

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ȘEDINȚELOR

VOL. L<sup>1/2</sup>  
1963-1964

BUCUREŞTI  
1965



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

*ftefus*  
21.02.1966.

# DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR

VOL. LI  
(1963 — 1964)

Partea a II-a

BUCUREŞTI  
1965



Institutul Geologic al României

ANEXA  
la proiectul  
"Proiect de cercetare  
geologica si hidrogeologica  
a judecătorește de la  
sud-est la sud-vest  
pe teritoriul României"

Proiect de cercetare geologică și hidrogeologică  
a judecătorește de la sud-est la sud-vest

Proiect de cercetare geologică și hidrogeologică  
a judecătorește de la sud-est la sud-vest

Proiect de cercetare geologică și hidrogeologică  
a judecătorește de la sud-est la sud-vest

Proiect de cercetare geologică și hidrogeologică  
a judecătorește de la sud-est la sud-vest

Proiect de cercetare geologică și hidrogeologică  
a judecătorește de la sud-est la sud-vest

Proiect de cercetare geologică și hidrogeologică  
a judecătorește de la sud-est la sud-vest

Proiect de cercetare geologică și hidrogeologică  
a judecătorește de la sud-est la sud-vest

Proiect de cercetare geologică și hidrogeologică  
a judecătorește de la sud-est la sud-vest



Institutul Geologic al României

## ASUPRA PREZENȚEI UNUI RECIF SARMATIAN ÎN ZONA SCHELA-GORJ<sup>1)</sup>

DE

I. HUICĂ, LUCIANA HINCULOV

### Abstract

On the Presence of a Sarmatian Reef in the Schela-Gorj Area. For the first time, sandstone-limestones and reef limestones are described which, according to a particular fauna, have been assigned to the Volhynian and Bessarabian.

Between these reef deposits and the overlying deposits, a tectonical phase with a 6—7 m dislevelment has been emphasized both by a laminated zone at the contact and the reworking of the Volhynian-Bessarabian reef limestones within the Bessarabian-Kersonian deposits.

În partea de N a Depresiunii getice, pe meridianul Tg. Jiul, la localitatea Schela, apar depozite calcaroase de tip recifal.

Cu toate că ocupă o suprafață restrânsă la S-ul mamelonului Gornicelul, aceste calcare recifale prezintă o importanță deosebită, atât din punct de vedere paleontologic și stratigrafic, cît și din punct de vedere tectonic și paleogeografic.

Calcarele recifale formează un afloriment continuu, de 360 m lungime și 20 m lățime între pîrul Șerbănel și valea Cartiului. Aceste calcare mulează un olistolit format din calcar tithonic-neocomiene și sisturi marnoase-albiene, care s-a desprins din fjarm în timpul sedimentării unui fliș grosier (Wildfliș), reprezentat prin sisturi calcaroase, sisturi argiloase și gresii uneori microconglomeratice (V. Mutihac, 1963) de vîrstă cretacică superioară.

Aflorimentul care are o grosime de 9 m este alcătuit în treimea inferioară din calcar grezoase compacte, gălbui-negricioase, bogat fosili-

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 17 aprilie 1964.



fere, care la partea superioară trec la calcare recifale gălbui, cu numeroase organisme puternic diagenizate.

În calcarele recifale superioare, se găsesc numeroase concrețiuni sferoidale de calcit fibros, cu structură radiară, cu diametrul pînă la 5 cm, în care se observă tuburi de Serpule și cochilii de moluște puternic diagenizate.

Fauna colectată din calcarele grezoase inferioare și din calcarele recifale superioare este reprezentată prin :

### ANELIDE

#### *Serpula ulidae*

*Serpula gregalis* Eichwald

*Serpula scalata* Eichwald

*Hydroides pectinata* Philipp

*Spirorbis helciformis* Eichwald

### BRYOZOARE

*Schizoporella unicornis* Johnat

*Lepralia montifera* Ulrich et Bassler

### MOLLUSCA

#### Lamellibranchiata

#### *Mytilidae*

*Modiolus (Modiolus) incrassatus incrassatus* (d'Orbigny)

*Modiolus (Modiolus) incrassatus buglovensis* (Gatuev)

*Musculus (Musculus) sarmaticus* (Gatuev)

#### *Lucinidae*

*Loripes (Microroripes) dentatus* (Basterot)

#### *Cardiidae*

*Cardium lithopodolicum* (Dubois)

*Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Laskarev

*Cardium inflatum* Sinzov

*Cardium quadripartitum* Kolesnikov

*Cardium quadripartitum protractiformis* Kolesnikov

#### *Mesodesmatidae*

*Ervilia trigonula* Sokolov

#### *Semelidae*

*Abra reflexa* Eichwald

*Gastrana fragilis sarmatica* Kolesnikov



## Gastropoda

### *Trochidae*

*Calliostoma (Calliostoma) marginatum* (Eichwald)

*Calliostoma (Calliostoma) politioanei* (Jekelius)

*Gibbula (Colliculus) hoernesii* (Jekelius)

*Gibbula (Colliculus) balatro* (Eichwald)

### *Skenediidae*

*Solariorbis cf. woodi* (Hörnes)

### *Neritidae*

*Theodoxus (Theodoxus) carasiensis* Jekelius

### *Valvatidae*

*Valvata* sp.

### *Littorinidae*

*Littorina banatica* Jekelius

*Littorina politioanei* Jekelius

### *Hydrobiidae*

*Hydrobia (Hydrobia) moesiensis* Jekelius

*Hydrobia (Hydrobia) mucronata* Jekelius

### *Rissoidae*

*Mohrensternia inflata* (Andrzejowski)

*Mohrensternia angulata* (Eichwald)

*Mohrensternia pseidoangulata* (Hilber)

*Mohrensternia pseidoangulata politioanei* Jekelius

*Mohrensternia pseidoinflata* (Hilber)

### *Potamidiidae*

*Pirenella picta picta* (Defrance)

### *Cerithiidae*

*Ceritium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* Eichwald

### *Naticidae*

*Lunatia catena sarmatica* Papp

### *Acteocinidae*

*Acteocina (Acteocina) lajonkaireana lajonkaireana* (Basterot)

### *Scapulariidae*

*Cyllichna (Cyllichna) pseudoconvoluta* (d'Orbigny)

### *Helicidae*

*Helix cf. varnensis* Toulou



## ALGAE

*Dasycladaceae*

*Acicularia conica* Bodda

În calcarele grezoase inferică este cantonată cca 70% din fauna enumerată — pe cind în calcarele recifale superioare se constată o varietate redusă a genurilor reprezentată însă printr-un număr mare de indivizi.

Formele: *Abra reflexa*, *Mohrensternia inflata*, *M. angulata*, *M. pseudoangulata*, *M. pseudoangulata politioanei*, *M. pseudoinflata*, *Ervilia podolica*, *Lunatia catena sarmatica*, *Gibbula (Colliculus) hoernesii*, *Modiolus (M.) incrassatus buglovensis*, reprezintă o asociație caracteristică Volhynianului, iar formele: *Modiolus (M.) incrassatus incrassatus*, *Cardium lithopodolicum*, *C. vindobonense vindobonense*, *Musculus (M.) sarmaticus*, *Loripes (Microroripes) dentatus*, *Calliostoma (C.) marginatum*, *Gibbula (Colliculus) balatro*, *Pirenella picta picta*, *Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum*, *Acteocina (A.) lajonkaireana lajonkaireana*, reprezintă o asociație comună Volhynianului și Bessarabianului.

Remarcăm că în calcarele grezoase se menționează pentru prima dată la noi în țară alga calcaroasă *Acicularia conica*.

Calcarele recifale superioare conțin o faună caracteristică Bessarabianului, semnalându-se abundența Serpulidelor și Bryozoarelor, precum și a speciei *Cardium quadripartitum*.

Pe baza acestor argumente paleontologice, atribuim calcarelor din zona Schela, vîrstă volhynian — bessarabiană.

Existența Volhynianului și a Bessarabianului în nordul Depresiunii getice la vest de Jiu, a mai fost semnalată, în facies neritic-litoral la Suseni, Dobrița, Runcu de G. Murgoci (1907) și I. P. Voitești (1935), fără a se preciza fosilele caracteristice și mai ales fără a se indica locul de recoltare al puținelor forme citate.

Între valea Motrului și valea Sușita, I. Huică și I. Turculeț (1962) au arătat că există toate subetajele Sarmatianului, complet dezvoltate în golful Bîta — Valea Mare, menționând însă că o separare cartografică a acestora este greu de realizat.

Între Dunăre și valea Coșuștea Volhynianul și Bessarabianul sub același facies litoral-neritic, este menționat de F. I. Marinescu (1959) la Bobaița și Budănești de unde autorul citează numeroase fosile caracteristice subetajelor respective.

La est de Jiu, la Crasna și Radoși, Mira Tudor (1955) menționează în faciesurile neritic-litorale ale Volhynian-Bessarabianului apariția unor intercalății de calcare lumășelice.



Remarcăm însă faptul că Sarmațianul recifal de tipul celui de la Schela nu a mai fost menționat pînă acum pe rama Depresiunii getice.

Calcarele recifale descrise se întâlnesc remaniate și în depozitele sarmațiene mai noi. Într-adăvăr, la 2,5 km est de reciful de la Schela, pe un afluent drept al văii Viezuroiul, numit valea Rîpei la aproximativ 0,5 km sud de rama Depresiunii getice, am găsit un bloc de calcar grezos, organogen, compact, de culoare închisă cu diametrul de 0,6 m, care conține aceleași fosile ca și calcarele grezoase inferioare de la Schela.

Pe valea Rîpei, care taie puternic o alternanță de nisipuri în strate pînă la 1,20 m grosime și pietrișuri, uneori grosiere, în strate pînă la 4 m grosime, cu totul subordonat în această alternanță apar intercalării de marne verzui, uneori gălbui, care conțin următoarele micro-organisme<sup>1)</sup>:

*Elphidium macellum* (Fichtel et Molli)

*Elphidium reginum* (d'Orb.)

*Elphidium alvarezianum* (d'Orb.)

*Elphidium aculeatum* (d'Orb.)

*Elphidium imperatrix* (Bradly)

*Loxoconcha micans* Triebel

*Semseya lamellata* Franzénau

*Cytherideis curvata* Bosquet

*Loxoconcha mülleri* Menes

*Ostracoda* 4 F

Aceste forme atestă faptul că depozitele care le conțin aparțin Bessarabianului și Kersonianului.

Pe valea Schela, la 0,800 m est de calcarele recifale descrise aflorează calcar compacte, cenușii-negricioase, cu *Mactra (M.) bulgarica* Toulia, dispuse direct peste calcar mezozoice. Aceste calcară aparțin Kersonianului.

Așa cum arată J. Bodă (1959), indicii sigure ale prezenței Bessarabianului sunt și recifii cu Bryozoare și *Spirorbis*.

Este interesant de remarcat evoluția spațială a acestor recifi: în regiunea estică a bazinului sarmatic, pe teritoriul Uniunii Sovietice, recifii se dezvoltă la nivelul Volhyanian – Bessarabian, în timp ce în R.P. Ungară, se întâlnesc în stratele superioare ale Sarmațianului. Recifii sunt citate și de I. Simionescu (1921) în Bessarabianul de platformă din R.S.S. Moldovenească. Prof. Emilia Săulea (1943), care a studiat fauna de Bryozoare a acestor recifi, menționează că specia *Lepralia*

<sup>1)</sup> Maria Tocorjeșcu, Raport micropaleontologic asupra probelor recoltate de geolog I. Huică din zona Schela, Gorj, Arh. Com. Geol. București, 1963.

*montifera* întâlnită și în calcarele din zona Schela, are un rol important în construirea recifilor de Bryozoare.

Formațiuni recifale apar și în anticlinalul Săcel-Tg. Jiu unde formează un puternic recif-atol în jurul insulei de conglomerate eocene, recif a cărui vîrstă sarmatian-bulgoviană, a fost preconizată de prof. M. G. Filipescu în anul 1941, prin identificarea în masa calcarelor a formelor *Ervilia*, *Mactra*, *Cerithium*.

Faptul că și în nordul Depresiunii getice s-au realizat o serie de condiții pentru formarea recifilor, se datorează în primul rînd unui relief local propice. Astfel, țărmul mării sarmatiene formează un perete vertical, calcaros, perete care a ferit portiunea litorală de îngrămadiri de blocuri caracteristice zonei de țărm. În zona limitrofă țărmului, se depunea un mîl fin, calcaros în care organismele au găsit condiții favorabile de dezvoltare: temperatură peste 18°, adîncime redusă, luminozitate optimă, salinitate care varia între 28% și 38%, un anumit grad de aerisire al apei, etc., condiții care s-au putut realiza numai local, la adăpostul unui țărm înalt și stincos.

Toate aceste condiții, care converg la realizarea unui biotop caracteristic, demonstrează faptul, aşa cum susține prof. Victor Corvin Papiu (1957, 1960) că marea tortoniană s-a continuat și în timpul Sarmatianului, bineînțeles în arealuri mai restrînse, în care s-au realizat formarea recifilor și numai odată cu începutul Pliocenului, s-a schimbat sensibil pe linia îndulcirii.

Adîncimea mării sarmatice, aproape de țărm, în zona de la vest de Jiu nu era de loc uniformă, ci prezenta denivelări ale fundului, cum de altfel susține și A. Zberea<sup>1)</sup> pentru zona de la est de Jiu unde constată unele variații litologice determinate de condițiile batimetricce deosebite, în care a avut loc sedimentarea.

Calcarele recifale dintre pîriul Șerbănel și valea Cartiului vin în contact tectonic cu marne cenușii, micacee, nisipoase și cu nisipuri cenușii, puternic tasate, uneori cu zone de pietrișuri cu elemente mărunte, rulate. În masa acestor depozite se găsesc fragmente de cochilii de lamelibranchiate și gasteropode, puternic triturate, dispuse preferențial pe suprafețele de separație dintre stratele mai fine și stratele mai grosiere. Puținele microorganisme detectate în cîteva probe de marne nisipoase, indică existența Bessarabianului și Kersonianului.

<sup>1)</sup> A. Zberea, Z. Brăslășu, M. Zberea, M. Lică, T. Ghîiu, V. Bîcleșanu, M. Oprea, S. Popa. Raport de prospectiuni geologice pentru cărbuni în zona Tg. Cărbușeni-Novaci-Alunu, reg. Oltenia. Arh. Com. Geol. București 1962.



De altfel între Volhynian-Bessarabianul de tip recifal și Bessarabian-Kersonianul de tip neritic litoral, se evidențiază în zona Schela o treaptă tectonică care este vizibilă pe teren atât printr-o zonă strivită la contactul calcare recifale, marne, nisipuri, pietrișuri, cât și printr-o denivelare morfologică de 6—7 m. Calcarele recifale volhynian-bessarabiene formează o faleză puternic sudată de calcarile și sisturile strivite ale fundamentului, care a rămas suspendată deasupra depozitelor bessarabi-an-kersoniene.

Situații tectonice similare, au mai fost menționate la est de Jiu de Grigore Popescu (1952) care arată că depozitele sarmatiene nu pot intra normal sub depozitele meotiene, decât dacă se admite o flexură accentuată sau chiar o ruptură între ele. Cităm „Certitudinea unei astfel de rupturi o dau observațiunile făcute între Cernădia și Baia de Fier, unde se vede bine deschis un contact tectonic între pietrișurile sarmatiene cu *Mactra fabreana* și marnele meotiene cu *Hydrobii*”.

Aceste fenomene tectonice, se înscriu pe o linie aproximativ NE—SW, la contactul Carpaților meridionali cu Depresiunea getică, sau foarte aproape de acest contact.

Denivelările tectonice, s-au realizat atât în urma ridicării lanțului muntos în fazele principale de orogeneză, cât și prin scufundarea depozitelor Depresiunii getice. În interiorul Sarmatianului-timp, sedimentarea a dus treptat la realizarea de strate cu grosimi mari : Sarmatianul-spațiu, stratele superioare exercitând presiuni puternice asupra stratelor inferioare. Cum sedimentarea se realiza într-o zonă labilă, o zonă de prăbușire, după care de altfel a luat naștere și Depresiunea getică la sfîrșitul Cretacicului, puternica presare a stratelor superioare a provocat ruperea acestora, în prelungirea spre suprafață a planului fracturii inițiale. Astfel depozitele sedimentate pe ramă au rămas suspendate de soclul continental, nordic, ruptura reactivându-se în sudul acestora. Marea revenind a determinat formarea de sedimete mai spre nord, care au depășit stratele mai vechi rămase atașate soclului continental. Desigur că importanța acestor mișcări provocate prin puternice presiuni exercitate de stratele superioare în zone labile, nu trebuie absolutizată, ci trebuie încadrată între marile mișcări orogenice care au dus la ridicarea catenei muntoase. Astfel, la sfîrșitul Tortonianului, în urma mișcărilor fazei a treia din cadrul cutării stirice (I. Popescu-Voitești 1935, 1942) se realizează ridicarea în bloc a zonelor carpatice și întreruperea legăturilor cu Marea Mediterană deschisă.



Urmare a deranjării unui echilibru relativ, sporește velocitatea apelor terestre care transportă în bazinul de sedimentare cantități însemnante de material terigen.

Prin cutarea attică de la sfîrșitul Sarmatianului, se realizează o nouă ridicare a Carpaților care duce la o nouă reactivare a acțiunii agenților externi, depunindu-se astfel nisipurile și pietrișurile Sarmatianului superior — Meotianului inferior.

Faptul că depozitele sarmațiene descrise, s-au format pe zona tectonică labilă dintre Carpații meridionali și Depresiunea getică, își are răsunet și în seismicitatea care se manifestă în prezent, zona Schela Gorj aflindu-se la 15 km în prelungirea estică a liniei Glogova — Tismana — Topești, linie pe care I. Atanasiu (1961) o consideră, „de sensibilitate seismică care reprezintă aproximativ limita de SE a Cristalinului”.

În concluzie, prin nota de față se menționează pentru prima dată prezența unui recif volhynian-bessarabian în zona Schela-Gorj și se constată existența unei subfaze de cutare, distinctă pe teren atât printr-o zonă de zdrobire și printr-o denivelare morfologică între calcarele recifale și pietrișuri, nisipuri și marne, cît și prin remanierea calcarelor recifale în depozitele superioare.

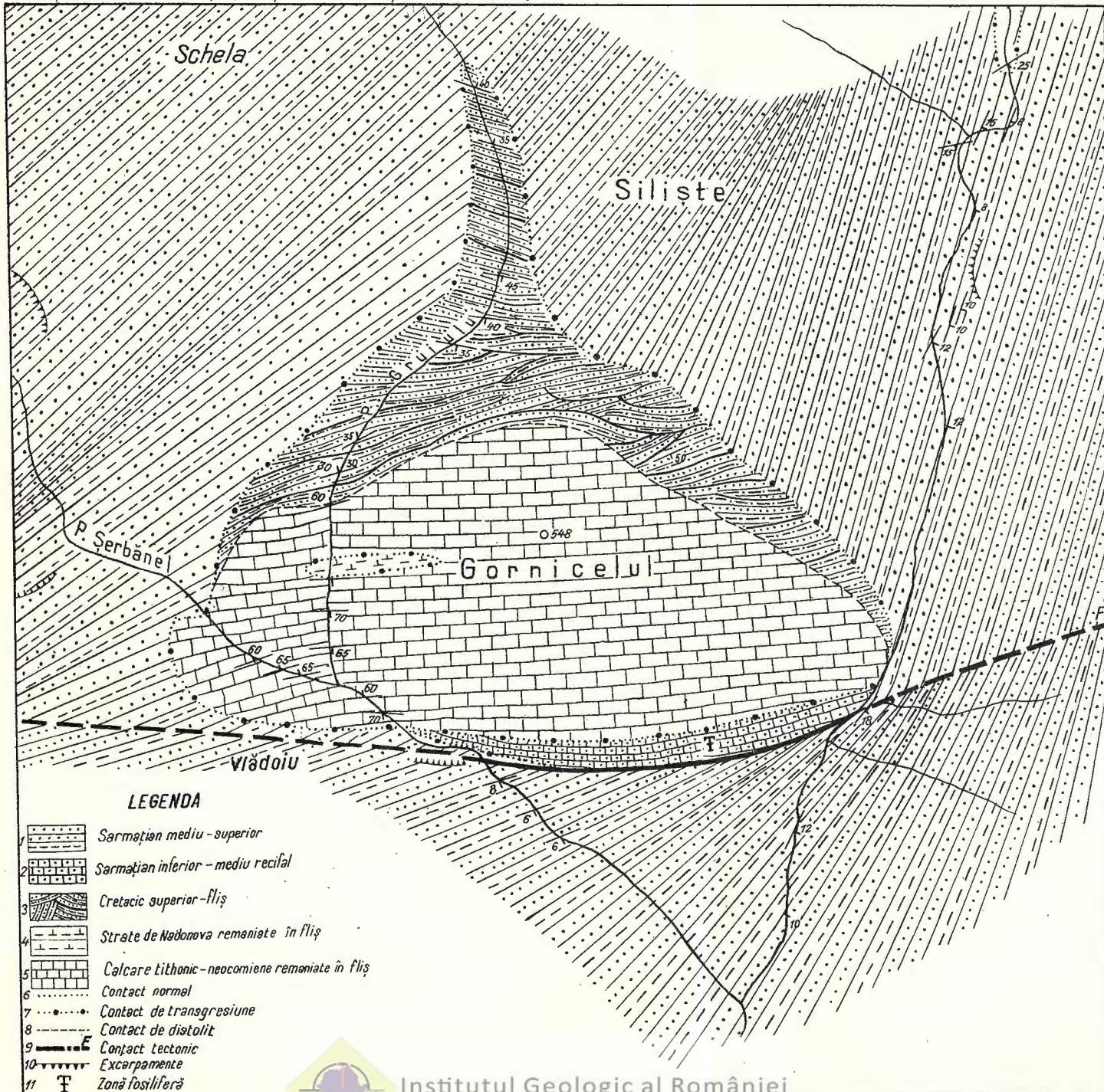
## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1961) Cutremurele de pămînt din România, Ed. Acad. R.P.R. București.
- Boda J. (1959) Das Sarmat in Ungarn und seine Invertebraten-Fauna. An. Inst. Geol. Publ. Hung. fasc. 3 Vol. XLVII, Budapest.
- Filipescu M. G., (1942) Recherches géologiques sur le Nord-Ouest de l'Oltenie. Bul. Soc. Rom. Geol. Vol. V. București.
- Huică I., Turculeț L. (1962) Cercetări geologice între V. Motrului și V. Jiului. D.S. Com. Geol. București.
- Marinescu F. I. (1959) Contribuționi la studiul Sarmatianului dintre Dunăre și V. Coșuștea (Oltenia de vest) Com. Acad. R.P.R. Nr. 10 Vol. IX. București.
- Murgoci G. (1907) Terțiarul din Oltenia. An. Inst. Geol. Rom. Vol. I București.
- Mutihac V. (1963) Stratigrafia depozitelor cretace ale cuverturii Autohtonului Danubian de pe versantul sudic al Munților Vulcan (Carpații Meridionali). Asoc. Geol. Carpat. Balcan. Congres VI. Varșovia.
- Papiu C. V. (1957) Sedimente marine actuale. Ed. Științ. București.
- Papiu C. V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Științ. București.
- Popescu Gr. (1952) Cercetări geologice în regiunea Ciocadia-Pițicu-Bala de Fier (Depresiunea Getică) D.S. Com. Geol. Vol. XXXIX. București.
- Popescu-Voitești I. (1935) Evoluția geologică-paleogeografică a pămîntului românesc. Rev. Muz. Geol. Miner. Univ. din Cluj Vol. V nr. 2, Cluj.
- Popescu-Voitești I. (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. Bul. Soc. Rom. Geol. Vol. V. București.



# SCHIȚA GEOLOGICĂ A ZONEI GORNICELUL-SCHELA GORJ

I. HUICĂ și LUCIANA HINCULOV: Asupra prezenței unui recif sarmatian în zona Schela Gorj



## LEGENDA

- 1 Sarmatian mediu - superior
- 2 Sarmatian inferior - mediu recifal
- 3 Cretacic superior - fliș
- 4 Strate de Nădonova remaniate în fliș
- 5 Calcare tithonic-neocomiene remaniate în fliș
- 6 Contact normal
- 7 Contact de transgresiune
- 8 Contact de distolit
- 9 Contact tectonic
- 10 Excarpamente
- 11 Zonă fosiliferă

Săulea Emilia (1943) Les Bryozoaires de la zone récifale du Sarmatiens moyen des départements d'Orhei et de Lăpușna (Bessarabie). An. Inst. Géol. Roum. Vol. XXII. București.

Simionescu I. (1921) Note sur un calcaire à Bryozoaires au Sarmatiens de Bessarabie. Ac. Rom. Bul. Sect. Scient. VII-ème année. București.

Tudor Mira (1955) Stratigrafia și fauna depozitelor tortoniene și sarmațiene dintr-o Jiu și Olteț. Ed. Acad. R.P.R. București.

## SUR LA PRÉSENCE D'UN RÉCIF SARMATIEN DANS LA ZONE SCHELA-GORJ

PAR

I. HUICĂ, LUCIANA HINCULOV

(Résumé)

La note présente décrit, pour la première fois, les dépôts récifaux du N de la Dépression Gétique de Schela.

Y sont décrits les calcaires gréseux inférieurs et les calcaires récifaux supérieurs ainsi que leur faune, avec la mention que les premiers appartiennent au Volhynien et les derniers au Bessarabien.

La faune des calcaires gréseux inférieurs est représentée par les formes caractéristiques suivantes : *Abra reflexa*, *Lunatia catena sarmatica*, *Gibbula (C) hörnisi*, *Modiolus (M.) incrassatus buglovensis*, les genres *Mohrenstieria* et *Ervilia*, tandis que la faune des calcaires récifaux supérieurs se caractérise par l'abondance des Serpulides, Bryozoaires et de l'espèce *Cardium quadripartitum*.

Dans les calcaires gréseux inférieurs on observe, pour la première fois dans notre pays, l'existence de l'algue calcaire *Acicularia conica*.

Entre les calcaires récifaux et les marnes, entre les sables et le gravier supérieur on surprend l'existence d'une sous-phase tectonique qui appartient au plissement attique, sous-phase mise en évidence par un dénivellation tectonique de 6—7 m, par une zone d'écrasement au contact, ainsi que par le remaniement des calcaires organogènes volhynien-bessarabiens et les dépôts bessarabien-kersoniens.

Vu l'évolution des récifs à Bryozoaires et *Spirorbis*, la zone Schela-Gorj présente une importance tout à fait spéciale d.p.d.v. paléogéographique, par ce que tout comme les quelques zones des Subcarpates d'Olt-



ténie et de Mounténie, elle fait la transition entre les zones de récifs du S de l'Union Soviéтиque et celles des Bassins Pannonien et Viennois.

#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse géologique de la zone Gornicelui — Schela-Gorj. Echelle 1 : 5.000.

1, Sarmatiens moyen-supérieur ; 2, Sarmatiens inférieur-moyen récifal ; 3, Crétacé sup. — Flysch ; 4, couches de Nadanova remaniées en flysch ; 5, calcaires tithoniques néocomiens remaniés en flysch ; 6, contact normal ; 7, contact de transgression ; 8, contact d'olistolithe ; 9, contact tectonique ; 10, escarpements ; 11, zone fossilifère.



**CONTRIBUȚIUNI LA CUNOAȘTEREA CONȚINUTULUI  
MICROFLORISTIC AL COMPLEXELOR [DE ȘISTURI  
CRISTALINE DIN CARPAȚII ORIENTALI<sup>1)</sup>**

DE

VIOLETA ILIESCU, MARCELA DESSILA-CODARCEA

**Abstract**

Contributions to the Knowledge of the Microfloristic Content of the Crystalline Schists Complex in the Eastern Carpathians. The paper presents the first results of the palinologic study carried out in the epimetamorphic crystalline complexes of Eastern Carpathians.

Based on the determined spores, the authors established the stratigraphical succession of these complexes in the basins of Bistritza and Stîna valleys.

În ultimii ani, zona cristalină a Carpaților orientali a făcut obiectul unor studii stratigrafice și microtectonice care au avut ca rezultat clarificarea în mare măsură a structurii acestei părți a arcului carpatice. S-a insistat îndeosebi asupra formațiunilor metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi. Ideia transgresivității acestor formațiuni pe un fundament mai vechi, cutat și metamorfozat în timpul unei epoci tectonice anterioare s-a impus din ce în ce mai mult și în această unitate.

În urma cercetărilor efectuate în cadrul Institutului Geologic în regiunea Bârnărel-Holdița (M. Dessila-Codarcea, I. Bercea, H. Kräutner, M. Mureșan, 1962) s-a stabilit succesiunea stratigrafică a complexelor de șisturi cristaline epimetamorfice din această parte a Carpaților orientali.

Determinarea vîrstei acestor complexe de șisturi cristaline s-a impus astfel ca o necesitate imediată.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 29 aprilie 1964.



Descoperirea și determinarea unor resturi vegetale în complexul calcaros al seriei de Sibișel din Carpații meridionali centrali a demonstrat că este posibil să se stabilească vîrsta formațiunilor metamorfozate de la noi din țară pe baze paleobotanice. În acest mod a fost pusă în evidență prezența Rifeanului în regiunea Răšinari—Cisnădioara—Sadu.

Presupunerea că formațiunile rifeene se extind spre N, ne-a determinat să perseverăm în căutarea resturilor de plante și în complexele cristalofiliene din Carpații orientali. Material bogat recoltat cu ocazia primelor cercetări efectuate în zona cristalină a Carpaților orientali (1962) a fost studiat în laborator, încit am putut stabili nivele afectate în măsură mai mică de procesele de metamorfism, care ar fi putut fi interesante din punct de vedere paleobotanic.

Am ținut seamă în primul rînd de compoziția mineralologică a rocilor, determinată de compoziția sedimentelor primordiale. Avînd în vedere că cele mai importante concentrații de spori în depozitele nemetamorfozate se întâlnesc îndeosebi în pachetele bogate în detritus organic am acordat o atenție specială nivelelor constituite din șisturi cristaline rezultate prin metamorfozarea unui material pelitic argilos și nivelelor de calcare cenușii cu conținut de material terigen, afectate mai puțin de fenomenele de recristalizare.

Deoarece cu ocazia primelor profile efectuate în Carpații orientali (1961), am constatat asemănări între calcarele cenușii asociate cu amfibolite din seria mezometamorfică și nivelele de calcar din Carpații meridionali centrali, cu aceleași caracteristici litologice, nu am neglijat nici rocile înglobate pînă în prezent în seria mezometamorfică.

Mentionăm că prof. V. I a n o v i c i ne-a indicat de asemenei pentru colectare, calcarele cenușii de la Dealul Vinăt, iar H. S a v u ne-a atras atenția asupra calcarelor cenușii din seria epimetamorfică din bazinul pîrîului Neagra.

Din seria epimetamorfică am recoltat diferite tipuri de filite și calcar cenușii intercalate în complexul șisturilor și cuartitelor grafitoase de pe pîrîul Ursului și Isipoaia de la Barnar, bazinul văii Bistrița (M. C o - d a r c e a, I. B e r c i a, H. K r ä u t n e r, M. M u r e ș a n, 1961).

Calcarele cenușii cu aspect rubanat, situate în partea superioară a seriei epimetamorfice (H. S a v u și C. I o n e s c u), au fost de asemenei probate în bazinul văii Neagra — pe affluentul drept al pîrîului Sărișor și în bazinul văii Bistrița — la confluența cu pîrîul Lițu și pe pîrîul Stînei între Iacobeni și Cîrlibaba.



Calcarele cenușii aparținând seriei mezometamorfice au constituit obiectul unor probări sistematice: o parte din probe s-au recoltat de pe Dealul Vînăt și altă parte de pe pîrul Păltinișului, în dreptul confluenței cu pîrul Jghiabul Sec.

Trebuie să remarcăm că complexul șisturilor și cuartitelor grafitoase s-a dovedit a fi foarte interesant din punct de vedere paleobotanic. Calcarele cenușii rubanate din cariera situată la confluența pîrului Lițu cu valea Bistriței și de pe pîrul Stînei au dat de asemenei rezultate pozitive.

În cele ce urmează, vom expune primele rezultate ale analizelor palinologice, efectuate de Violeta Iliescu în cadrul Institutului Geologic al Comitetului Geologic.

Trebuie să menționăm faptul că toate genurile determinate apar în Precambrian, iar o parte din ele se continuă, prin diferite specii și în Cambrian.

În calcarele rubanate din cariera de la Dîrmoxa, sporii apar foarte puțnic mineralizați, de culoare brun închis-cenușiu, fragmentați și în număr redus.

S-au putut determina următoarele forme: *Margominuscula* sp., *Protoleiosphaeridium sorediforme* Tim., *Stenozonoligotriletum punctatum* Tim.

Asociația de spori, deși slab reprezentată este totuși caracteristică pentru depozitele vechi precambriene în care, în literatură se citează o floră săracă cu caracter puțin evoluată (B. V. Timofeev 1959, S. N. Naumova 1960).

În acest complex se păstrează cel mai evident trăsăturile unei vegetații primitive din care mai tîrziu au evoluat diferite grupuri de plante ce s-au dezvoltat în timpul Paleozoicului.

Metoda analizei palinologice s-a experimentat și asupra complexului șisturilor filitoase grafitoase de la Isipoaia și pîrul Ursului.

De remarcat că în acest complex, gradul de mineralizare se menține foarte ridicat. Sporii păstrează o culoare foarte închisă de la brun intens — ajungînd pînă la negru-cenușiu datorită abundenței materialului grafitos care caracterizează acest complex, fapt care a îngreunat mult observarea la microscop a detaliilor morfologice și în consecință determinarea lor.

În șisturile filitoase grafitoase, s-au putut identifica cîteva specii repartizate la trei genuri printre care cităm:

*Lophominuscula* sp., *Acantholigotriletum* cfr. *carelense* Tim., *Stenozonoligotriletum punctatum* Tim., *Stenozonoligotriletum validus* Tim.

Cu excepția formei *Stenozonoligotriletum validus* — care este citată ca specie frecventă atât în Rifean, cât și în Cambrian, ceilalți spori nu sunt

## EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

## EXPLICATIA PLANSEI

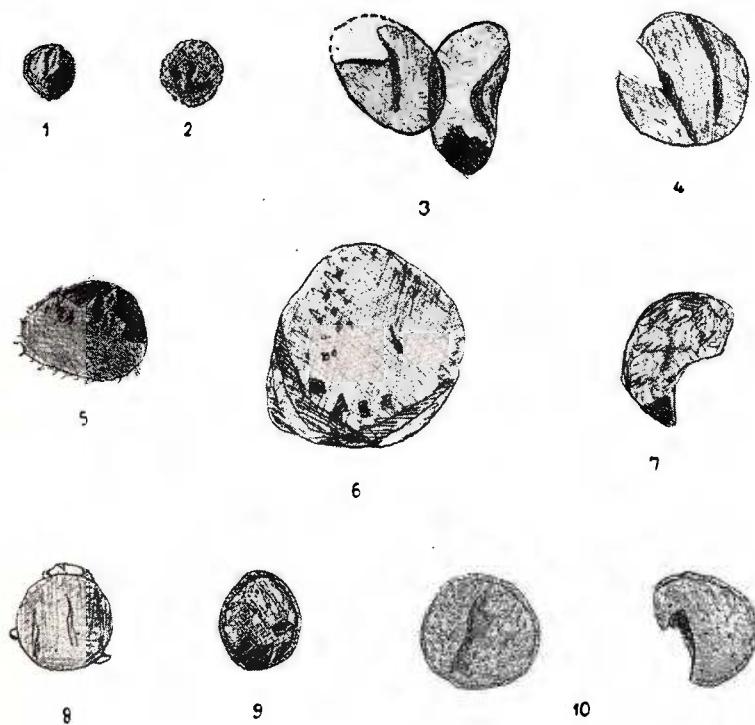
Asociația de spori din complexul șisturilor cristaline din Carpații orientali. × 675.

1. *Margominuscula* sp.
2. *Lophominuscula* sp.
3. *Protoleiosphaeridium soredifforme* T i m.
4. *Leioligotriletum minutum* (N a u m.) T i m.
5. *Acantholigotriletum* cfr. *carelense* T i m.
6. *Trachyoligotriletum* sp.
7. *Tr. multangulare* T i m.
8. *Tr. absoletum* T i m.
9. *Stenozonoligotriletum validum* T i m.
10. *St. punctatum* T i m.



Institutul Geologic al României

VIOLETA ILIESCU, MARCELA DESSILA-CODARCEA. Conținutul microfloristic  
al complexelor de sisturi cristaline.



Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.



Institutul Geologic al României

menționată în Cambrian, ei nu ajung la nivelul argilelor albastre din Cambrianul inferior.

Rezultă deci, că pe baza asociației de spori identificați, se poate atribui vîrstă rifeană complexului șisturilor filitoase grafitoase din Carpații orientali la Isipoaia și pîrfîul Ursului (Barnar).

În calcarile, din complexul șisturilor cristaline de la Cîrlibaba și valea Stînei, sporii apar mineralizați degradati și în parte fragmentați.

În acest profil, s-au identificat următoarele forme : *Leioligotriletum minutum* (N a u m.) T i m., *Trachyoligotriletum* sp., *Trachyoligotriletum multangulare* T i m., *Trachyoligotriletum obsoletum* T i m.

Asociația de spori, însumează două genuri, care se încadrează stratigrafic în Rifean și Cambrian.

Dacă ținem seama că toate formele apar în Precambrian iar specia *Trachyoligotriletum multangulare* este exclusiv rifeană, se poate atribui această vîrstă întregului complex descris.

În completarea celor menționate, prezentăm un tabel de repartitie a formelor determinate, după datele lui Sofia Nicolae vna Naumova (1949, 1960) și B. V. Timofeev (1959, 1960), care indică vîrstă rifeană a șisturilor cristaline din Carpații orientali.

TABEL

Denumirea speciilor	Rifean	Cambrian
<i>Margominuscula</i> sp.	+	
<i>Lophominuscula</i> sp.	+	
<i>Protoliosphaeridium soredifforme</i> T i m.	+	
<i>Leioligotriletum minutum</i> ( N a u m.) T i m.	+	+
<i>Trachyoligotriletum</i> sp.	+	+
<i>Trachyoligotriletum multangulare</i> T i m.	+	+
<i>Trachyoligotriletum obsoletum</i> T i m.	+	+
<i>Acantholigotriletum</i> cfr. <i>carelense</i> T i m.	+	
<i>Stenozonoligotriletum validum</i> T i m.	+	+
<i>Stenozoligotriletum punctatum</i> T i m.	+	

Dovedirea prezenței sporilor prin determinările efectuate au confirmat extinderea formațiunilor rifeene și în Carpații orientali, deschizînd perspective noi cercetărilor geologice care se vor efectua în această unitate a Carpaților românești.



## BIBLIOGRAFIE

- Glovacki E., Karnkowski A., Zak C. (1963) Prekambr i Kambr w Podlozi przed gorza Karpat srodkowych i w goroch Swietokrzyskich Rocznikpolskiego Towarzystwa geologiczneznego. Tom. XXXIII.
- Naumova S. N. (1949). Sporii nijnevo kembria *Izvestii Akad. Nauk. SSR seria gheologichescaia* No 4.
- Naumova S. N. (1960) Sporopil'evie kompleksy rifeiskih i nijnekembriiskih otlojenii. SSSR. *Mejdunarod gheologicheskii kongress XXI Sessia — Ak. Nauk. Moskva.*
- Timofeev B. V. (1959) Drevneisaia flora pribaltiki i ee stratigraficeskoe znacenie. *Trudi — Vnigri*, No 129.
- Timofeev B. V. (1960) Sur la caractéristique micropaléontologique de la formation de Visingsö. *Geologiska foreningens*. Stockholm No 500.

## CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DU CONTENU MICROFLORISTIQUE DES COMPLEXES DE SCHISTES CRISTALLINS DES CARPATES ORIENTALES

PAR

VIOLETA ILIESCU, MARCELA DESSILA-CODARCEA

(Résumé)

Les études stratigraphiques et microtectoniques entreprises dernièrement dans les Carpates Orientales dans le but de clarifier la structure de la zone cristalline, ont déterminé la succession stratigraphique des complexes de schistes cristallins épimétamorphiques dans la région Bărnarel — Hodita (M. Dessila-Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureşan — 1962).

La détermination de l'âge de ces complexes de schistes cristallins s'est donc imposée comme une nécessité immédiate.

Le riche matériel récolté dans différents complexes cristallophylliens a été étudié au microscope, et, par la suite, ont été délimités les niveaux moins affectés par le métamorphisme qui pourraient présenter de l'intérêt du point de vue paléobotanique.

C'est pourquoi on s'est rapporté, en premier lieu, à la composition minéralogique des roches, déterminée par la composition du sédiment primordial. On s'est intéressé tout particulièrement, aux niveaux formés par des schistes cristallins résultés par le métamorphisme d'un matériel pélitique argileux et des calcaires gris à teneur de matériel terrigène, moins affectés par les phénomènes de récristallisation.



C'est ainsi que de la série épimétamorphique ont été récoltés différents types d'intercalations de phyllites et calcaires gris du complexe graphiteux (le bassin de Valea Bistrița) et des calcaires gris rubanés situés à la partie supérieure de la série épimétamorphique (le bassin Valea Neagra et le bassin Valea Bistrița).

À la suite des analyses palinologiques la succession stratigraphique des complexes cristallophylliens de cette zone des Carpates Orientales s'est précisée de la manière suivante :

1. Les calcaires rubanés de la carrière Dirmoxa gardent une composition microfloristique primitive caractéristique pour les dépôts anciens précambriens.

2. Le complexe des schistes phylliteux graphiteux d'Isipoaia et Poiana Ursului comprend une association de spores qui se placent dans le Riphéen à l'exception d'une forme attribuée fréquemment au Cambrien aussi.

3. Les calcaires rubanés gris de Cîrlibaba et Valea Stînei lesquels, à part les espèces caractéristiques au Riphéen comprennent également des spores qui se continuent dans le Cambrien.

Les preuves qu'on tient de la présence des spores fossiles dans les complexes cristallophylliens offrent des voies nouvelles aux recherches géologiques dans les Carpates Orientales.



DESMOCERAS (PSEUDOUHLIGELLA) DEVAE, O NOUĂ SPECIE DE AMONIT CENOMANIAN DE LA CHERGHEŞ

DE

DENISA LUPU

**Abstract**

Desmoceras (Pseudouhligella) devae, a New Cenomanian Ammonit Species from Chergheş. The author presents the new species *Desmoceras (Pseudouhligella) devae*, and describes it in comparison with other species of the subgenus. The presence of a *Pseudouhligella* form in the European faunal province constitutes a quite new fact.

Succesiunea vracono-cenomaniană de la Chergheş este reprezentată în bază printr-un nivel de 35—40 m de gresii marnoase cenușii, conținind o bogată faună de gasteropode, faună ce a fost descrisă într-o lucrare anterioară (D. Lupu, 1964).

Deasupra acestui pachet urmează aproximativ 70 m de gresii grosiere micacee în care, la partea superioară apare o asociatie de amoniti relativ bogată în număr de indivizi, reprezentată prin forme de *Parapuzosia (Austiniceras) transilvanica* Sim., *Calycoceras* sp., precum și specia nouă *Desmoceras (Pseudouhligella) devae* ale cărei caracteristici și poziție sistematică sunt redate mai jos :

Familia : *Desmoceratidae* Zittel 1895

Subfamilia : *Desmoceratidae* Zittel 1895

Genul : *Desmoceras* Zittel 1884 (= *Latidorsella* Jacob 1907)

Subgenul : (*Pseudouhligella*) Matsutomo 1942

*Desmoceras (Pseudouhligella) devae* n. sp. (pl. I, fig. 1 a, b, c)

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 29 mai 1964.



### Descrierea formei :

Amonit de talie medie, cu ombilic relativ larg, limitat de pereți verticali care se racordează cu flancurile printr-o suprafață curbă. Flancurile, moderat convexe, sunt ornate de coaste sigmoidale puțin evidente, puternic proiectate înaintate în regiunea periferică și care unindu-se formează șevroane caracteristice subgenului.

Linia lobară, atât cât se poate urmări, apare fin și profund decupată. Lobul extern și primul lob lateral trifid, își trimit ultimele ramificații la același nivel. Sele bifide (vezi figura).



Linia lobară de *Desmoceras* (*Pseudouhligella*)  
devae n. sp.

Ligne lobaire de *Desmoceras* (*Pseudouhligella*)  
devae n. sp.

Dimensiuni : D = 12,2 cm      h = 0,5  
                                      o = 0,5  
                                      l = 0,4

Holotip : C.I.G. Nr. 4011.

Localitate tip : Chergheș, la SW de Deva

Poziția stratigrafică : specia descrisă apare în orizontul grezos grosier la partea superioară a succesiunii de la Chergheș, în asociație cu *Parapuzosia* (*Austiniceras*) *transilvanica* S i m. (pl. II, fig. 1, 2) și *Calycoceras* sp. (pl. II fig. 3).

*Austiniceras*, considerat în ultima vreme ca un subgen la *Parapuzosia*, este răspândit în Cenomanianul superior și Turonianul din Europa și Madagascar, iar *Calycoceras* apare frecvent în Cenomanian și Turonian inferior, pe o arie de răspândire mai largă : Europa, Africa, Madagascar, Siria, Persia, sudul Indiei, Japonia.

*Pseudouhligella* însă, nu a fost citată pînă acum decît în Cenomanianul provinciei faunistice indo-pacifice (Japonia, Madagascar și Nigeria).

Prezența acesteia în provincia faunistică europeană constituie un fapt nou, demn de menționat.

Vîrstă : Cenomanian, probabil superior.

Raporturi și diferențe : caracterele liniei lobare sunt ale genului nominat. Se deosebește de reprezentanții subgenului *Desmoceras* prin șevroanele ventrale mai ascuțite, printr-un ombilic mai larg și prin secțiunea mai turtită, ovală, a ultimului tur.

În raport cu forma tip — *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *japonicum* (Y a b e) — biconcavitatea coastelor este mai puțin pregnantă. Din acest punct de vedere cît și ca dimensiune ombilicală se aseamănă cu specia nigeriană *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *calabarensis* R e y m e n t.

