fixée par les colloïdes) et biologiques (intense population de la surface du „pélogène” par les bactéries, celui-ci communiquant largement avec l'eau du lac).

Comme un effet contraire aux deux phases décrites apparaît la phase de „destruction” du „pélogène” par la décomposition rapide due à l'activité des bactéries en milieu d'eau douces (tableau 8), ou par tassemement, quand la partie basale de la boue formée passe aux marnes sous-jacentes. Ce dernier processus est dû à la dégradation des colloïdes (en même temps que la perte en eau) et à la minéralisation progressive et complète des sédiments péloïdes.

Afin de faire des appréciations sur la péloïdogenèse du lac de Băile Mitreni nous avons considéré comme principal indicateur l'épaisseur du „pélogène” accumulé et comme facteurs déterminants les teneurs en  $\text{Fe}^{+++}$ ,  $\text{NO}_2^-$ , en matière organique, le résidu sec et le pH des eaux de la surface du lac (tableau 9).

La péloïdogenèse intense et modérée correspond aux teneurs hydrochimiques supérieures à 0,20 mg/l  $\text{Fe}^{+++}$  (pl. IV), supérieures à 45 mg/l matière organique (pl. V) et à des valeurs du pH supérieures à 7,80 (caractère eutrophe). La péloïdogenèse intense est marqué aussi par les épaisseurs maximums du „pélogène” accumulé (30 cm dans la partie occidentale du lac), par les teneurs maximums en  $\text{Fe}^{+++}$  (0,79 mg/l) et par des valeurs du pH supérieures à 9.

La masse pélitique, d'origine continentale, nécessaire à la formation du „pélogène” est présente en suspension fine dans l'eau du lac. La sédimentation devient rapide dans la partie septentrionale du lac, où la suspension coagule, se comportant comme un colloïde au contact avec l'électrolyte représenté par les eaux brusquement concentrées du lac, le long d'un front marqué par les isolignes de 1500—1800 mg/l résidu sec (pl. III).

La matière organique est fournie à coup sûr par la flore lacustre et probablement par la faune de Chironomidae. Cette dernière faune est bien représentée dans l'eau du lac.

La péloïdogenèse de la phase saline a eu lieu dans la zone occupée à présent par la boue noire (n); au cours de la phase saumâtre II et à présent les sièges de la péloïdogenèses sont les secteurs occidental, méridional et oriental. L'accumulation du „pélogène” occidental, méridional et oriental de Mitreni (dont nous considérons le début vers 1963) a eu lieu à des rythmes d'environ 3 cm/année, chiffre comparable à celui estimé par Tuculescu dans le lac de Techirghiol (tableau 10).

Parallèlement au processus de péloïdogenèse survenu dans les secteurs méridional, occidental et oriental, dans le secteur central survient une stagnation de ce processus du fait qu'ici le fer fait défaut dans les eaux de la surface du lac et que le pH est trop élevé. Il est tout aussi bien possible que la boue thérapeutique déjà formée fut détruite dans la zone centrale par le tassement.

Afin d'élucider complètement les phénomènes ci-dessus décrits l'auteur se propose de faire un contrôle périodique exacte des accumulations de „pélogène” et de leur chimisme, en utilisant des éprouvettes de sédimentation placées sur le fond du lac. Dans les zones où la péloïdogenèse est réduite ou inexistante on pourra prendre des mesures „d'activation”, tout spécialement par l'enrichissement des eaux en fer, suivant les indications données par Tuculescu à Techirghiol.

-----





Institutul Geologic al României

## EXPLICATIΛ PLANSEI



Institutul Geologic al României

## EXPLICATIA PLANSEI

Fig.1. – Zona estică a lacului Băile Mitreni : a, terasa joasă a Argeșului ; b, zona de luncă ; c, plajă nisipoasă ; d, plajă milsoasă ; e, faleză de loess (înălțime maximă -- 2 m) ; f, zonă cu izvoare de ţărm ; g, plajă nisipoasă amenajată.