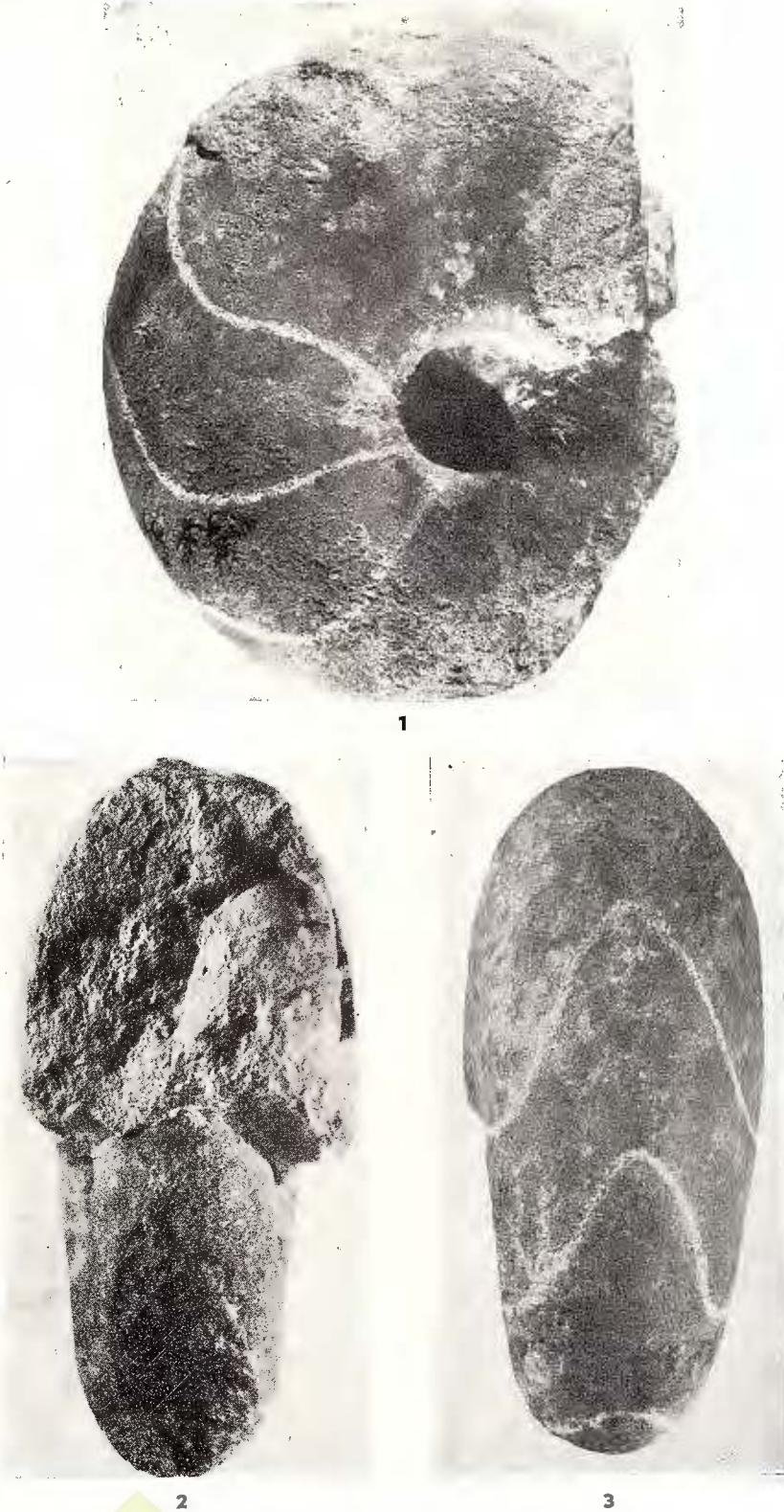
## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

Fig. 1, 2, 3. *Desmoceras (Pseudouhligella) devae* n. sp.  $\times 0,1$  Chergheş. Orizontul grezos superior. Horizon gréseux supérieur.



## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

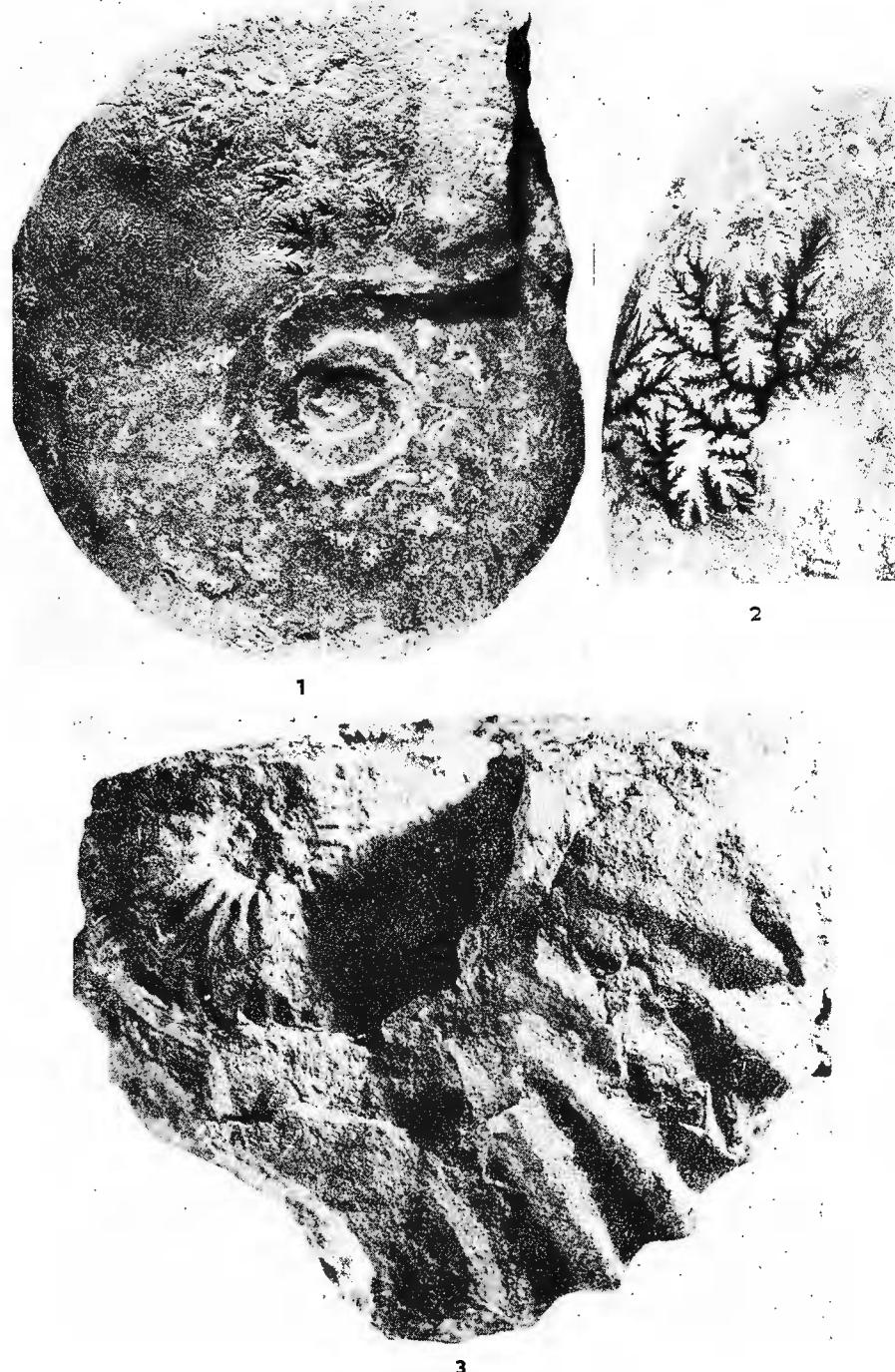
Fig. 1. — *Parapuzosia (Austiniceras) transilvanica* Sim.  $\times 2,5$ . Chergheş. Orizontul grezos superior. Horizon gréseux supérieur.

Fig. 2. — Linia lobară de *Parapuzosia (Austiniceras) transilvanica*  $\times 2$ . Ligne lobaire de *Parapuzosia (Austiniceras) transilvanica*.  $\times 2$ .

Fig. 3. — *Calycoceras* sp.  $\times 0,1$ . Orizontul grezos superior. Horizon gréseux supérieur.

DENISA LUPU. Desmoceras (*Pseudouhligella*) devae n. sp.

Pl. II.



Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.



Institutul Geologic al României

Ca raporturi dimensionale, specia nouă se apropiie foarte mult de forma tip.

*Desmoceras (Pseudouhligella) mahabobokensis* Coll. provenită din Madagascar, are drept caracter diferențial un omplie mai larg, flancuri mai puțin plate și o secțiune subsemicirculară a ultimului tur, ultimele două caracteristici apropiind-o de forma nigeriană.

## BIBLIOGRAFIE

- Bayle E. (1878) Fossiles principaux des Terrains (Explic. Carte. Géol. de France) IV.
- Blanford H. (1961) The Fossil Cephalopode of the Cretaceous Rocks of Southern India. *Palaeontologia Indica* I. Calcutta.
- Choffat P. (1886) Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Lisabona.
- Collignon M. (1937) Ammonites cénomaniennes du Sud-Ouest de Madagascar. *Annales géologiques du service des mines*, VIII.
- Collignon M. (1961) Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). Les Desmoceratidae. *Annales géologiques de Madagascar*, XXXI.
- Collignon M. (1955) Ammonites néocrétacées du Menabe. Les Pachydiseidae. *Ann. géol. de Serv. des Mines*, XXI.
- Diener C. (1925) Fossilium catalogus, Paris 29.
- Felix J. (1908) Studien über die Schichten der oberen Kreideformation in den Alpen und den Mediterangebieten. *Paleontographica* Vol. 54. Stuttgart.
- Fabre S. (1950) Le Crétacé sup. de la Basse Provence Occidentale. Cenom. — et Turon. Faculté de Marseille. *Annales 2-e Ser. tome 14.*
- Grossouvre A. (1893) Les ammonites de la Craie supérieure. Paris.
- Geinitz B. (1875) Das Elbthalgebirge in Sachsen. *Palaeontogr. vol. XX*, I, II.
- Jacob Ch. (1907) Études sur quelques Ammonites du Crétacé moyen. *Mém. Soc. Géol. de France*, T.XV.
- Koßmat F. (1897) Untersuchungen über die südliche Kreideformation. *Beitr. z. Pal. Oesterreich-Ungarns n.d. Orients*, XI, 2.
- Moore R. (1957) Treatise on invertebrate Paleontology (L) *Mollusca Geol. Soc. of. America*, 4.
- Nowak J. (1913) Untersuchungen über Cephalopoden der oberen Kreide in Polen. *Bul. Acad. de Sciences de Krakovie seria B.*
- D'Orbigny. (1846) Paléontologie française. Terrains crétacés, III. Paris.
- Piveteau J. (1952) Traité de Paléontologie, Paris, II.
- Roman F. (1938) Les Ammonites jurassiques et crétacées. Paris.
- Redtenbacher A. (1873) Die Cephalopoden der Gosauschichten. *Abh. k.k.geol. Reichsanst.* Wien.
- Sayn (1889) Note sur quelques Ammonites nouvelles un peu connues du Néocomien inférieur. *Bull. Soc. Géol. de France*, III-e Série Tome. 17, Paris.
- Schlüter C. (1876) Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. *Palaeontogr.* XXI.
- Sharpe D. (1853) Description of the Fossil Remains of Mollusca Part. 1 Cephalopoda. London.



- Simionescu I. (1899) Fauna cretacică superioară de la Urmös (Transilvania). *Publ. Fond. V. Adamachi*, IV.
- Simionescu I. (1944) Cîțiva amoniți din Cretacicul superior. *An. Acad. Rom. Seria III, Tom. XIX, III*, București.
- Stoliczka F. (1861) The Fossil Cephalopoda of the cretaceous rocks of Southern India. Ammonitidae. *Pal. indica*, I.
- Venzo S. (1936) Cephalopodi del Cretaceo medio-superiore delle Zululand. *Palaentographia Italica*, vol. XXXVI. Pisa.
- Yabe H., Shimizu S. (1921) Notes on some cretaceous Ammonites from Japan and California. *Sc. Rep. Tohoku Imp. Univ. Sendai*, V/3.
- Yabe H., Shimizu S. (1924) A new Species of Brahmaites from the Upper Cretaceous. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. III, nr. 2. Tokio.

---

DESMOCERAS (PSEUDOUHLIGELLA) DEVAE, UNE NOUVELLE  
ESPÈCE D'AMMONITE CÉNOMANIEN DE CHERGHEȘ

PAR  
DENISA LUPU

(Résumé)

---

L'auteur signale une nouvelle espèce *Desmoceras (Pseudouhligella) derae*, qu'elle décrit en la comparant à d'autres espèces du sous-genre. La présence d'une forme de *Pseudouhligella* dans la province faunique européenne constitue un fait tout à fait nouveau.

#### Description de la forme

Ammonite de taille moyenne, à ombilique relativement large, à parois verticale qui se raccorde aux flancs par une surface courbe.

Les flancs modérément convexes, ornés par de faibles côtes sigmoïdales, fortement projetées en avant dans la région périphérique, formant des chevrons caractéristiques.

Le ligne cloisonnaire, partiellement observée est fine et profondément découpée.

Le lobe externe et le premier lobe latéral trifide ont leur dernières ramifications au même niveau. Selles bifides.



PREZENȚA MICROFACIESULUI CU LOMBARDIA  
ȘI GLOBOCHAETE ÎN MASIVUL TRASCĂU<sup>1)</sup>

DE

MARCEL LUPU

**Abstract**

Presence of the Microfacies with *Lombardia* and *Globochaete alpina* in Trascău Massif. The author point out for the first time the presence in Trascău Mountains of the microfacies with *Lombardia* and *Globochaete alpina*, characteristic for the Kimmeridgian.

Pînă în prezent în masivul Trascău Kimmeridgianul a fost cunoscut doar prin determinarea de către Herbig a formelor: *Oppelia cf. compsa* Opp., *Phylloceras tortisulcatum* d'Orb., *Phylloceras polyolatum* Ben.

Acestea au fost recoltate din blocuri de calcare cenușii care, ca facies petrografic se aseamănă cu calcarele de Stramberg.

M. Ilie (1932) admite prezența Kimmeridgianului la partea inferioară a calcarelor de Stramberg fără a-l putea separa petrografic și fără a prezenta argumente paleontologice în plus.

Într-un profil de pe versantul de est al masivului Trascău (la „Hospita”) pe o linie de fractură de-a lungul căreia ofiolitele vin în contact cu depozite cretacice, probabil vracono-cenomaniene, am întîlnit o fîșie de calcar de culoare roz, fine, străbătute de rare diaclaze cu calcit.

În secțiunile microscopice efectuate au fost identificate exemplare de *Globochaete alpina* Lombard și cîteva forme scheletice de *Saccocoma* sp. (vezi planșa).

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 29 mai 1964.



Această asociatie denotă prezența unui Kimmeridgian (*sensu lato*) aşa cum a mai fost citat la acelaș nivel stratigrafic în Carpații orientali de către D. Patrulius (1963) și de A. Bădăluță-Năstăseanu și S. Năstăseanu în Carpații meridionali (1964).

Considerăm acest fapt demn de semnalat întrucât faciesul cu *Saccocoma* al Kimmeridgianului nu a fost încă citat în Munții Metaliferi.

### BIBLIOGRAFIE

- Herbich Fr. (1877). Geologische Beobachtungen in dem Gebiet der Kalkklippen am Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges. *Föld. Közl.* Budapest.
- Ilie M. (1932). Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Aries. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVIII. București.
- A. Bădăluță-Năstăseanu, S. Năstăseanu (1964). Contribuții la cunoașterea microfaciesurilor calcarelor neojurasice și a limitei dintre Jurasic și Cretacic în zona Reșița-Banat. *An. Com. Geol.* XXXIV/2. București.
- Patrulius D. 1964. Răspândirea algelor *Globochaete* și *Eotrix* și a microfaciesului cu Lombardia (Saccocomidae) în Carpații orientali. *D. S. Com. Geol.* L/2. București.

### PRÉSENCE DU MICROFACIÈS À LOMBARDIA ET GLOBOCHAETE DANS LE MASSIF DU TRASCAU

PAR

MARCEL LUPU

(Résumé)

La présente note signale pour la première fois la présence, dans le massif du Trascău, du microfaciès à *Lombardia* et *Globochaete alpina*, caractéristiques au Kimmeridgien.



## EXPLICATIA PLANSEI



Institutul Geologic al României

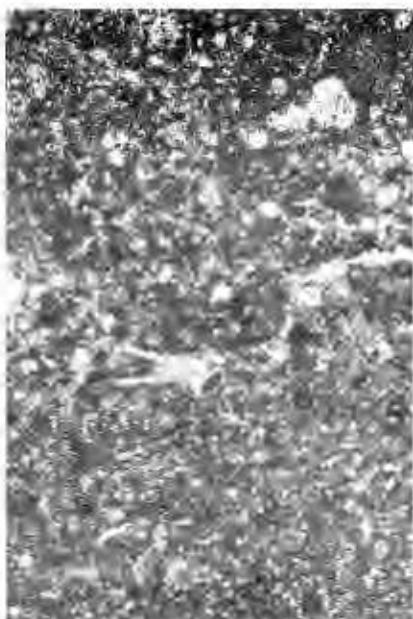
## EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — *Saccocoma* sp.  
Fig. 2. — *Saccocoma* sp.  
Fig. 3. — *Globochaete alpina* Lombard.

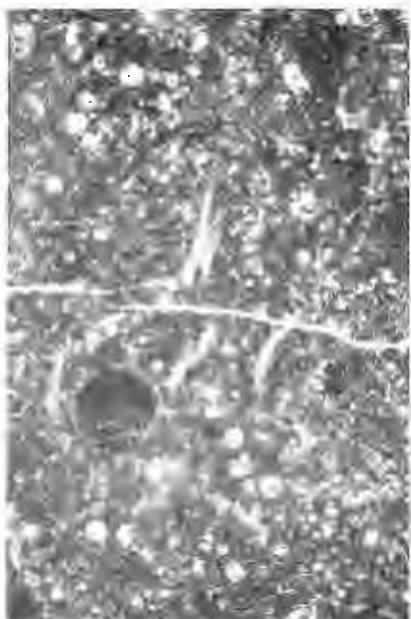


Institutul Geologic al României

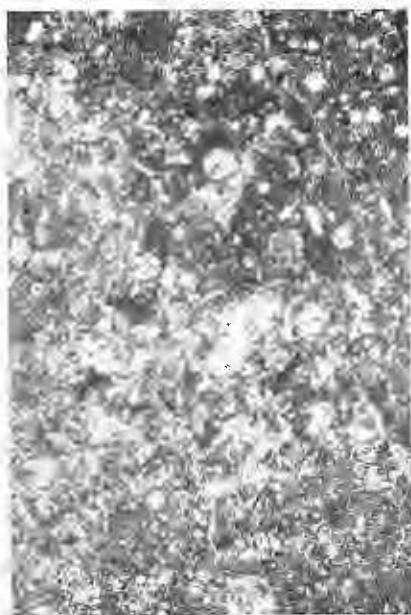
MARCEL LUPU. Microfaciesul cu Lombardia și Globochaete în masivul Trascău.



1



2



3

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.



Institutul Geologic al României

NOTĂ ASUPRA A DOUĂ SPECII DE CHAETETOPSIS  
DIN CALCARELE URGONIENE : CHAETETOPSIS  
ZONATA PATRULIUS ȘI CHAETETOPSIS FAVREI  
(DENINGER)<sup>1)</sup>

DE

DAN PATRULIUS

**Abstract**

Note on two species of *Chaetetopsis* from Urgonian limestones: *Chaetetopsis zonata* Patrulius and *Chaetetopsis favrei* Deninger. *Chaetetopsis zonata* is a most common species of the Barremian-Lower Aptian limestones of the East Carpathians. A full description is given. *Chaetetopsis favrei*, less frequent, occurs in the East Carpathians associated with *C. zonata* and has also been found in the limestones with *Matheronina* and *Requienia* of the Moesian Platform (Rumanian Plain).

Prezența unei specii de *Chaetetopsis* în calcarele urgoniene din Carpați a fost semnalată de autor într-o notă făcută în colaborare cu G. Murgăeanu și L. Contescu (1959) asupra flișului cretacic din bazinul văii Tîrlungului. Determinarea a fost făcută pe un exemplar descris și figurat de M. G. Filipescu (1953, pag. 178—179, fig. 1—3 în text) sub numele de *Solenopora rumana* (Simionescu) și care provine din calcarele urgoniene din Tesla. Acest exemplar a fost recunoscut ca reprezentând o specie nouă: *Chaetetopsis zonata* Patrulius. Deosebirile generice față de *Pseudostromatopora rumana* Simionescu 1929 sunt următoarele: tuburile sunt mai largi, au pereți mai groși, lumen cu contur circular, iar nu poligonal, și sunt prevăzuți cu pseudosepte. Specia *Chaetetopsis zonata* a fost semnalată ulterior în calcarele urgoniene din Rărău (D. Patrulius, 1960) și din Muntele Strîmbu (Masivul Ciucas-

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 29 mai 1964.



Zăganu), în blocuri de calcare urgoniene remaniate în conglomeratele Aptianului superior din Munții Baraoltului și din împrejurimile Pietroșitei (G. Murganu, D. Patrulius, L. Contescu și D. Jipa 1961), în sfîrșit în calcarele urgoniene ale Platformei moesice traversate de forajul de la Atîrnăti (D. Patrulius și M. Tocorjescu, 1962). Toate exemplarele citate sub acest nume, deși au drept caracter comun o structură zonară, nu reprezintă totuși o aceeași specie. Cele găsite în calcarele urgoniene din Platforma moesică și unele exemplare din regiunea Muntelui Rarău sunt identice cu exemplarele figurate de E. Peters (1930) sub numele de *Chaetetopsis favrei* (Dengler).

Structura zonară care se observă la *Chaetetopsis zonata* și *C. favrei*, este datorită grupării zonare a diafragmelor tuburilor, caracter considerat ca fiind distinctiv pentru genul *Ptychochaetes* Koehlin. Totuș în secțiune transversală, atât *Chaetetopsis zonata* cât și *C. favrei* prezintă aceleași caractere ca și *C. crinita* în ce privește grosimea și structura pereților, forma lumenului tuburilor (subcirculară, ovalară și reniformă). În plus, structura zonară care se observă pe suprafața slefuită la *C. zonata*, marcată prin benzi de culoare, este departe de a avea regularitatea celei de la *Ptychochaetes ramosus* Koehlin, *P. globosus* Koehlin și *P. irregularis* Bachmayer și Flügel. O altă formă cu structură zonară datorită grupării diafragmelor pe nivele concentrice este *Chaetetopsis krimholzi* Jaworski, specie a Jurasicului superior care ocupă o poziție oarecum intermediară între *C. zonata* și *C. favrei*. S-ar părea că pornind de la această specie mai veche evoluția spre forme cretacice a avut loc în două sensuri: mărirea intervalului între nivelele cu diafragme (*C. favrei*); înmulțirea numărului de diafragme pe nivel (*C. zonata*).

### *Chaetetopsis zonata* Patrulius

Pl. I – III, Pl. IV, fig. 1

Specimen tip: *Solenopora rumana* (Simionescu), în M. G. Filipescu (1953), pag. 178–179, fig. 1–3 în text (non *Pseudostromatopora rumana* Simionescu 1929); calcar aptiene, Muntele Tesla în masivul Ciucas-Zăganu.

Referințe: *Chaetetopsis zonata* n.sp., holotip desemnat de D. Patrulius, în G. Murganu, D. Patrulius, L. Contescu, 1959.

*Chaetetopsis zonata* Patrulius, 1960; calcar aptiene, regiunea Muntelui Rarău.

Paratipuri: Specimenele nr. 3364; Colectia Institutului Geologic, regiunea Muntelui Rarău.

Corp subglobulos cu diametru de 2–15 cm, uneori ovalar, aplatisat și pedunculat, cu suprafața ușor boselată, sau aproape hemisferic, cu față superioară regulat convexă și baza prezentând o structură zonară



evidență, marcată prin relieful suprafetei. În secțiune longitudinală prezintă zone clare de 1,15—2 mm grosime și zone întunecate de 0,7—2,5 mm grosime, în care tuburile sunt prevăzute cu diafragme apropiate, în număr foarte variabil, separând segmente lungi de 0,15—0,85 mm. La unele exemplare, în zonele întunecate, se observă numeroase anastomoze între tuburi. În secțiune transversală tuburile se prezintă cu lumen deseoară alungit, ovalar sau reniform, având 0,10—0,70 mm diametru, cu perete gros de 0,07—0,12 mm și pseudosepte relativ numeroase. Structura peretului este identică cu cea descrisă la *Chaetetopsis crinita* N e u m a y r.

După M. G. Fili pescu, la exemplarul pe care-l descrie sub numele de *Solenopora rumana* S im i o n e s c u, zonele întunecate au 0,9—5 mm grosime, iar la nivelul lor tuburile sunt prevăzute cu 3—7 diafragme : tuburile sunt largi de 0,25 mm în medie, iar peretele lor este gros de 0,04—0,06 mm.

Este de remarcat că foarte numeroasele exemplare recoltate în regiunea Munțelui Rarău prezintă limite largi de variabilitate în ce privește forma și dimensiunile corpului, diametrul tuburilor, desimea diafragmelor, grosimea zonelor întunecate sau clare. Exemplarele care se găsesc în marne spre deosebire de cele conținute în calcare, au în general dimensiuni mai reduse, formă mai neregulată, diafragme mai puțin numeroase, tuburi mai puțin largi (Pl. III, fig. 1, 2).

#### *Chaetetopsis favrei* (D en i n g e r)

Pl. IV, fig. 2, Pl. V.

Referință tip : *Monotrypa favrei* D en i n g e r, 1906, pag. 64, P. IV, fig. 5, din Urgonianul masivului Avoudruz (Savoia).

Alte referințe : *Chaetetopsis favrei* D en i n g e r, în E. P e t e r h a n s, 1930, p. 35—36, Pl. I—III; pro parte *Chaetetopsis zonata* P a t r u l i u s, în D. P a t r u l i u s și M a r i a T o c o r j e s c u, 1962, p. 122.

Corp subglobulos, având pînă la 10 cm diametru, cu vagă structură zonară, sau fără structură zonară vizibilă cu ochiul liber, cu diafragme puțin abundente și care prin alinierea lor constituie 3—4 nivele concentrice. Fiecare nivel cuprinde 1—3 diafragme ; cînd sunt mai multe, acestea sunt foarte apropiate. Astfel, în secțiune longitudinală, nivelele cu diafragme se prezintă ca o lamină aproape continuă, străbătută din loc în loc de tuburi lipsite de diafragme. La unele exemplare se observă nivele cu diafragme ce se intrerup brusc. Există și exemplare a căror tuburi sunt aproape complet lipsite de diafragme. Segmentele cuprinse între nivelele cu diafragme au 3,5—10,5 mm lungime. În secțiune transversală lumenul tuburilor are un diametru de 0,20—0,45 mm și prezintă un contur



circular sau vag poligonal, uneori alungit. Peretele tuburilor are 0,04—0,07 mm grosime. Pseudoseptele sunt rare.

Specia *Chaetetopsis favrei* se distinge deci de *C. zonata* prin numărul mult mai redus de diafragme, și prin raritatea pseudoseptelor, de *C. krimholzi* Jaworsky din Jurasicul superior -- prin distanțe mai mari între nivelele cu diafragme și prin tuburile mai largi (F. Bachmeyer și E. Flügel, 1961).

Specia *Chaetetopsis zonata* se găsește în mare număr în calcarele recifale și marnele Aptianului inferior din regiunea Muntelui Rarău împreună cu *Gervillea alaeformis* Sow., *Trigonia costata* Orb., *Neithea atava* Roemer, *N. neocomiensis* Orb., *Corbis capduri* Cossmann, *Astarte obovata* Sow., *Phaneroptyxis squamosa* Sayn, *Campichia truncata* (Campiche), *Pseudocidaris crispicans* Loriol, pachiodonte, orbitoline și foarte numerosi corali (faună descrisă de V. Volz, 1900). Foarte rare exemplare din aceeași specie se găsesc și în calcarele recifale algolitice ale Aptianului superior din zona flișului (Tesla și Strîmbu).

Specia *Chaetetopsis favrei* (Deninger) este reprezentată în calcarele urgoniene (foarte probabil barremiene) din Platforma moesică unde a fost găsită împreună cu *Requienia minor* Duvillé, *Matheronia* sp. (aff. *M. virginiae* Math.), *Neithea* sp. aff. *N. deshayesiana* d'Orb. și specii de *Nerinea*. Exemplare relativ rare de *C. favrei* au fost găsite și în Aptianul inferior din regiunea Muntelui Rarău, împreună cu *C. zonata*.

## BIBLIOGRAFIE

- Bachmayer F., Flügel E., (1961). Die „Chaetetiden” aus dem Oberjura von Ernstbrunn (Niederösterreich) und Stramberg (CSR); *Palaeontographica*, Bd. 116 (5—6), Ab.A. Stuttgart.
- Deninger K., (1906). Einige neue Tabulaten und Hydrozoen aus mesozoischen Ablagerungen; *Neues Jahrbuch f. Min. usw.*, I, pp. 61—70. Stuttgart.
- Filipescu G. M., (1953). Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu; *Revista Univ. C. I. Parhon*, Nr. 2, pp. 177—183. București.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., (1959). Flișul cretacic din bazinul văii Tirlungului; *Studii și cercetări de geologie*, Acad. R.P.R., t. IV/1. București.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., (1961). Le flysch crétacé de la partie Méridionale des Monts Baraolt. *Revue de Géologie et de Géographie*, T.V/2. București.
- Patrulius D., (1960). La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates Orientales. *An. Inst. Géol. Hongrie (Matériaux de la conférence sur le Mésozoïque)*, vol. XLIX/1, pp. 123—152. Budapest.



## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

Fig. 1. — *Chaetetopsis zonata* Patrulius, paratip (nr. 3364 a). Apțian inferior; valea Seacă-Rarău;  $\times 1$ .

*Chaetetopsis zonata* Patrulius, paratype (nr. 3364 a). Aptien inférieur; Valea Seacă-Rarău;  $\times 1$ .

Fig. 2. — *Chaetetopsis zonata* Patrulius, paratip (nr. 3364 b). Apțian inferior; valea Seacă-Rarău.  $\times 4,5$ .

*Chaetetopsis zonata* Patrulius, paratype (nr. 3364 b). Aptien inférieur; Valea Seacă-Rarău.  $\times 4,5$ .

DAN PATRULIU. *Chaetetopsis zonata* Patruliu și *Chaetetopsis Pl. I. favrei* (Deninger).



1



2

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale ředințelor, vol. LI/2.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

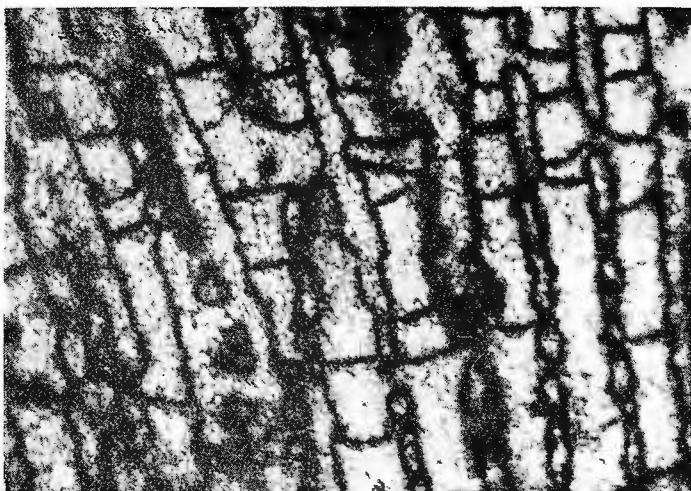
Fig. 1. — *Chaetelopsis zonata* Patrulius; paratip (nr. 3364 b), zonă întunecată cu tuburi prevăzute cu diafragme dese și comunicând prin numeroase anastomoze; Apțian inferior; valea Seacă-Rarău;  $\times 47$ .

*Chaetelopsis zonata* Patrulius; paratype (nr. 3364b), zone sombre à tubes pourvus de diaphragmes serrés et communiquant par de nombreuses anastomoses; Aptien inférieur; Valea Seacă-Rarău;  $\times 47$ .

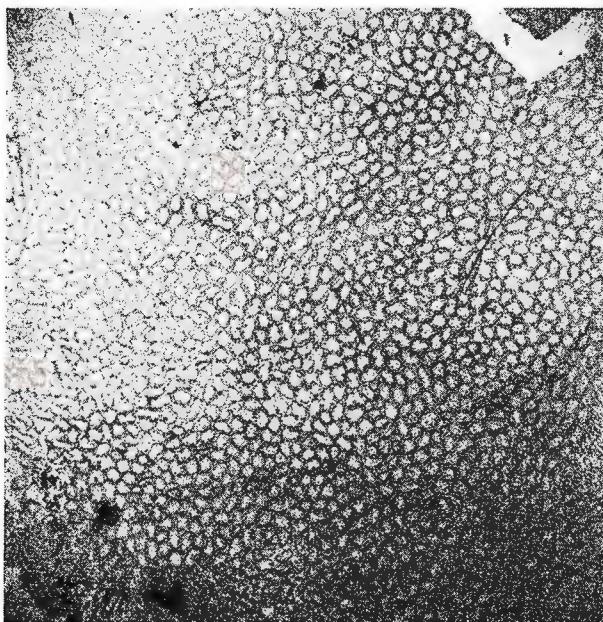
Fig. 2. — *Chaetelopsis zonata*, secțiune transversală; tuburi cu numeroase pseudosepte. Apțian inferior; valea Seacă-Rarău;  $\times 4,5$ .

*Chaetelopsis zonata* Patrulius; section transversale; tubes à nombreux pseudo-septes; Aptien inférieur; Valea Seacă-Rarău;  $\times 4,5$ .

DAN PATRULIUS. *Chaetetopsis zonata* Patrulius și *Chaetetopsis Pl. II.*  
*favrei* (Deninger).



1



2

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.



Institutul Geologic al României

### PLANŞA III



Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

Fig. 1. — *Chaetetopsis zonata Patrulius*, paratip (nr. 3364 c), exemplar cu tuburi înguste; zonă întunecată cu rare diafragme; Apțian inferior; valea Seacă-Rarău,  $\times 47$ .

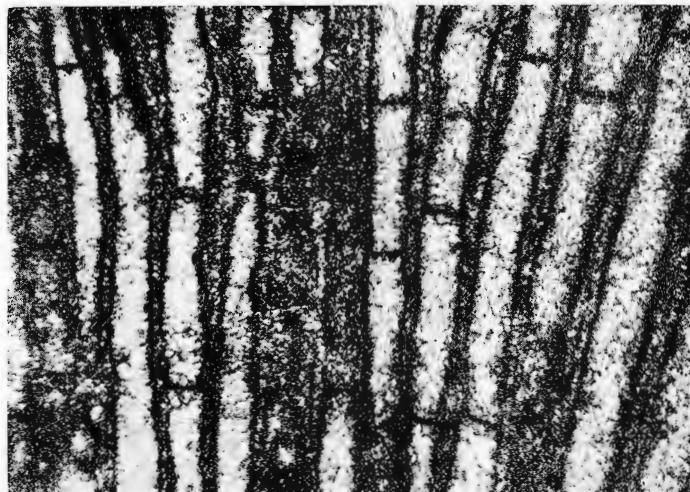
*Chaetetopsis zonata Patrulius*, paratype (nr. 3364 c) exemplaire à tubes étroits; zone sombre à rares diaphragmes; Aptien inférieur; Valea Seacă-Rarău;  $\times 47$ .

Fig. 2. — *Chaetetopsis zonata Patrulius*, Secțiune transversală a aceluiași exemplar,  $\times 47$ .

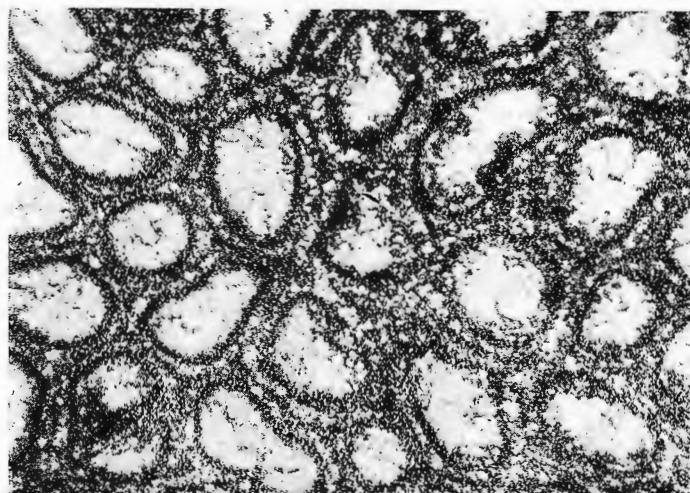
*Chaetetopsis zonata Patrulius*, coupe transversale du même exemplaire;  $\times 47$ .



DAN PATRULIU. Chaetetopsis zonata Patruliu și Chaetetopsis Pl. III.  
favrei (Deninger).



1



2

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IV

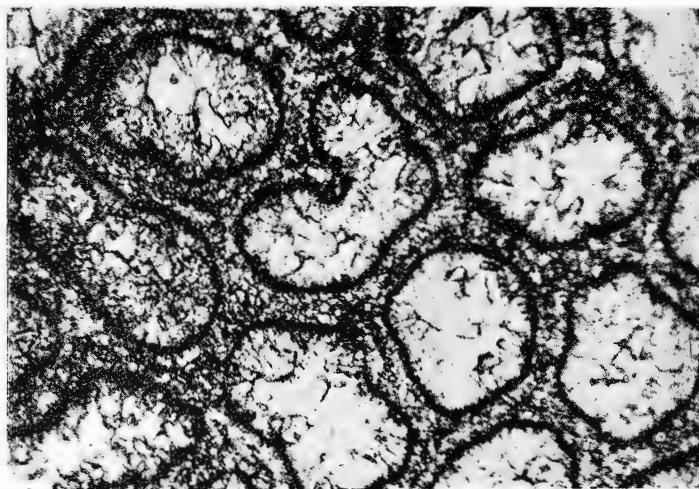
Fig. 1. — *Chaetetopsis zonata Patrulius*, secțiune transversală; Aptian inferior; Valea Seacă-Rarău;  $\times 47$ .

*Chaetetopsis zonata Patrulius*. coupe transversale; Aptien inférieur; Valea Seacă-Rarău;  $\times 47$ .

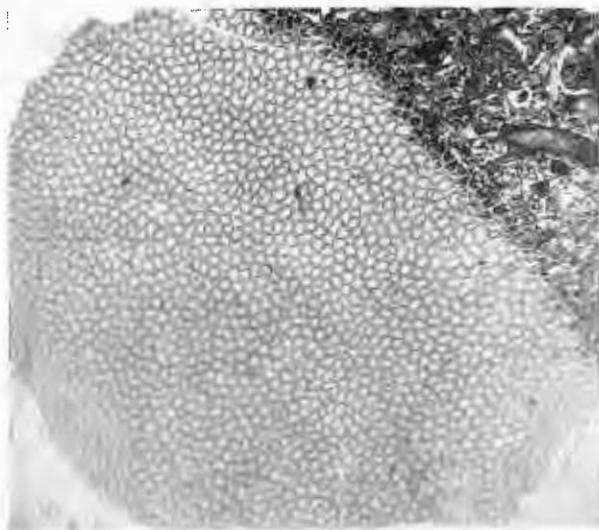
Fig. 2. — *Chaetetopsis favrei (D en i n g e r)*, secțiune transversală; tuburi cu foarte rare pseudosepte; calcare urgoniene; Atirnați (Cîmpia romină).  $\times 4,5$ .

*Chaetetopsis favrei (D en i n g e r)*, coupe transversale, tubes à très rares pseudoseptes; calcaires urgoniens; Atirnați (Plaine roumaine);  $\times 4,5$ .

DAN PATRULIU. *Chaetetopsis zonata* Patruliu și *Chaetetopsis* Pl. IV.  
*favrei* (Deninger).



1



2

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA V



Institutul Geologic al României

## PLANŞA V

Fig. 1. — *Chaetetopsis favrei* (D en i n g e r), exemplarul figurat pe planşa IV (2); secţiune longitudinală;  $\times 4,5$ .

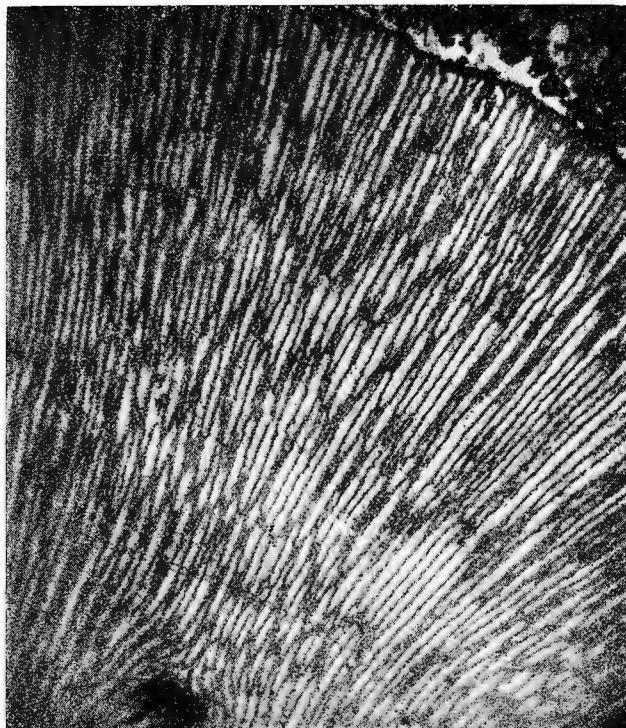
*Chaetetopsis favrei* (D en i n g e r), exemplaire figuré sur la planche IV (2); coupe longitudinale;  $\times 4,5$ .

Fig. 2. — *Chaetetopsis favrei* (D en i n g e r), alt exemplar din acelaş loc; secţiune puţin oblică;  $\times 4,5$ .

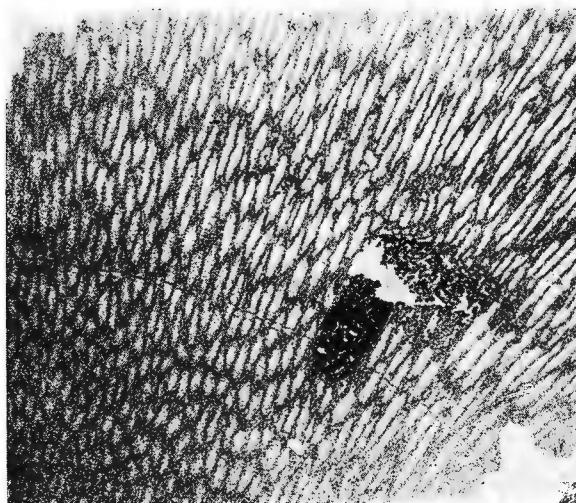
*Chaetetopsis favrei* (D en i n g e r), autre exemplaire du même endroit; coupe quelque peu oblique;  $\times 4,5$ .



DAN PATRULIUS. *Chaetetopsis zonata* Patrulius și *Chaetetopsis* Pl. V.  
favrei (Deninger).



1



2

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.



Institutul Geologic al României

Patrulius D., Tocorjescu Maria, (1962). Studiul stratigrafic al depozitelor neogene, cretacice și neojurasicice străbătute de forajul de la Atîrnăți (Cîmpia Română). *D. S. Inst. Geol.*, XLVII (1959–1960), p. 117–130. București.

NOTE SUR DEUX ESPÈCES DE CHAETETOPSIS DES CALCAIRES URGONIENS : CHAETETOPSIS ZONATA PATRULIUS ET CHAETETOPSIS FAVREI (DENINGER)

PAR

DAN PATRULIUS

(Résumé)

La présente note contient une description plus détaillée de *C. zonata*, espèce fondée par l'auteur (1959) sur un exemplaire décrit par M. G. Filipescu (1953, pp. 178–179, fig. 1–3 en texte) sous le nom de *Solenopora rumana Simionescu*.

Le type provient des calcaires urgoniens du Mont Tesla (Carpates Orientales). La même espèce est très abondante dans les calcaires urgoniens (Barrémien ? — Bédoulien) du Mont Rarău et les marnes associées. Contrairement aux exemplaires contenus dans les calcaires et qui sont parfaitement comparables au type, ceux qu'on trouve dans les marnes ont en général des dimensions plus réduites et des diaphragmes moins nombreux (Pl. III, fig. 1, 2). *Chaetetopsis favrei* (Deninger) est associée à *C. zonata*, en rares exemplaires, dans le Barrémien ? — Bédoulien du Mont Rarău. Cette espèce se trouve seule dans les calcaires urgoniens (Barrémien) de la plateforme moesienne (Plaine Roumaine).

La diagnose de *C. zonata* est la suivante : corps subglobuleux de 2 à 15 cm de diamètre, à structure zonaire évidente en coupe longitudinale, marquée par des zones claires de 1 à 2 mm d'épaisseur alternant avec des zones foncées de 0,6 à 2,5 mm d'épaisseur et dont les tubes sont pourvus de diaphragmes rapprochés, distancés de 0,50 à 0,85 mm ; lumen des tubes large de 0,10 à 0,70 mm, à contour souvent allongé, ovalaire ou réniforme ; pseudoseptes relativement nombreux ; parois des tubes épaisses de 0,07 à 0,12 mm. Se distingue de *C. krimholzi Javorsky* par le plus grand nombre de diaphragmes par niveau, de *C. favrei* (Deninger), par les niveaux à diaphragmes plus rapprochés et à diaphragmes plus nombreux, de même que par une plus grande fréquence des pseudoseptes.





Institutul Geologic al României

**INVENTAR SUMAR AL ALGELOR CALCAROASE  
NEOJURASICE ȘI EOCRETACICE DIN CARPAȚII  
ROMÂNEȘTI ȘI PLATFORMA PRECARPATICĂ<sup>1)</sup>**

DE

DAN PATRULIU

**Abstract**

Brief list of neojurassic and eocretaceous Alga from the Rumanian Carpathians and the Precarpathian Platform. Stratigraphical level and occurrences of several Dasycladacean, Codi cean and Corallinacean Alga are recorded. Special stress is lead on the algal origin (Cyanophiceae) of some Middle and Upper Jurassic bedded limestones and of Eocretaceous riff-limestones which occur as huge masses in the flysch area of the East Carpathians.

Ca grup paleontologic algele calcaroase au fost deseori citate în descrierile microfaciale ale rocilor aparținând Malmului și Cretacicului inferior din Carpați și Dobrogea, dar numai în puține cazuri s-a mers pînă la determinarea genurilor sau speciilor. Astfel I. Simionescu (1926) deserie sub numele de *Pseudostromatopora rumana*, un organism constructor, pe care-l apropie de hidrozoare. Mai tîrziu W. O. Dietrich (1930) atribuie algelor Solenoporaceae, specia *Chaetetes polyporus* Quenstedt, care este îndeaproape înrudită cu *Pseudostromatopora rumana*, dar pe care autorul menționat o consideră ca reprezentînd un gen nou: *Eurysolenopora*. De fapt este vorba de unul și acelaș gen de alge Solenoporaceae care se distinge de *Solenopora* și *Parachaetetes* prin tuburile sale mai largi (lumen cu diametru de 75—125π), iar de *Solenopora* prin diafragmele grupate pe nivele, separînd șiruri de celule. Pentru acest gen numele de *Pseudostromatopora* Simionescu are prioritatea.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 15 mai 1964.



M. G. Filipescu (1953) descrie sub numele de *Solenopora rumana* (Simionescu) un organism constructor conținut în calcarele urgoniene din Tesla (masivul Ciucăș-Zăganu). Acesta din urmă este însă prevăzut cu pseudosepte și reprezentă astfel nu o algă Solenoporacee, ci un Chaetetid înrudit cu *Chaetetopsis favrei* (Deninger). Autorul notei de față l-a atribuit unei noi specii : *Chaetetopsis zonata* Patruțiu 1959, holotipul desemnat fiind cel figurat de M. G. Filipescu sub numele de *Solenopora rumana* (1953, fig. 1—3) și conservat în colecția Laboratorului de Paleontologie al Universității București.

Marquerite Frollo, în 1938, face cunoscut din Carpați (Masivul Hăgihimăș) un nou gen de alge Codiaceae : *Cayeuxia* cu două specii : *C. piæ* care se prezintă sub formă de corpusculi noduloși având 3 mm diametru, cu tuburi radiare bifurcate de 75  $\mu$  diametru, și *C. moldavica*, cu diametru de 2 mm și tuburi mai subțiri a căror diametru variază între 25 și 50  $\mu$ .

O. Kühn și D. Andrusov (1942) semnalează în calcarele urgoniene din Tatra Înaltă, specia *Salpingoporella mühlbergi* Lorenz ; în calcarele urgoniene din klippele zonei Manin : *Macroporella* sp. ; iar în calcarele urgoniene ale unor mici klippe de la Zibina : *Archaeolithothamnium belgicum* (Foslie) și *Pseudolithothamnium album* Fender (această din urmă formă aparține genului actual *Ethelia* după Marsieux și Denizot).

Recent, autorul notei de față a comunicat date privind răspândirea algelor *Globochaete* (D. Patruțiu 1963, 1964 a) și *Eothrix* (D. Patruțiu 1964 a) în Carpații orientali, și a semnalat prezența algei *Clypeina jurassica* Favre în calcarele neojurasice de tipul Stramberg din partea de SW a Cîmpiei Române (Platforma moesică) (1964 b).

Acest scurt inventar este de completat cu următoarele forme și occurențe de alge Dasycladaceae, Codiaceae și Corallinaceae, identificate în ultimul timp de autor în calcarele neojurasice, neocomiene și urgoniene din Carpați, de pe marginea platformei podolice și din teritoriul platformei moesice.

**Familia Dasycladacee.** *Salpingoporella annulata* Carozzi (după A. Carozzi, 1955, p. 55—57, fig. 15 în text și Pl. VI, fig. 5—7). Segmentele cilindrice au pînă la 0,8 mm lungime ; diametrul exterior este de 0,33—0,36 mm, cel al canalului axial în jur de 0,11—0,12 mm, iar distanța între șanțurile inelare care taie adinc suprafața externă este de 0,13—0,15 mm. În secțiune transversală se poate confunda cu *Macroporella pygmaea* Gumbel, de care se distinge prin canalul central de obiceiu



mai îngust și prin conturul mai puțin dantelat al suprafeței externe (Pl. I, fig. 1 a, b ; 2 a, b). Această specie a fost identificată împreună cu *Actinoporella podolica* Alth în calcarele kimmeridgiene sau tithonice, traversate de un foraj lângă Putna (Moldova de Nord), la 2192 m adâncime, precum și în calcare urgoniene (?) fin granulare, în valea Mnierei (Pădurea Craiului — Munții Apuseni).

*Actinoporella podolica* Alth (după A. Carozzi, 1955, p. 44—47, fig. 9 în text). Se prezintă de obicei sub formă de fragmente : ramuri izolate sau grupate în arc de cerc. În secțiune transversală ramurile sudațe ale verticililor au aspectul unui șirag de mărgele și pereți în general mai subțiri decât la *Clypeina* (fig. 1 în text și Pl. I, fig. 3) ; se găsește în aceleași calcare traversate de forajul de la Putna, la 2192 m adâncime.

*Actinoporella* sp. Un segment, alcătuit din șapte verticili care și-au păstrat conexiunea, prezintă în secțiune paraxială aspectul unei tije de *Clypeina*, dar pereții ramurilor tubulare care constituie verticili par să fie sudați și mai subțiri decât la *Clypeina jurassica*, acolo unde nu sunt îngroșați printr-un depozit secundar de calcit (Pl. I, fig. 4). Această formă este reprezentată în calcarele neocomiene cu *Favreina salevensis* (Pareja s), traversate prin forajul de la Cireșu, în partea de E a Cîmpiei Române, la 2208 m adâncime.

*Clypeina jurassica* Favre (după J. Favre, 1932). Secțiunile paraxiale ale verticililor au aspectul unui șirag de mătănii, în general mai puțin arcuit și cu un număr mai redus de camere sporangice decât la *C. inopinata* Favre. Spre deosebire de ramurile de *Actinoporella podolica* Alth, camerele sporangice de la *Clypeina* au pereții alipiti, dar nu sudați și în general mai groși (fig. 3 în text). Specia *C. jurassica* a fost identificată în calcarele microdetritice ale Malmului superior de facies Stramberg, traversate prin forajul de la Plenița în partea de SW a Cîmpiei Române (Platformă moesică) la 790 și 870 m adâncime ; în calcarele de același tip, cu Nerineide, de „La Corună”, la W de culmea Bedeleului (munții Trascăului) ; în calcare fin granulare, probabil neocomiene, remaniate în conglomeratele albiene din partea de S a munților Baraoltului (Hărman).

*Cylindroporella sugdeni* Elliott (după F. G. Elliott, 1957, p. 227, Pl. I, fig. 1—6). Exemplarele examinate prezintă aceleasi dimensiuni ca și cele figurate de G. F. Elliott. Segmentele cilindroporeli-forme au un diametru de 0,9—1,3 mm, canalul axial : 0,20—0,26 mm, camerele sporangice : 0,18—0,26 mm. Numărul camerelor sporangice și



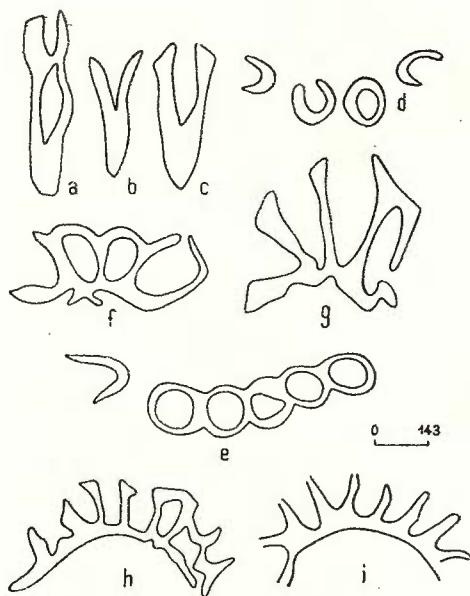


Fig. 1

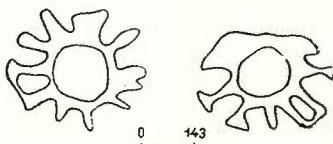


Fig. 2

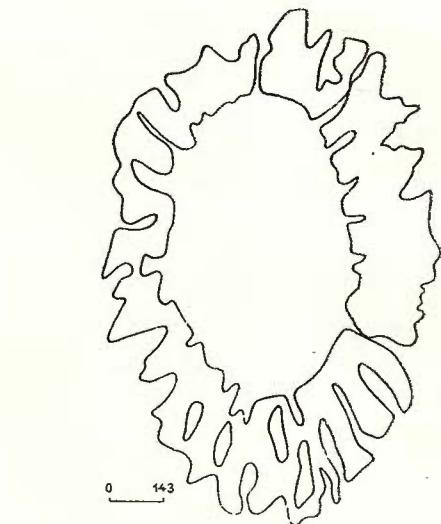


Fig. 4

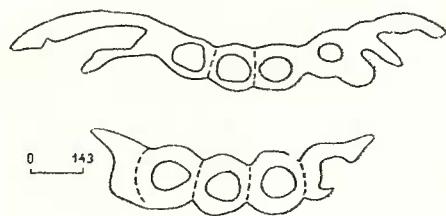


Fig. 3

Fig. 1. — *Actinoporella podolica* Alth; a, b, c, secțiuni longitudinale în ramuri izolate; d, e, secțiuni paraxiale în verticilii (transversale pe ramuri); g, h, i, secțiuni transversale și oblice. Malm; foraj în imprejurimile Putnei (Moldova de Nord), la 2192 m adâncime.

Fig. 1. — *Actinoporella podolica* Alth; a, b, c, coupes longitudinales de branches isolées; d, e, coupes paraxiales de verticilles (transversales aux branches); g, h, i, coupes transversales et obliques. Malm; forage aux environs de Putna (Moldavie Septentrionale), à 2192 m de profondeur.

Fig. 2. — ? *Munieria baconica* Decke, secțiuni transversale. Neocomian, calcare cu *Favreina salevensis*; forajul de la Atîrnăți (Cîmpia Romînă), la 877 m adâncime.

Fig. 2. — ? *Munieria baconica* Decke, coupes transversales. Néocomian, calcaires à *Favreina salevensis*; forage de Atîrnăți (Plaine Roumaine), à 877 m en profondeur.

Fig. 3. — *Clypeina jurassica* Favre; secțiuni paraxiale în verticilii. Malm superior, calcare de Stramberg; „La Corună”, Munții Trascăului.

Fig. 3. — *Clypeina jurassica* Favre; coupes paraxiales de verticilles. Malm supérieur, calcaires de Stramberg; „La Corună”, Monts de Trascău.

Fig. 4. — *Macroporella* sp.; secțiune oblică. Hauerivian (strate de Sinaia superioare), calcarenite cu *Cylindroporella* și *Boueina*; Dealul Mic, bazinul văii Tîrlungului.

Fig. 4. — *Macroporella* sp.; coupe oblique. Hauerivien (couches de Sinaia supérieures), calcarénites à *Cylindroporella* et *Boueina*; Dealul Mic, bassin de la vallée du Tîrlung.

a ramurilor sterile este în jur de 7 pe circumferință<sup>1)</sup> (Pl. I fig. 5 a, b, c, d). Această specie este reprezentată în calcarenitele stratelor de Sinaia superioare (Hauterivian) din Dealul Mic (bazinul văii Tîrlungului), împreună cu *Boueina* sp., *Pseudocyclammina* sp. și *Dictyoconus* sp. (citat drept *Coskinolina* de G. M u r g e a n u, D. P a t r u l i u s și L. C o n t e s c u, 1959).

*Macroporella pygmaea* G ü m b e l (după A. C a r o z z i, 1955, p. 40—43, fig. 5 în text). Segmentele cilindroporeliforme ale acestei specii au în jur de 2 mm lungime; diametrul exterior este de 0,44—0,60 mm și cel al canalului axial de 0,16—0,21 mm (Pl. II, fig. 2 a, b și 3 a, b). Se găsește în calcarele cu *Trocholina alpina* (L e u p o l d) dezvoltate la partea superioară a Malmului, în culoarul Dîmbovicioarei (Muntele Giuvala) și în calcarele recifale cu *Heterodiceras* ale Malmului superior din Cheile Virghișului (Merești, în Munții Perșani), împreună cu *Lithocodium aggregatum* E l l i o t t.

*Macroporella* sp. Materialul examinat cuprinde și exemplare de *Macroporella* de talie mai mare decât cele de *M. pygmaea*, reprezentând una sau mai multe specii. Unul din aceste exemplare, identificat în calcarenitele stratelor de Sinaia superioare (Hauterivian) și secționat oblic (fig. 4), are un diametru extern de 1 mm și canalul axial larg de 0,50 mm, deci dimensiuni ceva mai reduse decât *Macroporella gigantea* C a r o z z i. Un alt exemplar, identificat în calcarele Malmului superior din Pădurea Craiului are diametrul exterior de 0,84 mm și canalul axial larg de 0,40 mm.

*Munieria baconica* D e c k e (după A. C a r o z z i 1955, p. 47—51, fig. 12 în text). Exemplare, identificate în calcarele neocomiene cu *Favreina salevensis* (P a r é j a s ) din platforma moesică (Atîrnăți, la 877 m adâncime), prezintă în secțiune transversală aspectul unui inel stelat, cu diametru extern de 0,38 mm, canal axial larg de 0,13—0,15 mm și în jur de 10 ramuri pe circumferință (fig. 2 în text). Secțiunea acestor exemplare este perfect comparabilă cu cea a exemplarelor de *M. baconica*, figurate de A. C a r o z z i (fig. 12 — nr. 2, 3, 6, 9, 11, 14—16 și 20). Faptul că nu au fost observate și secțiuni longitudinale sau oblice, impune oarecare rezervă în ceea ce privește determinarea.

*Teutloporella* sp. Materialul studiat cuprinde un singur exemplar (Pl. II, fig. 1) ce poate fi comparat cu reprezentanți ai genului *Teutloporella*. Diametrul exterior este în jur de 1,5 mm, cel al cavității axiale — în

<sup>1)</sup> Determinarea a fost confirmată de F. G. E l l i o t t căruia autorul ține să-i mulțumească cu acest prilej pentru indicațiile date.

jur de 0,40 mm. Ramurile primare au pînă la 0,11 mm grosime în partea proximală; alungirea lor oblică atinge 0,6 mm. Aspectul general amintește de *T. obsoleta* C a r o z z i, dar dimensiunile sunt mai reduse. Locul de proveniență: klippă de calcare tithonice microdetritice cu *Ptygmatis* și *Aptyxiella*, pe versantul estic al muntelui Piatra Mare.

**Familia Codiacaceae.** *Cayeuxia moldavica* (după Marguerite Frolló, 1938, p. 269, Pl. 8, fig. 1, 1 a). Numeroase exemplare examineate se prezintă sub formă de corpusculi noduloși avînd un diametru de 2,3—3,5 mm. Diametrul tuburilor este de 0,30—0,60  $\mu$  (Pl. II, fig. 5 a, 5 b; pl. III, fig. 2). La unele exemplare diametrul tuburilor deși variabil are o valoare medie mai apropiată de 60  $\mu$  (Pl. III, fig. 1). Aceste exemplare se apropie foarte mult de exemplarele tipice de *C. piae* Frolló și apartenența lor la una sau alta din speciile citate rămîne incertă. Specia *Cayeuxia moldavica* Frolló este abundentă în anumite calcare neocomiene, fin granulare și pseudoolitice, bogate în foraminifere, din cuvertura platformei moesice (traversate prin forajul de la Cetate, în partea de V a Cîmpiei Române; la 679 și 732 m adîncime); de asemenea în calcarele urgoniene algolitice care se găsesc în zonele mai interne ale flișului de la curbura Carpaților (Muntele Piatra Arșă — Pîrful Rece, împreună cu *Polygonella incrustata* Elliot; Sf. Ana, în Masivul Bucegi; Colții Ciorichii, în bazinul de recepție al văii Doftana). Rare exemplare cu diametru ceva mai puțin variabil al tuburilor, apropiindu-se de *C. kurdistanica* Elliot, se găsesc în calcarenitele stratelor de Comarnic (Barremian-Bedoulian).

*Cayeuxia piae* Frolló (după Marguerite Frolló, 1938, p. 269; Pl. 8, fig. 2, 2 a). Se întîlnește mai rar decît *C. moldavica* și de obicei împreună cu această din urmă specie. Diametrul nodulilor atinge 3 mm. Pe secțiunile examineate tuburile au o lărgime de 70—100  $\mu$  (Pl. II, fig. 6). Exemplare tipice de *C. piae* se găsesc în calcarele neocomiene traversate prin forajul de la Cetate (la 679 m); exemplare cu diametru ceva mai redus al tuburilor — în calcarele urgoniene de la Sf. Ana (Masivul Bucegi).

*Boueina* sp. (aff. *B. hochstetteri* Toul, 1883). Fragmente de *Boueina*, ce par să provină, nu din segmente cilindrice, ci dintr-o formă încrustantă, se găsesc în mare număr în anumite calcarenite ale stratelor de Sinaia superioare (Hauterivian) pe Dealul Mic, în bazinul văii Tîrlungului. Masa fundamentală a acestor fragmente este constituită din calcit clar, iar filamentele sunt umplute cu calcit fin granular opac (Pl. III, fig. 5 a—c). Zona medulară este mai întunecată și cu



filamente mai largi ( $0,06 - 0,09$  mm) și întortochiante; zona corticală — cu filamente mai fine ( $0,01 - 0,03$  mm), bifurcate uneori, dispuse perpendicular pe suprafață. După aspectul zonei corticale se disting două varietăți: cu filamente dese, foarte fine, având  $10 - 20$   $\mu$  diametru și cu filamente mai puțin apropiate și mai largi având în jur de  $30$   $\mu$  diametru. Exemplarele de *Boueina hochstetteri* figurate de F. r. Toulau 1883, prezintă caracter similar ale structurii interne și aceiași variabilitate a diametrului filamentelor în zona corticală.

*Arabicodium* sp. Materialul examinat cuprinde unele exemplare care prin dimensiunile lor și finețea canaliculelor corticale se apropie în oarecare măsură de *Arabicodium aegagrapiloides* Elliott. Printre acestea este un exemplar alungit (secțiune paraxială oblică), cu diametru de  $1,3$  mm cu filamente fine, relativ lungi, bifurcate, orientate perpendicular pe suprafață (Pl. III, fig. 4). Spre deosebire de *A. aegagrapiloides* (F. G. Elliott, 1957, p. 228, Pl. 1, fig. 7—10) nu prezintă o lărgire bruscă evidentă a canaliculelor, în vecinătatea suprafetei. Un alt exemplar (Pl. III, fig. 3) de  $0,9$  mm diametru prezintă o cavitate centrală corespunzînd zonei medulare și filamente fine, dar puțin abundente, în zona corticală, mai largi la periferie. Primul din exemplarele menționate provine din calcar tithonice (valea Mnierei în Pădurea Craiului), cel de al doilea — din calcarrenitele cu *Cylindroporella sugdeni* și *Boueina* ale stratelor de Sinaia superioare (Dealul Mic).

*Lithocodium aggregatum* Elliott (după F. G. Elliott, 1956, p. 331, Pl. I, fig. 2, 4, 5). Această specie frecventă în calcarele bioconstruite ale Malmului superior, se prezintă deseori ca o crustă acoperind suprafața microcoralilor (Pl. IV, fig. 3). Masa fundamentală este constituită din calcit criptocristalin opac, în care se disting canalicule orientate aproximativ perpendicular pe suprafață și umplute cu calcit clar. În unele cazuri cruste de *L. aggregatum* sunt acoperite la rîndul lor de o masă criptocristalină spongiosa cărui cavități neregulate prezintă deseori în interior diafragme. Asemenea cruste sau mase spongioase au fost descrise ca microfosile problematice de Raica Radovic (1959) sub numele de *Bacinella irregularis*.

Specia *L. aggregatum* a fost observată în calcarele Malmului superior din Cheile Virghișului (munții Persani) unde se găsește împreună cu *Macroporella pygmaea* Gumbel, în calcarele de același tip și aceiași vîrstă, cu faună de Stramberg și *Conicospirillina aff. basilensis* Mohler, traversate prin forajul de la Cetate, în partea de sud-vest a Cîmpiei Ro-

mâne (la 940 m adîncime); sub formă de noduli și cruste, deseori fragmentare, în calcarele algolitice apătene din zonele interne ale flișului de la curbura Carpaților (Muntele Cioara, la izvoarele Doftanei; Tesla).

**Familia Corallinacea.** *Polygonella incrassata* Elliott (după F. G. Elliott, 1957, p. 230, Pl. I, fig. 11, 12). Se prezintă ca un singur strat de celule lungi pînă la 85  $\mu$ , largi de 25–35  $\mu$  (în medie de 30  $\mu$ ), cu contur poligonal în secțiune transversală. O formă foarte apropiată, dacă nu identică, este *Lithoporella elliotti* Embereger (1957) care prezintă celule ceva mai lungi (80–140  $\mu$ ) și cu contur hexagonal în secțiune transversală. Specia *P. incrassata* Elliott se găsește în masă în anumite calcare urgoniene pseudoolitice-algolitice, din versantul estic al muntelui Piatra Arsă (pîrul Rece); în asociație: *Cayeuxia moldavica* Frullo.

*Archaeolithothamnium amphiroaeforme* Rothpletz (după Julliette Pfeiffer, 1926, p. 17, Pl. I, fig. 1, Pl. V, fig. 1, 2, Pl. VII, fig. 4). Această specie a fost observată în calcarele urgoniene cu orbitoline din valea Sărății (muntele Perșani), numai sub formă de fragmente de ramuri avînd un diametru de 0,40–0,75 mm. Celulele peritalului au 0,002–0,035 mm lungime, cele ale hipotalului — 0,09–0,17 mm lungime.

În ce privește frecvența algelor calcaroase, inventariate pînă acum, este de remarcat că formele menționate mai sus constituie rareori acumulări importante, comparabile cu cele ale diploporidelor triasice (calcarenite hauteriviene cu *Boueina*, calcare neocomiene cu *Cayeuxia*, calcare urgoniene cu *Cayeuxia* și *Polygonella*). În schimb se întlnesc în Carpați calcare a căror construcție pare să fie datorită în mare măsură activității biologice a algelor care nu au un înveliș protector organizat, probabil *Cyanophyceae*.

Aceste roci, pentru care autorul propune denumirea de calcare algolitice, au o structură de tip pseudoolitic. Pseudoolitele sunt însă în majoritate de talie relativ mare, deseori cu contur eliptic sau ovalar, bisau multilobate, cu vagă textură nebulitică, cu minusculle cavități dispuse pe una sau mai multe „orbite” și amintind receptacule, cu un canal central prevăzut cu gituituri și conturnat, ca la *Tubiphytes*, sau centrate de un foraminifer (*Nodophtalmidium*, în calcarele kimmeridiene din Bucegi), de un fragment de schelet organic, un grăunte de cuart sau un oolit. În multe cazuri se poate observa că fragmentul de schelet organic (deseori entrocă), sau oolitul care constituie nucleul acestor pseudoolite este corodat. Se observă de asemenea în aceleasi calcare muluște de talie foarte mică, de obicei microgasteropode, cu suprafață corodată (dantelată în secțiune subțire), atât la interior cât și la exterior, și acoperită de



o crustă de calcar criptocristalin. Unele din pseudoolitele descrise prezintă la o mărire puternică, un feutraj foarte fin. Caracterele menționate tind să demonstreze că unii corpusculi de calcar curent desemnați ca pseudoolite, rezultă, nu dintr-o simplă precipitație, ci dintr-o activitate biologică, foarte probabil din activitatea algelor care secretă ace fine de aragonit.

În Carpați și teritoriul de forland al Carpaților, calcare algolitice tipice au fost observate pînă acum în Doggerul superior (împrejurimile Comanei, în munții Perșani), în partea terminală a Malmului din Pădurea Craiului (munții Apuseni), dar mai ales în recifi urgonieni din zona flișului (Sinaia, Tesla, muntele Cioara, Colții Ciorichii, Pietrele Mușatului în masivul Piatra Mare). În cazul calcarelor algolitice urgoniene, pe lîngă pseudoolitele de natură algală, dar lipsite de o structură organizată evidentă, se observă numeroși noduli cu structură de tipul *Cayeuxia* și *Lithocodium*.

Autorul ține să sublinieze importanța acțiunii litogenetice a algelor, întrucît în multe cazuri se întîlnesc în Carpați calcare masive al căror mod de dezvoltare sugerează recifi și care totuș nu conțin decît rare resturi scheletice de organisme constructoare vizibile cu ochiul liber, cum sunt coralii, hidrozoarele și briozoarele.

În ce privește valoarea stratigrafică a formelor menționate este de remarcat că multe dintre ele prezintă o largă repartiție verticală în intervalul Malmului și Cretacicului inferior. Totuși printre acestea unele par să fie, cel puțin în Carpați, mai strict localizate, sau se întîlnesc mai frecvent și în număr mai mare la anumite nivele. Astfel *Macroporella pygmaea* și *Clypeina jurassica* sunt specii mai frecvente în Malmul superior cu facies de Stramberg, *Boueina* sp. (aff. *B. hochstetteri*) și *Cylindroporella sugdeni* au fost observate numai în calcarele eocretacice; specia *Cayeuxia moldavica* este deosebit de abundentă în calcarele urgoniene; *Archaeolithothamnium* nu a fost găsit nicăieri sub Aptianul superior. Astfel asociațiile de alge calcaroase Dasycladaceae, Codiaeae și Corallinaceae pot oferi unele indicații stratigrafice.

În ce privește ocurențele în funcție de litofacies, este de remarcat că algele menționate se găsesc în calcare de tipuri variante, mai frecvent în calcarenite, dar și în calcarele bioconstruite cu corali, în calcare pseudolitice-algilitice, în calcare fin pseudoolitice, în parte microcoprolitice, și chiar în calcare fin granulare.

## BIBLIOGRAFIE

- Carozzi A., (1955). Dasycladacees du Jurassique supérieur du Bassin de Genève; *Elogiae Geol. Helvetiae*, vol. 48/1. Berna.
- Dietrich W. O., (1930). Chaetetes polyporus Quenstedt aus dem oberen weissen Jura, eine Kalkalge; *Palaeont. Zeitschrift Bd. XII*. Berlin.
- Elliott G. F., (1956). Further records of fossil calcareous algae from the Middle East.; *Micropaleontology*, vol. 2/4. New York.
- Elliott G. F., (1957). New calcareous algae from the Arabian Peninsula; *Micropaleontology*, vol. 3/3. New York.
- Favre J., (1932). Présence d'une nouvelle espèce d'algue calcaire siphonée dans le Valangien du Jura Central, Clypeina inopinata n.sp. *Elogiae Geol. Helvetiae*, vol. 23. Berna.
- Filipescu G. M., (1953). Poziția stratigrafică și tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu; *Revista Universității C. I. Parhon*, nr. 2. București.
- Follo M., (1938). Sur un nouveau genre de Codiacée du Jurassique supérieur des Carpates Orientales. *Bull. Soc. géol. France* (5), vol. 8. Paris.
- Koechlin E., (1947). Chaetetiden aus dem Malm des Berner Jura; *Schw. Pal. Abhandlungen*, vol. 65. Berna.
- Kühn Q., Andrusov D., (1942). Stratigraphie und Paläogeographie von Rudisten; III. Rudistenfauna und Kreideentwicklung in den Westkarpathen; *N. Jahrbuch für Min. Geol. Pal. B.*, -Bd. 86, Abt. B. Stuttgart.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., (1959). Flisul cretacic din bazinul văii Tîrlungului. *Studii și Cerc. de Geol. Acad. R.P.R.*, T.IV/1. București.
- Murgeanu G., Patrulius D., Contescu L., Jipa D., (1961). Le flysch crétacé de la partie méridionale des Monts Baraolt. *Révue de Géologie et de Géographie*, T.V/2. București.
- Patrulius D., (1963). Olistolitele Masivului Bucegi. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V-lea*, III/2, (*Stratigrafie*). București.
- Patrulius D., (1964 a). Studiu stratigrafic al depozitelor mezozoice și paleozoice traversate de forajul de la Cetate (partea de vest a Cîmpiei române); *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX/1 (1961—1962). București.
- Patrulius D. (1964 b). Răspindirea algelor Globochaete și Eothrix și a microfaciesului cu „Lombardia” (Saccocomidae) în Cârpații Orientali; *D. S. Com. Geol.* vol. L/2 București.
- Patrulius D., Tocorjescu Maria, (1962). Studiul stratigrafic al depozitelor neogene, cretacice și neojurasicice străbătute de forajul de la Atîrnăi (Cîmpia Română); *D. S. Com. Geol.*, XLVII (1959—1960). București.
- Pfender J., (1962). Les Mélobésées dans les calcaires crétacés de la Basse-Provence; *Mém. Soc. géol. France* (n.s.), vol. 3/2, *Mémoires* nr. 6, Paris.
- Simionescu I., (1962). Sur quelques fossiles rares dans le Trias et le Crétacé inférieur de Roumanie; *Bull. scient. Acad. Roumanie*, vol. X. București.
- Toula F., (1883). Geologische Untersuchungen im westlichen Teile des Balkans und in den angrenzenden Gebieten. X — von Pirot nach Sofia etc.; *Sitzungsberichte Akad. Wiss. Wien*, vol. 88/1. Viena.

## PLANSĂ I

Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României

(în continuare: "Geologia și hidrogeologia zonei de cumpăna râurilor Olt și Târnava Mare")

în partea centrală a României



Institutul Geologic al României

## PLANSA I

Fig. 1 a, b. — *Salpingoporella annulata* Carozzi,  $\times 30$ .

a, secțiune axială; b, secțiune transversală. Malm; foraj în imprejurimile Putnei (Moldova de Nord), la 2192 m adâncime.

*Salpingoporella annulata* Carozzi,  $\times 30$ . a, coupe axiale; b, coupe transversale. Malm; forage aux environs de Putna (Moldavie Septentrioñale), à 2192 m de profondeur.

Fig. 2 a, b. — *Salpingoporella annulata* Carozzi,  $\times 30$ .

a, secțiune oblică; b, secțiune transversală. Barremian; Valea Mnierei (Pădurea Craiului).

*Salpingoporella annulata* Carozzi,  $\times 30$ . a, coupe oblique; b, coupe transversale. Barrémien; Valea Mnierei (Pădurea Craiului).

Fig. 3. — *Actinoporella podolica* Alth,  $\times 30$ . Malm; foraj în imprejurimile Putnei, la 2192 m adâncime.

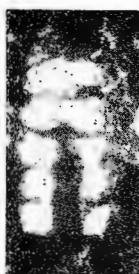
*Actinoporella podolica* Alth,  $\times 30$ . Malm; forage aux environs de Putna, à 2192 m de profondeur.

Fig. 4. — *Actinoporella* sp,  $\times 30$ . Neocomian; forajul de la Cireșu (Cîmpia Română), la 2208 m adâncime.

*Actinoporella* sp.  $\times 30$ . Néocomien; forage de Cireșu (Plaine Roumaine), à 2208 m de profondeur.

Fig. 5 a—d. — *Cylindroporella sugdeni* Elliott; a, b, secțiuni transversale,  $\times 30$ ; c, secțiune oblică,  $\times 30$ , d, biocalcarenit cu *C. sugdeni* și *Dictyococonus*,  $\times 20$ . Hauerivian (strate de Sinaia superioare); Dealul Mic, bazinul văii Tîrlungului.

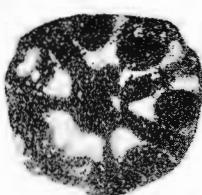
*Cylindroporella sugdeni* Elliott; a, b, coupes transversales,  $\times 30$ ; c, coupe oblique,  $\times 30$ ; d, biocalcarénite à *C. sugdeni* et *Dictyococonus*,  $\times 20$ . Hauerivien (couches de Sinaia supérieures); Dealul Mic, bassin de la vallée du Tîrlung.



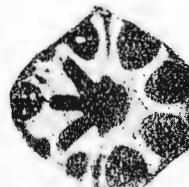
1a



2a



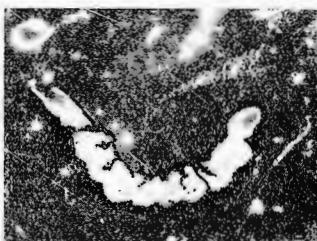
5a



5b



1b

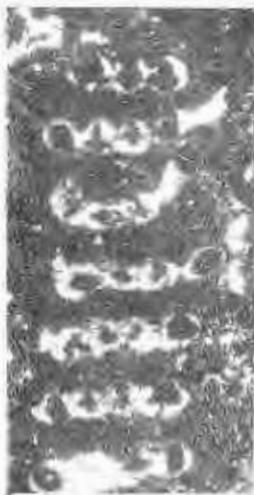


2b



5c

3



4



5d

## **PLANŞA II**



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — *Teutloporella* sp.  $\times 30$ . Malm superior; klippă pe versantul estic al muntelui Piatra Mare.

*Teutloporella* sp.  $\times 30$ . Malm supérieur; klippe sur le versant E du Mont Piatra Mare.

Fig. 2 a, b. — *Macroporella pygmaea* G ü m b e l; a, secțiune axială,  $\times 19$ ; b, secțiune transversală,  $\times 60$ . Malm superior; Cheile Virghișului (Merești).

*Macroporella pygmaea* G ü m b e l; a, coupe axiale,  $\times 19$ ; b, coupe transversale,  $\times 60$ . Malm supérieur; Gorge du Virghiș (Merești).

Fig. 3 a, b. — *Macroporella pygmaea* G ü m b e l,  $\times 30$ ; a, secțiune transversală; b, secțiune longitudinală. Malm superior; Muntele Giuvala (Culoarul Dîmbovicioara).

*Macroporella pygmaea* G ü m b e l,  $\times 30$ ; a, coupe transversale; b, coupe longitudinale. Malm supérieur; Mont Giuvala (Couloir de Dîmbovicioara).

Fig. 4 a, b. — *Macroporella* sp.,  $\times 30$ ; a, secțiune oblică; b, secțiune longitudinală. Malm superior; valea Mnierei (Pădurea Craiului).

*Macroporella* sp.,  $\times 30$ ; a, coupe oblique; b, coupe longitudinale. Malm supérieur, Valea Mnierei.

Fig. 5 a, b. — *Cayeuxia moldavica* Fr o l l o; a, secțiune longitudinală,  $\times 11$ ; b, secțiune longitudinală,  $\times 30$ . Neocomian; forajul de la Cetate (Cimpia Română), la 679 m adâncime.

*Cayeuxia moldavica* Fr o l l o; a, coupe longitudinale  $\times 11$ ; b, coupe longitudinale,  $\times 30$ . Néocomien; forage à Cetate (Plaine Roumaine), à 679 m de profondeur.

Fig. 6. — *Cayeuxia piae* Fr o l l o,  $\times 30$ ; exemplar cu tuburi ceva mai largi decit ale specimenului tip. Neocomian; forajul de la Cetate (Cimpia Română), la 679 m adâncime.

*Cayeuxia piae* Fr o l l o,  $\times 30$ ; exemplaire à tubes un peu plus larges que ceux du spécimen type. Néocomien; forage à Cetate (Plaine Roumaine), à 679 m de profondeur.



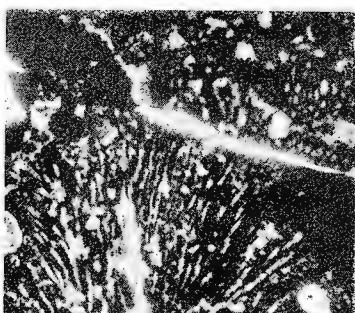
DAN PATRULIU. Algele calcaroase neojurasicice și ecretacice. Pl. II.



1



2a



5a



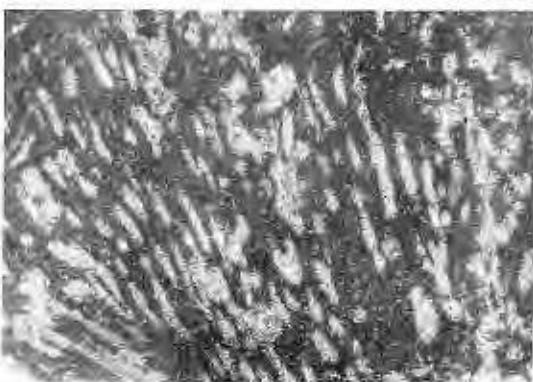
3a



3b



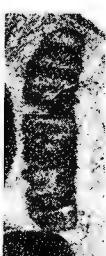
2b



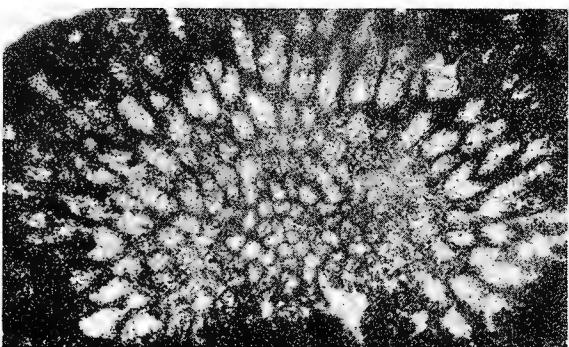
5b



4a



4b



6

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.

### PLANSĂ III



### PLANSA III

Fig. 1. — *Cayeuxia moldavica* Frollo,  $\times 30$ ; exemplar de tranziție la *C. piae*, cu tuburi ceva mai largi decât ale specimului tip. Calcare urgoniene, Colții mici ai Ciorichii, în bazinul de recepție al văii Doftanei.

*Cayeuxia Moldavica* Frollo,  $\times 30$ ; exemplaire de transition à *C. Piae*, à tubes un peu plus larges que ceux du spécimen type. Calcaires urgoniens, Colții mici de Ciorica, dans le bassin de réception de Valea Doftanei.

Fig. 2. — *Cayeuxia moldavica* Frollo,  $\times 30$ . Calcare urgoniene, versantul estic ale Muntelui Piatra Arsă (Pârful Rece).

*Cayeuxia moldavica* Frollo,  $\times 30$ . Calcaires urgoniens, versant E du Mont Piatra Arsă (Pârful Rece).

Fig. 3. — *Arabicodium* sp.,  $\times 30$ , secțiune oblică. Hauerivian (strate de Sinaia superioare), Dealul Mic (bazinul văii Tîrlungului).

*Arabicodium* sp.,  $\times 30$ , coupe oblique. Hauerivien (couches de Sinaia supérieures), Dealul Mic (bassin de la vallée du Tîrlung).

Fig. 4. — *Arabicodium* sp.,  $\times 18$ , secțiune tangențială. Malm superior, Valea Mnierei (Pădurea Craiului).

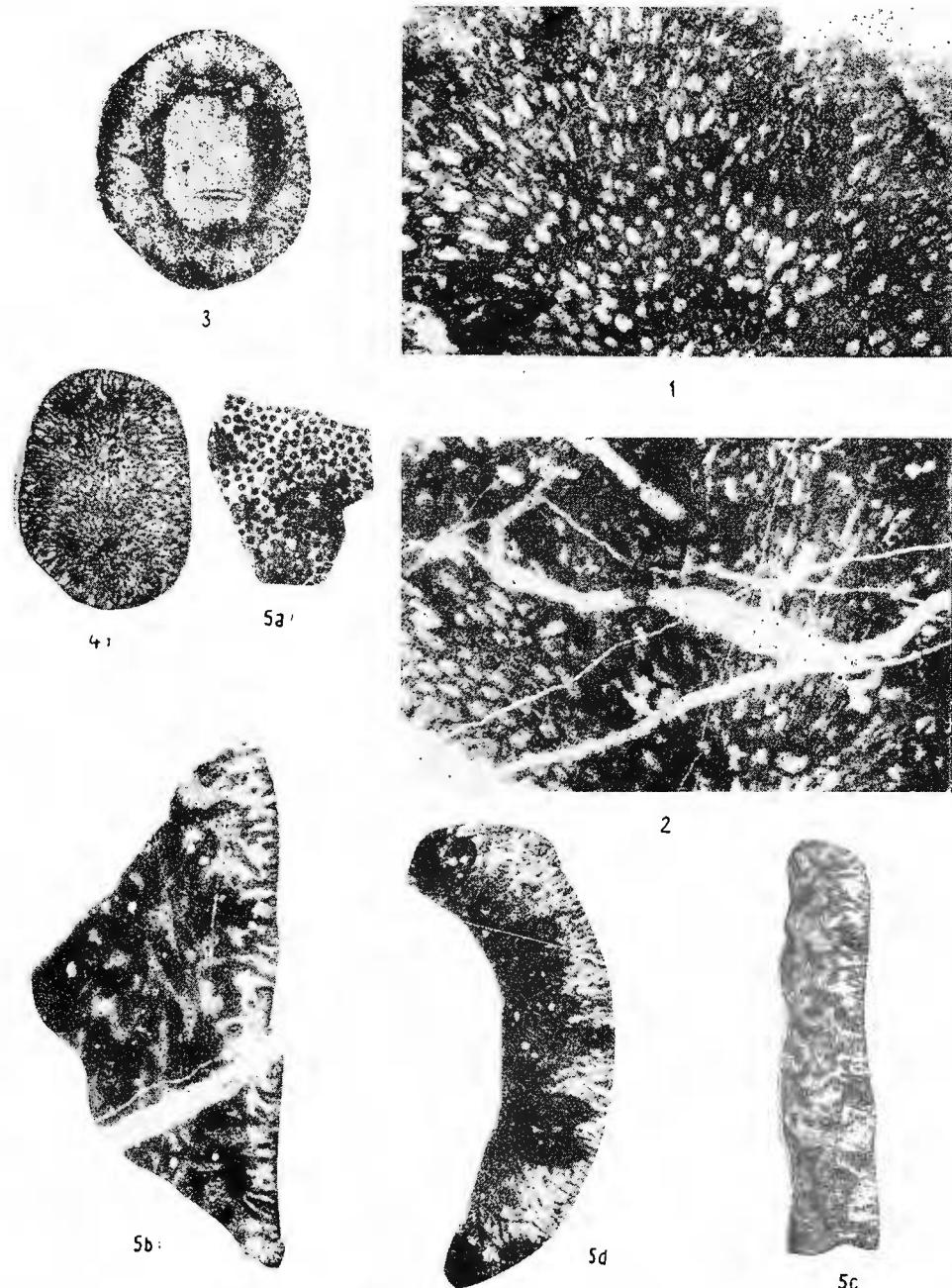
*Arabicodium* sp.,  $\times 18$ , coupe tangentielles. Malm supérieur, Valea Mnierei (Pădurea Craiului).

Fig. 5 a-d. — *Boueina* sp. (aff. *B. hochstetteri* Toul a); a, secțiune tangențială,  $\times 30$ ; b, secțiune longitudinală,  $\times 30$ ; c, secțiune longitudinală,  $\times 16,5$ ; d, fragment cu zona corticală prevăzută cu filamente mult mai fine și mai dese,  $\times 30$ . Hauerivian (strate de Sinaia superioare). Dealul Mic (bazinul văii Tîrlungului).

*Boueina* sp. (aff. *B. hochstetteri* Toul a); a, coupe tangentielles,  $\times 30$ ; b, coupe longitudinale,  $\times 30$ ; c, coupe longitudinale,  $\times 16,5$ ; d, fragment à zone corticales pourvues de filaments beaucoup plus fins et plus serrés,  $\times 30$ . Hauerivien (couches de Sinaia supérieures), Dealul Mic (bassin de la vallée du Tîrlung).



DAN PATRULIU. Algele calcaroase neojurasice și eocretacice. Pl. III.



Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.

## PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

#### PLANŞA IV

Fig. 1 a—b. — *Polygonella incrassata* Elliott,  $\times 60$ ; a, secțiune longitudinală; b, secțiune transversală. Calcare urgoniene; versantul estic al Muntelui Piatra Arsă (Pirul Rece).

*Polygonella incrassata* Elliott,  $\times 60$ ; a, coupe longitudinale; b, coupe transversale. Calcaires urgoniens; versant E du mont Piatra Arsă (Pirul Rece).

Fig. 2 a, b. — *Archaeolithothamnium amphiroeiforme* Röthpletz,  $\times 60$ . Calcare urgoaptiene; valea Sărății (Munții Perșani).

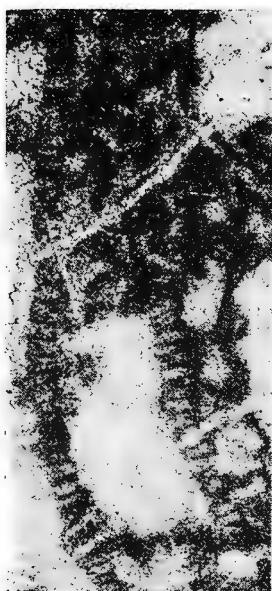
*Archaeolithothamnium amphiroeiforme* Röthpletz,  $\times 60$ . Calcaires urgoaptiens; vallée Sărății (Monts Perșani).

Fig. 3. — *Lithocodium aggregatum* Elliott și *Bačinella irregularis* Radovičić,  $\times 11$ . Coral (în dreapta) acoperit de o crustă de *Lithocodium aggregatum*, la rindul ei învelită de o crustă de *Bačinella irregularis* (în stînga). Malm superior; forajul de la Cetate (Cimpia Română), la 940 m adîncime.

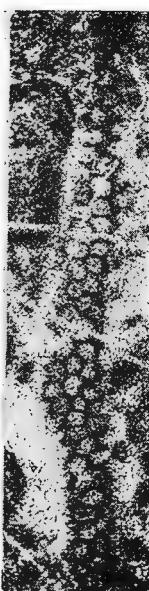
*Lithocodium aggregatum* Elliott et *Bačinella irregularis* Radovičić,  $\times 11$ . Corail (à droite) recouvert d'une croûte de *Lithocodium aggregatum*, recouverte à son tour par une croûte de *Bačinella irregularis* (à gauche). Malm supérieur; forage à Cetate (Plaine Roumaine), à 940 m de profondeur.



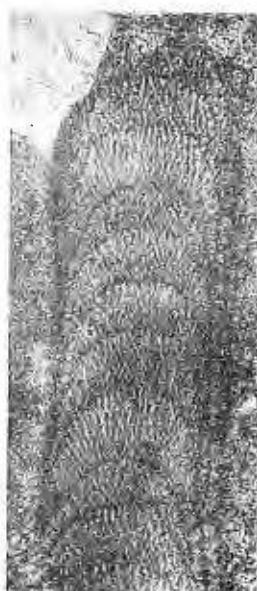
DAN PATRULIUS. Algele calcaroase neojurasicice și eocretacice. Pl. IV.



1a



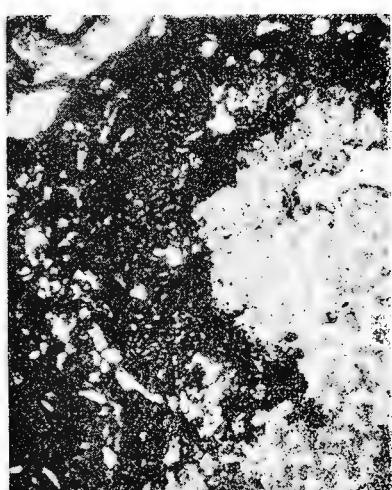
1b



2a



2b



3

Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LI/2.