Zone orientale du lac Băile Mitreni : a, basse terrasse de l'Argeş ; b, zone de la plaine alluviale ; c, plage sablonneuse ; d, plage vaseuse ; e, falaise de loess (hauteur maximum — 2 m) ; f, zone d'émergences au bord du lac ; g, plage sablonneuse aménagée.

Fig. 2. – Carottiera utilizată la cercetarea depozitelor submers ale lacului Băile Mitreni : 1, tubul carotier; 2, tija pistonului de expulzare a probei recoltate; 3, orificiu de admisie-evacuare a aerului; 4, surub de presiune pentru blocarea tigei pistonului; 5, manere; 6, coroana dințată bazală; 7, carotă extrasă (striurile din imagine sunt accidentale).

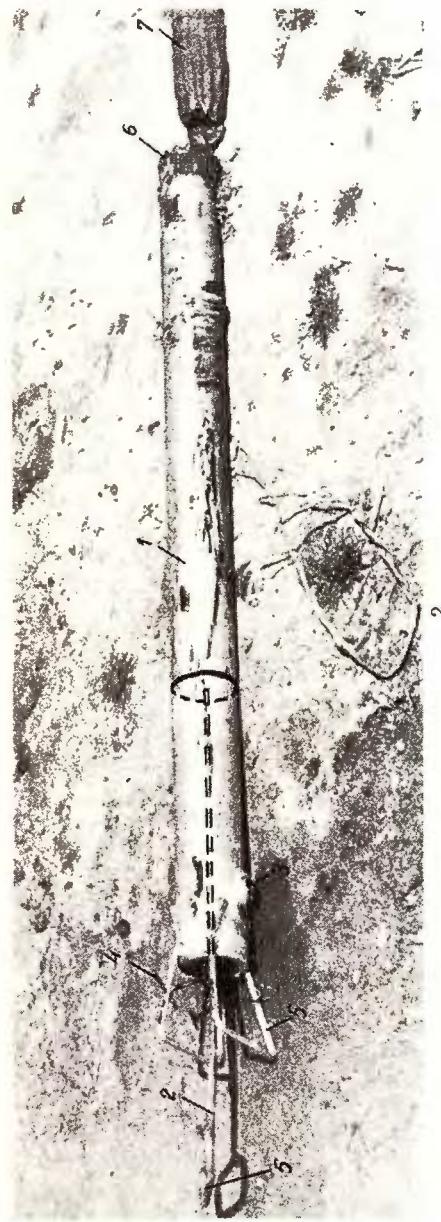
Carottier utilisé pour des investigations dans les dépôts submergés du lac Băile Mitreni : 1, tube-carottier; 2, tige du piston de refoulement de la carotte; 3, orifice d'admission et d'évacuation de l'air; 4, vis de pression pour bloquer la tige du piston; 5, manche; 6, couronne dentée basale; 7, carotte récoltée (les stries vues dans l'image sont accidentaux).



V. BULGĂREANU. Lacul Băile Mitreni—județul Ilfov.



1



Studii tehnice și economice, serie H nr. 5.



Institutul Geologic al României

Redactor : MARGARETA PELTZ  
Tehnoredactor : GEORGETA BORLEA  
Traduceri : MARGARETA HÄRJEU, MARIANA SAULEA  
Illustrația : V. NITU

---

Dat la cules: feb. 1973. Bun de tipar: ian. 1974. Tiraj 900 ex. Hirtie I A.  
Format 70×100/56 g. Coli de tipar: 10<sup>1/4</sup>. Com. 583. Pentru biblioteci indicele  
de clasificare 55(058).

---

Tiparul executat la Intreprinderea poligrafică „Informatia”, str. Brezoianu  
nr. 23–25, București – România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor  
revine în exclusivitate autorilor**



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României