**INVENTAIRE SOMMAIRE DES ALGUES NÉOJURASSIQUES  
ET NÉOCRÉTACÉES DES CARPATES ROUMAINES  
ET DE LA PLATEFORME PRÉCARPATIQUE**

PAR

D. PATRULIU

(Résumé)

La liste des algues inventoriées jusqu'à présent par l'auteur comprend les formes suivantes :

**Dasycladacées**

- Salpingorella annulata* Carozzi
- Actinoporella podolica* Alth.
- Actinoporella* sp.
- Clypeina jurassica* Favre
- Cylindroporella sugdeni* Elliott
- Macroporella pygmaea* Gumbel
- Macroporella* sp.
- ? *Munieria baconica* Deekie
- Teutloporella* sp.

**Codiacées**

- Cayeuxia moldavica* Frollo
- Cayeuxia piae* Frollo
- Boueina* sp. (aff. *B. hochstetteri*)
- Arabicodium* sp.
- Lithocodium aggregatum* Elliott  
(en association avec *Bacinella irregularis*)

**Corallinacées**

- Polygonella incrustata* Elliott
- Archaeolithothamnium amphiroae-forme* Röthpletz

Ces algues constituent rarement des accumulations plus importantes ; à citer notamment des calcarénites hauteriviennes à *Boueina* et *Cylindroporella sugdeni* (couches de Sinaia supérieures), des calcaires néocomiens à *Cayeuxia moldavica* et *C. piae* dans la couverture de la plate-forme mésienne ; des calcaires urgoniens à *Cayeuxia* et *Polygonella incrustata*, formant des récifs isolés dans les zones du Flysch interne de la courbure des Carpates. Néanmoins les algues semblent avoir joué un rôle beaucoup plus important dans l'édification des calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, que celui qu'on peut assigner aux espèces citées plus haut, d'occurrence assez rare. Il s'agit notamment d'algues probablement Cyanophycées qui participent par leur activité biologique (sécrétion de cristaux d'aragonite) à l'édification des calcaires, mais qui ne présentent pas de „revêtement” protecteur à structure organisée évidente. Une grande partie de ce qu'on appelle communément des pseudoo-



lithes semblent être le résultat de cette activité biologique. C'est surtout le cas des pseudoolithes à contour ovalaire ou elliptique, bi- ou multilobés, à vague texture nébulitique, à minuscules cavités rappelant des réceptacules, à feutrage très fin, à canal central contourné comme chez *Tubiphytes*, ou centrés par un foraminifère (parfois *Nodophthalmidium*), par un fragment de crinoïde ou de mollusque, ou simplement par une oolithe ou un grain de quartz. La surface de ce noyau central est souvent corrodée. Pour les calcaires constitués par de tels pseudoolithes l'auteur propose le terme de „calcaires algolithiques”. Les calcaires les plus caractéristiques de ce type constituent certains récifs qu'on trouve dans les zones internes du flysch des Carpates orientales (Sinaia, dans le Massif de Bucegi ; Mont Piatra Arsă au N de ce massif ; Tesla dans le Massif de Ciucas-Zăganu ; Colții Cioarei et Ciorichii dans le bassin de réception de Valea Doftanei, au SW du Mont Tesla). Ces calcaires algolithiques contiennent également *Cayeuxia* et *Polygonella*, *Lithocodium*, plus rarement *Chaetetopsis*, mais par ailleurs ils sont presque complètement dépourvus d'autres organismes constructeurs (coraux, bryozoaires, hydrozoaires). Contrairement donc aux récifs urgoniens situés dans les zones plus internes (couloir de Dimbovicioara, Monts Perșani), l'édification des calcaires récifaux qu'on trouve dans les zones du Flysch semble être due principalement aux algues. Des calcaires algolithiques ont encore été observés dans le Dogger supérieur des Monts Perșani et à la partie terminale du Malm de Pădurea Craiului (Monts Apuseni).

En ce qui concerne la valeur stratigraphique des formes mentionnées on doit noter que certaines présentent une large répartition dans l'intervalle Malm supérieur — Crétacé inférieur. Néanmoins certaines espèces semblent être (au moins dans les Carpates) plus strictement localisées, ou sont plus fréquentes à certains niveaux. C'est ainsi que *Macroparella pygmaea* et *Clypeina jurassica* sont des espèces plus fréquentes au Malm supérieur à faciès Stramberg ; *Boueina* sp. (aff. *B. hochstetteri*) et *Cylindroporella sugdeni* ont été observées seulement dans les calcaires éocrétacés ; *Cayeuxia moldavica* est particulièrement abondante dans certains calcaires néocomiens et urgoniens, *Archaeolithothamnium amphiro-aforme* n'a été trouvé nulle part au-dessous de l'Aptien supérieur.



## CERCETĂRI HIDROGEOLOGICE PE FOAIA BÎRLAD<sup>1)</sup>

DE

ANA GHENEÀ

### Abstract

Hydrogeological Researches within Bîrlad Sheet. As a result of the hydrogeological investigation carried out in the Bîrlad sheet, several hydrogeological districts corresponding to geological complexes have been distinguished, such as: hydrogeological district corresponding to the aquifer accumulations in the deposits along the Miocene/Pliocene limit; hydrogeological district including waters of Middle Pliocene age; hydrogeological district corresponding to Upper Pliocene waters; hydrogeological district comprising the ground-water of Quaternary deposits.

*Introducere.* În ultimii ani, am efectuat cercetări hidrogeologice pe foaia 1 : 100.000 Bîrlad. Regiunea cuprinde o suprafață de circa 1 400 km<sup>2</sup> care, în linii mari, s-ar delimita astfel: la est de o linie ce unește comunele Găgești—Giurcani—Murgeni—Gănești, la vest de cursul pîrului Tutova între Pogana și confluența acestuia cu valea Bîrladului, la nord de comunele Cîrjoani—Băcani—Găgești, iar la sud pînă la linia Gîrbovăț—Certești—Căuești—Balinesteți.

Morfologic, regiunea cercetată se încadrează în „Podișul Tutovei” a cărui limită nordică coincide cu extremitatea nordică a zonei cercetate de noi, iar în sud se extinde pînă la cîmpia fluvio-lacustră a Moldovei de Sud (Monografia geografică a R.P.R.). Relieful este caracterizat printr-un grad de fragmentare destul de avansat, la aceasta contribuind și constituția geologică în care depozitele psamitice au rolul principal.

Spre deosebire de această trăsătură predominantă în cea mai mare parte a regiunii, în sectorul de NE din zona valea Elanului și valea Floreni,

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 15 mai 1964.



relieful se prezintă îmbătrinit, iar procesele de eroziune liniară constatate de exemplu între valea Horincea și valea Chineja, se manifestă destul de slab.

Principalul element hidrografic din regiune este valea Bîrladului. Rîul Bîrlad curge în jumătatea vestică a hărții noastre, având direcția NE—SW, în sectorul cuprins între N Zorleni și Ghidigeni. În această porțiune, Bîrladul are ca afluenți pe partea dreaptă valea Simila, valea Seacă și valea Tutova, iar pe malul stîng primește văile: Bujorani, Zorleni, Trestiana, Jeravăț, Hobana, Bîrzota etc. În afara văii actuale a Bîrladului, rîul a creat în regiune și alte elemente morfologice caracteristice, cum sunt terasele fluviatile prezente pe ambele maluri.

Din cercetările efectuate, a reesit prezența pe malul stîng al Bîrladului al unui nivel situat la altitudini relative de cca 60—70 m, și a unei trepte inferioare cu altitudinea relativă în jur de 15—20 m. Pe malul drept nu s-a putut delimita sigur decît un nivel ridicat deasupra luncii cu cca 12—15 m. Studiul teraselor Bîrladului a constituit obiectul cercetărilor întreprinse în ultimii ani de A. O b r e j a (1955, 1958).

*Istoric.* Studiile geologice asupra regiunii au început încă de la sfîrșitul secolului trecut, cînd se comunică rezultatul cercetărilor geologice efectuate de membrii Biroului Geologic (G r. S t e f ă n e s c u, 1895). Ele sunt continue prin lucrările prof. I. S i m i o n e s c u, desfășurate într-o largă perioadă care începe cu anul 1904 și se continuă pînă după 1930. Cu acestea se obțin informații deosebit de valoioase referitoare la paleontologia resturilor de mamifere din Pliocenul Podișului Moldovenesc. Alcătuirea geologică a regiunii constituie obiectul cercetărilor lui N. M a c a r o v i c i, cu care ocazie se obțin și date de detaliu asupra acestui sector din Podișul Moldovenesc (1927, 1960). În ultimii ani s-au efectuat cercetări geologice de C. G h e n e a și A. G h e n e a (1962).

În ce privește studiile geomorfologice din regiune, ele cuprind o serie de date prezentate de C. M a r t i n i u c<sup>1</sup>, V. S f i c l e a (1951), A. O b r e j a (1955, 1958), cu care ocazie se dau și informații privind hidrogeologia regiunii. Studii cu caracter hidrogeologic se referă în special la zona orașului Bîrlad, unde s-au executat o serie de lucrări privind alimentarea cu apă potabilă și industrială a orașului. Lucrările efectuate de Comi-

<sup>1)</sup> C. Martinu c. Raport în legătură cu geomorfologia Bîrladului. 1950. Arhiva Com. Geologic.

C. Martinu c. „Cercetări hidrogeologice și geomorfologice între V. Bîrladului și V. Prutului”. 1951. Arhiva Com. Geol.

tul de Stat al Apelor cuprind și date de foraje, din care unele au fost utilizate de noi în prezență lucrare.

### Hidrogeologia regiunii

**Raionarea hidrogeologică.** Ridicările geologice-hidrogeologice ne-au permis separarea unor raioane hidrogeologice corespunzînd principalelor complexe geologice din regiune.

**Ape de adâncime.** Un prim raion cuprinde orizonturile acvifere din formațiunile aflate la limita Miocen-Pliocen.

Din datele de suprafață ca și din forajele executate, s-a putut constata că în această parte a Podișului Moldovenesc, peste depozitele Sarmatianului mediu, stă un complex reprezentat prin alternanțe de argile și nisipuri, cu grosimi de circa 500–600 m și care include termeni echivalenți cu Sarmatianul superior și Meotianul.

În seria acestor depozite nu se pot stabili succesiuni litologice, formațiunile având o structură torrentială. Reprezintă ceea ce s-a separat pe harta geologică drept „ $S_3 + P_1$ ”.

Paleontologic, complexul sedimentar menționat se caracterizează prin prezența numeroaselor resturi de mamifere fosile, dintre care frecvent apare genul *Hipparrison*. De asemenea la diferite nivele apar nisipuri piroclastice, în care hornblenda participă într-o proporție ce ajunge uneori la 90% din totalul fracției grele. Pentru a estima grosimea acestor depozite, menționăm că în forajele executate la Bîrlad, Sarmatianul mediu a fost întlnit în jurul adâncimii de 600 m. Referindu-ne la vîrstă depozitelor din zona orașului Bîrlad, menționăm că în literatură de specialitate ele au fost obișnuit raportate Dacianului. De aceeași vîrstă erau considerate și apele de adâncime întlnite în forajele din orașul Bîrlad cu ocazia diferitelor lucrări de alimentare cu apă executate aici. Din cercetările noastre, a reieșit că la Bîrlad, apar la zi depozitele din baza Pliocenului, aşa cum am constatat imediat la marginea de NW a orașului. În acest sector, pe Valea Seacă, în argilele gălbuie din firul văii, am găsit fragmente de mamifere fosile ce indică o faună cu *Hipparrison*.

În ce privește dispoziția formațiunilor care iau parte la alcătuirea geologică a Podișului Moldovenesc, este caracteristică afundarea depozitelor mai vechi treptat de la nord spre sud. Înclinarea depozitelor miopliocene pe sectorul cercetat de noi, este în general mică, aşa cum s-a văzut din cercetarea forajelor executate la Bîrlad și Ghidigeni. Luînd în considerație limita complexului descris cu Sarmatianul mediu, s-a constatat că la Bîrlad ea a fost întlnită la cca 670 m, iar la Ghidigeni



la adîncimea de 1 030 m; corespunde deci o cădere de 17 m, spre sud, pe km.

Tinînd seama de aceste observații, putem presupune că depozitele acvifere din baza Pliocenului de la Bîrlad au domeniul de alimentare situat spre nord.

În regiunea dintre Bîrlad și Vaslui, apar la zi formațiunile separate de noi în complexul „Sarmatian superior — Meotian”. Orizonturile nisipoase din seria aceasta permit o bună infiltrare atât a apelor atmosferice, cât și a apelor care alcătuiesc rețeaua hidrografică, atunci cînd zonele de aflorare ale orizonturilor geologice coincid cu patul permeabil al acestor văi.

Circulația curentului subteran din depozitele Pliocenului inferior este influențată deci de căderea spre sud a lor, presiunea de strat crescînd în sensul acestei direcții. Prezența apelor de adîncime sub presiune a fost pusă în evidență prin lucrările de foraje din zona Bîrlad, ca și de apele cu caracter artezian care apar în sectoarele unde condițiile geomorfologice favorizează aceasta.

În ce privește forajele hidrogeologice, menționăm că s-au întîlnit ape de adîncime sub presiune în formațiunile din baza Pliocenului la Bîrlad (fig. 1). În cuprinsul orașului, ca și la S de Bîrlad, s-au străbătut

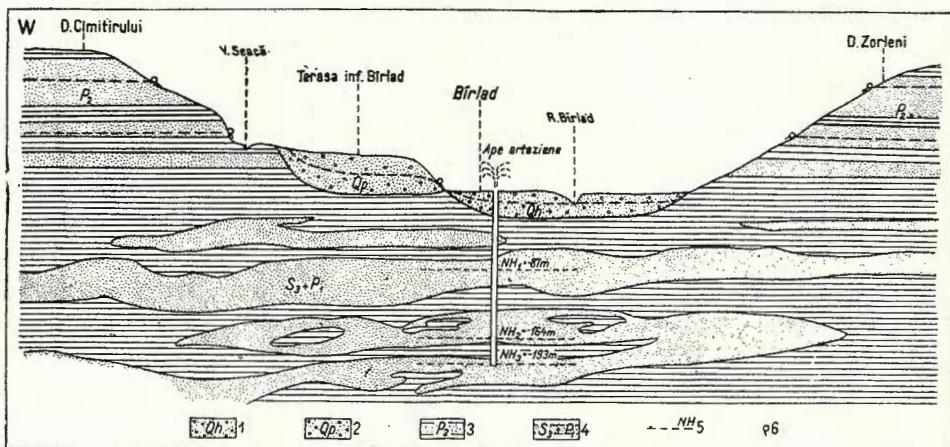


Fig. 1. — Secțiune hidrologică schematică în zona Bîrlad.

1, depozite holocene cu acumulații de ape; 2, depozite pleistocene cu acumulații de ape; 3, depozite pliocen-mediul cu acumulații de ape; 4, depozite sarmatian-superioare — pliocen-inferioare cu acumulații de ape; limită de formătuire; 5, nivel hidrostatic; 6, izvor.

Fig. 1. — Section hydrogéologique schématique de la zone de Bîrlad.

1, dépôts holocènes à accumulations d'eaux; 2, dépôts pliéistocènes à accumulations d'eaux; 3, dépôts d'âge Pliocène moyen à accumulations d'eaux; 4, dépôts d'âge Sarmatiens supérieur — Pliocène inférieur à accumulations d'eaux; limite de formation; 5, niveau hydrostatique; 6, source.

orizonturile cu ape sub presiune, care de asemenei sunt cunoscute și la Zorleni. Pe valea Tutovei, eroziunea mai accentuată a pîrîului creează condiții morfologice identice cu cele din valea Bîrladului și deci orizonturile acvifere din Pliocenul inferior au un caracter artezian.

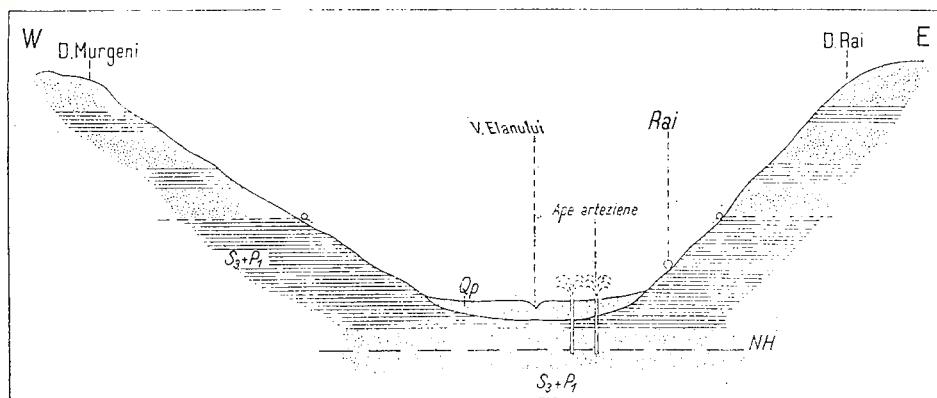


Fig. 2. — Profil schematic hidrogeologic prin valea Elanului.

Fig. 2. — Coupe schématique hydrogéologique à travers la vallée de l'Elan.

Pe foiaia Bîrlad, condiții hidrogeologice și geomorfologice identice cu cele constatare pe valea Bîrladului, am găsit numai pe valea Elanului (fig. 2). În acest sector, versanții văii sunt alcătuși din alternanțe de nisipuri și argile cu resturi de *Hippocrate*. Ele intră sub nivelul actual al văii, puțin mai în aval de Murgeni. Imediat sub aluvioniile recente ale luncii Elanului, se găsește un orizont impermeabil de argile galbene (forajul I.C.I.L. Murgeni). Acest acoperiș impermeabil determină caracterul de ape sub presiune al orizontului acvifer întărit între Giurcani și Murgeni la adâncimi de circa 35–50 m. Captările din acest orizont constituie astăzi singura resursă în ce privește alimentarea cu ape potabile a satelor Rai și Murgeni. În valea Elanului, chiar la marginea de sud a Murgenilor, eroziunea mai avansată a văii Mihoanii pune la zi orizontul acvifer sub forma unui izvor artezian din care se alimentează aproape jumătate din comună.

Pentru stabilirea cîtorva caracteristice hidrogeologice ale apelor din depozitele sărmățian superior — meotiene (numărul orizonturilor acvifere, debite) prezentăm rezultatele obținute în forajele de la Bîrlad (după datele C.S.A.).

Cotele acoperișului orizonturilor acvifere	Debite
I. Forajul de la Fabrica de Rulmenți.	
87,3 m	4,5 m.c/h (curgere liberă); 9 m.c/h (la pompare pt. S = 4,10 m.
164 m	0,36 m.c./h — 0,72 m.c/h (curgere liberă); 4 m.c/h (la pompare) pt. S = 29,50 m
193 m	8 m.c/h (curgere liberă). S = denivelare
II. Complexul de Locuințe Bîrlad.	
124 m	4,5 m.c/h (curgere liberă); 18 m.c/h (la pompare)
188 m	—
257 m	1 m.c/h (curgere liberă); 3,6 m.c/h (la pompare) pt. S = 46 m
III. Centrul Școlar Bîrlad.	
Strate acvifere cu caracter artezian s-au întâlnit la cotele 72, 130, 140 m.	

Din prezentarea acestor date, reies anumite variații ale caracterelor hidrogeologice, chiar dacă complexul acvifer menționat are aspectul unui sistem unic. Aceste variații se referă la adâncimea diferită la care s-au întâlnit orizonturile acvifere și de asemenei la debitele obținute cu ocazia încercărilor făcute, în puncte situate foarte apropiat între ele.

De altfel, variația debitului a reieșit și din datele de suprafață care se referă la primul orizont de ape sub presiune. Astfel, la Zorleni, am găsit o captare a apelor din acest orizont în care debitul este de 12 l/min. La Ciocani, într-o captare din marginea de vest a comunei, debitul este de 7,5 l/minut.

În valea Elanului, în dreptul satului Rai, sănt trei captări din primul orizont acvifer artezian, având debitele:  $Q_1 = 60$  l/minut;  $Q_2 = 36$  l/minut și  $Q_3 = 15$  l/minut. Într-un foraj săpat la I.C.I.L. Murgeni, în lunca văii Elanului, la o distanță mai mică de 1 km de una din captări la care s-a obținut 30 l/minut, s-a întâlnit la o adâncime de 35 m primul orizont acvifer cu ape sub presiune, însă debitul este numai de 3 litri/minut.

Subliniem aceste caracteristici hidrogeologice pentru a putea fi luate în considerare în eventualitatea unor lucrări de exploatare a apelor sub presiune din formațiunile Pliocenului inferior.

Condițiile geologice proprii acestui interval, determină predominarea unor faciesuri fluvio-lacustre, de mlaștină și bălti, specifice unor sedimentari subaeriene. Se depune astfel un complex reprezentat prin argile și nisipuri, cu structură încrucișată, cu variații mari pe laterală și treceri de la un tip litologic la altul. Aceste caractere se pot urmări în zonele situate mai spre nord, unde aflorează nisipurile și argilele din seria descrisă. În acest mod se explică și prezența exclusivă a mamiferelor terestre ca și a gasteropodelor din genul *Helix* din aceste formațiuni.

Deși probabil în legătură hidraulică, orizonturile acvifere păstrează caracteristici diferite în funcție de variațiile litologice pe care le oferă complexul acvifer din baza Pliocenului.

Pentru stabilirea caracterului hidrochimic al apelor sub presiune din formațiunile descrise, s-au executat cîteva analize chimice. Analizele chimice din prezența lucrare au fost executate în cea mai mare parte la Laboratorul de ape al Întreprinderii de Prospecțiiuni. Cîteva probe au fost analizate în Laboratorul de ape al Institutului Geologic.

Caracteristica principală a apelor o constituie conținutul în  $H_2S$  liber. Datorită acestuia, apa are un gust slab sulfuros, deși procentul de  $H_2S$  este foarte redus. Din dozările făcute, s-a văzut că  $H_2S$  participă cu o cantitate de 0,0002 gr/kgr la compoziția chimică a apelor.

Că trăsătura hidrochimică principală, menționăm că apele sunt sulfuroase sulfatate sodice.

TABELUL 1

*Compoziția chimică în procent echivalenți a apelor din depozitele Sarmațianului superior – Meotianului din zona valea Bîrlad – valea Elanului.*

Nr. crt.	Locali- tatea	Mineraliz. totală gr/kg	Duri- tate 0 ger- mane	Procent echivalenți							
				Cl'	SO <sub>4</sub> ''	NO <sub>3</sub> '	CO <sub>3</sub> H''	Na'	Ca''	Mg''	Fe' g/l
1	Rai	0,6439	—	0,9	5,4	—	43,7	47	3,0	—	0,0002
2	Giurcani	0,8782	—	5,5	20,1	—	24,4	47,5	2,5	—	—
3	S. Bîrlad	0,5051	1,5°	9,2	19,5	—	21,3	45,8	4,2	—	—
4	Zorleni	0,4887	1,0	3,0	10,5	—	36,5	46,8	3,2	—	0,0001
5	Belcești	1,0711	5,2	7,8	9,6	—	32,6	41,4	3,50	5,1	—
6	Ciocani	0,6456	2,11	4,4	16,7	—	28,9	44,2	2,50	2,6	—



*Complexul acvifer din Pliocenul mediu.*

În partea centrală și de sud a regiunii cercetate, datele de teren permit identificarea mai multor orizonturi acvifere în formațiunile Pliocenului mediu. Pentru înțelegerea celor prezentate, menționăm că geologic, regiunea este caracterizată prin largă dezvoltare a unor depozite în care se recunoște alternanță de orizonturi argiloase și nisipoase. În literatură mai veche, aceste depozite erau cunoscute datorită prezenței unor nivele lumașelice cu Cardiide fosile, motiv pentru care au fost atribuite Dacianului. Cercetările executate în ultimii ani au dus la constatarea că, în seria acestor depozite este cuprins și Ponțianul. Între valea Chineja și valea Horincea, unde sunt bine deschise, s-au putut identifica alternanțe de argile, nisipuri, nisipuri argiloase, nisipuri cu cimentări sub forma unor plăci grezoase și rar nisipuri grosiere cu unele elemente de pietrișuri. Dintre moluștele fosile recunoscute în aceste depozite, cităm: *Prosodacna gr. littoralis*, *Prosodacna sturi Cob.*, *Prosodacna stenopleura Sabbata*, *Valennciennesia cf. annulata Rouss.*, *Paradacna okrugiei Brus.*, *Paradacna retowski Andrus.*, *Dreissensia tenuissima Sinz.*, *Dreissensia simplex Barb.*, *Viviparus neumayri Brus.*, *Litoglyphus rumanus Stef.*, *Theodoxus pseudodanubialis Sinz.*, etc. (C. Ghenea, A. Ghenea, 1962). Conținutul paleontologic citat îndreptățește să consideră că depozitele respective au vîrstă ponțiană, astă cum de altfel sunt separate și pe teritoriul R.S.S. Moldovenesci. În ce privește Dacianul, probabil își are corespondență în nisipurile și unele depozite continentale care stau la partea superioară a complexului fosilifer.

Cercetările de teren ne-au permis să separăm în seria acestor formațiuni o serie de orizonturi constituite din nisipuri care, prin caracterul lor permeabil, dau naștere la acumulații de ape. Deoarece însă o parte din orizonturile hidrogeologice se caracterizează prin apariția lor la cote superioare bazei locale de eroziune, se constată o drenare permanentă exercitată asupra lor, care se manifestă sub forma multor izvoare ce apar în sectorul respectiv. Dintre orizonturile acvifere care se pot identifica mai ușor în regiunea formată din bazinul văii Horincea, bazinul văii Jeravăț și bazinul superior al văii Chineja, menționăm pe cel situat deasupra cotelor absolute de 170—180 m. Este vorba de un pachet de nisipuri cu granulometrie medie, lipsit de nivele argiloase și care are o grosime de cîțiva zeci de metri. Permeabilitatea mare determină saturarea nisipurilor cu ape care apar la contactul cu patul impermeabil constituit de un orizont de argile în jurul cotelor absolute 170—180 m. În regiune se mai pot identifica în seria depozitelor Pliocenului mediu și alte orizonturi acvifere situate sub argile care aflorează la cotele menționate. Este



de asemenei evident că în cadrul acestui complex acvifer are loc un schimb activ de ape, datorită prezenței formațiunilor respective deasupra bazei locale de eroziune, ca și prin posibilele schimbări de facies pe laterală, cu efilarea orizonturilor argiloase impermeabile.

Așa cum am menționat, punctele de apă din regiunea descrisă sunt situate în general în jurul cotei de 170 m. Din izvoarele care sunt captate se alimentează în mare parte satele așezate pe văile Horincei, Jeravăt și Chineja. Menționăm cîteva debite ale acestor izvoare, care reprezintă însă valori destul de relative din cauza captărilor uneori destul de defecuoase :

Bazinul Văi Horincea :	Puricani Aldești Aldești	$Q = 7$ $Q = 10$ $Q = 12$	1/minut 1/minut 1/minut
Bazinul Văi Chineja :	Merea Merea Berești Berești Berești Sat D. Porcului	$Q = 15$ $Q = 30$ $Q = 10$ $Q = 20$ $Q = 12$ $Q = 15$	1/minut 1/minut 1/minut 1/minut 1/minut 1/minut
Bazinul Văi Jaravăt :	Lungești Docâneasa Talașman Docani	$Q = 30$ $Q = 30$ $Q = 20$ $Q = 30$	1/minut 1/minut 1/minut 1/minut

Zona aceasta situată între valea Bîrladului și valea Prutului, la sud de Bîrlad reprezintă de fapt regiunea unde depozitele ponțiene (s.l.) au dezvoltarea cea mai tipică. Mare parte din acest sector funcționează ca domeniu de alimentare pentru apele de adâncime care apar spre sudul Podișului Moldovenesc, în depozitele aparținând Pliocenului mediu. De altfel, chiar în limita hărții noastre, ape de adâncime sub presiune au fost întîlnite în forajele amplasate pe lunca Bîrladului, la extremitatea sudică a regiunii cercetate.

Astfel, la Ghidigeni, T.S.P. a executat 8 foraje în care primul orizont acvifer cu caracter artezian a fost întîlnit între adâncimile de 20 și 43 m. Debitele obținute variază între 8 l/minut și 450 l/minut, deși în regiune este cunoscută o captare mai veche în care debitul menționat este de 600 l/minut.

În ce privește compoziția chimică a apelor din Pliocenul mediu, din analizele efectuate s-a constatat existența unui conținut ridicat în bicar-

bonați alcalino-teroși. Mineralizația totală în general este de 1 gr/kgr, cu excepția cîtorva probe unde ea este de 0,2—0,6 gr/kgr (a se vedea tabelul 2 cu analizele chimice din anexele lucrării).

*Orizontul acvifer din Pliocenul superior:* În partea centrală și de sud a regiunii cercetate, succesiunea geologică a Pliocenului se încheie cu Levantinul. Acesta e reprezentat predominant prin nisipuri cu structură torențială cu grosimi cuprinse între 60—80 m. Granulometric, nisipurile variază de la fine la groziera; au culoare alb-gălbui, uneori cu orizonturi roșcate și conține adesea pachete în care se remarcă prezența plăcilor grezoase din cimentarea nisipurilor. În aceste depozite avind un tip genetic fluvio-lacustru, sînt menționate resturi de mamifere fosile de către I. Simionescu și Savă Athanasiu, (1918, 1930, 1932) în zăcămintele devenite cunoscute de la Mălușteni și Berești. Pe baza lor se poate considera că vîrsta nisipurilor cu mamifere fosile se situează în partea finală a Pliocenului.

În seria depozitelor atribuite Levantinului, am întîlnit în unele deschideri și orizonturi argiloase. Pentru acest motiv, situația hidrogeologică a acestor formațiuni se caracterizează prin prezența probabilă a mai multor strate acvifere, însă grosimea redusă a pachetului menționat, face ca practic să nu putem vorbi decît de un singur orizont acvifer. Condițiile de alimentare ale acestui orizont se referă în special la infiltratiile directe din precipitațiile atmosferice, care se face de foarte multe ori numai pe versanții unde aflorează stratele nisipoase levantine. Această particulăritate este determinată de prezența unui nivel argilos la partea cea mai superioară a Levantinului (în jurul cotei de 300 m) care face posibilă de astfel și acumularea unui strat acvifer freatic în formațiunile cuaternare de deasupra.

În nisipurile levantine condițiile hidrogeologice favorabile sunt complete prin existența unui pat impermeabil alcătuit din argile vineții și argile roșcate, aparținînd ciclului de sedimentare al Pliocenului mediu. Apare astfel o linie de izvoare situate, în general, în jurul cotei absolute de 240 m. În sudul hărtii, apele din Levantin sunt exploataate la Bursucani, Zimbru, Rădești, Cruceanu. Cîteva izvoare din acest sector, au arătat debitele :

Bursucani	$Q = 15 \text{ l/min.}$
Bursucani	$Q = 20 \text{ l/min.}$
Rădești	$Q = 30 \text{ l/min.}$
Oanca	$Q = 5 \text{ l/min. (pierderi mari la captare).}$

Prezența orizontului acvifer levantin este constată și în sectoarele situate spre nord, în regiunea Brădești—Vinderei—Obîrșeni—Pleșa—

TABELUL 2

Analizele chimice de apă de pe foaia Btrlad

Proba de apă Nr.	Amplasamentul punctului de apă	Raion	Regiune	A N I O N I												C A T I O N I												Vîrstă stratului acvifer
				Cl		SO <sub>4</sub>		NO <sub>3</sub>		CO <sub>3</sub> H		Na		Ca		Mg		Fe		H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>		CO <sub>2</sub>						
				g/kg	%	g/kg	%	g/kg	%	g/kg	%	g/kg	%	g/kg	%	g/kg	%	g/kg	%	g/kg	%	g/kg	%	Miner. totală				
1	Merea	Bujor	Galați	0,0319	4,7	0,0346	3,8	0,0260	2,1	—	—	0,4637	39,4	0,0156	3,5	0,1114	28,9	0,0413	17,6	0,0002	—	0,0233	—	0,0616	—	0,8096	Pliocen mediu	
2	S Berești	Bujor	Galați	0,0089	1,8	0,0078	1,2	0,0320	3,7	—	—	0,3721	43,3	0,0157	4,9	0,1010	35,9	0,0158	9,2	0,0001	—	0,0207	—	0,0264	—	0,6005	Pliocen mediu	
3	Rădești	Bujor	Galați	0,0177	2,8	0,0403	4,7	0,0200	1,8	0,0001	—	0,4454	40,7	0,0219	5,3	0,0962	26,9	0,0389	17,8	0,0003	—	0,0285	—	0,0572	—	0,4665	Pliocen superior	
4	V. Măturei	Bujor	Galați	0,0603	5,7	0,0988	7,0	—	—	urme	0,6711	37,3	0,0400	5,7	0,1603	27,1	0,0603	16,8	0,0014	—	0,0233	—	0,0550	—	0,1705	Pliocen mediu		
5	Pleșa	Bujor	Galați	0,0284	4,3	0,0136	1,5	0,0100	0,9	—	—	0,4942	43,3	0,0193	4,5	0,1002	26,8	0,0426	18,7	0,0001	—	0,0233	—	0,0660	—	0,7977	Pliocen mediu	
6	Pirul Ghineja —	Bujor	Galați	0,1418	5,7	0,1003	32,4	0,1160	2,6	0,0007	—	0,4027	9,3	0,0822	5,0	0,4238	29,9	0,1297	15,1	0,0001	—	0,0208	—	0,070	—	2,4885	Holocen	
7	D. Taberei	Bujor	Galați	0,0106	2,7	0,0741	14,1	0,0150	2,2	—	—	0,2074	31,0	0,0275	10,9	0,0601	27,3	0,0157	11,8	urme	0,0310	—	0,0110	—	0,4524	Pleistocen		
8	Malușteni	Bujor	Iași	0,0815	8,0	0,1057	7,6	0,0260	1,5	—	—	0,5975	32,9	0,0463	7,0	0,1919	33,2	0,0343	9,8	0,0002	—	0,0283	—	0,0484	—	1,1371	Pliocen superior	
9	Ghireasca	Bîrlad	Iași	0,1241	8,1	0,2058	9,9	0,1800	6,7	—	—	0,6711	25,3	0,1092	11,0	0,1804	20,8	0,0965	18,2	0,0002	—	0,0155	—	0,0154	—	1,5982	Pliocen superior	
10	Lupești	Bîrlad	Iași	0,1011	9,2	0,1769	11,9	0,0400	2,1	—	urme	0,5064	26,8	0,0384	5,4	0,1699	27,4	0,0647	17,2	0,0003	—	0,0168	—	0,0330	—	1,1475	Pliocen mediu	
11	Lungești	Bujor	Galați	0,0496	6,7	0,0527	5,3	0,0120	0,9	—	—	0,4698	37,1	0,0347	7,3	0,1146	27,5	0,0384	15,2	0,0002	—	0,0207	—	0,0352	—	0,8279	Pliocen mediu	
12	Docâneasca	Bujor	Galați	0,0355	5,1	0,0329	3,5	0,0100	0,8	—	—	0,4820	40,6	0,0355	7,5	0,1066	27,3	0,0360	15,2	0,0003	—	0,0207	—	0,0066	—	0,7641	Pliocen mediu	
13	Pirul Chineja —	Bujor	Galați	0,1578	10,6	0,1518	7,5	0,1400	5,4	—	—	0,6772	26,5	0,1038	10,7	0,1675	20,0	0,0983	19,3	0,0003	—	0,0155	—	0,0616	—	1,5738	Holocen	
14	Aldești	Bujor	Galați	0,0248	3,4	0,0617	6,3	0,0200	1,5	—	—	0,4880	38,8	0,0590	12,5	0,0902	21,8	0,0386	15,4	0,0018	—	0,0207	—	0,0088	—	0,8138	Pliocen mediu	
15	Vinderei	Bujor	Galați	0,0567	6,9	0,0329	2,9	0,0020	0,2	—	urme	0,5674	40,0	0,0628	11,8	0,1018	21,9	0,0462	16,3	0,0002	—	0,0220	—	0,0748	—	0,9666	Pliocen superior	
16	Mlinzătești	Bîrlad	Iași	0,0177	3,0	0,0378	4,7	0,0060	0,6	—	urme	0,4270	41,7	0,0051	1,3	0,1371	40,9	0,0160	7,8	0,0001	—	0,0220	—	0,0418	—	0,7106	Pliocen superior	
17	Obreșeni	Bîrlad	Iași	0,0390	5,2	0,0296	2,9	0,0140	1,1	0,0004	—	0,5247	40,8	0,0050	1,1	0,1603	37,9	0,0282	11,0	0,0001	—	0,0245	—	0,122	—	0,9480	Pliocen superior	
18	V. Risipa	Bujor	Galați	0,0284	2,1	0,3868	21,4	0,0150	0,7	—	—	0,5918	25,8	0,2055	23,8	0,1082	14,4	0,0543	11,8	0,0001	—	0,0285	—	0,0550	—	1,4740	Pliocen mediu	
19	Brădești	Bujor	Galați	0,1702	13,4	0,0740	4,3	0,1440	6,5	—	—	0,5612	25,8	0,0078	1,0	0,1843	25,7	0,1012	23,3	0,0001	—	0,0194	—	0,0308	—	1,2936	Pleistocen	
20	D. Bîzan	Bujor	Galați	0,0213	3,3	0,0247	2,9	—	—	—	—	0,4820	43,8	0,0450	10,9	0,0971	26,9	0,0268	12,2	0,0002	—	0,0672	—	0,0340	—	0,7984	Pleistocen	
21	V. Hulești	Bujor	Galați	0,0567	7,8	—	1,3	0,0040	0,3	—	—	0,5063	40,6	0,1130	24,0	0,0837	20,5	0,0138	5,5	0,0001	—	0,0181	—	0,0264	—	0,8348	Pliocen mediu	
22	23 August	Bîrlad	Iași	0,0355	3,5	0,0118	0,9	0,0075	0,4	0,0036	—	0,7748	45,2	0,2063	31,9	0,0425	7,5	0,0362	10,6	urme	0,0129	—	0,0154	—	1,1429	Sarmațian sup.		
23	Găgești	Bîrlad	Iași	0,4539	18,0	0,4602	13,5	0,4000	13,5	—	urme	0,4088	9,4	0,2685	16,4	0,2861	20,1	0,1165	13,5	urme	0,0129	—	0,0286	—	2,4355	Sarmațian sup.		
24	V. Jigăliei	Bîrlad	Iași	0,0656	6,7	0,2355	16,9	—	—	0,0002	0,2	0,4393	26,2	0,2109	33,3	0,0601	10,9	0,0193	5,8	0,0001	—	0,0259	—	0,0044	—	1,0527	Pliocen inf.	
25	Grivița	Bîrlad	Iași	0,0212	2,9	0,0613	6,2	0,0080	0,4	—	—	0,5003	40,2	0,1012	21,1	0,0745	18,7	0,0254	10,2	urme	0,0182	—</td						

Mălușteni—Schineni. La izvoarele captate din această zonă, am făcut cîteva observații privind debitele :

Brădești	= 17 l/min.
Obîrșeni	= 15 l/min.
Mînzătești	= 7 l/min.
Mălușteni	= 6 l/min.
Schineni	= 11 l/min.
Sipeni	= 11 l/min.

În perioadele de umiditate intensă, debitul acestui orizont crește mult. Așa se explică apele destul de bogate uneori ale văilor Lișcov, Horincea și Jeravăt, care, în bazinul superior se alimentează prin drenajul orizontului acvifer din Levantin.

Pentru stabilirea caracterelor hidrochimice, am executat o serie de analize asupra unor probe de ape din Levantin. S-a constatat astfel că apele pot fi definite ca ape bicarbonatace calcice-magneziene, cu o concentrație slabă, mineralizația totală fiind în general mai mică de 1 gr/kgr.

**Apele freaticе.** În această categorie, am separat mai multe tipuri de ape freaticе :

1. Ape freaticе acumulate în depozitele eluvial-deluviale de la partea superioară a profilelor ;
2. Apele freaticе din depozitele Pleistocenului inferior ;
3. Ape freaticе din depozitele pleistocene de terasă ;
4. Ape freaticе din aluviunile holocene ale luncilor.

În zona de apariție a depozitelor pliocene, se formează pe argilele și nisipurile din regiune, formațiuni noi cu un tip genetic eluvial deluvial. Apele care se acumulează în aceste depozite cu aspect de loessuri, provin din precipitații și au în general un caracter temporar.

În perioadele secetoase, debitele sunt foarte scăzute, apele manifestându-se sub forma unor mustiri slabe.

În categoria apelor freaticе am inclus și acumulările dintr-un orizont de pietrișuri constatat în unele puncte din regiune, și atribuît Pleistocenului inferior. Pietrișurile, cunoscute în literatură și sub denumirea de „Pietrișuri de Bălăbănești” (V. Sfîclă, 1961) au o răspîndire cu totul locală, fiind probabil îndepărtate de cele mai multe ori de eroziune. Acumularea apelor în aceste pietrișuri este posibilă datorită nivelului argilos de la partea superioară a Levantinului. Debitele sunt reduse, așa cum am constatat la un izvor captat în dealul Taberei cu un debit de 6 l/min. Prezența stratului freatic din Villafranchian se poate constata și la Bălăbănești, Brădești, NE Berești (Bîzan), etc. La Mălușteni, dre-

narea apelor freatici din Pleistocenul inferior a dat naștere micului lac de pe dealul Lacului.

Mult mai importante sunt acumulările freatici din depozitele pleistocene de terasă. În aluviunile de terasă ale Bîrladului și Tutovei se constată prezența unor strate acvifere cu debite importante. Din deschideri s-a văzut că depozitele acvifere sunt reprezentate prin pietrișuri, nisipuri grosiere și fine, cu structură încrucișată. Grosimea lor este cuprinsă între 15—25 m și se separă în două trepte morfologice: un nivel superior cu altitudinea relativă în jur de 60—70 m și un nivel inferior suspendat la circa 15—20 m deasupra luncii actuale. Datorită prezenței formelor de *Mammuthus primigenius* Blumb, *Coelodonta antiquitatis* Blumb, *Cervus elaphus* L., *Bos priscus* Boj., etc., aceste depozite au fost atribuite Pleistocenului sup. (A. Obreja, 1958).

Dintre stratele freatici, cele mai importante debite le prezintă acumulările situate în depozitele terasei superioare a Bîrladului. Astfel, în zona Ghidigeni—Gîrbovăț—Sălceni, apar o serie de izvoare din care multe sunt captate și utilizate pentru nevoi locale. La Sălceni, sunt captate o serie de izvoare în zona satului, având debitele:

$$\begin{aligned} Q_1 &= 40 \text{ l/minut} \\ Q_2 &= 43 \text{ l/minut} \\ Q_3 &= 20 \text{ l/minut} \end{aligned}$$

Între Gîrbovăț și Sălceni, eroziunea mai accentuată a văii Bălăneasa ajunge la nivele impermeabile ale Ponțianului. Din aluviunile de terasă de la partea superioară, se ivesc o serie de izvoare care sunt captate în iazuri utilizate de unitățile din agricultură.

În zona satului Gefu, în taluzul terasei, un izvor din stratul freatic cantonat în aluviuni, are un debit de 6 l/min.

În depozitele terasei inferioare, se constată prezența unui strat freatic pe malul drept al Bîrladului. În amonte de confluența văii Bîrlad cu pârâul Simila, pe valea Tarinei, se află o captare a apelor din acest nivel de terasă, unde debitul măsurat a fost de 50 l/minut.

Pe valea Tutova, am găsit de asemenei ape freatici în depozitele aluvionare ale terasei. La Ivesti, două captări din aceste strate au debitele:  $Q_1 = 7,5 \text{ l/minut}$  și  $Q_2 = 2,5 \text{ l/minut}$ .

Stratul freatic din luncile mai importante din regiune constituie ultima categorie de ape freatici separate. Nivelul hidrostatic al stratului freatic din luncă variază între 0 și 10 m. Bacteriologic, apa nu se încadrează uneori în limitele potabilității, aşa cum am constatat de exemplu, în lunca Elanului, la Murgeni.

Într-una din captările existente în comună, care exploatează stratele arteziene ce vin din baza Pliocenului, se produce amestec cu apă freatică din luncă, infectată.

Se recomandă deci, la eventualele exploatari ale apelor de adâncime, asigurarea unei izolări cît mai perfecte cu apele freaticе din lunci.

În ce privește compoziția apelor freaticе din depozitele cuaternare, aceasta este prezentată, în procent echivalenți, în tabelul 3.

TABELUL 3

*Compoziția chimică în procent echivalenți a apelor freaticе din Cuaternar*

Nr. crt.	Uni-tatea	Localitatea	Mine-raliz. tot. gr/kg	Duri-tate	Procent echivalenți							
					Cl'	SO <sub>4</sub> '	NO <sub>3</sub> '	CO <sub>3</sub> H'	Na'	Ca''	Mg''	Fe''
1	Lunca	V. Chineja-Merea	1,9967	46°	10,6	7,5	5,4	26,5	10,7	20,0	19,3	—
2	"	V. Chineja-Balintesti	2,3973	89	5,7	32,4	2,6	9,3	5,0	29,0	15,1	—
3	"	V. Bîrlad-Criveshti	3,2212	71,8	7,6	10,1	3,4	18,9	17,5	2,5	30,0	—
4	Terasă	Ivești	0,8858	10,7	3,0	1,3	—	45,7	21,3	7,5	21,2	—
5	"	Gîrbovăț	0,9282	15	2,7	—	1,3	46,0	2,81	20,8	16,4	—
6	"	W Zorleni	1,0986	11,2	3,2	10,4	2,4	34,0	30,0	20,0	—	—

Apele din cuaternar pot fi definite ca ape bicarbonatate calcice magneziene sau în alte cazuri ca ape sulfatate sodice.

Compozițiile chimice ale apelor de adâncime și freaticе din regiunea cercetată, au fost reprezentate pe diagrama Tolstihin figura 3. Din aceasta se poate constata că apele din depozitele sarmătian superior — meotiene se grupează într-o familie plasată diferit pe diagramă față de apele provenind din celelalte complexe hidrogeologice.

**Concluzii.** Analizând posibilitățile de alimentare cu ape a unei mari părți din foaia 1 : 100.000 Bîrlad, precizăm că soluțiile cele mai indicate se referă la exploatarea apelor din depozitele aparținând Sarmătianului superior-Meotianului. Din datele de cartare ca și din cele obținute din forajele executate în regiune, s-a constatat că debitele acestor strate variază între 3 m.c./h și 18 m.c./h.

În restul regiunii cercetate, s-au separat orizonturi acvifere în depozitele Pliocenului mediu, Pliocenului superior și Cuaternarului.



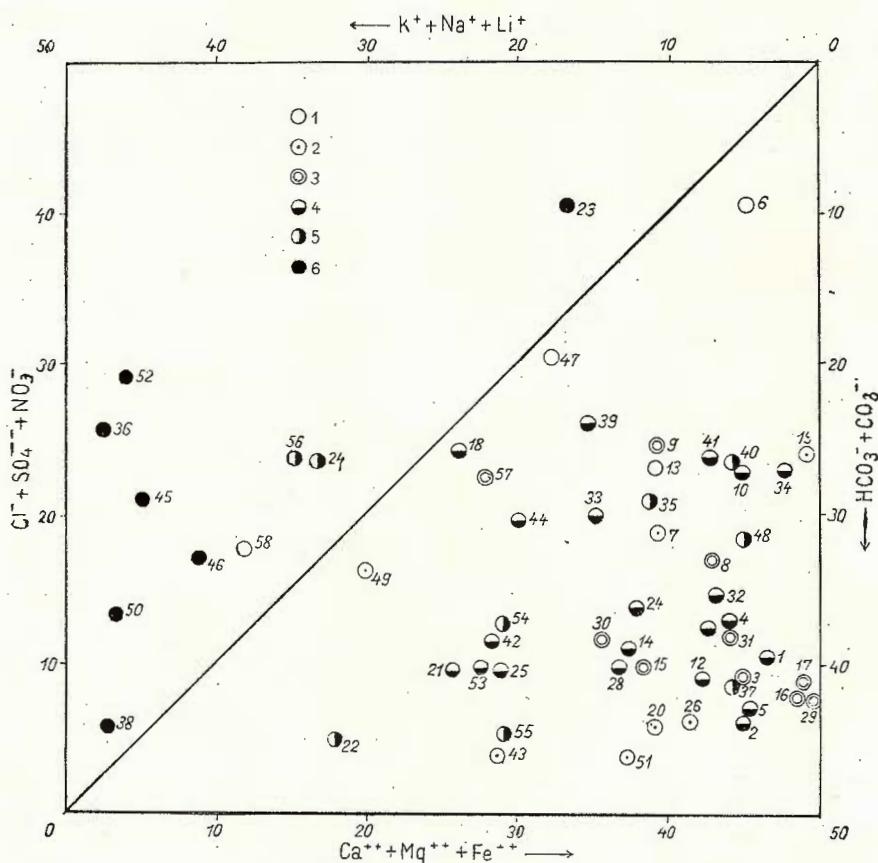


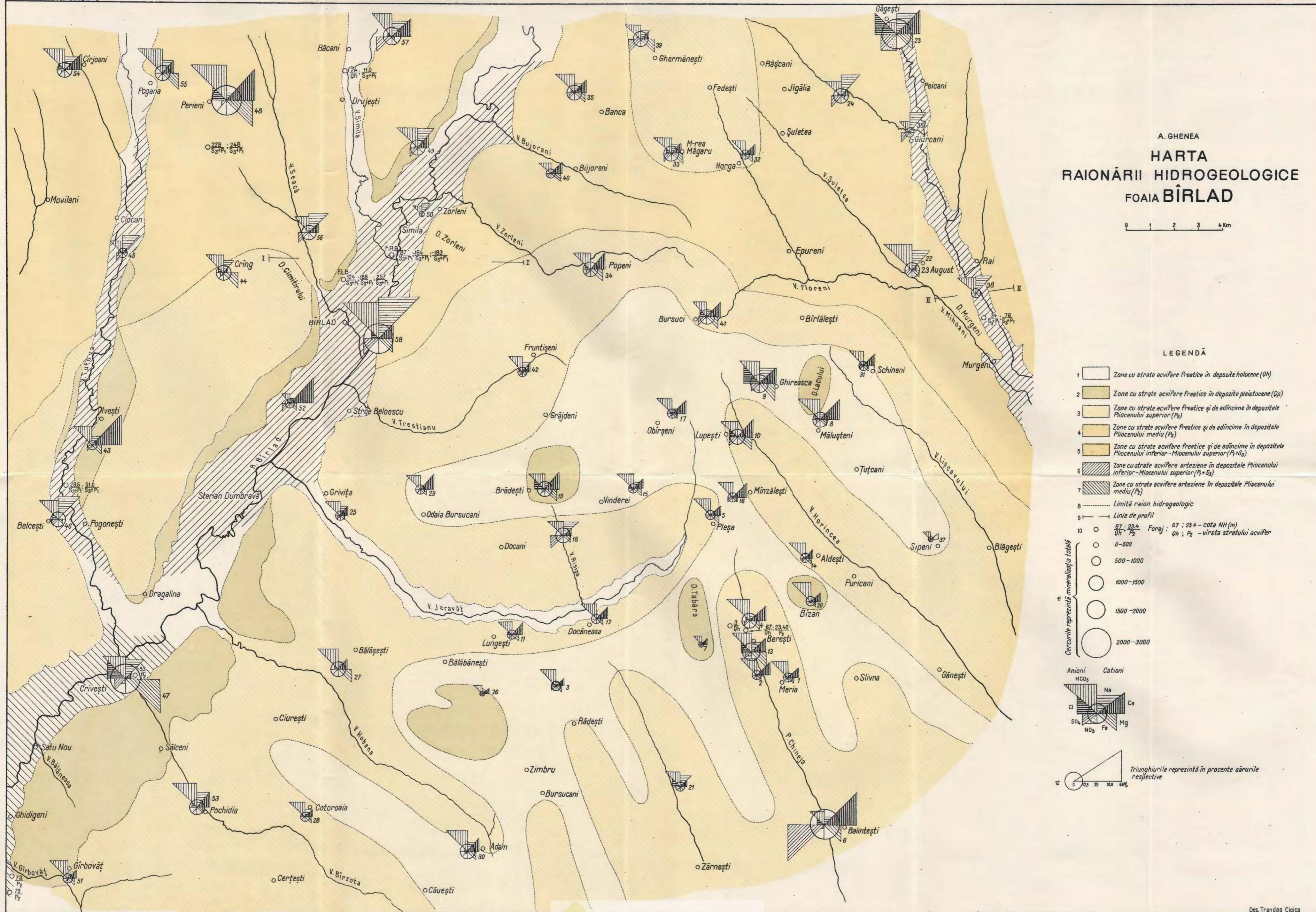
Fig. 3. — Reprezentarea grafică a compoziției chimice a probelor de apă colectate de pe foia Bîrlad (după N. Tolstîhin).

1, probe ape din depozite holocene; 2, probe ape din depozite pleistocene; 3, probe ape din depozite pliocen-superoioare; 4, probe ape din depozite pliocen-medii; 5, probe ape din depozite pliocen-superoioare – sarmatian-superoioare; 6, probe ape arteziene din depozite pliocen-inferioare – sarmatian-superoioare.

Fig. 3. — Représentation graphique de la composition chimique des échantillons d'eau prises de la feuille Bîrlad (d'après N. Tolstîhin).

1, échantillons d'eau des dépôts holocènes; 2, échantillons d'eau des dépôts pléistocènes; 3, échantillons d'eau des dépôts d'âge Pliocène supérieur; 4, échantillons d'eau des dépôts d'âge Pliocène moyen; 5, échantillons d'eau des dépôts d'âge Pliocène inférieur – Sarmatiens supérieur; 6, échantillons d'eau artésiennes des dépôts d'âge Pliocène inférieur – Sarmatiens supérieur.

Din punct de vedere hidrochimic, apele se repartizează la două tipuri distincte: ape sulfuroase ce caracterizează stratele acvifere cu caracter artezian și ape bicarbonatace calcice magneziene și sulfatace calcice magneziene pentru toate celelalte tipuri hidrogeologice.



## BIBLIOGRAFIE

- A tanasiu I. (1940). Contributions à la géologie des pays moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. Bucureşti.
- A thanasiu S. (1918). Resturile de mamifere cuaternare de la Măluşteni (Covurlui). *An. Inst. Geol. Rom.* vol. VI. Bucureşti.
- G h e n e a C., G h e n e a A. (1964). Asupra prezenței unei faune ponțiene în sudul Podișului Moldovenesc. *D.S. Com. Geol.* XL. Bucureşti.
- M a c a r o v i c i N. (1929). Notă preliminară asupra depozitelor pliocene din sudul Moldovei. *Ac. Rom. Mem. Secf. St.* t. VI, S. III.—1.
- M a c a r o v i c i N. (1960). Contribuții la cunoasterea geologiei Moldovei meridionale. *An. St. Univ. A. Cuza, Sect. II*, Tom VI, fasc. 4. Iași.
- O b r e j a C. (1955). Observații geomorfologice și hidrogeologice în V. Bîrladului. *D. S. Com. Geol.*, vol. XXXIX. Bucureşti.
- O b r e j a C. (1960). Cîteva date hidrogeologice asupra cîmpiei Tecuciului. *Probl. geografie*, VII. Bucureşti.
- S f i c l e a V. (1960). Pietrișurile de Bălăbănești și cîteva precizări geomorfologice legate de ele. *An. St. Univ. Cuza, Sect. II*, Tom VI, fasc. 2. Iași.
- S imionescu I. (1930). Les vertébrés pliocènes de Mălușteni. *Ar. Rom. Public. Fd. Adamachi*, T. IX.
- S imionescu I. (1932). Les vertébrés pliocènes de Beresti. *Bull. Soc. Rom. Geol.* nr. 1, Bucureşti.
- \* \* \* Monografia geografică a R.P.R. Bucureşti.

## RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES SUR LA FEUILLE BÎRLAD

PAR

A. GHENEA

(Résumé)

Le travail présente le résultat des recherches hydrogéologiques entreprises au cours des dernières années dans la feuille 1 : 100.000 Bîrlad. Aux données obtenues à la suite des leviers hydrogéologiques se sont ajoutées quelques informations résultées des travaux d'alimentation d'eau de la ville de Bîrlad. Plusieurs complexes hydrogéologiques ont été ainsi séparés :

1. *Le complexe hydrogéologique qui correspond aux formations aquifères de la limite Miocène—Pliocène.* C'est un complexe qui englobe, d.pd.



vue de l'âge, des termes correspondant au Sarmatiens supérieur et au Méotien. Le domaine d'alimentation de ce complexe est situé vers le N, dans la région comprise entre Vaslui et Bîrlad.

Le circuit du courant souterrain de ces dépôts est influencé par leur affaissement vers le S, parce que la pression de couches augmente dans ce sens-là. Les eaux de profondeur sous pression ont été mises en évidence par les travaux de forage de la zone Bîrlad tout comme les eaux à caractère artésien qui paraissent dans les secteurs dont les conditions géographiques sont favorables à cette apparition. On les rencontre dans la vallée de Bârlad ainsi que dans la lunca Vallée Elanului.

Les données obtenues à la suite de quelques captations de l'eau de ces couches aquifères sous pression varie entre 1 m.c./h et 8 m.c./h (écoulement libre). Rappelons également, comme caractère hydrochimique de ces eaux, la présence d'un pourcent de  $H_2S$  libre qui imprime à l'eau son goût spécial. C'est la principale source d'alimentation d'eau dans la zone Bîrlad.

2. *Le complexe aquifère du Pliocène moyen.* Dans les formations du Pliocène moyen, représentées par les alternances d'argiles et de sables, une série d'horizons aquifères identifiée par de nombreuses sources s'est accumulée. A cause d'un grand nombre d'horizons aquifères qui apparaissent à des côtes supérieures à la base locale d'érosion, on y constate la présence d'un drainage permanent, à échanges actifs d'eaux. La composition chimique de ces eaux se caractérise par une teneur élevée en bicarbonates alcalino-terreux.

3. *L'horizon aquifère du Pliocène supérieur.* Des sables à l'épaisseur d'environ 60—80 m. se trouvent à la partie supérieure du Pliocène. Les conditions d'alimentation de cet horizon se rapportent surtout aux infiltrations directes provenant des précipitations atmosphériques. Un lit imperméable situé en base des sables crée des conditions favorables à l'accumulation des eaux dans cet horizon. Cet horizon représente une importante source d'alimentation d'eau de certains centres habités de la région.

4. *Eaux phréatiques.* Cette dernière catégorie comprend les eaux phréatiques accumulées dans les dépôts éluvial-déluviaux de la partie supérieure des aires interfluviales, les eaux phréatiques des dépôts du Pléistocène inférieur, les eaux phréatiques des alluvions holocènes des lunca, les eaux phréatiques des dépôts pléistocènes de terrasse. Les accu-

mulations situées dans les dépôts de la terrasse supérieure de Bîrlad présentent les plus importants débits de toutes les couches phréatiques. Par endroits, ce débit atteint 4 m.e./h (Sălceni—Gîrbovăț).

### EXPLICATION DE LA CARTE

Carte de l'établissement des zones hydrogéologiques de la feuille de Bîrlad.

1, zones à couches aquifères phréatiques dans les dépôts holocènes (Q<sub>h</sub>) ; 2, zones à couches aquifères phréatiques dans les dépôts pléistocènes (Q<sub>p</sub>) ; 3, zones à couches aquifères phréatiques et de profondeur dans les dépôts du Pléistocène supérieur (P<sub>s</sub>) ; 4, zones à couches aquifères et de profondeur dans les dépôts du Pléistocène moyen (P<sub>m</sub>) ; 5, zones à couches aquifères et de profondeur dans les dépôts du Pléistocène inf. — Miocène sup. (P<sub>i</sub> — S<sub>3</sub>) ; 6, zones à couches aquifères artésiennes dans les dépôts du Pliocène inf. — Miocène sup. (P<sub>1</sub> — D<sub>3</sub>) ; 7, zones à couches aquifères artésiennes dans les dépôts du Pliocène moyen (P<sub>2</sub>) ; 8, limite de la zone hydrogéologique ; 9, ligne de profil.



Geologia României  
Proiect de cercetare



Institutul Geologic al României

OBSERVAȚII ASUPRA UNOR DEPOZITE CU HIPPARION  
DIN PODIȘUL MOLDOVENESC<sup>1)</sup>

DE

C. GHENEÀ

---

**Abstract**

On some Deposits with Hipparrison in the Moldavian Plateau. The note presents some remnants of fossil mammals found on the right river of Bîrlad valley, to the North of Bîrlad township, such as: numerous fragments of *Hipparrison* (old type), *Castor fiber* L., *Palaeomeryx* sp. (?). According to these data, the stratigraphical position of the deposits containing fossil mammals is discussed. As they are situated within the Upper Sarmatian — Meotian interval, the author suggests the lower limit of Pliocene to be marked at their base.

---

În cele ce urmează, ne referim la cîteva observații făcute în regiunea situată pe malul drept al Bîrladului, imediat la nord de orașul Bîrlad. Din literatură, interfluviul Bîrlad-Siret este caracterizat prin prezența în Meotian a unor nisipuri piroclastice care, spre vest, în malul Siretelui, conțin la partea superioară intercalații de cinerite andezitice (N. Măcărovici, 1956). De asemenea, spre nord, în zona Flopana, sunt cunoscute de la Radu Sevastos orizonturi cineritice în pachetul de depozite care este atribuit Meotianului (R. Sevastos, 1920). Din aceleasi date de literatură, ni se precizează că nisipurile tufacee meotiene care apar în regiunea situată între Bîrlad și Siret, se pot urmări pînă la S de Puești, de unde identificarea lor în continuare spre sud, ar fi destul de dificilă.

Cercetările efectuate pe malul drept al Bîrladului, începînd chiar din vecinătatea orașului Bîrlad, ne-au condus însă la constatarea că depozitele nisipoase piroclastice au o răspîndire mult mai mare în partea aceasta

---

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 22 mai 1964.



a Podișului Moldovenesc. Am urmărit în mai multe profile stratele din baza Pliocenului deschise pe valea Simila, valea Seacă, valea Tutova din sectoarele situate în amonte de paralela orașului Bârlad. În versanții văilor menționate, am întîlnit argile galbene, argile vineții-gălbui, argile cenușii cu pete roșcate în alternanță cu nisipuri albe și gălbui. În acest pachet de strate, situat între cotele absolute 60 m și 300 m, se întâlnesc la diferite nivele orizonturi de nisipuri în care elementele melanocrate foarte frecvente atrag atenția uneori chiar la o examinare macroscopică. Analiza conținutului mineralologic al acestor probe a arătat un procent foarte ridicat de hornblendă și uneori și de hipersten. Nu se poate stabili numărul de orizonturi nisipoase piroclastice, deoarece se constată treceri frecvente pe laterală, consecința structurii torențiale ce caracterizează în general întregul pachet. Așa cum ne-au arătat datele de teren, se pare că toate nisipurile din alcătuirea acestui complex se caracterizează prin prezența în cantitate mai mare sau mai mică a elementelor de natură eruptivă, constituind principala caracteristică a formațiunilor respective.

În aceste depozite, am găsit în cîteva puncte și resturi de mamifere fosile. Astfel, la Băcani, pe o rîpă din marginea satului, apar în versanți deschideri în nisipuri gălbui în alternanță cu argile cenușii-albicioase. Într-un afloriment situat în jurul cotei absolute 150 m, la contactul între un orizont de nisipuri piroclastice și un strat de argile cenușii, am găsit mai multe resturi care însă nu se repartizează decât la două forme de mamifere fosile. Am recoltat din acest punct circa 18 resturi izolate caracteristice dentiției de *Hipparium*. Bine păstrați sunt 3 premolari superioiri, un molar superior și un premolar inferior, în rest dintii prezintind fie un grad de uzură foarte avansat, fie fragmentații din cauza condițiilor de sedimentare. Structura dintilor este caracteristică unor forme vechi de *Hipparium* de tipul celor descriși în fauna de Taraclia și Cimișlia. În afara resturilor de *Hipparium* sp., la Băcani am găsit, și un molar superior de *Castor fiber* L. Identitatea cu specia actuală pare de necrezut și ea a fost subliniată de Homenco care a descris un material mult mai numeros de *Castor fiber* L. la Taraclia.

În afara punctului de la Băcani, pe valea Seacă, în dreptul comunei Perieni, am găsit o deschidere în nisipurile piroclastice, situată în jurul cotei absolute 180 m. La microscop, nisipurile au arătat prezența în cantitate foarte mare a hornblendei, celelalte elemente fiind evident subordonate. În masa nisipurilor am găsit o lentilă conținând numeroase resturi de *Hipparium* sp.



Fragmentele recoltate reprezintă piese izolate dintr-o dentiție de *Hipparium*, resturile sănt bine conservate și se pot recunoaște: incisivi, premolari și molari aparținând atât arcului inferior cît și celui superior al unui *Hipparium* vechi ca și resturi de dinți arătând un grad de uzură avansat ce provin de la alt individ.

În acest punct am găsit și un fragment de maxilar cu doi premolari aparținând probabil genului *Palaeomeryx*.

Complectind punctele cu resturi de *Hipparium* găsite în regiune, menționăm deasemenea două fragmente de molari de *Hipparium* sp. (tip vechi) recoltate din argilele cenușii ce apar deschise în firul văii Seci, chiar în marginea nordică a orașului Bîrlad.

Spre nord de punctele citate de noi, nisipurile tufacee conținând mamifere fosile sănt descrise la Mînzați și Găiceana, de unde au fost recoltate resturile de *Dinotherium gigantissimum* de Grigore Stenfănescu (1894). Mai la nord, R. Sevastos a menționat la Nuțasca-Ruseni, într-o gresie aflată imediat sub cinerite, formele: *Hipparium gracile*, *Aceratherium incisivum* și *Tragoceras leskevitschi*. Între Bîrlad și Prut sănt citate resturi de *Hipparium* și *Gazella desperdita* la Zorleni și Giurcani în depozite meotiene (I. Simionescu 1903, N. Macaroviči 1937). Mai recent, N. Macaroviči a făcut cunoscută o faună cu *Hipparium* la SE de Iași, în dealul Păun, în depozitele aflate la limita între Sarmatianul mediu și Sarmatianul superior. Această constatare a pus în evidență faptul că simpla prezență a formelor vechi de *Hipparium* în depozite de la limita Miocen-Pliocen din Podișul Moldovenesc nu constituie un argument hotărîtor pentru raportarea lor Meotianului. Pentru acest motiv este necesar a sublinia în continuare unele particularități geologice ale formațiunilor Miocenului superior și Pliocenului inferior din Platforma Moldovenească, menționate în parte și de autorii anteriori.

Sfîrșitul Sarmatianului mediu aduce schimbări în paleogeografia Podișului Moldovenesc și anume se constată instalarea, pe mari suprafețe, a unor faciesuri de apă dulce. Ion Atanasiu caracterizează această perioadă ca fiind dominată de invadarea cu ape dulci și depunerea unor pachete de nisipuri cu structură încrucișată ce conțin resturi de *Helix* și arbori silicifiati (1945).

Faciesul acesta deltaic-lacustru este remarcat de toți autorii care au cercetat Podișul Moldovenesc: M. David (1920), I. Atanasiu (1945), N. Macaroviči (1958), P. Jeaneanu (1961). Alternanțele de argile și nisipuri cu structură încrucișată conținând moluște de apă dulce și resturi de mamifere ce caracterizează aceste

depozite, sănt cunoscute în literatură și sub denumirea de „Complexul superior”. Este separat pe o mare suprafață în Podișul central moldovenesc în regiunea bazinului superior al Bîrladului. Autorii au ajuns la concluzia că nu se pot face subdiviziuni în interiorul acestor depozite, reprezentând o serie care include termenii începînd cu sfîrșitul Sarmatianului mediu pînă în Meotian.

În zonele mai sudice, se consideră că partea superioară a complexului superior își are echivalenți în depozitele argiloase ce alternează cu nisipuri tufacee și care conțin resturi frecvente de *Hippurion*. Acest fapt a determinat de altfel pe autori să atribuie formațiunile respective Meotianului propriu-zis.

Așa cum am remarcat, prezența formelor de *Hippurion* nu constituie în acest caz un argument suficient pentru plasarea la Meotian. Resturile găsite sănt izolate și cu totul insuficiente pentru corelări cu asociațiile de la Taraclia și Cimișlia, care, de altfel, după părerile unor specialiști nu se situiază chiar ele în același nivel stratigrafic.

Datele de teren obținute în interfluviul Bîrlad—Siret, în zona vecină orașului Bîrlad, ne-au îndreptățit a considera că și în acest sector, au o mare dezvoltare depozitele descrise în zonele mai centrale ale Podișului Moldovenesc. Peste Bessarabianul fosilifer, urmează, pe cîteva sute de metri, un pachet de depozite arătînd în foarte multe cazuri o structură torențială și reprezentat prin alternanțe de argile și nisipuri. Formele de *Hippurion* găsite în aceste strate atîț de cercetătorii anteriori cît și de noi, nu permit atribuirea lor numai Meotianului deoarece, așa cum am arătat, chiar de la primele depozite de apă dulce din Sarmatianul superior de la Iași, încep să predomine resturile acestui equid. Prezența nisipurilor tufacee deasemeni nu reprezintă un indiciu sigur pentru Meotian, ele fiind plasate aici tocmai din cauza conținutului mammalogic citat. Ceea ce mai trebuie subliniat în acest caz, este faptul că la studiul forajului de la Ghidigeni efectuat de Iosefina Marinescu<sup>1)</sup> s-au întîlnit nivele de nisipuri cu elemente eruptive chiar din baza complexului, stînd peste Sarmatianul mediu fosilifer. În aceste condiții, trebuie să considerăm că depozitele tufacee apar chiar din momentul cînd începe sedimentarea complexului menționat, iar separări de vîrstă în interiorul lui sănt aproape imposibile.

ACESTE PARTICULARITĂȚI observate în Podișul Moldovenesc sănt în măsură să aducă în discuție unele puncte de vedere legate de problema limitei inferioare a Pliocenu lui.

<sup>1)</sup> Iosefina Marinescu. Raport asupra forajului Ghidigeni. Institutul Geologic, 1963.

Foarte mulți autori consideră că, în scara stratigrafică a Miocenului superior și Pliocenului inferior, sfîrșitul Sarmatianului mediu este perioada care oferă cele mai mari schimbări geologice. Au loc regresiuni ale mării, se formează bazine mari cu ape desalinizate, se răcește clima favorizind dezvoltarea mare a unei flore de climă temperată cu frunze schimbătoare. Influențele continentale în cadrul marilor bazine salmastre se manifestă prin abundența între moluște a formelor de *Congeria*, în timp ce între mamifere se constată un fenomen evolutiv important, legat de *Equidae*. Acestea devin consumatoare de iarbă, de graminee, și are loc substituirea lui *Anchitherium* cu *Hipparium* care și-a adaptat dentiția la noile condiții de hrana.

ACESTE schimbări ca și apariția simultană a lui *Hipparium* în diferite colțuri ale lumii în perioada respectivă, au constituit criterii pentru mulți cercetători de a fixa începutul Pliocenului cu partea finală a Sarmatianului mediu.

Condițiile geologice existente în Podișul Moldovenesc în intervalul analizat, justifică, în mare măsură, luarea în considerație a acestui punct de vedere în fixarea limitei inferioare a Pliocenului. Discuția aceasta necesită însă un volum mai mare, astfel că ne propunem a reveni asupra ei.

## BIBLIOGRAFIE

- A tan a siu I on (1940). Contributions à la géologie des pays moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XX. București.
- A tan a siu I on (1945). Le Sarmatien du Plateau moldave. *Ac. Rom. Mem. Sect. St. Seria III*, tom XX, 5. București.
- Barbu I. Z. (1934). Contribuționi la cunoașterea florei fosile din Pod. Moldovenesc. *Ac. Rom. Mem. Sect. St. Ser. 3*, t. 10. București.
- David M. (1920). Cercetări geologice în Podișul Moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.* t. IX. București.
- Homenenco I. (1912). La faune métotique du village Taraklia du district de Bendery. Castor fiber LIN. *Travaux de la soc. des Naturalistes et des Amateurs des Sciences naturelles de Bessarabie*. Vol. II. Fasc. 2. Chișineu.
- Jeanrenaud P. (1961). Contribuții la geologia Podișului central moldovenesc. *An. St. Univ. Cuza*, tom. VII, fasc. 2. Iași.
- Macarovic N. (1937). Sur la faune de mammifères fossiles de Giurcani. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III.
- Macarovic N. (1956). Așupra cineritelor andezitice din partea de sud a distr. Bacău. *D. S. Com. Geol.* XL. București.
- Macarovic N., Jeanrenaud P. (1958). Revue générale du Néogène des Plate-formes de la Moldavie. *An. Științ.. Univ. Cuza. S. N. (Științ. Natur.)*, Tom IV, fasc. 2. Iași.



Sevastos Radu (1920). Limita Sarmațianului, Meotianului și Pontianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX. București.

Simionescu Ion (1903). Hipparion gracile en Roumanie. *An. Sc. Iassy*, t. II. Iași.

Ștefănescu Gr. (1894). Dinothereum gigantissimum. *An. Muz. Geol. Pal.* București.

## OBSERVATIONS CONCERNANT LES DÉPÔTS À HIPPARION DU PLATEAU MOLDAVE

PAR

C. GHENEA

(Résumé)

Cette note signale quelques restes des mammifères fossiles qui ont été trouvés sur la rive gauche de la rivière Bîrlad, au N de la ville de Bîrlad. Le premier point fossilifère est Băcani (environ 10 km distance de Bîrlad) où ont été trouvées des pièces isolées appartenant à une dentition de *Hipparium* sp. (individu ancien du type Cimișlia—Taraclia). On a encore trouvé un molaire supérieur de *Castor fiber* L. Autre point fossilifère est situé à Perieni d'où ont été pris des restes de *Hipparium* sp. (formes anciennes) et *Palaeomeryx* sp. (?).

A cette occasion l'auteur fait une brève exposition sur la position stratigraphique des dépôts qui contiennent les formes fossiles trouvées. Il montre que, dans le Plateau Moldave, un complexe deltaïque-lacustre à structure torrentielle, dépourvu de mollusques fossiles s'est déposé au-dessus du Sarmatiens moyen. Ces dépôts contiennent fréquemment des restes de *Hipparium* sp. associés aux formes rappelant la faune de Cimișlia et Taraclia. Pareillement, on rencontre des sables à prédominance d'éléments de nature éruptive dans tout le paquet de couches à niveaux différents. On ne peut pas séparer les âges dans ce complexe qui comprend des termes en commençant par la période finale du Sarmatiens moyen jusqu'au Méotien. C'est pourquoi en plaçant la limite inférieure du Pliocène à la partie supérieure du Bessarabien, ainsi que la littérature de spécialité l'a proposé pour d'autres provinces géologiques, nous ne ferons que nous conformer à la situation géologique du Plateau Moldave.

STRATIGRAFIE

CONTRIBUȚIUNI LA CUNOAȘTEREA CUATERNARULUI  
VĂII SIRETULUI DIN REGIUNEA BACĂU — ROMAN<sup>1)</sup>

DE

T. BANDRABUR, P. GIURGEA

**Abstract**

Contributions to the Study of the Quaternary Deposits of the Siret Valley in the Bacău-Roman Area. Data concerning the morphology and horizon-determination of the Quaternary deposits in the Bacău-Roman area are reported. Six terraces have been stated for the Siret and Moldova rivers and seven terraces for Bistritza river. Their relative altitude ranges from 3 to 180 m. Each terrace consists of a horizon of gravels and blocks — at the base — originating from the Carpathian Flysch, overlain by a 2 to 5 m thick cover of loessoid deposits. The remnants of fossil mammals resulted from the old terrace (170—180 m) represented by a mandible and a molar of *Arhidiskodon meridionalis* Nesti, and by molars of (?) *Elephas trogontherii* Pohlig and *Mammuthus primigenius* Blum. found in the lower terraces indicate that: the deposits of the old terrace are of Lower Pleistocene age (St. Prestian); the deposits of the high terrace and of the upper terrace correspond to Middle Pleistocene; the deposits of the second level (falling within the upper terraces) and those of the lower terraces represent the Upper Pleistocene, while the deposits of the low terrace and of the alluvial plain are Holocene. The loessoid deposits of the upper part of the coarse-grained terrace accumulations represent comprehensive series, their sedimentation taking place at large intervals, i.e. starting with the end of the deposition of terrace gravels and reaching up to Upper Holocene.

*Introducere.* În vederea definitivării machetelor hărților geologice foile: Bacău și Roman, scara 1 : 100.000 a mai fost necesară o cercetare privind cartarea și orizontarea depozitelor cuaternare de pe foile menționate.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 27 martie 1964.



Regiunea studiată ocupă o bună parte din bazinul rîului Siret dintre N Roman și S Bacău, delimitindu-se la E prin versantul stîng înalt al rîului Siret, între Răcătau și Buruienești; limita nordică se trasează după o linie ce trece prin comunele: Buruienești, Pildești, Girov; limita vestică urmărește îndeaproape contactul cu zona colinară de pe dreapta rîurilor Bistrița și Siret, între W Rosnov și Răcăciuni.

*Istoricul cercetărilor.* Formațiunile cuaternare din această regiune nu au constituit pînă în prezent obiectul unor cercetări de detaliu; în cadrul studiilor privind depozitele mai vechi, efectuate de D. M. Preda (1913), I. Atanasiu (1940), N. Macarovică (1955) N. Macarovică și P. Jeanrenaud (1958), etc, s-au făcut aprecieri cu totul generale și asupra depozitelor cuaternare.

Date morfologice cu privire la valea Siretelui ne sunt cunoscute din lucrarea lui R. Sevestos (1903), în care menționează pentru zona Pașcani, existența unui număr de cinci terase, cu următoarele altitudini relative: 150 m, 101 m, 55—46 m, 30 m și de 16 m. La W și S de Bacău, D. M. Preda (1913) cartează pe dreapta rîurilor Bistrița și Siret trei categorii de terase și anume: terase inferioare, în care înglobează, după cum vom vedea mai tîrziu, nivelele de 3—5, 15—20 și de 30 m; terase mijlocii, cu altitudini relative cuprinse între 30 și 70 m, care potrivit cercetărilor noastre, nu ar fi reprezentate decît printr-un singur nivel de terasă — cel de 70 m — și terase superioare cu altitudini relative de 100 — 200 m, dintre care în zona menționată ar fi nivelul de 100 — 120 m.

La N de regiunea cercetată de noi, în zona Pașcani, I. Sircu (1955) reușește să dea o imagine morfologică clară, identificînd la rîul Siret un număr de cinci terase, cu următoarele altitudini relative: 4—7 m, 20—30 m, 30—60 m, 150 m și 190 m.

N. Macarovică (1960) distinge la rîul Siret trei grupe de terase și anume: 2 terase superioare (de 170—190 m și de 120—150 m), delimitînd pe foaia Roman doar terasa de 170—190 m; 2 terase medii (de 50—60 m și de 20—25 m) reprezentînd pe hartă numai terasa de 20—25 m, iar pe sectorul Itești—Buhuși, încadreză la terasele medii și terasa de 120—150 m; și terasele inferioare (joase) de luncă.

În ceea ce privește vîrstă acestor terase, majoritatea cercetătorilor le acordă o vîrstă cuaternară; I. Sircu (1955) înclină să atribuie terasele superioare (de 150 și 190 m) ale rîului Siret, Levantin—Cuaternarului sau Cuaternarului inferior.



### Morfologia regiunii

Regiunea cercetată face parte din Podișul moldovenesc, care în această parte este brăzdat de o rețea hidrografică majoră, alcătuită din rîul Siret și afluenții, râurile Moldova și Bistrița. Direcția de curgere a acestor râuri pune în evidență pantă morfologică generală a podișului, orientată de la NNW–SSE. Datorită eroziunii exercitată de rețeaua hidrografică majoră și minoră, suprafața podișului a fost intens fragmentată, astăzi fiind reprezentată printr-o serie de dealuri și culmi orientate, aproximativ N–S și cu altitudini ce descreșc în aceeași direcție de la cca 500 m pînă la 300 m. Spre W, porțiunea de podiș cercetată vine în contact cu zona colinară, a cărei grad de fragmentare este cu mult mai avansat, iar înălțimile acesteia predomină podișul.

Deși semnalat la rețeaua hidrografică a regiunii este caracterul de asimetrie a văilor, remarcat de majoritatea cercetărilor. Astfel, rîul Siret, pe partea stîngă prezintă un versant abrupt taluzat, către care se îndreaptă apele rîului și erodează continuu acest mal. Pe partea dreaptă, în schimb, constatăm o pantă dulce, uneori mai accentuată, generată de rîu în diversele etape de formare a teraselor. În ceea ce privește afluenții, râurile Moldova și Bistrița, observăm că acestea au terase pe partea stîngă și malul drept, în majoritatea cazurilor, ridicat. Caracterul de asimetrie al văilor se constată și la rețeaua hidrografică minoră și mai ales la acele văi care au o direcție E–W sau W–E, cum ar fi pîraiele: Sagna, Ion Creangă, Damienești, Negri, Morii, Cleja, Răcăciuni, etc., la care versantul sudic este abrupt taluzat, iar cel nordic avînd o înclinare domoală către talveg.

Asupra factorilor care au determinat caracterul de asimetrie al văilor s-au emis o serie de ipoteze dintre care amintim: acțiunea constantă a rotației pămîntului, acțiunea vînturilor dominante de NE, direcția ploii, numărul mare de afluenți dintr-o anumită parte a rîului, ipoteze care însă sunt neputincioase în explicarea fenomenului. Hotărîtori în această direcție rămîn factorii de ordin geologic, tectonic și neotectonic, care au afectat în mod diferențiat teritoriul din una și aceeași unitate structurală, factorii enumerați mai înainte avînd un rol secundar.

**Terasele rîurilor Siret, Bistrița și Moldova.** Cercetările noastre efectuate în regiunea de care ne ocupăm, au pus în evidență prezența unui număr de șase terase pentru râurile Siret și Moldova și de șapte, pentru rîul Bistrița. De regulă aceste terase se dezvoltă pe partea dreaptă a Siretului și Moldovei și pe partea stîngă a Bistriței. Cu totul local, înținim



pe partea stîngă a Siretului cîte un nivel de terasă inferioară (vezi planșa). În tabelul 1 redăm terasele fiecărui rîu cu altitudinile lor relative.

TABELUL 1  
*Terasele rîurilor Siret, Moldova și Bistrița*

Rîuri Terasele cu alit. relative	Siret	Moldova	Bistrița
T. veche	170—180 m	170—180 m	160—170 m
T. înaltă	110—120 m	110—120 m	100—110 m
T. superioare	60— 70 m	60— 80 m	60— 70 m 40— 45 m
T. inferioare	20— 35 m 10— 20 m	20— 25 m 10— 15 m	20— 30 m 8— 12 m
T. joasă	3— 5 m	3— 5 m	3— 5 m
Lunca	2— 5 m <sup>1)</sup>	2— 5 m	2— 5 m

**T e r a s a v e c h e**, cu altitudine relativă de 170—180 m, o întîlnim pe partea dreaptă a Siretului și Moldovei, precum și pe ambele părți ale Bistriței, pe anumite sectoare. Această terasă are o extensiune redusă, datorită eroziunii, rămînind astăzi sub forma unor culmi alungite, orientate N—S, constituind dealurile : Dumbrava, Cireșu, Făget, dealul lui Vodă etc ; ea reprezintă continuarea terasei „Tătăruși” din zona Pașcani (I. Sîrcu, 1955).

**T e r a s a i n a l tă**, cu altitudinea relativă de 100—120 m, se poate urmări între comunele Cîrligi la N și Ciumaș la S, pe o fîșie lată de 0,500—1,5 km ; apoi a fost identificată pe partea dreaptă a Bistriței și Siretului, la W de comuna Hemeiuș, la E de comunele Sohodol și Călugăra, dispărînd în dreptul comunei Luizi—Călugăra. Pe o suprafață destul de mică a mai fost cartată și la S de Olărești. Această terasă este intens fragmentată de o serie de văi transversale, iar pe sectorul Bahna, Băhnișoara, Ruptura, W Pădureni se îngustează foarte mult, fiind mai evidentă în unele spații intervale, sub forma unor umeri mai mari sau mai mici. Prezența pietrișurilor din care apar numeroase izvoare, mai ales în zona comunei Ruptura, pledează pentru existența acestei terase. Datorită păturii de depozite deluvial-proluviale care maschează contactul dintre terasa veche și înaltă, imprimă acesteia din urmă o ușoară înclinare estică spre Siret și sudică spre Bistrița. Pe suprafață

<sup>1)</sup> Altitudinea relativă a lunicii calculată în funcție de nivelul albiei majore.

terasei înalte sunt situate comunele : Cîrligî, Bogzești, Birjoveni, Hociungî, Broșteni, Ilieșî, Hălmăcioaia, Fîntînele și Călugăra.

Nivelul de terasă de 100—120 m este echivalent „terasei Brătești” (I. Sîrcu, 1955).

Terasa superioară, cu altitudinea relativă de 60—80 m, este evidentă pe sectorul Porțești—Itești, la S de Hemeiuș, la W de Bacău, pînă la E de Sărata, apoi între Cleja și S. Răcăciuni ; acelaș nivel îl întîlnim pe partea stîngă a Bistriței între N Buhuși și N Podoleni.

Începînd de la N de Porțești, taluzul acestei terase este aproape sters și nu se observă decît o suprafață slab înclinată de la baza terasei de 120 m către E, făcînd uneori corp comun cu nivelul de terasă imediat inferior. Aceeași situație s-a constatat și mai la N în zona Pașcani, pe care I. Sîrcu (1955) o pune pe seama „coluvionării unei cantități însemnante de loess pe suprafață terasei Pașcani, luat de pe terasa valea Seacă”. Dat fiind faptul că fruntea acestei terase nu se poate urmări pe o distanță de cca 60 km, între Porțești și N Valea Seacă, ipoteza mai înainte menționată nu este satisfăcătoare, deoarece atât la N cât și la S de această zonă, întîlnim în general aceleași condiții geologice, morfologice și hidrologice, totuși taluzul terasei este evident. După părerea noastră, rîul Siret, din timpul terasei de 20—30 m, este cel care a contribuit la îndeprtarea prin eroziune a unei bune părți din materialul deluvial-proluvial de pe terasa de 60—70 m, din zona indicată mai înainte, apele de siroire avînd un rol secundar.

Nivelul morfologic de 60—80 m, din regiunea noastră, corespunde „terasei Valea Seacă” de la N (I. Sîrcu, 1955).

La rîul Bistrița, în zonele Buhuși—Racova și Cîndești—Portărești, se constată prezența unui nivel de terasă, cu altitudinea relativă de 40—45 m, care nu are nici un corespondent la rîurile Siret și Moldova din regiunea cercetată. Analizînd situația teraselor Bistriței, în amonte și anume în zona P. Neamț, am constatat că aici, Bistrița prezintă următoarele terase : 150—180 m; 120—150 m; 2 nivele erodate ; 40—45 m ; 8—12 m și 5—6 m (T. Bandrabur și colaboratori, 1964). Întrucît terasa „Traian” în zona P. Neamț are o altitudine relativă de 40—45 m, iar la N de Podoleni aceasta scade pînă la 20 m, considerăm că treapta de 40—45 m de la Buhuși și Portărești reprezintă un nivel superior terasei „Traian”, care în zona P. Neamț este erodat, iar la Buhuși apare cu altitudinea relativă deja menționată. Această treaptă am inclus-o în categoria teraselor superioare.

**Terasa inferioară.** În teritoriul studiat de noi, am întîlnit două nivele pe care le-am încadrat în terasele inferioare ; cel

superior are o altitudine relativă cuprinsă între 20—35 m, iar nivelul inferior de 8—20 m. Treapta de 20—35 m are extensiunea cea mai mare și se poate urmări pe dreapta Siretului, după o fâșie aproape continuă, între Traian și Faraoani, cu excepția zonelor de confluență cu Moldova și Bistrița. Lățimea maximă de 2—5 km o prezintă pe sectoarele Berești—Miron Costin — W N. Bălcescu și S Bacău. Pe partea stângă a Siretului, terasa de 20—35 m s-a identificat în puține locuri, cu o dezvoltare redusă în zonele Gidinți, Icușești, Spiridonesti, Negri, Präjești și Traian. În zona de confluență a rîului Moldova cu Siretul, terasa inferioară a Moldovei de pe stânga are o altitudine relativă mai mică, de 20—25 m, iar cea de pe dreapta depășește cifra de 40 m, ca rezultat al depunerilor apreciabile de depozite deluvial-proluviale transportate de apele de șiroaie de pe treptelete superioare. Terasa de 20—35 m este echivalentă „Terasei Pașcani” (I. Sircu, 1955).

Al doilea nivel aparținând terasei inferioare cu altitudinea relativă de 8—20 m, are o dezvoltare mai mică și se întâlnește în zona de confluență a Siretului cu Moldova și la N și în special la S de N. Bălcescu, sub forma unei fâșii lungi de cca 15 km și lată de 50—100 m. În zona de confluență Siret—Moldova, această treaptă are altitudinea relativă de 20 m față de Siret și de 10—15 m față de Moldova. Constatarea menționată este valabilă pentru toate terasele Siretului și ale afluenților lui, în sensul că terasele rîului colector au altitudinea relativă mai mare decit a teraselor rîurilor afluente.

Nivelul al doilea al terasei inferioare rîul Bistrița are o dezvoltare restrânsă, între Hemeiuș și Mărgineni—Munteni cu altitudinea relativă de 8—12 m.

Terasa joasă, cu altitudinea relativă de 3—5 m, ocupă suprafețe mai mari sau mai mici după cum urmează: în partea de N a regiunii o întâlnim pe dreapta Siretului sub formă de petece, între Tămășeni și Roman; pe stânga Moldovei, aceasta are o dezvoltare continuă, între E Pildești și Roman. În zona orașului Roman, această terasă are o altitudine relativă ce depășește cifra de 8 m, datorită depozitelor deluvial-proluviale venite de pe terasa de 10—15 m. Mai spre S, o întâlnim începând de la Filipești după o bandă continuă, lată de 300—1000 m, pînă în dreptul comunei Cățelești; pe o suprafață redusă, această terasă mai apare la E de Faraoani, cca 3 km. Cu aceeași altitudine relativă, terasa joasă se constată și pe partea dreaptă a Bistriței în zona orașului Bacău.

Înem să precizăm că atît al doilea nivel încadrat în terasele inferioare (10—20 m Siret; 10—15 m Moldova; 8—12 m Bistrița) cît și terasa joasă de 3—5 m, nu au fost specificate pe hărțile anterioare,

acestea fiind incluse fie în „terasa medie” (nivelul de 8—20 m), fie în „terasa inferioară” (ambele nivele) (N. M a c a r o v i c i, 1960).

**Lunca.** Luncile rîurilor principale din regiune au dezvoltarea cea mai mare, prezentând o altitudine relativă cuprinsă între 2—6 m față de albia majoră. Datorită faptului că în anumite sectoare, lunca are o altitudine relativă în jur de 5—6 m, nemaifiind supusă inundațiilor, i-a determinat pe unii cercetători să o considere terasă (terasa inferioară — N. M a c a r o v i c i, 1960, terasa albiei majore, I. Sîrceu, 1955). Aspectul morfologic neted al luncii este deranjat de prezența a numeroase zone mlăștinoase, privaluri, cursuri părăsite, belciuge, grinduri, etc. Pe stînga Siretului și pe partea dreaptă a rîului Bistrița, la contactul dintre luncă și versantul înalt al podișului, pe anumite sectoare se constată o pătură de depozite deluviale-proluviale, mai groasă către versant și din ce în ce mai subțire către albia rîului, înălțînd astfel cu mult altitudinea relativă a luncii. Cu totul local, mai ales la lunca Siretului, în zonele menționate, se întâlnește un nivel intermediar, între albia majoră și luncă, cu o dezvoltare relativ mică.

### Geologia regiunii

Depozitele care apar la zi în regiunea cercetată aparțin Sarmatiștilor, Meotianului și Cuaternarului.

Sarmatiștanul ocupă o suprafață mare din regiune și este reprezentat prin subetajele: Bessarabian și Kersonian. Depozitele bessarabiene sunt alcătuite din marne nisipoase, nisipuri, gresii oolitice și calcaro-oolitice, caracterizate printr-o bogată faună de moluște fosile citată de N. M a c a r o v i c i și P. Je an re na u d (1958). Kersonianului i-au fost atribuite o serie de nisipuri, cu intercalări de nisipuri argiloase și rare lentile de prundișuri, fosilifere.

Meotianul urmează în continuitate de sedimentare peste depozitele sarmatiene (N. M a c a r o v i c i, P. Je an re na u d, 1958) și se întâlnește pe partea stîngă a Siretului din zona Drăgești spre S, iar pe partea dreaptă, de la S de Valea Mare. Sedimentele meotiene sunt alcătuite din nisipuri, gresii, tufuri andezitice, marne și argile.

Cuaternarul are extensiunea cea mai mare în regiune și este reprezentat prin depozitele loessoide, depozitele de terase și lunci, precum și prin depozitele deluviale acumulate în zona contactelor morfologice.

**Litologia depozitelor cuaternare.** Cele mai vechi sedimamente cuaternare din regiune sunt reprezentate prin depozitele loessoide care se întâlnesc pe interfluvii. Ele sunt alcătuite din prafuri nisipoase, nisipuri prăfoase, uneori cu un caracter mai argilos, gălbui, cu concrețiuni cal-

caroase în rețea sau individualizate. Culoarea depozitelor loessoide este gălbui-deschisă, rareori observându-se căte o bandă de culoare mai închisă, lată de 0,2—1 m, constituită dintr-un material mai argilos reprezentând soluri îngropate (Icușești); acestea nu se pot urmări pe distanțe mari. În depozitele loessoide de pe interfluvii, în anumite puncte (S. Bălușești, N. Negri, E. Präjești, etc.), se constată prezența unor intercalații lenticulare de nisipuri grosiere, sau chiar elemente rare de pietrișuri mărunte, fapt ce pledează pentru geneza deluvial-proluvială a acestor depozite. Grosimea depozitelor loessoide variază între 5—20 m.

Terasa veche cu altitudine relativă de 170—180 m este tăiată în depozitele loessoide de pe interfluvii, având în fundament depozitele sarmațian-medii și superioare. Deschideri clare în terasa de 170—180 m a Siretului, ne lipsesc; totuși pe extremitatea nordică a dealului Dumbrava, am întîlnit un puț a cărui adâncime este de 4,5 m. La baza puțului se poate constata prezența unui strat de pietrișuri cu rari bolovani, gros de 1,50—2 m. Peste stratul propriu-zis de pietrișuri, urmează cca doi metri de argile nisipoase grosiere, negricioase, în masa căroră se observă numeroase elemente de pietrișuri, pe care le întîlnim și în arături. Pe Dealul lui Vodă, de la W de Bîrjoveni, există o carieră de pietrișuri care incepe chiar de la suprafața solului, acumulările fine ale terasei fiind probabil erodate.

Același nivel de terasă, de pe partea stângă a rîului Bistrița, imediat la N de Marginea (raion Buhuși), prezintă următorul profil de la suprafață: prafuri argiloase nisipoase cu concrețiuni calcaroase, roșcate la partea superioară și gălbui spre bază, groase de 5—8 m. Acestea repauzează pe un strat de pietrișuri și bolovanișuri, cu anumite intercalații conglomeratice. Grosimea pietrișurilor variază între 4—8 m. Baza stratului de pietrișuri este acoperită de depozite deluviale, iar întreg versantul văii de sub pietrișurile terasei este afectat de o sumedenie de alunecări consolidate.

Din punct de vedere petrografic, pietrișurile terasei sunt alcătuite din cuarțite, gresii, micașisturi, elemente verzi, etc.

În ceea ce privește lipsa depozitelor deluvial-proluviale sau prezența lor într-o cantitate redusă pe terasa veche a Siretului, o punem pe seama faptului că aceasta a rămas sub forma unor martori de eroziune de pe care apele de șiroire au cărat în permanență depozitele deluvial-proluviale. Cât despre prezența acestora pe același nivel de terasă de pe partea stângă a Bistriței, o explicăm prin aceia că terasa veche a Bistriței constituie o treaptă inferioară suprafeței podișului, de pe care apele de șiroire au erodat și transportat cantități însemnante de depozite deluvial-proluviale.



Terasa înaltă de 110–120 m a Siretului prezintă deschideri puține la număr și incomplete. Pietrișurile acestei terase se pot observa pe anumite văi și anume la Cîrlig, la WSW de Dulcești, la W de Brănișteni și Broșteni cu grosimi de 1–3 m, din care apar izvoare. Pietrișurile au în bază marne nisipoase cenușii-vinete și nisipuri sarmațiene, iar la partea superioară se constată o pătură de depozite deluvial-proluviale constituite din prafuri argiloase nisipoase, gălbui, a cărei grosime variază între 3–15 m.

Structura acestei terase se poate vedea bine pe partea stângă a Bistriței, între Ciumași și Buhuși. La Ciumași depozitele de terasă sunt reprezentate prin depozite deluviale proluviale gălbui, groase de 2–4 m, suportate de un strat de pietrișuri și bolovănișuri, cu o grosime de 4–6 m. Fundamentul terasei este constituit dintr-o alternanță de nisipuri gălbui-cenușii, cu intercalații de gresii și marne nisipoase, sarmațiene. La W de Hălmăcioaia și E de Lețcani, pietrișurile încep chiar de la suprafața solului și au o grosime de 6–8 m. Aceste pietrișuri și bolovănișuri, în anumite puncte (Marginea) sunt cimentate, prezentându-se în plăci de 0,20–0,80 m, cu aspect conglomeratic. La alcătuirea petrografică a pietrișurilor terasei de 100–110 m iau parte cuarțite, gresii, micașisturi, elemente verzi etc. La NE de Buhuși, pietrișurile și bolovănișurile acestei terase sunt incluse într-o masă de nisipuri argiloase de culoare roșcată.

Deschideri în terasa superioară a Siretului cu altitudinea relativă de 60–70 m sunt foarte rare și ne sunt oferite de văile care o străbat: pîrîul valea Morilor, pîrîul Sîrbilor, pîrîul Precista și pîrîul Berești. În malurile acestor văi, apar din loc în loc pietrișuri acoperite de depozite deluvial-proluviale gălbui a căror grosime, potrivit adîncimii nivelului hidrostatic, variază între 5–20 m.

Structura acestei terase este evidentă în versantul stâng al rîului Bistrița, în dreptul limitei sudice a comunei Itești unde dăm următorul profil: la partea superioară, pe o grosime de 25–30 m, se constată depozite loessoide alcătuite din prafuri nisipoase gălbui, macroporice, sfărâmicioase, cu rare concrețiuni calcaroase; spre baza depozitelor loessoide se observă două soluri îngropate, cu o grosime de 0,20–1 m. În masa depozitelor loessoide mai întîlnim la anumite nivele, rare elemente de pietriș mărunt cu un diametru de 2–10 mm. Urmează un strat de pietrișuri și bolovănișuri, gros de 6–8 m, caracterizat printr-o structură încrucișată. Pietrișurile repauzează pe o succesiune de nisipuri și nisipuri marnoase cenușii-gălbui, uneori vinete sau feruginoase, dispuse în pachete

mici, separate prin intercalații subțiri de marne, orizontale, cu cardiace și mactre de talie mică — sarmațiene.

La limita sudică a regiunii, pe partea dreaptă a râului Siret, la Răcăciuni, terasa de 70 m pune la zi următoarea succesiune: sub o pătură de sol negricios, groasă de 0,50 m, urmează 15—20 m de depozite loessoide gălbui, suportate de un strat de nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, gros de 5—6 m; fundamentul terasei este alcătuit din nisipuri mărunte și fine, gălbui-cenușii, cu intercalații grezoase, uneori sub formă de trovanții, de vîrstă meotiană. Grosimea vizibilă a nisipurilor meotiene este de 20—40 m. Menționăm că din nisipurile meotiene apar izvoare cu debite de 0,3—0,6 l/sec.

Terasa inferioară, cu altitudine relativă de 20—35 m, prezintă numeroase deschideri întâlnite în dreptul comunelor Gidinți, Corhana, Horia, Sofrocești, Icușești, Spiridonesti, Drăgești, Präjești, Bogdan Vodă, Săucești, Nicolae Bălcescu, etc., care pun în evidență clar structura acesteia. În general, la alcătuirea litologică a terasei de 20—35 m, iau parte solul vegetal, depozitele loessoide, groase de 10—20 m și un strat de pietrișuri cu o grosime de 4—7 m, din care apar izvoare cu debite importante. Depozitele loessoide sunt constituite din prafuri nisipoase, gălbui, macroporice, sfărâmicioase, cu concrețiuni calcaroase; în anumite puncte (Prăjești, Icușești, Corhana, etc.), depozitele loessoide devin din ce în ce mai nisipoase, cu un caracter grosier, prezentând chiar și rare elemente de pietriș mărunt, situație ce justifică geneza deluvial-proluvială pe care o acordăm acestor depozite. În profilele de la Bogdan Vodă, Corhana, Bazga, Icușești etc., se constată în depozitele loessoide prezența unui sol îngropat, cu o grosime de 0,20—0,80 m. Depozitele de terasă sunt suportate fie de marne sau nisipuri sarmațiene în nordul regiunii, fie de nisipuri și gresii meotiene spre sudul regiunii.

Cel de al doilea nivel încadrat în terasele inferioare, este treapta de 8—20 m, a cărei structură o cunoaștem din forajele executate în zona orașului Roman (C. Barăt, 1962). Sub solul vegetal se întâlnește un strat de depozite loessoide, gălbui-închise, gros de 6—9 m, alcătuite din nisipuri fine prăfoase macroporice, sfărâmicioase, cu concrețiuni calcaroase în rețea spre partea superioară. Urmează un orizont cu nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, cu o grosime de 3—7 m, situat pe marne nisipoase sarmațiene. Deschiderile din aceeași terasă de la E și S de Nicolae Bălcescu, pun în evidență o litologie asemănătoare celei descrise anterior, avind în bază nisipuri și gresii meotiene.

Terasa joasă, cu altitudine relativă de 3—5 m, este alcătuită în general din solul vegetal, sub care urmează prafuri argiloase nisipoase

din ce în ce mai nisipoase către bază, groase de 3–6 m, depuse peste un strat de nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri cu o grosime de 2–4 m.

Alcătuirea litologică a luncilor râurilor principale din regiune, este asemănătoare cu cea a terasei joase, cu deosebirea că depozitele aluvial-proluviale din partea superioară au un caracter argilo-nisipos, uneori pur nisipos.

O altă categorie de depozite întâlnită în regiune, este reprezentată prin depozitele deluviale. Aceste depozite se pot observa la contactele dintre diferitele unități morfologice și sunt constituite din prafuri argilo-nisipoase cu rare sau frecvente elemente de pietriș.

Demne de semnalat în regiune sunt fenomenele fizico-geologice reprezentate prin alunecări, în general active, remarcate în special pe versantul stîng al Siretului, și pe versanții de pe dreapta Moldovei și Bistriței.

**Date paleontologice și stratigrafice.** Încercînd să orizontăm depozitele descrise mai înainte, menționăm că s-au semnalat resturi de Proboscidiensi în una din terasele înalte și în terasele inferioare din regiune, resturi pe care le vom folosi drept repere în vederea stabilirii vîrstelor acestor depozite.

Astfel, în satul Gura Văii, comuna Racova, raion Buhuși, A. Saraiman și V. Căpitănu<sup>1)</sup> fac cunoscută prezența unei mandibule cu un molar și fragmente de defense, aparținînd speciei *Arhidiskodon meridionalis* Nesti, piese expuse la Muzeul regional Bacău. Autorii citați precizează că aceste resturi au fost găsite în terasa de 40–60 m a Bistriței, la contactul dintre depozitele loessoide și nisipurile grozioare ale terasei.

Deoarece autorii menționați nu au avut o privire de ansamblu asupra sistemului de terase ale rîului Bistrița, precum și faptul că n-au dat atenție modului de prezentare a depozitelor de terasă din care au fost recoltate resturile de Proboscidiensi amintite, desigur, au fost puși în situația de a comite unele inexacități.

În cele ce urmează dăm locul exact de unde s-au ridicat piesele citate mai înainte, indicat de unul din autorii notei (V. Căpitănu) și situația geologică. Ne aflăm pe teritoriul satului Gura Văii și anume pe botul de deal delimitat de pîriul Valea Rea și pîriul Iliești, dintre curbele de nivel de 260–275 m. Din punct de vedere morfologic, botul de deal res-

<sup>1)</sup> Aurel Saraiman și Viorel Căpitănu. Prezența lui *Elephas meridionalis* Nesti, în terasa a doua a Bistriței (Racova-Buhuși). Notă prezentată în cadrul Universității „Al. I. Cuza” Iași, în octombrie 1963.

pectiv se încadrează în terasa Bistriței cu altitudinea relativă de 100—110 m; o terasă de 40—60 m de care vorbesc autorii citați, nu poate fi vorba în zona satului Gura Văii, aceasta întâlnindu-se de la N de pîrul Glod pînă în zona orașului Buhuși și pe partea dreaptă a Bistriței, în amonte de localitatea Cindești.

Litologia depozitelor de terasă este reprezentată la partea superioară, pe o grosime de 4—6 m, din depozite deluvial-proluviale, constituite din argile prăfoase lehmificate, gălbui-cenușii, cu elemente de pietrișuri disseminate în masă; urmează 3—4 m de nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri pure sau incluse într-o masă de argile lehmificate, repauzând pe nisipuri și gresii sarmațiene.

Mandibula împreună cu molarul de *Arhidiskodon meridionalis* au fost recoltate din depozitele deluvial-proluviale, de la 1,5—2 m deasupra stratului de nisipuri și pietrișuri și nu de la «contactul dintre depozitele loessoide și nisipurile grozioare ale terasei» după cum specifică autorii mai înainte citați.

După aspectul pe care-l prezintă atât pietrișurile (incluse într-o masă de argilă lehmificată) cît și depozitele deluvial-proluviale, se pare că aceste depozite au fost remaniate în partea superioară a terasei de 100—110 m, din terasa veche de 160—170 m, a cărei bază se găsește la o distanță de cca 500—600 m. Considerăm că mandibula și molarul de *Arhidiskodon meridionalis* de la Gura Văii, provin din terasa veche de 160—170 m.

În terasele de 100—120 m și de 60—80 m, pînă în prezent nu s-au semnalat resturi de mamifere fosile. În ceea ce privește terasele inferioare, acestea sunt mai bogate în asemenea resturi. Astfel în terasa de 25—30 m pe care este situată comuna Icușești, la cca 500 m NW de comună, din pietrișuri am recoltat fragmente de molari aparținînd speciei *Mammuthus primigenius*. Mai în amonte de acest punct, în dreptul drumului care merge la Bălușești, Prof. Rîmbu de la Școala comunei mai sus menționată, a găsit de asemenea în pietrișuri, un molar de *Elephas trachotherii* Pohl, care se păstrează în muzeul școlii.

În cel de al doilea nivel de terasă cu altitudinea relativă de 10—15 m, inclus în terasele inferioare, menționăm fragmente de defense aparținînd speciei *M. primigenius*, în cariera de pietriș de la E de Pildești, iar la N de orașul Roman, la cariera căramidăriei, din depozitele loessoide, D. Oancea (1957) citează un molar de *Mammuthus primigenius* expus la muzeul raional Roman. Prezența acestui molar în depozitele loessoide ale terasei de 10—15 m, o privim cu oarecare îndoială, în sensul

TABELUL 2

Orizontarea depozitelor cuaternare de pe foile Bacău și Roman sc. 1 : 100.000

Denumirea depozitelor	Litologia depozitelor	Grosimea depozitelor	Conținut paleontologic	Vîrstă depozitelor	
Depozitele luncilor și depozitele deluviale de pantă	Nisipuri, nisipuri argiloase, prăfoase	2—5 m	?	Qh <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Holocen superior
	Nisipuri, pietrișuri bolovănișuri	3—6 m	?	Qh <sub>2</sub> <sup>1</sup>	
Depozitele terasei joase (3—5 m)	Prafuri argiloase nisipoase	3—6 m	?	Qh <sub>2</sub> <sup>1</sup> —h <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Holocen inferior
	Nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri	2—4 m	?	Qh <sub>1</sub>	
Depozitele terasei inferioare (8—20 m)	Nisipuri fine prăfoase cu rare concrețiuni calcaroase	6—9 m	?	Qh <sub>1</sub> —h <sub>2</sub>	
	Nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri	3—7 m	<i>Mammuthus primigenius</i> Blum b.	Qp <sub>3</sub> <sup>8</sup>	
Depozitele terasei inferioare (20—35 m)	Prafuri nisipoase cu concrețiuni calcaroase prezintând uneori un sol îngropat	10—20 m	?	Qp <sub>3</sub> <sup>8</sup> —h <sub>2</sub>	
	Nisipuri, pietrișuri bolovănișuri	4—7 m	<i>Mammuthus primigenius</i> Blum b. ? <i>Elephas trogontherii</i> Pohlīg	Qp <sub>3</sub> <sup>2</sup>	
Depozitele terasei superioare (35—40 m)	Prafuri nisipoase cu concrețiuni calcaroase	10—20 m	?	Qp <sub>3</sub> <sup>2</sup> —h <sub>2</sub>	Pleistocen superior
	Nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri	4—6 m	?	Qp <sub>3</sub> <sup>1</sup>	
Depozitele terasei superioare (60—70 m)	Prafuri nisipoase cu rare concrețiuni calcaroase; uneori se constată două soluri îngropate	5—30 m	?	Qp <sub>3</sub> <sup>1</sup> —h <sub>2</sub>	
	Nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri	6—8 m	?	Qp <sub>2</sub> <sup>2</sup>	
Depozitele terasei înalte (100—120 m)	Prafuri argiloase, nisipoase	3—15 m	?	Qp <sub>2</sub> <sup>2</sup> —h <sub>2</sub>	Pleistocen mediu
	Nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri	4—6 m	?	Qp <sub>2</sub> <sup>1</sup>	
Depozitele terasei vechi (170—180 m)	Prafuri argiloase nisipoase cu concrețiuni calcaroase	2—8 m	?	Qp <sub>2</sub> <sup>1</sup> —h <sub>2</sub>	
	Nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri	4—8 m	<i>Arhidiskodon meridionalis</i> Nesti	Qp <sub>1</sub> <sup>2</sup>	
Depozitele loessoide de pe interfluviul	Prafuri nisipoase, nisipuri prăfoase, uneori argiloase cu 1 sol îngropat	5—20 m	?	Qp <sub>1</sub> —h <sub>2</sub>	Pleistocen inferior (Villafranchian, St. Prestian)

C U A T E R N A R

Pleistocen



că el ar putea proveni din partea superioară a acumulărilor grosiere de terasă, unde în majoritatea cazurilor se constată o trecere mai mult sau mai puțin gradată de la elemente grosiere la materiale din ce în ce mai fine.

Un alt molar de *Mammuthus primigenius* cu evidente urme de rulare, a fost ridicat de la Cotu Vameș, de la SE de Roman, însă din aluviunile luncii Moldovei; probabil că acest molar este remaniat din terasele inferioare.

Argumentele de ordin paleontologic expuse mai sus precum și criteriile geologice și morfogenetice, ne-au permis întocmirea schemei stratigrafice pentru regiunea cercetată, prezentată în tabelul 2.

Din tabelul expus se constată că depozitele terasei celei mai vechi au fost raportate Pleistocenului inferior, respectiv St. Prestianului. Urmează că terasa veche a Siretului, cu altitudinea relativă de 170—180 m, din punct de vedere paleontologic, este sincronă cu stratele de Frătești din Cîmpia română, nefiind exclusă posibilitatea ca și stratele de Frătești să reprezinte o terasă a Paleo-Dunării, sedimentate în cu totul alte condiții decât cele de pe Platforma moldovenească.

În ceea ce privește depozitele loessoide din partea superioară a teraselor, precum și cele de pe interfluvii, le-am considerat ca reprezentând serii comprehensive, sedimentarea lor efectuându-se în intervale mai largi de timp, adică din momentul terminării depunerii pietrișurilor de terasă și pînă în Holocenul superior (vezi planșa).

Schema stratigrafică elaborată de noi, nu reprezintă decât o încercare de orizontare a depozitelor cuaternare din regiunea cercetată, constituind totuși un pas mai înainte de ceea ce se știa pînă la această dată. Potrivit schemei noastre, se poate afirma cu certitudine că nici una din terasele Siretului din această regiune, nu mai poate fi atribuită Plioce-nului, iar în comparație cu harta geologică a R.P.R. sc. 1 : 500.000 și cu alte hărți apărute în acest domeniu, harta întocmită de noi și orizontarea stabilită în schema de față sănătă mai cuprinzătoare, ca rezultat al unei cartări mai detaliate.

Din punct de vedere tectonic, menționăm că depozitele sarmatiene și meotiene din această parte a Podișului moldovenesc se caracterizează prin înclinări mici, de 1/2 grad, orientate spre S—SE. Către vest, în zona de contact cu Subcarpații, depozitele sarmatiene și meotiene sănătă din ce în ce mai deranjate, prezentând înclinări de ordinul zecilor de grade, îndreptate în general spre E (N. Macarovi și P. Jeannraud,

1958). Depozitele cuaternare sunt orizontale, punind în evidență în anumite zone, o slabă discordanță față de sedimentele mai vechi. Dezvoltarea teraselor pe partea dreaptă a Siretului și pe partea stângă a Bistriței, este determinată de o mișcare de ridicare care a afectat interfluviul menționat din Pleistocenul inferior pînă la sfîrșitul Holocenului inferior.

*Concluzii.* În lucrarea de față aducem unele contribuții privind morfologia și orizontarea depozitelor cuaternare din regiunea cercetată.

Cartările detaliate efectuate în teritoriul studiat, ne-au permis stabilirea unui număr de șase terase pentru rîurile Siret și Moldova și de șapte terase pentru rîul Bistrița. Am separat o terasă veche, cu altitudinea relativă de 170–180 m, o terasă înaltă cu altitudinea relativă de 100–120 m, două terase superioare cu altitudinile relative de 60–70 m și 35–40 m (ultima pentru rîul Bistrița), două terase inferioare cu altitudinile relative de 20–35 m și de 8–20 m și în sfîrșit o terasă joasă cu altitudinea relativă de 3–5 m. Atât din punct de vedere morfologic cât și geologic, terasele rîurilor Bistrița și Moldova se racordează cu cele ale rîului Siret, cu excepția terasei de 35–40 m a rîului Bistrița, care lipsește la rîurile Siret și Moldova, fiind probabil erodată.

Resturile de mamifere fosile, provenite din terasa veche de 170–180 m, reprezentate printr-o mandibulă și un molar aparținând speciei *Arhidiskodon meridionalis* N e s t i, precum și molari de *Elephas trogontherii* P o h l i g și *Mammuthus primigenius* B l u m., întîlnite în terasele inferioare, au constituit reperele potrivit căror am raportat depozitele terasei vechi Pleistocenului inferior (St. Prestian), depozitele terasei înalte (110–120 m) și cele ale terasei superioare (60–70 m) Pleistocenului mediu, depozitele terasei superioare (35–40 m) și cele ale teraselor inferioare (20–35 m și 8–20 m) Pleistocenului superior, iar depozitele terasei joase (3–5 m) și de luncă, le-am atribuit Holocenului.

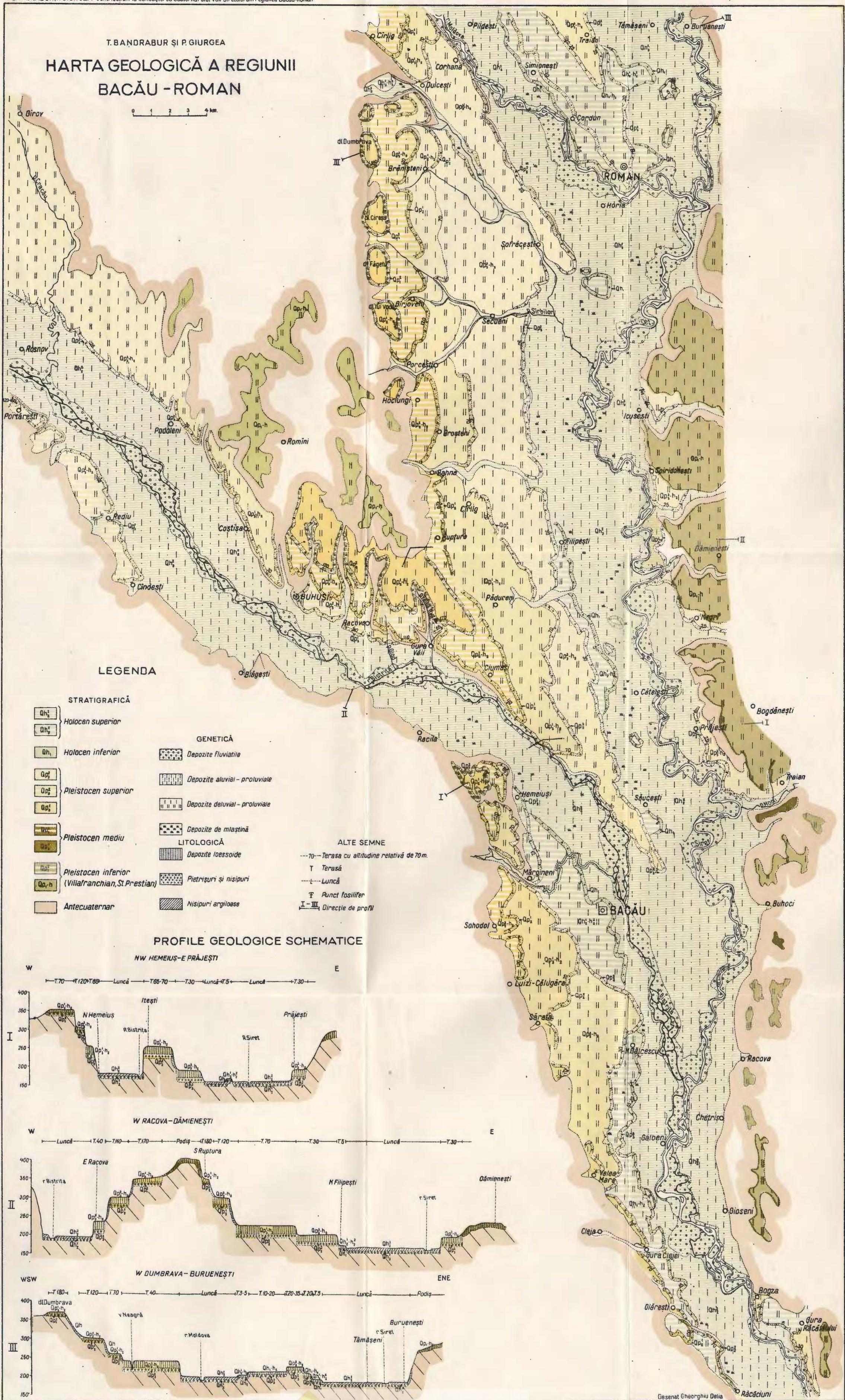
Depozitele loessoide, atât cele de pe interfluvii cât și cele din partea superioară a acumulațiilor grosiere de terasă, reprezintă serii comprehensive, sedimentarea lor efectuindu-se în intervale mai largi de timp, adică din momentul terminării depunerii pietrișurilor de terasă și pînă în Holocenul superior.

Din punct de vedere tectonic, depozitele cuaternare sunt orizontale. Prezența teraselor pe partea dreaptă a Siretului și pe partea stângă a Bistriței scoate în evidență o mișcare de ridicare a întregului interfluviu (Siret–Bistrița) care a durat din Pleistocenul inferior și pînă la sfîrșitul Holocenului inferior.

T.BANDRABUR SI P.GIURGEA

# HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII BACĂU - ROMAN

0 1 2 3 4 km



## BIBLIOGRAFIE

- Atanasiu I. (1939). Contributions à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX. Bucureşti.
- Bandrabur T., Opran C., Mocanu V., Mocanu M. (1964). Cercetări hidrogeologice în vederea stabilirii prezenței sărurilor de potasiu în regiunea Bălțătești—Mărgineni—Nechitu. *An. Com. Geol.* vol. XXXIV — 1964. Bucureşti.
- Barat A. Carol (1962). Géologie de la zone de la ville du Roman. Étude speciale portant sur sa période Quaternaire. *Travaux du Museum d'Histoire naturelle „Gr. Antipa”* vol. III. Bucureşti.
- Geamănu N., Crețan V., Lazu I. (1962). Prospecțiuni hidrogeologice pentru săruri de potasiu în zona Tazlău—Podoleni—Buhuși (Reg. Bacău). Raport 1962.
- Jeanrenaud Pierre (1954). Cercetări geologice în Pod. Moldovenesc din cuprinsul raionului Roman D.S. Comit. Geol. R.P.R., vol. 38. Bucureşti.
- Liteanu E. (1960) Harta Cuaternarului din partea extracarpatică a R.P.R. *Analele Rom. Sovjet. geol.-geogr.* Nr. 1. Bucureşti.
- Liteanu E., Bandrabur T., Ghenea C., Mihailă N. (1964). Harta Cuaternarului R.P.R. Sc. 1 : 1.000.000 (Inst. Geol. Rom. Bucureşti).
- Macarovici N., Jeanrenaud P. (1958) Revue générale du Néogène de plateforme de la Moldavie. *An. St. Univ. „Al. I. Cuza”* vol. 4. Iaşi.
- Macarovici N. (1960). Geologia regiunii de platformă de pe dreapta văii Siretului. (Harta sc. 1 : 100.000, foile : L. 35—30 Pașcani ; L-35-12 Roman, L-35-5 4Bacău). Raport Inst. Geologic. Bucureşti.
- Martinucci C. (1948). Contributions à la connaissance du Sarmatien entre le Séreth et les Carpathes. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, vol. 31. Iaşi.
- Oancea D. (1957). Despre prezența lui Elephas primigenius în zona orașului Roman. *Probl. geogr. t.V*, Ed. Acad. Bucureşti.
- Preda M. David (1917). Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. VII. Bucureşti.
- Predel F. (1961). Raionarea pedo-geografică a regiunii cuprinsă între P. Neamț—Roman—Mogoșești—Oșlobeni—P. Neamț. *D.S. Com. Geol.* XLVIII. Bucureşti.
- Sebastos R. (1903). Les terrasses de la vallée du Séreth (Roumanie). *Bull. de la Soc. Géologique de France*, 4-e Série, t. III. Paris.
- Sircu I. (1955). Valea Siretului în sectorul raionului Pașcani și problema genezei șeii de la Ruginoasa. *Acad. R.P.R. Probleme de Geografie*, vol. II, Bucureşti.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DU QUATERNaire DE LA VALLÉE DU SIRET DANS LA RÉGION BACĂU—ROMAN

PAR

T. BANDRABUR, P. GIURGEA

(Résumé)

Par le travail présent, les auteurs viennent apporter quelques précisions concernant la morphologie et la disposition horizontale des dépôts quaternaires de la région étudiée.



Grâce aux levers détaillés qu'on a effectués sur le territoire en question, les auteurs ont établi le nombre de 6 terrasses pour les rivières Siret et Moldova et de 7 terrasses pour la rivière Bistrița.

Ils ont distingué une terrasse ancienne à l'altitude relative de 170—180 m ; une terrasse haute—altitude relative 100—120 m ; 2 terrasses supérieures—altitudes relatives 60—70 m et 35—40 m (cette dernière pour la Bistrița) ; 2 terrasses inférieures—altitudes relatives 20—35 m et 8—20 , une terrasse basse, enfin, à l'altitude relative de 3—5 m.

Les terrasses des rivières Bistrița et Moldova se raccordent à celles du Siret d.p.d.v. morphologique et géologique à la fois, à l'exception de la terrasse de 35—40 m de Bistrița (dont on remarque l'absence, due probablement aux érosions, dans les rivières Siret et Moldova).

Les terrasses, aussi bien que les lunca (terrains bas et inondables) sont taillées dans les dépôts appartenant, du N au S, au Sarmatien moyen, au Sarmatien supérieur et au Méotien. La base de toutes ces terrasses et lunca est constituée des sables, gravier et cailloutis, originaires du flysch carpatique. L'épaisseur de l'horizon de gravier varie entre 3—8 m. On remarque toujours, à la partie supérieure des terrasses, l'existence d'une couverture de dépôts loessoïdes constitués de poussière sablonneuse ou des sables argileux jaunes, microporeux, à éléments plus grossiers parfois, ce qui justifie la genèse déluviale-proluviale attribuée par les auteurs à ces dépôts ; leur épaisseur varie entre 2—20 m. Dans les dépôts loessoïdes de la terrasse de 60—70 m on remarque deux intercalations plus argileuses rouge-brique, tandis que dans les dépôts de la terrasse de 20—35 m il n'y a qu'une seule intercalation de sols enfouis.

Les dépôts loessoïdes des aires interfluviales, épaisses de 20 m, ont les mêmes caractères lithologiques et génétiques que ceux des terrasses ; à remarquer, dans certains points de ces dépôts, un sol enfoui.

Les restes des mammifères fossiles ramassés dans la terrasse ancienne de 170—180 m, à savoir une mâchoire et le molaire appartenant à l'espèce *Arhidiskodon meridionalis* N e s t i., ainsi que des molaires appartenant à ? *Elephas trogontherii* P o h l i g et *Mammuthus primigenius* B l u m b. ramassés dans les terrasses inférieures, sont les indices grâce auxquels les auteurs ont attribué les dépôts de la terrasse ancienne au Pléistocène inférieur (St. Prestien), les dépôts de la terrasse haute (110—120 m) et ceux de la terrasse supérieure (60—70 m) au Pléistocène moyen, les dépôts de la terrasse supérieure (35—40 m) et ceux des terrasses inférieures (20—35 m et 8—20 m) au Pléistocène supérieur, tandis que les dépôts de la terrasse basse (3—5 m) et de la lunca ont été attribués au Holocène.



Les dépôts loessoïdes, ceux des aires interfluviales ainsi que ceux de la partie supérieure des accumulations grossières de terrasses, représentent des séries compréhensives, sédimentées à des intervalles plus grands, c'est-à-dire du moment où le gravier de terrasse a fini de se déposer, jusqu'au Holocène supérieur.

En s'étayant de la présence de *l'Arhidiskodon meridionalis* Nesti dans les dépôts de la terrasse ancienne de 170—180 m, les auteurs ont pu affirmer que ces dépôts sont synchrones aux Couches de Frătești de la Plaine Roumaine, sans toutefois refuser d'envisager les Couches de Frătești comme représentant les accumulations d'une terrasse appartenant au Paléo-Danube.

Du point de vue tectonique, les dépôts quaternaires sont horizontaux. La présence des terrasses dans la rive droite du Siret et dans la rive gauche de la Bistrița, met en évidence un mouvement de soulèvement de toute l'aire interfluviale qui a duré du Pléistocène inférieur jusqu'à la fin du Holocène inférieur.

#### EXPLICATION DE LA CARTE

Carte géologique de la région Bacău—Roman.

- 1, Holocène supérieur ; 2, Holocène inférieur ; 3, Pléistocène supérieur ; 4, Pléistocène moyen ;
  - 5, Pléistocène inférieur (Villafranchien, St. Prestien) ; 6, Antéquaternaire ; 7, dépôts fluviaitiles ;
  - 8, dépôts alluvio-proluviaux ; 9, dépôts déluvio-proluviaux ; 10, dépôts marécageux ;
  - 11, dépôts loessoïdes ; 12, cailloutis et sables ; 13, sables argileux ; 14, terrasse à altitude relative de 70 m ;
  - 15, plaine alluviale ; 16, point fossilifère.
- I, coupe géologique schématique W—E Hemeiuș—Prăjești ; II, coupe géologique schématique W—E Racova—Dănienești ; III, coupe géologique schématique WSW—ENE Dealul Dumbrava—Buruenești.





Institutul Geologic al României

HIDROGEOLOGIE

FUNDAMENTAREA CERCETĂRILOR HIDROGEOLOGICE  
PENTRU DESCOPERIREA DE NOI SURSE DE APE  
HIPERTERMALE ÎN CÎMPIA DE W A ȚĂRII<sup>1)</sup>

DE

E. LITEANU, GH. VASILESCU, C. OPRAN

**Abstract**

Hydrogeological Investigation for the Discovery of New Hyperthermal Springs in the Western Plain of Rumania. Researches carried out in the Western Plain of Rumania have suggested a geothermal gradient of nearly 24 m. Based on geological, hydrogeological and lithological data the authors have distinguished three zones with perspectives for the discovery of hyperthermal springs.

*Introducere.* Potrivit terminologiei STAS se denumesc ape hipertermale, apele subterane a căror temperatură în punctul de emergență de la suprafața terenului depășește 40°C.

Din punct de vedere al utilizării lor apele hipertermale se pot împărți în două categorii : ape hipertermale pentru scopuri balneoterapeutice, a căror temperatură este cuprinsă între 40°C—60°C ; ape hipertermale pentru valorificarea economică a energiei calorice, a căror temperatură depășește 60°C.

Prospectarea apelor hipertermale constituie, începînd din ultimele decenii, o preocupare de seamă pe plan mondial, a cercetărilor hidrogeologice. În țara noastră, cercetările hidrogeologice efectuate în trecut, permit să se afirme existența următoarei situații în ceea ce privește ocurența apelor hipertermale din teritoriul R.P.R. :

În Domeniul getic al Depresiunii valahe, marea majoritate a forajelor executate în diferite scopuri, au pus în evidență existența unui

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 15 mai 1964.



gradient geotermic ridicat care pune sub semnul întrebării oportunitatea cercetării pentru ape hipertermale din această regiune. Ivirile de ape hipertermale din unele sonde M.I.P.C. amplasate în șantierul Ticleni care au debit de la adâncimea de 2800 m ape subterane cu o temperatură de peste 90°C, indică de fapt un gradient geotermic normal de cca 32 m.

În Domeniul oriental al Depresiunii valahe de asemenea nu s-au constatat indicații în legătură cu existența apelor hipertermale, cu excepția unui foraj executat în anul 1913 în localitatea Filipeștii de Pădure care a debit de la adâncimea de 400 m apă subterană cu o temperatură de 47°C.

În Dobrogea de N s-a săpat la Zebil un foraj pînă la adâncimea de 800 m, iar în Delta Dunării mai multe foraje pînă la 400 m adâncime. Nici unul din aceste foraje nu a oferit indicații asupra existenței unui gradient geotermic mai redus.

În Dobrogea de sud se cunoștea încă din trecut existența apelor hipotermale cu o temperatură de cca 26°C cantonate în depozitele cretacice și depozitele sarmatiene din zona Mangalia. Forajul executat la Mangalia pînă la adâncimea de 1204 m a întlnit Devonianul din care s-au obținut debite arteziene reduse cu o temperatură la gura sondei de 25°C.

În Podișul moldovenesc s-au săpat mai multe sonde hidrogeologice la Iași și Todireni care au atins fundamentul cristalin al regiunii. Dintre acestea, menționăm sonda de la Nicolina cu adâncimea de 1391 m care a debit de la cristalin, apă sărată cu o temperatură de 18°C la gura sondei.

În Carpații meridionali nu s-a semnalat prezența apelor hipertermale, cu excepția punctului Băile Herculane, unde apar izvoare a căror temperatură maximă atinge 55°C.

În Carpații orientali nu este cunoscută pînă în prezent existența apelor hipertermale.

În depresiunile intracarpatice din vecinătatea lanțului vulcanic Hârghita–Căliman era cunoscută din trecut prezența unor ape hipotermale în zona Toplița și în bazinul Baraolt, a căror temperatură este de cca 26°C. Pentru prospectarea apelor hipertermale din zona Toplița s-au executat 2 foraje hidrogeologice a 400 m fiecare care au întlnit calcar cristaline fisurate în care circulă ape subterane cu o temperatură de 26°C. De asemenea forajele hidrogeologice din zona Baraolt au întlnit, în unele puncte, Cretacicul la adâncimea de cca 300 m din care s-au obținut ape bicarbonatace de asemenea cu o temperatură de 26°C.

În Depresiunea Transilvaniei, forajele executate pînă în prezent n-au semnalat existența apelor hipertermale.

În Munții Apuseni, de asemenea nu se cunosc pînă în prezent emergențe de ape hipertermale.



În partea de est a Depresiunii panonice, reprezentată morfologic prin Cîmpia de vest a teritoriului R.P.R., s-a semnalat în numeroase puncte existența apelor hipertermale. Sub aceste aspecte, ne vedem obligați să luăm în considerare restrîngerea cercetărilor pentru punerea în evidență a zonelor interesante pentru exploatarea apelor hipertermale, la teritoriul delimitat de partea de est a Depresiunii panonice.

#### **Caracterizarea geologică a părții de est a Depresiunii panonice<sup>1)</sup>**

Depresiunea panonică reprezintă o întinsă provincie structurală formată prin scufundarea probabilă în timpul Neozoicului a fundamentului cristalin aparținând Carpaților Păduroși, Carpaților orientali, Munților Apuseni, Carpaților meridionali și Alpilor Dinarici.

La alcătuirea geologică a părții de est a Depresiunii panonice participă următoarele succesiuni stratigrafice depuse peste fundamentul cristalin al regiunii : Mezozoicul, Paleogenul, Miocenul, Pliocenul și Cuaternarul. În cele ce urmează, ne vom referi în special la constituția geologică a porțiunii din Depresiunea panonică de pe teritoriul R. P. Ungară limitrof graniței cu R. P. Română și zona de ramă estică a acestei depresiuni. În ceea ce privește marginea de SE a Depresiunii panonice situată pe teritoriul R. S. F. Jugoslavia, menționăm că nu am avut la dispoziție date geologice.

*Mezozoicul* este distribuit de-a lungul a două benzi dirijate pe teritoriul R. P. Ungare dinspre WSW către ENE și se prelungesc pe teritoriul R.P.R. în zonele situate între Satu Mare—Carei și Oradea—Salonta.

În forajele executate în cîmpia de W a P.R.R., Mezozoicul a fost pus în evidență la următoarele adîncimi : la Carei între 2755—3012 m s-a stabilit prezența depozitelor cretacice repauzînd peste Cristalin ; la Oradea între 1225—2040 m, s-au întîlnit depozite cretacice, iar între 2040—2700 m depozite triasice, talpa forajului rămînind în Triasic ; în stațiunea balneară Victoria, Cretacicul a fost întîlnit între 50—1600 m adîncime, talpa forajului rămînind în Cretacic ; la Nyirlugos, (R.P.U.), localitate situată la cca 40 m NW de Satu Mare, Cretacicul sub facies de fliș a fost întîlnit între adîncimile 1847—1899 m talpa forajului rămînind în Cretacic. În regiunile situate la sud de Salonta Mezozoicul este absent.

*Paleogenul* ocupă zona de NE a părții estice a Depresiunii panonice. Forajul de la Nyirlugos (R.P.U.) a întîlnit Paleogenul sub facies de fliș între

<sup>1)</sup> S-a consultat și rapoartele din arhiva Dir. Geol. de Stat a R.P.U. și Com. Geol. Rom.

adîncimile 1194 — 1847 m. În forajul de la Carei Paleogenul care include atât Eocenul cît și Oligocenul a fost străbătut între adîncimile 1840 — 2147 m.

*Miocenul*, care include Sarmațianul, Tortonianul și Helvețianul, este repartizat în partea estică a Depresiunii panonice, în mod predominant în zonele nord-estice și sud-estice în timp ce în partea centrală a acestei regiuni este prezent în general numai Sarmațianul.

Într-adevăr în zonele nord-estice ale regiunii menționate, Miocenul a fost întâlnit în forajele executate la Nyirmartonfalva (R.P.U.) (40 km W de Satu Mare) între adîncimile 964 — 1120 m, talpa forajului rămînind în Miocen și la Nyirlugos, între adîncimile 846 — 1196 m. În forajul nr. 1 Satu Mare, Miocenul superior a fost întâlnit între adîncimile 1661 — 1666 m talpa forajului rămînind în Sarmațian. În forajul de la Carei, Miocenul a fost străbătut între adîncimile 967 — 1840 m. În zona sud-estică a părții de est a Depresiunii panonice, Miocenul a fost întâlnit în forajele Foieni, între adîncimile 2096 — 3400 m, talpa forajului rămînind în Miocen, Moravița, între adîncimile 988 — 1042 m, unde depozitele miocene sunt suportate de Cristalin și Utvin, între adîncimile 1649 — 1742 m unde de asemenea Miocenul repauzează peste sisturi cristaline.

În partea centrală a părții estice a Depresiunii panonice, a fost întâlnit numai Sarmațianul, după nemijlocit peste Cristalin, la Zădăreni între adîncimile 772 — 792 m, la Arad — Gai între adîncimile 1095 — 1106 m, la Chișinău-Criș între 1257 — 1263 m, la Socodor între adîncimile 2488 — 2663 și la Grăniceri între 1832 — 1981 m.

În Battonya (R.P.U.) — W Arad — Miocenul este absent, Panonianul uînd contact la adîncimea de 1100 m, cu sisturile cristaline.

*Pliocenul*. Panonianul acoperă întreaga regiune aparținând părții de est a Depresiunii panonice și este caracterizat prin grosimi maxime de peste 1500 m care ocupă zona nord-estică de la W de Satu Mare și zona centrală din dreptul confluenței rîului Tisa cu Mureșul.

Pentru partea de SE a părții estice a Depresiunii panonice, nu avem date privind teritoriul R. S. F. Jugoslavia.

În zona nord-estică, Panonianul a fost întâlnit la Nyirmartonfalva (R.P.U.) (40 km W Satu Mare) între adîncimile 180 — 964 m, Kismarya (35 km NW Oradea) între adîncimile 300 — 1630 m, la Carei între 200 — 964 m iar la Oradea între 382 — 850 m.

În zona centrală a părții de est a Depresiunii panonice, Panonianul a fost întâlnit la Pusztașzöllös (R.P.U.) (WSW — Salonta) între adîncimile 400 — 1680 m, la Socodor între 897 — 1572 m, la Chișinău-Criș între

390—1237 m, la Zădăreni între 356—772 m și la Arad-Gai între 492—1095 m.

În zona sud-estică a părții de est a Depresiunii panonice, Panonianul a fost întlnit în forajele de la Foieni, între 840—2096 m, la Giuvăz între 940—2072 m și la Moravița între 370—988 m.

**L e v a n t i n u l.** Geologii maghiari au separat un etaj intermediu între Panonian și Cuaternar pe care l-au denumit Levantin și care eventual ar corespunde intervalului stratigrafic Dacian—Levantin din Bazinul dacic.

Levantinul se extinde în partea estică a Depresiunii panonice începînd de la sud de Debrecen și est de Tisa către teritoriul R.P.R. și R. F. S. Jugoslavia.

În această regiune, Levantinul a fost întlnit între următoarele adîncimi : la Debrecen (R.P.U.) (37 km Valea lui Mihai) între adîncimile 180—520 m, la Berettyoújfalu (R.P.U.) (40 km WNW Oradea) între 540—710 m, la Komádi (R.P.U.) (40 km WSW Oradea) între 450—760 m la Gyula (R.P.U.) (25 km W Zerind) între 410—700 m, la Makó (25 km NWN — Sinicolaul Mare între 540—920 m).

Pe teritoriul R.P.R. a fost identificat la Socodor între 150—1572 m, la Zădăreni între 100—356 m, la Calacea între 100—180 m, la Ivanda între 150—1265 m și la Moravița între 60—370 m.

*Cuaternarul* are grosimi însemnate după cum reiese din intervalele stratigrafice care corespund acoperișului Levantinului.

### Caracterizarea hidrogeologică a formațiunilor care iau parte la alcătuirea părții de est a Depresiunii panonice

Asupra fundamentului cristalin al regiunii, datele hidrogeologice lipsesc cu desăvîrșire. Totuși după diagrafia electrică executată asupra unui foraj la Chișinău-Criș care a străbătut Cristalinul pe mică adîncime se poate afirma, că zona de alterare a cristalinului prezintă o porozitate remarcabilă fiind posibil să acumuleze ape subterane. Rezultatele similare au fost observate și pentru zona de alterare a cristalinului în forajul executat la Carei pe intervalul cuprins între adîncimile 3012—3050 m.

În zona transdanubiană a Depresiunii panonice, la Szentfehérvár, (R.P.U.) unde Cristalinul se întâlnește la 150 m adîncime, acesta a fost cercetat printr-un foraj a cărui talpă a atins 1000 m. Pe tot intervalul străbătut nu s-a semnalat prezența apelor subterane.

*Triasicul* este de facies marin și reprezentat prin dolomite și calcare. fapt care determină acumularea unor cantități însemnante de ape subterane,



Din punct de vedere hidrochimic aceste ape subterane sînt bicarbonatare, calcice-magneziene avînd duritatea totală cuprinsă între 15—25 grade, iar mineralizarea totală este în general sub 3 g/l.

În partea de est a Depresiunii panonice apele subterane din Triasic au fost puse în evidență prin forajul executat la Oradea. În acest foraj a fost pus în condiții de exploatare intervalul dintre 2040—2700 m constituit din calcar, fapt care a permis punerea în producție pe gaură netubată.

Datele hidrogeologice stabilite prin acest foraj au fost următoarele : temperatura la talpa sondei cca 120°C, debitul artezian de 610 m<sup>3</sup>/24 h, temperatura apei la gura sondei de 87°C, nivelul hidrostatic s-a situat la 65 m deasupra terenului.

Din punct de vedere hidrochimic, apa subterană este sulfatată calcică-magneziană, slab bicarbonată-sodică mineralizația totală fiind de 1,4 g/l.

*Cretacicul* este reprezentat la partea superioară prin marno-calcare și gresii care îmbracă un facies flișoid, iar la partea inferioară prin calcare fisurate, uneori cavernoase, în care se acumulează cantități însemnate de ape subterane.

Din punct de vedere hidrogeologic cea mai mare parte a intervalului stratigrafic aparținînd Cretacicului inferior, a fost cercetat prin sonda 4012 Victoria, prin care s-au obținut următoarele rezultate :

La adîncimea de 150 m sonda a debitat artezian 17.000 mc/24 h, apă subterană cu o temperatură de 49°. Temperatura la talpa sondei nu s-a stabilit. Nivelul hidrostatic s-a situat la 15 m deasupra terenului.

Din punct de vedere hidrochimic, apa subterană este bicarbonată, sulfatată — calcică — magneziană, avînd mineralizarea totală de 1 g/l.

Între adîncimile de 300—600 m s-a întîlnit în aceleăși depozite cretacice, un important orizont acvifer care a debitat artezian 2160 mc/24 h la o temperatură de 48°C. Temperatura la talpa sondei nu s-a stabilit. Nivelul hidrostatic s-a situat la 20 m deasupra terenului.

Din punct de vedere hidrochimic apa subterană din orizontul acvifer mediu este similară cu cea a orizontului acvifer superior.

Între adîncimile 1100—1578 m a fost întîlnit al treilea orizont din Cretacic care a debitat artezian 173 mc/24 h apă subterană cu o temperatură de 38°C. Temperatura la talpa sondei n-a fost măsurată, dar se presupune că ea oscilează în jurul temperaturii de 38°C datorită menținerii acestei temperaturi ca o urmare a traversării zonelor superioare mai fierbinți. Nivelul hidrostatic s-a situat la 9 m deasupra terenului.

Din punct de vedere hidrochimic această apă subterană este bicarbonată, calcică, magneziană, având o mineralizare totală de 0,7 g/l.

*Paleogenul* imbracă în general un facies de fliș și este reprezentat prin argile, marne și uneori piroclastite.

În regiunile centrale ale Depresiunii panonice apele subterane cantonate în depozitele paleogene sunt clorurate, sulfatare, slab bicarbonatate-sodice; mineralizația totală atinge 28–30 g/l.

*Miocen. M e d i t e r a n u l II* este reprezentat prin argile, marne, nisipuri și piroclastite.

Apele subterane cantonate în depozitele Mediteranului II sunt clorurate-sodice și bicarbonatate, calcice și magneziene. Mineralizația totală a acestor ape variază între 25–53 g/l.

În forajul de la Moravița s-au întâlnit strate acvifere cantonate în depozitele tortoniene între adîncimile 1618–1686 m cu o temperatură de 40°C și 1731–1762 m cu o temperatură de 45°C.

Prin forajul de la Foieni s-a pus în evidență prezența apelor subterane în depozitele tortoniene dintre adîncimile 2040–2149 m, cu o temperatură de 85°C.

*Sarmaticul* este reprezentat prin depozite marine salmastre la alcătuirea cărora participă marne, argile și nisipuri fine. Apele subterane cantonate în depozitele sarmatiene sunt clorurate-sulfatare sodice și bicarbonatate calcice-magneziene. Mineralizația lor totală este sub 13 g/l.

Ape subterane cantonate în depozitele sarmatiene au fost întâlnite în sonda Ceavoș nr. 4 unde la adîncimea de 1298 m au debitul slab artezian la o temperatură de 70°C.

În forajul de la Socodor nr. 6 s-a întâlnit în nisipurile sarmatiene dintre 1247–1262 m ape subterane arteziene cu un debit de 15 mc/24 h la o temperatură de 38°C. Mineralizația totală a acestor ape subterane a fost de 8,77 g/l.

În forajul nr. 1 Satu Mare s-au întâlnit ape subterane cantonate în depozitele sarmatiene între adîncimile 1661–1666 care au debitul artezian 31 mc/24 h apă subterană cu o temperatură de 56°C.

*Pliocen. P a n o n i a n u l i n f e r i o r* este reprezentat prin depozite de ape salmastre alcătuite din marne, argile și nisipuri fine în care sunt cantonate slabe orizonturi de ape subterane, clorurate-sodice și bicarbonatate sodice. Mineralizația lor totală variază în general între 10–12 g/l. Apele subterane cantonate în Panonianul inferior au fost puse în evidență prin

sonda nr. 1 Satu Mare în intervalul cuprins între 1200—1210 m care a debitat artezian 86 mc/24 h la o temperatură de 50°C. Mineralizația totală a acestei ape subterane a fost de 11 g/l.

Panonianul superior este reprezentat prin nisipuri groși și uneori cu lentile de pietrișuri mărunte în alternanță cu marne și argile.

Apele subterane cantonate în aceste depozite sunt predominant bicarbonatace sodice, mineralizația lor totală nedepășind în general 2 g/l.

Pe teritoriul cîmpiei de W a țării noastre aparținînd Depresiunii panonice, Panonianul superior a fost cercetat numai prin sonda de la Calacea care a întlnit 3 strate acvifere între adîncimile 490—650 m, al căror nivel hidrostatic s-a situat la 15 m deasupra terenului și care a debitat artezian 168 mc/24 h apă subterană cu temperatură de 39°C. Temperatura la talpa sondei n-a fost stabilită.

În schimb pe întreaga zonă de frontieră cu țara noastră de pe teritoriul R.P.U. s-au executat numeroase foraje care au pus în evidență prezența unor bogate orizonturi acvifere care debitează artezian ape hipertermale dintre care enumerăm rezultatele principale obținute :

1. Forajul de la Fehérgyarmata (R.P.U.) situat la 30 km NW de Satu Mare a întlnit șase strate acvifere în Panonianul superior care au debitat artezian 500 mc/24 h apă subterană cu o temperatură de 46°C. Temperatura la talpa sondei a fost de 60°C, iar nivelul hidrostatic s-a situat la 4,10 m deasupra cotei terenului. La o pompare experimentală cu o denivelare de 20 m debitul a crescut la 1420 mc/24 h.

2. Forajul de la Mátészálka (R.P.U.) situat la 35 km WNW de Satu Mare a întlnit trei strate acvifere în Panonianul superior, între adîncimile 901—989 m, al căror nivel hidrostatic s-a situat la 5 m sub gura sondei și care pentru o denivelare de 11 m au debitat 1728 mc/24 h apă subterană cu o temperatură de 58°C, temperatura la talpa sondei de 67°C.

3. Forajul de la Debrecen (R.P.U.) situat la 37 km W de Valea lui Mihai a întlnit șase strate acvifere între 895—1030 m al căror nivel hidrostatic s-a situat la 34 m adîncime de la gura sondei și care pentru o denivelare de 57 m au debitat 2440 mc/24 h apă subterană cu o temperatură de 64°C, temperatura la talpa sondei fiind de 78°C.

4. Forajul de la Berettyoújfalu (R.P.U.) situat la 40 km WNW Oradea a întlnit în Panonianul superior trei strate acvifere între adîncimile 723—799 m al căror nivel hidrostatic s-a situat la 9 m deasupra cotei terenului și care au debitat artezian 259 mc/24 h apă subterană cu o temperatură de 41°C. La o pompare experimentală efectuată cu o denivelare de 24 m s-a obținut un debit de 735 mc/24 h.



5. În forajul de la Komádi (R.P.U.) amplasat la 40 km WSW de Oradea s-au întlnit șase strate acvifere între 770—904 m care au debităt artezian 605 mc/24 h apă subterană la temperatură de 62°C.

6. În forajul executat la Gyula (R.P.U.) situat la 18 km W de Zerind s-au întlnit șase strate acvifere în Panonianul superior al căror nivel hidrostatic s-a situat la 15 m deasupra terenului și care au debităt artezian 735 mc/24 h apă subterană cu o temperatură de 72°C. Temperatura la talpa sondei a fost de 112°C.

7. În forajul săpat la Nadlak (R.P.U.) situat la 5 km W de localitatea Nădlac (la distanță de 0,5 km de granița RPR—RPU) s-au întlnit două strate acvifere între adîncimile 547—624 m al căror nivel hidrostatic s-a situat la 2 m deasupra terenului și a debităt artezian 388 mc/24 h apă subterană cu temperatură de 37°C. Temperatura la talpa sondei a fost de 48°C. Cu ocazia unei pompări experimentale s-a stabilit pentru o denivelare de 9 m, existența unui debit de 1728 mc/24 h.

8. În forajul de la Makó (R.P.U.) amplasat la 18 km NNW de localitatea Sînicolaul Mare s-au întlnit două strate acvifere în Panonianul superior între adîncimile 752—884 m, al căror nivel hidrostatic este de 8,5 m deasupra terenului și care au debităt artezian 1580 mc/24 h cu o temperatură de 41°C. Temperatura la talpa sondei a fost de 65°C. Cu ocazia unei pompări experimentale, la o denivelare de 10 m s-a obținut un debit de 1920 mc/24 h.

9. În forajul de la Szeged (R.P.U.) amplasat la 50 km WNW de Sînicolaul Mare s-au întlnit trei strate acvifere în Panonianul superior între adîncimile 1750—1866 m al căror nivel hidrostatic s-a situat la 50 m deasupra terenului și care au debităt artezian 2210 mc/24 h apă subterană cu temperatură de 90°C. Temperatura la talpa sondei a fost de 102°C.

*Levantinul de tip panonic* este reprezentat prin depozite sub facies lacustru la alcătuirea cărora participă predominant argile, argile nisipoase și nisipuri fine cu intercalătii de lignit.

Din punct de vedere hidrogeologic Levantinul este în general lipsit de roci magazin care ar putea să acumuleze cantități mai importante de ape subterane. Apele subterane cantonate în depozitele levantine din Depresiunea panonică sunt în general bicarbonatat-calcice și au mineralizarea totală de 1,5 g/l.

*Oualernar.* Pleistocenul este reprezentat prin depozite de facies fluviatil la alcătuirea cărora iau parte pietrișuri și nisipuri cu intercalătii de argile și argile nisipoase.



Pleistocenul superior cantonează zăcăminte importante de ape subterane predominant bicarbonat calcice a căror mineralizație totală este de cca 1 g/l și care în zonele morfologic depresionare prezintă un accentuat caracter artezian.

### Variația gradientului geotermic în Depresiunea panonică

Prezența apelor hipertermale în cea mai mare parte a Depresiunii panonice este cunoscută de mult timp. Datorită absenței aproape complete a rocilor efuzive tinere din cuprinsul acestei provincii structurale, termalitatea apelor subterane n-a putut fi pusă în legătură cu procese de vulcanism.

Din cercetările recente a reieșit însă că fundamentul cristalin al bazinului panonic este subțire, stabilindu-se prin metodele anomalilor gravitaționale, de seismică profundă și seismologice, că suprafața Mohorovičić se găsește la 10 km adâncime.

Această împrejurare conferă cuverturii sedimentare din bazinul panonic un gradient geotermic scăzut cuprins între 18°—20°C, a căruia valoare se menține constantă pe trei unități morfologice de pe teritoriul R. P. Ungarie și anume: cîmpia transdanubiană (Dunántúl); cîmpia dintre Dunăre și Tisa (Duna-Tisza); cîmpia de la est de Tisa (Tiszántúl).

În dreptul marilor falii, cum ar fi falia Dunării din dreptul orașului Budapesta, unde în malul drept al Dunării (orașul Buda) Triasicul apare la zi pînă la cota de +500 m, în timp ce în malul stîng al Dunării (orașul Pesta) Triasicul a fost întîlnit abia la 800 m adâncime, apele subterane fierbinți se ridică la zi pe căile generate de această fractură.

În partea de est a Depresiunii panonice de pe teritoriul R.P.U. de la vecinătatea graniței cu R.P.R. s-a stabilit existența următorilor gradienți geotermici: la Fehérgyarmató (R.P.U.) (30 km NW Satu Mare) gradientul geotermic este de 20 m. La Mátészálka (R.P.U.) (20 km N Carei) gradientul geotermic este de 16 m. La Debrecen R.P.U. (37 km W Valea lui Mihai) gradientul geotermic este de 17 m. La Gyula (R.P.U.) (25 km W Zerind) gradientul geotermic a fost 18 m. La Nadiak (R.P.U.) (5 km W Nădlac) gradientul geotermic a fost de 18 m. La Szeged (R.P.U.) (50 km WNW Siniocaul Mare) gradientul geotermic a fost de 20 m. În cîmpia de W a țării noastre datele obținute în forajul 4005 Oradea indică un gradient geotermic de 24,5 m. Rezultatele obținute din sonda nr. 4016 Carei permit să se afirme existența unui gradient geotermic de 23 m. Datele reieșite din sonda 4010 Victoria sunt contradictorii în ceea ce privește posibilitatea stabilirii unui gradient geotermic. Într-adevăr apele



subterane întinute la adâncimea de 150 m cu o temperatură de 49°C ar motiva un gradient geotermic extrem de redus de 3,8 m. Orizontul mediu înălțit în aceeași sondă în jurul adâncimii de 600 și care a debitat ape termale cu temperatura de 48°C, ar indica un gradient geotermic de 14 m. În sfîrșit, orizontul acvifer inferior din jurul adâncimii de 1500 m a cărui temperatură a fost apreciată la 38°C justifică un gradient geotermic foarte mare de 53 m.

Creșterea în adâncime a gradientului geotermic nu poate fi explicată decât admîndu-se că apele subterane din zona de ramă a Depresiunii panonice se ridică pe fracturi adânci și nu permit o corelare de adâncime, între adâncimea orizontului acvifer și temperatura acestuia.

### **Metodologia de cercetare a surselor de ape hipertermale**

Cercetarea apelor hipertermale este condiționată de o serie de preuze hidrogeologice care trebuie să justifice valorificarea acestora în condiții economice eficiente, dintre care menționăm următoarele :

1. Temperatura de la care apele hipertermale încep să devină interesante pentru valorificarea lor termică trebuie să fie de cel puțin 60°C considerată la gura sondei. Pentru scopuri balneoterapeutice temperatura la gura sondei poate avea cca 40°C.

Tinând seama de datele stabilite în R.P.U. în legătură cu temperatura apelor hipertermale se poate admite că orizonturile acvifere care au o însemnată presiune de strat se răcesc în medie cu cca 10°C pentru fiecare una mie metri adâncime.

În raport cu aceste considerente și tinând seama de gradientul geotermic de cca 24 m stabilit pentru cîmpia de W a țării noastre pot fi apreciate următoarele adâncimi maxime pentru obținerea de ape hipertermale avînd următoarele temperaturi la gura sondei : temperatura de 90°C, adâncimea probabilă de 2900 m ; temperatura de 80°C, adâncimea probabilă de 2650 m ; temperatura de 70°C, adâncimea probabilă de 2150 m ; temperatura de 60°C, adâncimea probabilă de 1800m.

2. Debitul unei sonde de ape hipertermale este preferabil să fie artezian, iar în condiții de comparație trebuie să depășească 10 me/h. Acest parametru ridică problema permeabilității stratului acvifer care trebuie să fie caracterizat prin coeficienții de filtrare și de cedare a apei, ridicăți.

Din acest punct de vedere reiese că apele hipertermale cantonate în nisipuri cu granulație fină nu pot constitui sursele cele mai indicate pentru exploatare. În consecință cercetarea apelor hipertermale cantonate



în depozitele miocene și panonian inferioare în care stratele permeabile sunt constituite din nisipuri fine nu prezintă interes.

Cele mai favorabile strate acvifere pentru exploatarea apelor hipertermale se acumulează în orizonturile litologice alcătuite în special din calcare fisurate sau carstice (apărținând Triasicului și Cretacicului) din aglomerate andezitice (paleogene și miocene) precum și pietrișuri și nisipuri giosiere (Panonian superior).

3. Zonele interesante pentru cercetarea apelor hipertermale sunt repartizate în regiunile în care fundamentul regiunii este situat la adâncimi mari și în care este afectat de fracturi importante. Din acest motiv stabilirea amplasamentelor forajelor pentru cercetarea apelor hipertermale, trebuie să fie fundamentată pe cercetări geofizice: electrometrice și seismice. În vederea realizării unui caracter artezian al forajului dintre zonele mai înainte menționate, trebuie alese cele caracterizate printr-un relief depresionar.

4. Execuția sondelor pentru prospectare de ape hipertermale trebuie să fie programată în funcție de temperatura care se urmărește a fi obținută la gura sondei. Având în vedere acest obiectiv, forajele hidrogeologice se execută în sapă până la o adâncime, dedusă din valoarea gradientului geotermic, până la care apele termale nu sunt interesante pentru exploatare.

Verificarea adâncimii până la care forajul se va executa în sapă se face prin măsurarea temperaturii de fund, care trebuie să corespundă aprecierilor din programul de sapă. În cazul cînd aceste aprecieri sunt confirmate, întregul interval forat cu sapa se închide printr-o coloană cimentată în spate.

Continuarea forajului pe intervalul în care se prezumează prezența apelor hipertermale, se face în 2 variante: prin carotaj intermitent din 50 în 50 m pentru străbaterea depozitelor alcătuite din calcare sau dolomite fisurate și prin carotaj continuu în cazul depozitelor constituite dintr-o alternanță de nisipuri grăunoase și pietrișuri cu nisipuri fine, argile și argile nisipoase.

Existența unei litologii semnalată prin ultima variantă, permite totuși renunțarea la carotajul continuu, în scopul executării unor foraje învecinate, cînd punerea în evidență a orizonturilor permeabile, este posibil să fie făcută și prin diagrame geofizice. Limitarea adâncimii forajului este condiționată după caz, fie de întîlnirea fundamentalui cristalin, fie de intrarea în formațiuni predominant impermeabile sau caracterizate prin intercalării subțiri de nisipuri medii și fine în pachete groase de argile și marne.



5. Captarea orizonturilor acvifere hipertermale este preferabil să se facă în roci carstice sau fisurate, exclusiv pe gaură goală. În cazul orizonturilor acvifere cantonate în pietrișuri și nisipuri grosiere sau în aglominate andezitice, captarea apelor hipertermale poate fi făcută prin perforarea coloanelor tubate. În împrejurările cînd la alcătuirea litologică a orizonturilor acvifere mai înainte menționate participă și nisipuri medii sau fine, captarea acestora trebuie să fie făcută prin filtre slituite și mătificate. Punerea în producție a stratelor acvifere astfel captate se face după metodologia hidrogeologică curentă.

### **Eficiența sondelor hidrogeologice pentru ape hipertermale**

Productivitatea unei sonde hidrogeologice poate fi apreciată în stadiul cunoștințelor actuale, în raport cu rezultatele obținute din sondele executate pe teritoriul cîmpiei de W a R.P.R.

Astfel sonda 4005 Oradea a debitat artezian  $610 \text{ mc}/24 \text{ h}$  apă subterană cu temperatură de  $87^\circ\text{C}$ . Înind seamă că debitul mai înainte indicat ar putea fi mărit cu cel puțin 50% în cadrul exploatarii sondei prin pompare, considerăm că productivitatea unei sonde hidrogeologice ar putea fi fixată ca valoare medie la  $600 \text{ mc}/24 \text{ h}$  în cazul cînd se pun în producție orizonturi acvifere cantonate în depozite triasice.

Această apreciere ne permite să stabilim echivalentul energetic al producției unei sonde hidrogeologice pentru ape hipertermale. Considerind în acest scop rezultatele obținute prin sonda 4.005 Oradea unde apă subterană a avut  $87^\circ\text{C}$ , observăm că față de temperatura medie a apelor freatic din această zonă de  $12^\circ\text{C}$ , emergența de  $600 \text{ mc}/24 \text{ h}$  prezintă o diferență de temperatură de  $75^\circ\text{C}$  ceea ce corespunde la  $45.000.000 \text{ kg cal}/24 \text{ h}$ .

Pentru obținerea acestei energii calorice în cazul cînd se utilizează lignit cu  $2100 \text{ kg/cal}$  cu un randament de încălzire de 70% urmează că se vor consuma  $30.610 \text{ kg lignit}/24 \text{ h}$  ceea ce revine la 11.100 tone lignit într-un an, cifră care indică un echivalent energetic destul de însemnat pentru o singură sondă hidrogeologică.

Pentru a stabili intervalul de ani în care se amortizează o sondă hidrogeologică din categoria sondei 4005 Oradea, am considerat costul tonei de lignit la 100 lei/tona, ceea ce revine la un echivalent de 11.000 tone lignit/an o valoare de  $1.110.000 \text{ lei}$ .

Înind seamă că într-unul din capitolele precedente am apreciat că pentru obținerea unei ape hipertermale de cca  $90^\circ\text{C}$  la gura sondei, este necesar să se pună un foraj de 2900 m adâncime. Aceasta se va amortiza în

4 ani și zece luni, după care interval energia calorică va reveni gratuit. Această eficiență a fost stabilită fără a se lua în considerare costul instalațiilor și clădirilor necesare pentru încălzirea apei cu lignit.

Ca posibilități de valorificare, menționăm că apele hipertermale cu o temperatură la gura sondei cuprinsă între  $40^{\circ}$ – $60^{\circ}\text{C}$  pot fi utilizate în special în scopuri balneoterapeutice. În acest sens pledează faptul că cercetările din R.P. Ungară au stabilit în compoziția apelor subterane din Depresiunea panonică, un conținut de apă grea (deuteriu-oxid) de cca +2,7 gama. În cazul cînd mineralizația lor este redusă, ele pot fi folosite și ca ape industriale ca participant la diferite procese tehnologice.

Apele hipertermale au o temperatură de peste  $60^{\circ}\text{C}$  la gura sondei, pot fi valorificate cu succes la lucrările de termoficare, la construirea de sere etc.

### Concluzii

Datele mai înainte expuse ne permit să afirmăm în stadiul cunoștințelor actuale că zona cea mai favorabilă pentru prospectarea apelor hipertermale se găsește situată în zona de cîmpie depresionară din partea de W a țării noastre, situată aproximativ între granița cu R.P.U. și linia ferată Satu Mare–Carei–Oradea–Salonta, iar spre sud se continuă printr-o linie convențională Chișinău–Criș–Sînicolaul Mare–Deta.

În zonele de ramă estică ale Depresiunii panonice, după datele reiese din forajul „Victoria”, prezența apelor hipertermale este condiționată de existența unor fracturi importante în fundamentul regiunii, care să permită vehicularea apei subterane de la adîncimi mari pînă în formațiuni permeabile situate la adîncimi relativ mici. Din acest motiv, prospectarea apelor hipertermale din zona de ramă estică a Depresiunii panonice, trebuie să constituie un obiectiv de perspectivă pînă la lămurirea tectonică detaliată a acestei regiuni prin cercetări geofizice adecvate.

În regiunea de frontieră a Cîmpiei de W a R.P.R. care a fost considerată favorabilă pentru prospectarea apelor hipertermale cu o temperatură de peste  $60^{\circ}\text{C}$  se impun două zone de interes major pentru prospectarea acestora.

Prima din aceste zone se situează aproximativ între Oradea și Sînicolaul Român unde este presupus că fundamentul cristalin se găsește la adîncimie mare, iar la alcătuirea cuverturii sedimentare participă calcare triasice fisurate care acumulează cantități importante de ape hipertermale.

Cea de a 2-a zonă este determinată de prezența depozitelor panonian-superioare în regiuni în care fundamentul se găsește la adîncimi



relativ mari, fapt care poate conferi apelor subterane acumulate în această formățiune, o temperatură ridicată, și include subzonele : Cenadu Mare, Virșand și Satu Mare.

În ceea ce privește zona de prospectare a apelor hipertermale cu o temperatură cuprinsă între  $40^{\circ}$ – $60^{\circ}\text{C}$  care ar urma să fie utilizate pentru scopuri balneoterapeutice sau eventual ca ape industriale, aceasta este delimitată de teritoriul cuprins între granița de vest a țării și o linie convențională care ar trece prin localitățile Baia Mare, Satu Mare, Carei, Oradea, Salonta, Chișinău-Criș, Sînicolaul Mare–Deta. În această zonă prezintă interes prospectarea depozitelor aparținând Panonianului superior care pot oferi debite apreciabile, necesare amenajării unor stațiuni balneoterapeutice sau utilizării lor ca ape industriale.

O altă zonă interesantă pentru prospectarea apelor hipertermale cu o temperatură cuprinsă între  $40^{\circ}$ – $60^{\circ}\text{C}$  ar putea fi delimitată de teritoriul cuprins între rama de est a Depresiunii panonice și linia convențională mai înainte arătată.

După cum am arătat anterior existența apelor hipertermale în această din urmă zonă este condiționată de prezența unor fracturi adânci în fundimentul și cuvertura sedimentară care în prealabil trebuie puse în evidență prin cercetări geofizice.

În consecință reiese că în partea de est a Depresiunii panonice, pot fi separate trei categorii de regiuni cu perspective pentru descoperirea de ape hipertermale. În ordinea importanței lor din punct de vedere economic și în consecință a ordinului de urgență de cercetare a acestora, facem următoarele precizări :

Regiunea în care apele hipertermale au probabil temperaturi care depășesc  $60^{\circ}\text{C}$ . În stadiul cunoștințelor actuale această regiune ar include zonele Oradea, Cenadu Mare, Virșand și Satu Mare.

Regiunea în care este probabil să se întâlnească ape hipertermale cu o temperatură cuprinsă între  $40^{\circ}$ – $60^{\circ}\text{C}$  și eventual pe unele porțiuni și ape hipertermale cu o temperatură mai ridicată.

Această zonă se situează între granița de vest a țării și linia convențională Baia Mare, Satu Mare, Carei, Oradea, Chișinău-Criș, Sînicolaul Mare–Deta (a se vedea harta anexă).

Regiunea în care este posibil să se întâlnească ape hipertermale cu o temperatură cuprinsă între  $40^{\circ}$ – $60^{\circ}\text{C}$ . Această regiune ar putea fi plasată între rama estică a Depresiunii panonice și limita convențională mai înainte arătată (a se vedea harta anexă).

## BIBLIOGRAFIE

- Bélteki Lajos (1961). A hazai termális vizfeltárás időszeri kérdései. *Hidrologiai Közlöny*, No 6. Budapest.
- Bélteki Lajos (1960). A hazai termális vizet feltáro kuturás fejlödése és legujabb eredményei. *Hidrologiai Közlöny* No 4. Budapest.
- Liteanu E., Opran C., Radovici I. (1963). Perspectivele descoperirii de ape hipertermale și termominerale în Depresiunea panonică. *Natura* 5. București.
- Scheffer V. (1963). The regional values of the geothermal gradient in the area of the Carpathian basins. *Acta Technica Academiae Scientiarum Hungaricae*. Tomus 43, 3–4. Budapest.
- Schmidt E. R. (1963). Magyarország vizföldtani atlasza. Magyar Állami Földtani Intézet. Budapest.
- Schmidt E. R. (1963). Wasserchemismus und Geologie im Untergrunde Ungarns. Wien.

DONNÉES QUI VIENNENT COMPLÉTER ET PRÉCISER LES  
RECHERCHES HYDROGÉOLOGIQUES POUR LA DÉCOUVERTE  
DE NOUVELLES SOURCES D'EAUX HYPERTHERMALES DANS  
LA PLAINE W DU PAYS

PAR

E. LITEANU, GH. VASILESCU, C. OPRAN

(Résumé)

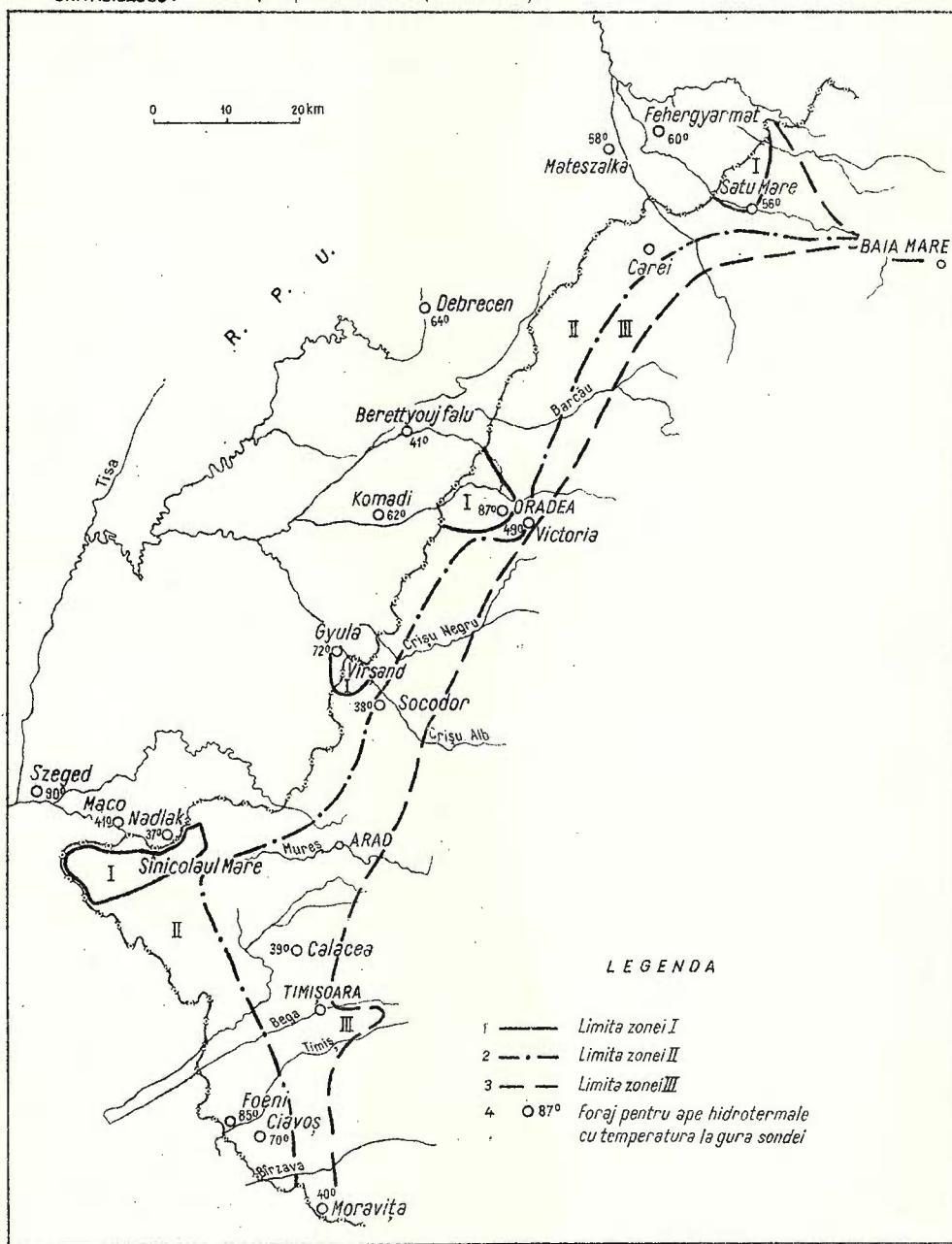
La présence des eaux hyperthermales dans la majeure partie de la Dépression Pannonienne est un fait connu de longue date. Vu l'absence presque totale des roches effusives récentes de la zone de cette province structurale, la thermalité des eaux souterraines n'a pas été associée aux processus volcaniques.

Pourtant les récentes recherches ont révélé que le soubassement cristallin du bassin pannnonien est mince et, par les méthodes des anomalies gravitationnelles, de séismique profonde et séismologiques, que la surface Mohorovicié se trouve à 10 km en profondeur. Cette circonstance confère à la couverture sédimentaire du bassin pannnonien un gradient géothermique diminué compris entre 18–20 m, qui augmente lentement vers l'E.



Institutul Geologic al României

E. LITEANU C. OPRAN Cercetări hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse  
GH. VASILESCU: de ape hipertermale în cîmpia de vest a țării



En effet, dans la partie E de la Dépression Pannonienne de la R.P.U., à proximité de la frontière de la R.P.R. on a établi l'existence des gradients géothermiques suivants : à Fehergyarmato il a 20 m. A Meteszalka — 16 m. A Debrecen — 17 m. A Szeged — 20 m. Dans la plaine Occidentale du pays on a établi les gradients géothermiques pour la sonde Oradea à 24,5 m, et pour la sonde Carei à 23 m.

Par conséquent, la prospection des eaux hiperthermales de la plaine occidentale du pays est associée aux conditions suivantes :

a) Les couches aquifères préconisées pour l'exploitation des eaux hiperthermales soient situées à une profondeur suffisamment grande pour que les eaux souterraines aient une température des plus élevées ;

b) La composition lithologique des couches aquifères soit caractérisée par une grande perméabilité liée aux coefficients élevés d'infiltration et de perte d'eau qui puissent offrir à l'exploitation des débits notables ;

c) L'emplacement de la sonde d'exploration soit choisi dans une zone morphologique de dépression à des côtes des plus réduites, afin d'assurer un caractère artésien aux eaux thermales ;

d) Les zones intéressantes pour l'étude des eaux hiperthermales soient réparties dans les régions à soubassement cristallin situé en profondeur et affecté par des fractures importantes.

Vu les considérations ci-dessus exposées, nous pourrions formuler les précisions suivantes concernant les formations qui présentent de l'intérêt pour la prospection des eaux hiperthermales : les dépôts triasiques et crétacés constitués des calcaires fissurés ; les dépôts paléogènes constitués par des pyroclastites : les dépôts appartenant au Pannonien supérieur formés des sables grossiers à gravier.

En nous étayant des connaissances acquises jusqu'à présent, nous pouvons affirmer qu'en Roumanie, dans la partie E de la Dépression Pannonienne, trois catégories de régions promettant la découverte des eaux hiperthermales peuvent être séparées.

a) Les régions où les eaux thermales ont des températures dépassant probablement 60°C et sont cantonnées en dépôts mésozoïques (zone d'Oradea) et en dépôts pannonien-supérieurs (Cenadu Mare, Vîrșand et Satu Mare).

b) La région où l'on pourrait, très probablement, rencontrer des eaux hyperthermales à température comprise entre 40°—60°C et, par endroits, des eaux hyperthermales à température plus élevée. Cette région est située entre la frontière W du pays et la ligne conventionnelle : Baia Mare -- Satu Mare -- Carei -- Oradea -- Chișinău-Criș -- Sînicolaul Mare-Deta.

c) La région où l'on pourrait rencontrer des eaux hyperthermales à température comprise entre 40°—60°C. Cette région serait placée entre la branche E de la Dépression Panonienne et la ligne conventionnelle ci-dessus indiquée.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse concernant la prognose de la répartition des eaux hyperthermales dans la plaine occidentale du pays.

1, limite de la zone I; 2, limite de la zone II; 3, limite de la zone III; 4, forage pour eaux hyperthermales à température à l'entrée du puits.



INFORMATII GEOFIZICE PRIVIND STRUCTURA  
GEOLOGICĂ A FUNDAMENTULUI PĂRȚII DE NORD  
A DELTEI DUNĂRII ȘI ORIGINEA MINERALELOR  
GRELE DIN NISIPURILE MARINE  
DE PE LITORALUL MĂRII NEGRE

DE

ȘTEFAN AIRINEI, ARTEMIU PRICĂJAN

**Abstract**

Geophysical Data concerning the geological Structure of the Basement of the Northern Area of the Danube Delta and the Origin of Heavy Minerals in the Marine Sands of the Black Sea Shoreline. Maps of the gravimetric anomaly and of the vertical magnetic component ( $\Delta Z$ ) of the northern part of the Danube Delta are presented and geological data resulting from their interpretation concerning the structure and the petrography of the basement are given. Further, the origin of heavy minerals in the marine sands of the Black Sea shoreline is discussed in connection with the existence of a paleoshore made of mesozone rocks and with a W-E direction toward Insula Șerpilor, eroded, probably, at the beginning of the Quaternary.

**Introducere.** Acumularea din ultimii ani de informații geologice, numeroase și documentate, privind alcătuirea geologică a Deltei Dunării, pe de o parte, și adăugarea recentă de informații geofizice, gravimetrice și magnetice, referitoare la structura fundamentului din partea sa de nord, pe de altă parte, impun o prezentare preliminară de date comune, privind, mai ales, problema originii mineralelor grele din nisipurile marine, aflate atât pe litoralul Mării Negre, cât și în grindurile interioare, ca ţărmuri fosile.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 29 mai 1964.



Autorii sănt de părere că există o legătură originară între masele geologice ale fundamentului părții de nord a Deltei Dunării, relevate structural pe cale geofizică, și mineralele grele din nisipurile marine, puse deocamdată în evidență de-a lungul litoralului Mării Negre dintre brațele Sulina și Sf. Gheorghe, precum și în fața grindurilor Perișor și Chituc.

Problema mineralelor grele din nisipurile marine, prospectate de-a lungul țărmului actual la sud de Sulina, ridicată în anul 1962 de către unul dintre autori, pe baza cercetărilor din anii 1957—1958, în cadrul Întreprinderii „Prospecțiuni”<sup>1)</sup>, capătă o soluție privitoare la originea lor, prin rezultatele măsurătorilor geofizice întreprinse de către Institutul Geologic în 1962—1963, în scopul realizării rețelelor machetelor de hărți geofizice Chilia și Sulina<sup>2)</sup>. Este de remarcat faptul că procentele relativ ridicate de minerale grele, determinate atât prin lucrările speciale de prospectare<sup>3)</sup>, cât și prin studii de laborator<sup>4)</sup>, acordă acestor nisipuri o valoare de interes economic.

**Evoluția cunoștințelor privind geologia, morfologia și geneza Deltei Dunării.** Cunoștințele geologice sau cele ce privesc morfologia și geneza Deltei Dunării, sănt acumulate în peste 30 lucrări de specialitate. Informațiile cele mai importante pot fi rezumate astfel: G. M u r g o c i (1912) consideră că depozitele deltaice aparțin unei transgresiuni a Mării Negre, ca un rezultat al afundării Deltei. Grindurile din interiorul Deltei ar fi vechi insule cuaternare, încunjurate de material marin rămas în urma transgresiunii (G. M. M u r g o c i, 1958). G r . A n t i p a (1914) ajunge la concluzia că delta actuală a fost un liman vast, iar grindurile ei sănt țărmuri vechi ale Mării Negre, care închideau acest liman (G r. A n t i p a, 1910). C. Brătescu (1923) atribuie rolul principal în formarea deltei, fluviului și anume brațului Sulina. Delta a avansat și continuă să avanseze, în etape, de la vest spre est datorită aluvionării fluviatile, iar grindurile transversale marchează patru linii succesive de

<sup>1)</sup> A. Pricăjan. Cercetări geologice și hidrogeologice în Delta Dunării, la nord de brațul Sulina, 1957. Raport Com. Geologic, Întreprinderea „Prospecțiuni”.

Idem, Cercetări geologice și hidrogeologice în Delta Dunării, la sud de brațul Sulina, între com. Pisica și Grindul Caraorman, 1958. Raport Com. Geologic, Întreprinderea „Prospecțiuni”.

<sup>2)</sup> S t. A i r i n e i. Lucrări de teren executate în anul 1963 în cadrul problemei „Hărțile geofizice ale R.P.R., scara 1 : 200 000”, Raport 1964, Arh. Institutului Geologic.

<sup>3)</sup> A. Pricăjan, D. Slăvăoacă. Prospecțiuni privind nisipurile marine din fața Deltei Dunării. Raport 1962, Com. Geol., Întreprinderea „Prospecțiuni”.

<sup>4)</sup> Bujor Georgescu, Maria Năstase. Cercetări pentru recuperarea elementelor utile din nisipurile din zona litoralului. Raport 1963, Arh. Institutului Geologic.

țărm deplasat treptat de la vest spre est (C. Brătescu, 1924). G. Vîlsan (1936), analizând morfologia grindurilor din interiorul deltei, le consideră formate numai pe seama valurilor, fără intermediul fluviului. Grindurile erau legate în trecut de Insula Serpilor, formând o unitate morfologică erodată ulterior de mare. Zonele dintre grindurile transversale ţin de o lagună veche, în care au pătruns recent brațele actuale ale Dunării (G. Vîlsan, 1934). M. Planenstielf (1950), analizând datele din literatură în cadrul istoriei cuaternare a Mării Negre, ajunge la concluzia că teritoriul Deltei Dunării a devenit, în cadrul transgresiunii flandrice, un golf închis de un cordon litoral, în spatele căruia s-a produs aluvionarea (M. Planenstielf, 1950). V. P. Zenecovici (1956) privește grindurile marine ca vechi țărmuri în evoluție de la vest spre est, fiind formate din materialul adus de curentii litorali și nu de către fluviu. Fluviul nu transportă nisipuri, iar diferența dintre nisipurile marine și materialul aleuritic desprins din continent, poate fi stabilită prin studiul mineralelor grele (P. V. Zenecovici, 1957).

Între anii 1961 și 1963, apar o serie de lucrări întocmite de E. Liteanu, A. Pricăjan și C. Baltac, în care sunt tratate succesiv transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării (E. Liteanu, A. Pricăjan, C. Baltac, 1961), litologia și tipurile genetice ale depozitelor Deltei Dunării (E. Liteanu, A. Pricăjan, 1961) și alcătuirea geologică a Deltei Dunării (E. Liteanu, A. Pricăjan, 1962). Spre deosebire de lucrările anterioare care s-au întemeiat exclusiv pe considerente deduse din morfologia regiunii și date geologice de suprafață, ultimele lucrări sunt fundamentate pe rezultatele unui număr de peste 100 foraje executate anume pentru studiul geologic și hidrogeologic al Deltei Dunării. În felul acesta sunt stabilite etapele istoriei geologice cuaternare (succesiunea argilă roșie, de vîrstă villafranchiană și depozitele deltaice corespunzătoare transgresiunilor marine din stadiile paleoeuxin, carangat, neoeuxin și actual); sunt separate complexele litologice aparținând genetic aluvionării fluviatile, de cele ale transgresiunilor marine; se face o descriere a formațiunilor din fundimentul Deltei Dunării (alcătuit din depozite de vîrstă devoniană, triasică, jurasică, miocenă, pliocenă și villafranchiană) și se stabilește, pe baza raporturilor dintre depozitele triasice și jurasice, existența unei falii care separă Dobrogea de Nord de Depresiunea Predobrogeană.

**Nisipuri cu minerale grele.** Concentratele de minerale grele sunt cantonate în nisipurile de origine marină. Nisipurile marine au fost separate de cele fluviatile pe bază faunistică și prin studiul granulometric.



Nisipurile marine au o granulometrie aproape uniformă, cuprinsă între 0,5 și 0,05 mm (fig. 1), în timp ce nisipurile fluviatice sunt în general neuniforme (fig. 2).

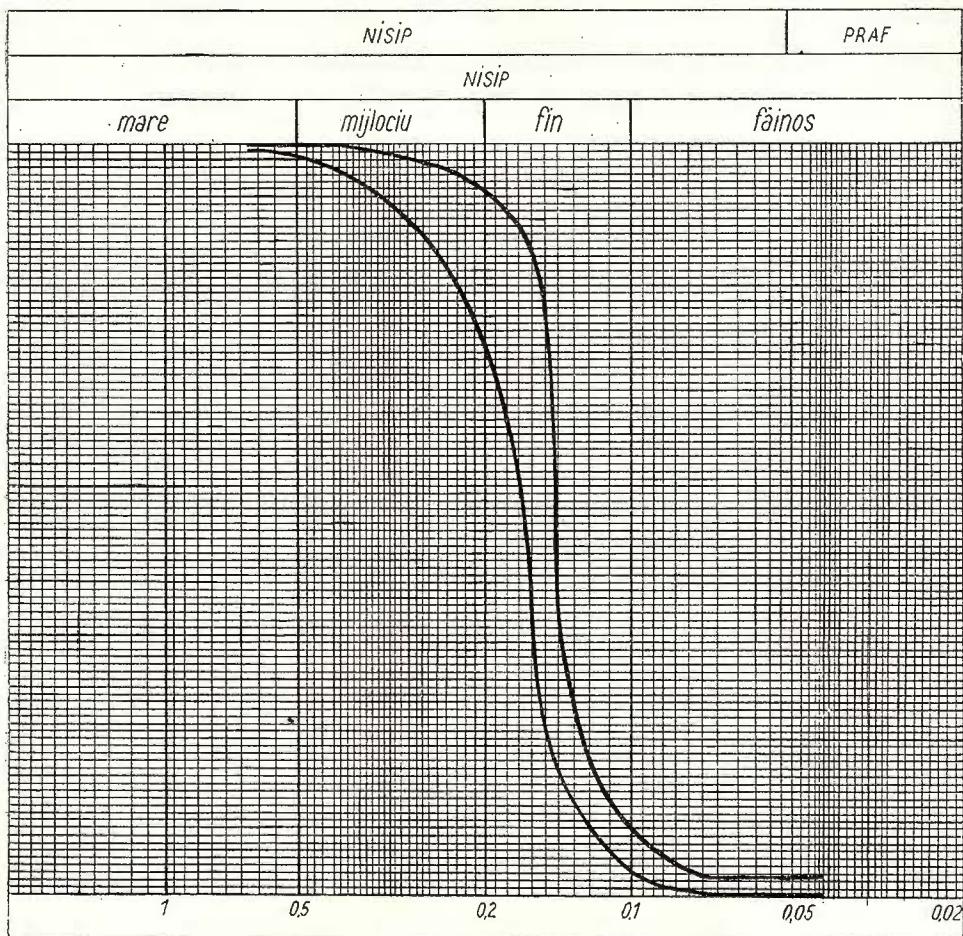


Fig. 1. — Diagramă reprezentând domeniul granulometric al nisipurilor marine de pe Grindul Sărăturile.

Fig. 1. — Diagramme représentant le domaine granulométrique des sables marins de Grindul Sărăturile.

Nisipurile de origine precumpăñitor marină sunt răspândite pe ariile situate pe litoral, în fața Deltei Dunării, pe grindurile din interior (Letea, Caraorman etc) și submers, pe o fâșie ce variază ca lățime, în raport cu izobata de 10 m, între 2—8 km.

Zonele de concentrare cu minerale grele cercetate pînă în prezent, pe teritoriul Deltei Dunării, sănt situate pe litoral, la sud de brațul Sulina, în fața grindului Sărăturile<sup>1)</sup>. În zona de plaje, acumulările de minerale

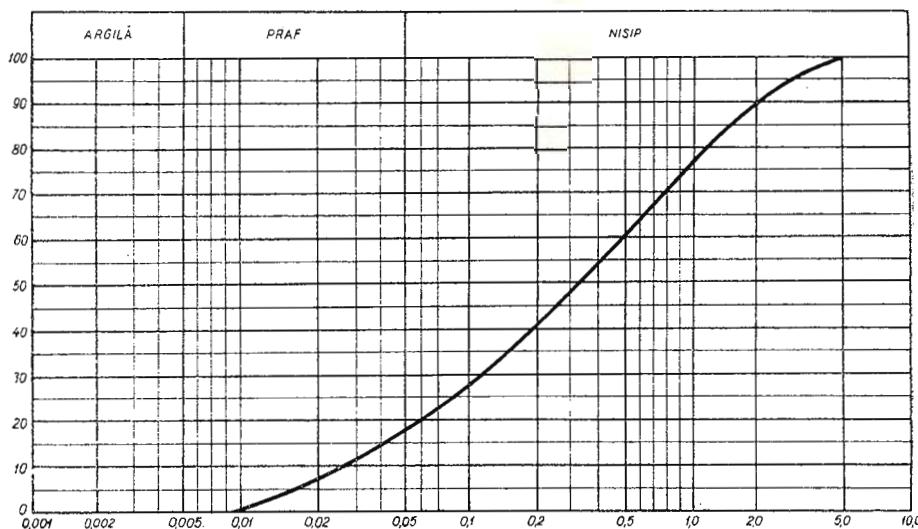


Fig. 2. — Diagramă reprezentînd domeniul granulometric al nisipurilor fluviatîle din Delta Dunării.

Fig. 2. — Diagramme représentant le domaine granulométrique des sables fluviatiles du Delta du Danube.

grele apar sub forma unor pelicule milimetrice sau centimetrice, care se succed ritmic. Datorită granatului și magnetitului, nisipurile au o coloare intensă și un aspect caracteristic (fig. 1—4), datorită ciclurilor de sedimentare alternative, cauzate de direcția vîntului: vînt din larg — se depune un orizont marin cu minerale grele; vînt dinspre uscat — se depune un orizont eolian din nisipuri fine, de culoare deschisă.

Dintre mineralele grele au fost determinate următoarele elemente: granatul, hornblendă, hiperstenul, distenul, turmalina, rutilul, anatasul, staurolitul, epidotul, zoizitul, apatita, zirconul, magnetitul, ilmenitul etc.

Granatul apare sub formă de cristale anhedale angulare, incolore, uneori roz, avînd dimensiuni de 0,1—0,4 mm.

Zirconul se prezintă în general sub formă de cristale prismatice bipiramidale, incolore, uneori fragmentate. Gradul de rulare este variat, astfel observăm atît cristale angulare și subangulare, cît și cris-

<sup>1)</sup> A. Pricăjan, D. Slăvăoacă, Op. cit.

tale puternic rulate (acestea din urmă remaniate din roci sedimentare). Dimensiunile variază între 0,1—0,3 mm.

**A p a t i t a** se prezintă sub formă de cristale scurt prismatice, bine rulate, având dimensiuni de 0,2—0,3 mm.



Fig. 3. — Secțiune transversală în plaja din fața Grindului Sărăturile în dreptul Milei 12.

Fig. 3. — Coupe transversale dans la plage en face de Grindul Sărăturile à l'endroit de la mille 12.

**H o r n b l e n d a** este reprezentată mai ales prin cristale prismatice de hornblendă comună (verde-oliv), mai puțin hornblendă sodică (albăstruie). Cristalele sunt subangulare și rulate, având 0,14—0,64 mm.

**S t a u r o l i t u l** apare întotdeauna în cristale anhedale, de culoare galben portocaliu, angulare de 0,16—0,3 mm.

**D i s t e n u l** se prezintă în cristale prismatice, incolore, uneori ușor albăstrui; dimensiunile variază între 0,2—0,4 mm, gradul de rulare subangular și rulat.

**H i p e r s t e n u l** apare în cristale prismatice subangulare și rulate de 0,2—0,3 mm.

**R u t i l u l** se prezintă în cristale prismatice bipiramidate sau fragmentate, de culoare brun-roșcată sau brun-fumurie, subangulare și rulate, având dimensiuni de 0,16—0,3 mm.



Fig. 4. — Secțiunea transversală în plaja din fața Grindului Sărăturile în dreptul Milei 12 (detaliu).

Fig. 4. — Coupe transversale dans la plage en face de Grindul Sărăturile à l'endroit de la mille 12 (détail).

**A n a t a s u l** apare rar, se prezintă în cristale tabulare sau bipiramidate, angulare, de culoare brun-fumurie.

**E p i d o t - z o i z i t**, în cristale cu habitus prismatic sau anhedale, de culoare verde-gălbui (epidot) sau incolore (zoizit). Sunt subangulare sau rulate. Dimensiunile variază între 0,2 și 0,3 mm.

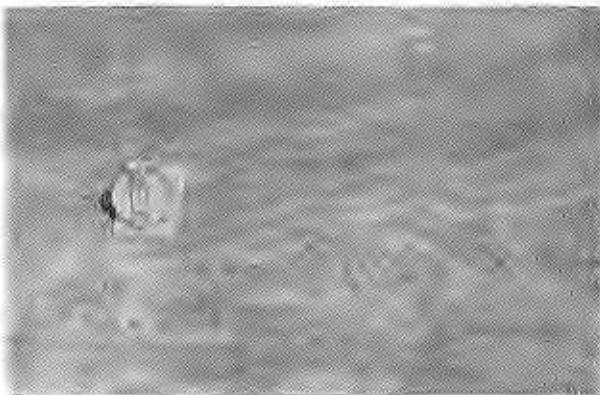


Fig. 5. — Secțiune orizontală în plaja din fața Grindului Sărăturile în dreptul Milei 8.

Fig. 5. — Coupe horizontale dans la plage en face de Grindul Sărăturile à l'endroit de la mille 8.

**T u r m a l i n a** este în general brună, numai rareori albastră. Cristalele prismatice sau anhedale au 0,2 mm și sunt subangulare sau rulate.

**T i t a n i t u l** uneori cu incluziuni de ilmenit prezintă cristale anhedale, puternic rulate, având dimensiuni de 0,2 mm.

**M i n e r a l e l e o p a c e** sunt reprezentate prin magnetit și ilmenit.

Din această suită de minerale grele, acelea care prezintă un interes economic sunt magnetita, titanitul, zirconul și rutilul<sup>1)</sup>.

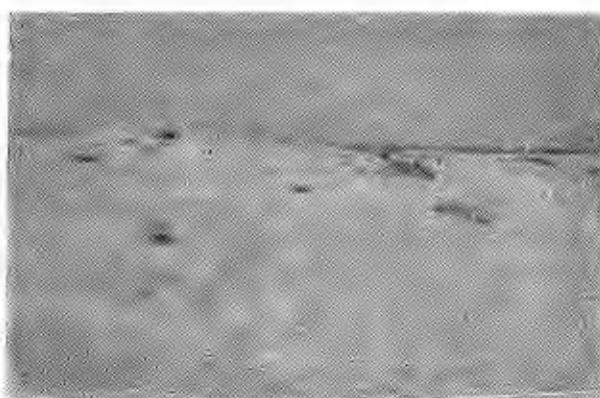


Fig. 6. — Dune de litoral în dreptul Milei 8, conținând concentrații de minerale grele.

Fig. 6. — Dunes de littoral à l'endroit de la mille 8, contenant des concentrés de minéraux lourds.

<sup>1)</sup> Bujor Georgescu, Maria Năstase, Op. cit.

**Structura fundamentului Deltei Dunării dintre Sulina și Chilia după datele geofizice.** Fundamentalul depozitelor deltaice ale Deltei Dunării este constituit din formații devoniene, triasice, jurasice, miocene, plioocene și villafranchiene (E. Liteanu, A. Pricăjan, 1962).

Din datele sondelor săpate pe teritoriul deltei, reiese că depozitele paleozoice și mezozoice se afundă progresiv de la sud spre nord. Din păcate, adâncimea sondelor este cuprinsă de-abia între 400 și 600 m, ceea ce face ca în jumătatea de nord a deltei, talpa lor să nu depășească Jurasicul. De aceea, fundamentalul jurasic este singurul și cel mai vechi, pentru care s-a putut urmări, cu totul general, dispoziția suprafeței sale morfologice. Fundamentalul jurasic prezintă o arie de ridicare aproximativ pe direcția Maliuc-Crișan-Vilcov (limita sa superioară a fost întepătată în jurul adâncimii de 150 m), mărginită la NW și SE de două regiuni deprezionate (la Ismail, Jurasicul se află la 310 m, iar la Sf. Gheorghe la 350 m) (E. Liteanu, A. Pricăjan, 1962, P. V. Zencovici, 1957). Tot pe baza datelor de foraj, s-a rectificat traseul faliei Galați—Tulcea—Sulina (accident tectonic preconizat de Gr. Cobalcescu, 1883 și I. Simionescu, 1913), localizând-o pe limita de extensiune spre sud a depozitelor jurasice (cu un aliniament nord Terepontia—nord T. Vladimirescu—sud Maliuc—sud Sf. Gheorghe). Depozitele miocene, plioocene și villafranchiene îmbracă discordant și discontinuu depozitele jurasice (E. Liteanu, A. Pricăjan, 1962, P. V. Zencovici, 1957).

Hărțile geofizice întocmite (imagină anomaliile Bouguer calculată pentru densitatea 2,20 g/cm<sup>3</sup> și harta componentei magnetice verticale), sunt în măsură să aducă informații noi privind atât structura cât și natura petrografică a fundamentului deltei.

Anomalia gravitației prezintă o variație regională de peste 30 mgal. Ea înregistrează, în jumătatea estică a deltei, o scădere rapidă de la sud spre nord, de peste 20 mgal; o creștere ce depășește 30 mgal, de la vest spre est, de-a lungul unei direcții situate între localitățile Pardina și Sfîștovca; din nou o scădere de la sud spre nord, în jur de 20 mgal, în partea de NE a brațului Chilia. Cartografic, anomalia gravitației apare sub forma unei îndesiri de izogame în partea de vest; a unui contur de maximum situat între brațele Sulina și Chilia, cu zona apicală rămasă deschisă spre est, către Marea Neagră; o anomalie de minimum, deschisă spre nord, peste brațul Chilia, valorile cele mai scăzute pe teritoriul R.P. Române aflindu-se între Chilia Veche și Periprava. În plus, pot fi separate trei cordoane de gradient orizontal major ( $G_1—G_3$ ), cu orientări generale W—E, situate între zonele gravimetrice de maximum și de minimum.

Cordoanele de gradient major au următoarele aliniamențe :  $G_1$ , nord T. Vladimirescu—Maliuc (în est se continuă pe la sud de brațul Sulina);  $G_2$ , sud Ciatalchioi—Stipoc—nord Crișan (în est efectul lui devine din ce în ce mai șters sub influența anomaliei de maximum);  $G_3$ , format din două ramuri, una, în vest, între Lascăr Catargiu—Tatanir—Chilia, și alta, în est, între Chilia—Periprava. Întreruperea cordonului  $G_3$  în dreptul Grindului Chilia și abaterea spre nord a ramurilor sale, este în legătură cu apofiza nord—sud, din acest sector, a anomaliei de maximum Periprava—Sfîștovca. Aceste cordoane de gradient major corespund la con-traste de masă remarcabile, surprinse de-a lungul unor plane regionale de separație, respectiv dislocații sau cîmpuri de dislocații, care au compartimentat și au facilitat mișcarea pe verticală a blocurilor de fundamente.

Analiza interpretativă a morfologiei anomaliei gravitației, conduce la o imagine inedită a structurii fundamentului din partea de nord a Deltei Dunării (pl. I). Cordoanele de gradient major  $G_1$ — $G_3$  marchează compartimentarea fundamentului Dobrogei de Nord, din zona deltei, și scufundarea sa succesivă, în trepte, de la sud spre nord.

Treapta cuprinsă între  $G_1$  și  $G_2$ , reprezintă un compartiment de fundamente în continuă cădere de la sud spre nord. Treapta dintre  $G_2$  și  $G_3$  corespunde unui compartiment de fundamente constituit din roci foarte dense. Compartimentul are o dispoziție spațială particulară : se îngustează și se afundă progresiv de la est spre vest, de-a lungul unei axe de simetrie jalonată de localitățile Sfîștovca și Pardina. Spre est, compartimentul pare să se ridice continuu pe aria deltei noi a brațului Chilia, în direcția Insulei Serpilor. Treapta de nord  $G_3$ , marchează un compartiment puternic scufundat în sectoarele Ismail și Periprava.

**Natura petrografică a maselor geologice din fundamente și nisipurile marine cu minerale grele.** Fundamentul Deltei Dunării — delimitat magnetic din lucrări regionale (Ştefan Airinei, 1955, 1957), și încadrat în ansamblul teritoriului țării — aparține domeniului platformic epihercinic (I. Gavăt, Ştefan Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, Sec. Stoenescu, I. Venecov, 1963). El se plasează în partea de NE a catenei hercinice, respectiv pe flancul de SW al avant-foselor sale. Dezvoltarea maximă a avant-foselor hercinice, a avut loc în Triasic și Jurasic, aşa după cum sugerează harta ce sintetizează evoluția ariilor de sedimentare mezozoice de pe teritoriul R.P. Române (G. Murgescu, D. Patrulius, 1960).

Avant-fosa hercinică s-a instalat pe un fundament platformic baikalian sudat la scutul podolic (I. Gavăt și al. 1963). Harta gravi-

metrică arată evoluția în trepte a avant-fosei și, calitativ, gradul de regenerare suportat de fundamentul baikalian. Considerăm că blocul de funda-ment format din roci foarte dense, situat între liniile  $G_2$  și  $G_3$ , aparține epiplatformei baikaliene și că poziția sa ridicată între compartimente mai puțin dense, ține de un plan structural prehercincic.

Harta componentei magnetice verticale ( $\Delta Z$ ), realizată în paralel cu harta gravimetrică, prezintă între localitățile Sulina și Chilia o cres-tiere normală a cîmpului magnetic terestru de aproape 150 γ, și înregis-trează, în partea de nord a deltei, o anomalie de maximum, cu o inten-sitate măsurată de circa 350 γ. Maximum magnetic are formă eliptică și se desfășoară de-a lungul unei axe de simetrie orientată W—E și situată între localitățile Tatanir și sud Periprava. Flancul de nord al anomaliei magnetice rămîne deschis spre nord, iar flancul de sud se suprapune peste flancul de nord al anomaliei gravimetrice de maximum. Zona apicală a anomaliei magnetice se desfășoară la sud de brațul Chilia, între localită-țile Chilia Veche și Periprava.

Axa de simetrie a anomaliei magnetice este decalată cu circa 6 km la nord de axa anomaliei gravimetrice de maximum, și se suprapune aproxi-mativ peste aliniamentele celor două ramuri ale cordonului de gra-dient major  $G_3$ . Corpul geologic din substrat, constituit din roci intens mag-netizate, care generează anomalia magnetică înregistrată la supra-față, corespunde, foarte probabil, unei intruziuni hercinice insinuată de-a lungul dislocației  $G_3$ . În sprijinul acestei interpretari stau, prin ana-logie, toate anomaliiile magnetice din Dobrogea de Nord, cauzate, la rîndul lor, de mase intrusive hercinice (Şt. A irinei, 1955, 1957).

Prin urmare, fundamentul Deltei Dunării ține de cratogenul her-cinic, în compoziția căruia intră, după toate aparențele, o masă geologică veche regenerată din platforma baikaliană, adiacentă unor comparti-minte cu roci mai puțin dense și flancată la nord de un corp intrusiv mag-netic.

Anomalia gravimetrică de maximum arată că masa geologică densă se extinde cu tendință de ridicare spre est<sup>1)</sup>, în direcția Insulei Șerpilor,

<sup>1)</sup> În dreptul meridianului Sfîștovca, adîncimea suprafeței superioare a corpului dens (asimilat cu un cilindru orizontal infinit), calculată pentru contrastele de densitate 0,1—0,6 g/cm<sup>3</sup>, variază între limitele 190 și 930 m. Centrul de greutate al cilindrului s-ar situa la circa 1450 m adîncime. Cum anomalia gravimetrică de maximum corespunde, în ipoteza noastră, unei mase geologice dense incorporată în funda-mentul cristalin, contrastul de densitate cel mai probabil între corpul dens și volumele adiacente mai ușoare, ar fi în jur de 0,1—0,2 g/cm<sup>3</sup>, ceea ce ar conduce la o adîncime medie pentru suprafața sa superioară de aproximativ 350 m. Această adîncime ar corespunde, pe de o parte, la un ordin de mărime informativ al

iar nisipurile marine cu minerale grele, furnizează, credem, primele informații asupra naturii sale petrografice.

Componența mineralologică a elementelor grele din nisipurile marine, conduce la ideia că aceste nisipuri s-au format pe seama unui țărm constituit din roci de mezozonă puternic mineralizate. Masa densă — compusă, în această ipoteză, din roci de mezozonă baikaliană, și aflată în prezent sub depozitele noi ale Deltei Dunării sau submersă la est de litoralul actual al Mării Negre — a putut fi în Pliocen sau la începutul Cuaternarului, în situația unui țărm litoral denudat și supus unui intens proces de dezagregare.

Observații multiple au arătat că teritoriul Dobrogean s-a aflat, în timpuri relativ recente, într-o continuă mișcare de oscilație (R. Ciocîrdel, Em. Protopopescu-Pake, 1955) sau, după ultimile interpretări privind aria Depresiunii Predobrogene, de continuă subsidență (E. Liteanu, A. Pricăjan, 1962). În Delta Dunării aceste mișcări se reflectă prin succesiunea transgresiunilor marine (E. Liteanu și al., 1961). În această situație nu este greu de admis că prima transgresiune din stadiul ciaudin al Mării Negre, a putut întâlni, chiar pe aria actualei delte, litoralul denudat al șisturilor cristaline mezozonale. Acest litoral, dacă îl considerăm extins cel puțin pînă în dreptul Insulei Șerpilor, a putut expune acțiunii valurilor mării o suprafață considerabilă, volumul acestui corp fiind o sursă de prim ordin pentru formare de nisipuri marine. Volumul nisipurilor formate, trebuie să fie deosemenea considerabil, dacă ținem seama de stratul care îmbracă platforma continentală din fața litoralului actual al Mării Negre, inclusiv cantitățile care au participat la formarea grindurilor interioare din Delta Dunării.

Adîncimea relativ redusă, de maximum 36 m, a apelor Mării Negre pe distanță de 45 km între litoral și Insula Șerpilor, arată, pe de o parte, intensitatea acțiunii de subsidență din această zonă, iar pe de altă parte, explică existența unor condiții care au permis formarea acelui cordon litoral de aproape 1000 stadii, menționat de geografi din antichitate, care bara la cale de o zi intrarea navelor în gurile Dunării (P. V. Zenecovici, 1957), și care, în prezent, se află încorporat în teritoriul deltei, în cuprinsul grindurilor Letea și Caraorman.

Stadiul actual al cunoștințelor — existența cuplului anomal gravimetric-magnetic din regiunea Lacului Sinoe, la sud de Gura Portița

subsidenței din ultimele stadii ale Cuaternarului (respectiv preponderența mișcărilor negative ale uscatului, față de cele pozitive, în cazul existenții unor mișcări de oscilație), iar pe de altă parte, se încadrează satisfăcător în limitele considerate ca necesare transgresiunii Mării Negre peste țărmul continental vechi.

(Şt. A i r i n e i, M. S u c e a v a, 1964) și prezența nisipurilor marine cu minerale grele pe Grindul Chituc; prezența anomaliei magnetice de maximum din regiunea de confluență a brațului Sf. Gheorghe (Şt. A i r i n e i, 1955, 1957) și înregistrarea de nisipuri marine cu minerale grele din fața Grindului Perișor<sup>1)</sup> — poate îndreptăți proiectarea și executarea unui program complex de cercetare de-a lungul întregului litoral românesc, inclusiv pe grindurile interioare ale Deltei Dunării, pentru stabilirea ariilor interesante din punctul de vedere al concentratelor de minerale grele din nisipurile marine.

*În concluzie*, rezultatele cercetărilor geologice și geofizice expuse, conduc la o imagine nouă asupra structurii fundamentului părții de nord a Deltei Dunării și leagă nisipurile marine cu minerale grele de un element structural vechi, cîndva țărm expus eroziunii valurilor Mării Negre.

Fundamentul Deltei Dunării dintre brațele Sulina și Chilia, aparține cratogenului hercinic. El se află pe flancul de SW al avant-fosei vechi și se prezintă rupt și dispus în trepte ce cad de la SSW spre NNE de-a lungul a trei dislocații profunde. La structura fundamentului participă un compartiment din roci foarte dense, probabil o masă veche regenerată din platforma baikaliană, flancată de compartimente cu roci mai puțin dense și dintr-un corp intrusiv insinuat prin fractura aflată la sud de brațul Chilia.

Masa de roci foarte dense situată într-o poziție mai ridicată față de compartimentele adiacente constituite din roci mai puțin dense, de raportat la un plan structural prehercinic, se prelungeste, după indicațiile anomaliei gravitației, în est, spre Insula Șerpilor, prezentând și o tendință de continuă ridicare.

Componența mineralologică a elementelor grele din nisipurile marine, sugerează apartenența lor la roci mezozonale puternic mineralizate. Aceste roci au aparținut în timpuri nu prea îndepărtate (sfîrșitul Pliocenului, începutul Cuaternarului), la un paleoțărm ce corespunde la compartimentul de fundamente constituit din roci foarte dense. Acest țărm bătut cîndva de valurile mării, se află în prezent învăluit, în vest, de depozitele deltaice, iar în est, de nisipurile de pe platforma continentală din fața Deltei Dunării.

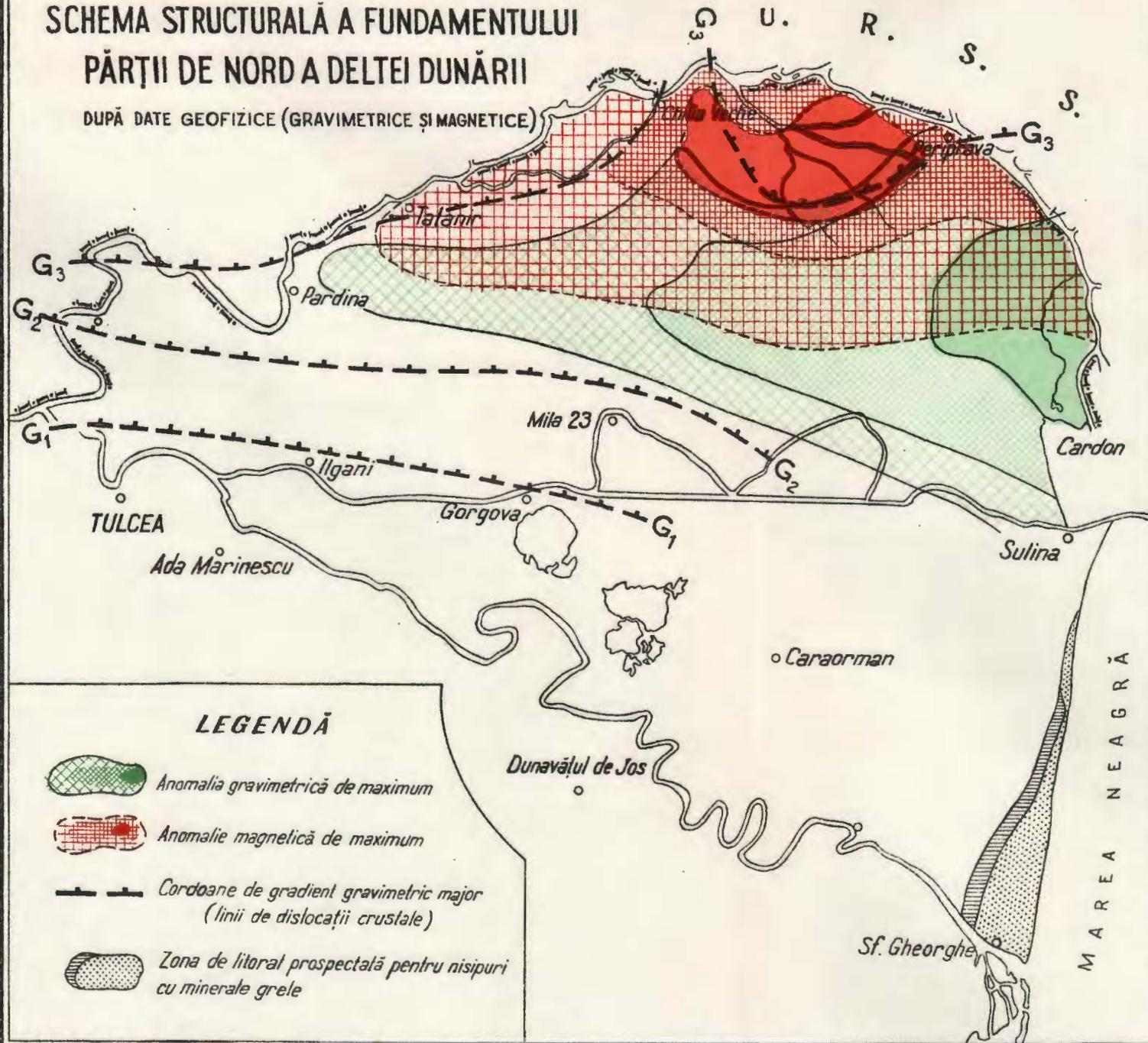
Existența paleoțărmului cu roci de componență mezozonală, atestat de anomalia gravimetrică de maximum și de mineralele grele din nisipurile marine, ridică probleme deosebit de importante din punctul de vedere al economiei naționale, în ceea ce privește posibilitățile de răspîndire a ariilor

<sup>1)</sup> A. P r i c ă j a n, D. S l ă v o a c ă, Op. cit.

ST. AIRINEI

## SCHEMA STRUCTURALĂ A FUNDAMENTULUI PĂRȚII DE NORD A DELTEI DUNĂRII

DUPĂ DATE GEOFIZICE (GRAVIMETRICE ȘI MAGNETICE)



de acumulare și concentrare de minerale grele (magnetit, titanit, zircon, rutil etc), atât în grindurile din interiorul Deltei Dunării, cît și pe suprafața platformei continentale din fața ei.

## BIBLIOGRAFIE

- Airinei Stefan (1955). Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru). *Acad. R.P.R., Bul. Științ. Secț. Biol., Agron., Geol., Geogr.*, 7, 1, (155). București.
- Airinei Stefan (1957). Harta anomaliei magnetice  $\Delta Z$  din Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cîmpiei Române, *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, 3, 1–2 (79). București.
- Airinei Stefan, Sucava Mircea (1964). Notă asupra anomaliei gravimetrice-magnetice din regiunea Lacului Sinoe (Dobrogea), *D. S. Com. Geol.*, vol. I (1962–1963), Partea II-a. (445) București.
- Antipa Gr. (1910). Das Überschwemmungsgebiet der unteren Donau, *Inst. Geol. Rom.*, An. IV, Fas. 2 (225). București.
- Botezatu R., Băcioiu Tr., Andrci J., (1961). Relațiile dintre anomalia gravitației și structura geologică a Dobrogei de Nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de Sud și Moldova de Est, *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, 6, 1 (185). București.
- Brătescu C. (1924). Delta Dunării. Geneza și evoluția sa morfologică și cronologică, *Bul. Soc. Rom. Geogr.*, 42 (68). București.
- Ciocirlă R., Protopopescu-Pake Em., (1955). Considerații hidrogeologice asupra Dobrogei, *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria E (Hidrogeologie)*, 3. București.
- Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I., (1963). Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice), *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geofiz.*, 1, 1 (7). București.
- Liteanu E., Pricăjan A., Baltac C., (1961). Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării, *Stud. cerc. geol.*, 6, 4, (743). București.
- Liteanu E., Pricăjan A., (1961). Litologia și tipurile genetice ale depozitelor din Delta Dunării, *I.N.Q.U.A. Varșovia*.
- Liteanu E., Pricăjan A. (1962). Alcătuirea geologică a Deltei Dunării, *Com. Geol., tehn. econ., Seria E (Hidrogeologie)*, 6 (161). București.
- Murgeanu G., Patrulius D. (1960). Les formations mésozoïques des Carpates Roumaines et de leur avant-pays, *Ann. Inst. Hungarici*, XLIX, 1 (177). Budapest.
- Murgoci M. G. (1958). Opere alese. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Plannenstiel M. (1950). Die Quartärgeschichte des Donaudeltas, *Bonner Geogr. Abhand.* Bonn.
- Vîlsan G. (1936). Nouvelle hypothèse sur le Delta du Danube, Opere Postume, Ed. Socec. București.
- Zencovici P. V. (1957). Enigma Deltei Dunării, *Acad. R.P.R., An. Rom.-Sov.*, 1 (30), (75). București.



INFORMATIONS GÉOPHYSIQUES CONCERNANT LA STRUCTURE  
GÉOLOGIQUE DU SOUBASSEMENT DE LA PARTIE SEPTEN-  
TRIONALE DU DELTA DU DANUBE ET L'ORIGINE DES MINÉ-  
RAUX LOURDS DES SABLES MARINS DU LITTORAL DE LA  
MER NOIRE

PAR

ȘTEFAN AIRINEI, ARTEMIU PRICĂJAN

(Résumé)

Le travail présente simultanément les résultats des recherches géologiques et géophysiques concernant la structure du soubassement de la partie septentrionale du Delta du Danube et, en même temps, il établit un rapport de causalité entre les sables marins à minéraux lourds et la structure ancienne, exposée, par le passé, à l'érosion des vagues de la Mer Noire.

Le soubassement du Delta du Danube contenu entre les bras Sulina et Chilia appartient au cratogène hercynien. Il est situé dans le flanc SW de l'ancienne avant-fosse et apparaît fragmenté et disposé en gradins qui plongent du SSW vers le NNE, le long des trois dislocations profondes. Un compartiment de roches très denses participe à la structure du soubassement ; il s'agit probablement d'une masse ancienne régénérée de la plateforme baïkalienne, flanquée par des compartiments à roches moins denses ; à part ce compartiment de roches denses, la structure du soubassement comprend encore un corps intrusif insinué à travers la fracture qui se trouve au S du bras Chilia.

La masse de roches très denses—située plus haut par rapport aux compartiments adjacents constitués des roches moins denses, position due au plan structural préhercynien — se prolonge, conformément aux indications de l'anomalie gravimétrique, vers l'E, en direction de l'Île des Serpents et présente une tendance de soulèvement.

La composition minéralogique des éléments lourds des sables marins suggère une appartenance aux roches mésozonales fortement minéralisées.

Il n'y a pas longtemps (fin du Pliocène, commencement du Quaternaire), ces roches appartenaient à un paléorivage qui correspond au compartiment de soubassement des roches très denses.

Naguère, les vagues venaient se briser contre ce même rivage qui est aujourd'hui enseveli par les dépôts deltaïques, vers l'W, et les sables



de la plateforme continentale qui fait face au Delta du Danube (côté E du rivage).

L'existence du paléorivage de mésozone, attesté par l'anomalie gravimétrique de maximum et par les minéraux lourds des sables marins pose des problèmes particulièrement importants du point de vue économique. Il s'agit d'examiner les possibilités de distribution des aires d'accumulation et concentration des minéraux lourds (magnétite, titanite, zircon, rutile) dans les digues naturelles de l'intérieur du Delta du Danube, ainsi que dans la plateforme continentale située en face.

#### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Esquisse structurale du soubassement de la partie septentrionale du Delta du Danube, d'après les données géophysiques (gravimétriques et magnétiques).





Institutul Geologic al României

**STUDII GEOELECTRICE PENTRU DESCOPERIREA DE  
NOI ZONE MINERALIZATE ÎN ERUPTIVUL NEOGEN  
BAIA MARE<sup>1)</sup>**

DE

C. MIHAIL

**Abstract**

Geolectric Studies for the Discovery of New Mineralized Zones in the Neogene Eruptive Areas of Baia Mare. The paper shows the results of the experimentation for electrical prospecting for the discovery of new mineralized zones in the Neogene eruptive areas of Baia Mare. In order to point out the mineralized breccias zones, the utilization of the natural electric field method is recommended corroborated by the data of resistivity method in the vertical electric loggings. The experimentation of these method in the Racșa region led to the specification of an eruptive rooting with mineralized borders, confirmed by the exploration works.

The utilization of resistivity methods in the prospecting of quartz-bearing veins is recommended only when pursuing zones which previously have been geologically determined, because of the frequency of resistivimetric contrasts in the region.

The paper emphasizes the prospecting of the Baia Mare region by means of electrical methods and stresses the particular efficiency of these methods for the discovery of new mineralized zones in the subsoil of the eruptive areas.

Studiile și cercetările electrometrice — întreprinse în cadrul Comitetului Geologic — au avut ca scop experimentarea posibilităților acestei metode geofizice în descoperirea de noi zone mineralizate, în condițiile erupțiunilor munților Gutăi și — în cazul evidențierii eficacității sale — extinderea pe scară largă a metodelor electrometrice în prospectarea regiunii.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 20 martie 1964.



O prezentare sumară a cadrului geologic — în care s-au desfășurat lucrările de cercetare electrometrică — este necesară pentru justificarea abordării temei și desfășurării cercetărilor.

Zonele cercetate electrometric se plasează pe eruptivul neogen al munților Gutăi. Unitatea munților vulcanici neogeni Oaș-Gutăi face parte din lanțul vulcanic Vihorlat (Ucraina) — Gutăi — Călimani — Hărghita, cea mai importantă manifestare vulcanică din Europa. Căile de acces ale magmatismului neogen au fost zonele de minimă rezistență, create la periferia bazinului Transilvaniei, a cărui scufundare a avut loc, fără intrerupere, dela finele Oligocenului, pînă la finele Pontianului. În ceea ce privește regiunea Baia Mare, activitatea magmatică se manifestă aproape continuu, de la finele Tortonianului pînă la Pontian, prin trei faze de erupție: tortonian-sarmatiană, sarmatiană și pontiană. Înfățișarea geomorfologică a regiunii este datorată vulcanilor neogeni, cu înălțimi în general mici, rareori depășind 1000 metri, intens eroați, cu suprastructura aparătelor vulcanice deseori stearsă.

Din variata și intensa diferențiere magmatică a eruptionsilor neogene din munții Gutăi, reținem faza de eruptionsi neogene vechi (Tortonian-Sarmatian), de care sunt legate, în cea mai mare parte, mineralizațiile din regiune. Această fază de eruptionsi s-a manifestat prin tufuri și aglomerate riolitice și dacitice, riolite de Orașul Nou, andezite amfibolice propilitizate de Seini și riolite de Băița. Aceste roci au suferit intense transformări hidrotermale. Dintre transformările hidrotermale prezente în regiunea Baia Mare (propilitizări, adularizări în vecinătatea filoanelor aurifere, sericitizări, caolinizări primare și secundare, formări de montmorillonit și prezențe de piritizări, carbonatări și silicifieri), reținem propilitizarea pe suprafețe mari a andezitului amfibolic de Seini. Aceste arii ale andezitului propilitizat de Seini — în lumina prezentării autohidratării magmei, în timpul cristalizării sale, drept cel mai probabil proces genetic al rocilor propilitice, de care sunt legate mineralizațiile din regiune — concentrează asupra lor studiile și cercetările de geofizică. Piritizările și silicifierile facilitează eforturile cercetărilor electrometrice în regiune, în vederea punerii în evidență a noi zone de mineralizații. În cele ce vor urma, se va arăta în ce măsură se realizează acest fapt.

Mineralizațiile din regiune sunt de natură hidrotermală, rezultate din dizolvarea elementelor volatile ale magmei vechi-neogene în ape. Magma neogenă veche a fost o magmă bogată în elemente volatile și apă, oferind condițiile instalării unor mineralizații hidrotermale importante. Mineralizațiile din munții Gutăi constituie două tipuri principale de zăcă-



minte : de sulfuri metalice, cu conținut predominant în Pb, Zn și Cu (Baia Sprie, Herja, etc.) și de aur nativ (Săsar, Băița).

Primele noastre cercetări electrometrice în regiune au fost făcute pentru descoperirea de noi zăcăminte de tip filonian, prin metode rezistivimetrice. Filoanele erau cu atât mai ușor de pus în evidență cu cât aureola de silicifieri exista și era mai dezvoltată, oferind zone cât mai largi de rezis-tivitate crescută, față de restul eruptivului. Dar — în abundență de contraste rezistivimetrice din regiune — este greu a determina, fără ambiguități, anomalii de rezistivitate geoelectrică, care să corespundă la filoane de cuarț mineralizat.

Din aceste cauze, cercetările au fost axate pe ideea descoperirii zonelor de brecii mineralizate, tip de zăcămînt mai puțin cunoscut pentru regiunea Baia Mare, dar cel puțin tot atât de important ca zăcămîntul filonian, prin faptul că prezintă dezvoltări, în volum, remarcabile.

Această optică a justificat și impus utilizarea cu precădere, în experimente, a metodelor electrometrice de cîmp electric natural, menite să pună în evidență zonele de brecii, largi zone impregnate cu pirită auriferă, pe baza efectului de oxi-reducere a ansamblului piritos. Dintre aceste metode de cîmp electric natural a fost aleasă — în primele experimente — metoda înregistrării variației potențialului electric natural deasupra zonelor susceptibile a cantonă mineralizația. Metoda rezistivometrică a sondajelor electrice verticale — atât de indicată în prospectarea filoanelor cuartifere — a fost utilizată și în această optică a cercetărilor, pentru dublarea observațiilor, în baza contrastului de rezistivitate electrică dintre zonele de brecii mineralizate (mai conductoare) și eruptivul ambient (mai rezistent).

Rezultatele cercetărilor sunt prezentate în cele două anexe grafice ale prezentei comunicări.

În figură este prezentată harta profilelor de polarizație naturală deasupra unei zone din valea Racșa, la est de Orașul Nou (raionul Oaș-Negrești). Cum a fost firesc, experimentele au început deasupra unei volburi redeschisă de către o galerie a Întreprinderii de Stat pentru Explorări Miniere (I.S.E.M.) și dispărută în frontul galeriei și a tuturor lateralelor sale. Dezvoltarea volburei cunoscute a fost urmărită de conturul anomaliei centrale, cifrată la cca —100 milivolți. Extinzând cercetările spre est — în urmărirea ideii existenței unui coș vulcanic, cu margini mineralizate — a apărut anomalia dintre valea Băilor și valea Cioncăselei cifrată la valori de cca — 125 milivolți. Pe baza rezultatelor noastre, a

fost executat un foraj de explorare, care a întlnit între metrii 30 și 209 o puternică mineralizație.

Acest lucru apare clar în planșa-anexă, unde este prezentată — alături de profilul de polarizație naturală și secțiunea de sondaje electrice verticale — imaginea interpretativă a acestor date, sub forma unei înrădăcinări eruptive cu borduri mineralizate. Profilul de polarizație naturală prezintă două minime anomalii, corespunzînd la prezența unor mineralizații de pirită auriferă la bordura unei largi zone, mai conductoare electric, pusă în evidență de izoohmile secțiunii de sondaje electrice verticale și corespunzînd ansamblului înrădăcinării eruptive. Datele de foraj — deasemeni prezentate pe această anexă — verifică din plin nu numai modul de interpretare a datelor electrometrice, ci validează și optica abordării problemei, a orientării cercetărilor, nelăsind în umbră eficacitatea deosebită a metodicii utilizate.

Tot în figură, în partea de vest a zonei cercetate, mai apare o anomaliă de cca — 70 milivolți, într-o zonă acoperită, în care — prin extrapolare — harta geologică indică un sedimentar. O laterală a galeriei din valea Băilor a înaintat, la indicația noastră, spre această anomaliă, traversând cîțiva metri de sedimentar, pentru ca apoi să pună în evidență, în subsolul anomaliei, un grup de filoane de cuarț aurifer, cu conținuturi ridicate, aflate în andezite sericitizate, adularizate, limonitizate și piritizate. Pe lîngă rezultatul obținut s-a verificat astfel și ipoteza — emisă pe date electrometrice — a efilării sedimentarului în această zonă.

Principalele rezultate ale cercetărilor electrometrice din regiunea Baia Mare, întreprinse în anul 1962, sint : descoperirea înrădăcinării mineralizate dintre valea Băilor și valea Cioncășelei, descoperirea grupului de filoane mineralizate de la vest de valea Băilor, precum și adaptarea metodicii de prospectare la condițiile specifice ale regiunii.

Este cunoscut faptul că regiunea Baia Mare (a munților Gutăi) a prezentat toate condițiile favorabile instalării unei bogate mineralizații, reprezentînd regiunea cea mai importantă, din acest punct de vedere, din întreg arcul carpatic, comparativ cu regiunile munților Apuseni și Călimani-Hărghita, unde — poate din lipsa unui proces desăvîrșit de diferențiere magmatică sau a însăși metalogenezei și sigur din lipsa eruziunii, care să deschidă nivele mai profunde — mineralizația este mai redusă sau aproape absentă. Îmbinarea condițiilor de chimism inițial al magmei cu modul ei de evoluție și cu condițiile și stilul tectonic au făcut ca aici să apară unul din cele mai importante aspecte ale metalogenezei provinciei terțiare carpatice. În crearea situației actuale a con-



tribuit însă, în cea mai mare măsură, eroziunea, care a făcut posibilă observarea nivelelor mai profunde la care s-a produs mineralizația.

Aceste considerente, împreună cu rezultatele obținute prin cercetările electrometrice expuse, determină ca regiunea munților Gutai să se afle în centrul preocupărilor de prospecțiune în general și în atenția prospecțiunilor electrometrice în special, acesteia revenindu-i un rol principal în descoperirea de noi zone mineralizate.

Prospecțiunile electrometrice în vederea realizării scopului propus, vor trebui să fie axate pe utilizarea, cu precădere, în cercetarea cu scop economic a eruptivului Băii Mari, a metodelor de cîmp electric natural, pentru descoperirea de noi complexe brecioase mineralizate, ale căror efecte de oxi-reducere se sesizează cu ușurință și precizie. Peste zonele anomale conturate prin datele de cîmp electric natural, este indicat a se obține determinări și prin metoda rezistivimetrică a sondajelor electrice verticale, înaintea programării lucrărilor miniere și de foraj ale explorării. Pentru punerea în evidență a zonelor mineralizate, este indicat a se utiliza în regiune și metoda polarizației provocate.

În ceea ce privește utilizarea metodelor rezistivimetrice pentru descoperirea de noi filoane, trebuie semnalat că, dată fiind abundența contrastelor rezistivimetrice în regiune între diversele formațiuni sedimentare și eruptive și între variantele forme de diferențiere și alterare ale eruptivului, este indicată utilizarea acestor metode numai în urmărirea filoanelor puse în evidență prin indicații geologice de suprafață sau prin lucrări de explorare.

Prin rezultatele studiilor electrometrice — prezентate în această lucrare, — este validată existența cel puțin a unei metode geofizice, poate singura cu adevărat eficace în detectarea cu precizie a zonelor mineralizate.

Aceste rezultate, împreună cu considerentele geologice mai sus amintite, justifică insistența ce trebuie depusă în prospectarea pe scară cît mai largă a zonelor interesante ale eruptivului neogen din regiunea Baia Mare cu metode electrometrice.

Prin „zone interesante” trebuie să înțelegem un larg cortegiu de semnalări ale altor metode de prospectare în regiune. Indicațiile geologice de suprafață, anomaliiile gravimetrice atribuite coșurilor vulcanice sau zonelor de alterație hidrotermală ale eruptivului, anomaliiile magnetometrice atribuite acelorași zone hidrotermalizate, precum și primele indicații ale unor lucrări de explorare în zonă sunt principalele surse care suscitană interesul prospecțiunii electrometrice în regiunea Baia Mare.

Desigur că, într-o privire și mai largă, prospecțiunea electrometrică ar trebui să acopere întreaga suprafață a andezitelor alterate hidrotermal din eruptivul neogen vechi al regiunii Baia Mare.

## BIBLIOGRAFIE

- Ghițulescu T. P. (1935). Distribution de la minéralisation dans les gisements d'âge tertiaire de Transylvanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* II. București.
- Giușcă Dan (1960). Adularizarea vulcanitelor în regiunea Baia Mare. *Acad. RPR. Stud. Cerc. Geol.* V. 3. București.
- Ianovici Virgil, Giușcă Dan, Manilici Vasile, Gherasi Nicolae, Jude Radu, Gheorghită, I. Dimitrescu Radu (1961). Privire generală asupra geologiei regiunii Baia Mare. *Congresul V al Asociației Geologice Carpato-Balcaneice*. 4—19 București.
- Motăș I. (1956). Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (V. Izei). *Com. Geol. D. S.* XL (1952—1953). București.
- Manilici V., Lapei N. (1954). Studiul geologic al sectorului Baia Sprie—Capnic. *Com. Geol. D. S.* XXXVIII (1950—1951). București.
- Mutihac V. (1956). Cercetări geologice în regiunea Dragomirești—Botiza. *Com. Geol. D. S.* XL (1952—1953). București.
- Gherasi N., Stanciu C. (1959). Raport geologic asupra cercetărilor din regiunea Baia Mare. *Arh. Com. Geol.* București.
- Pavelescu L. (1954). Cercetări geologice și petrografice în regiunea Capnic. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București.
- Petrulian N. (1934). Étude calcographique du gisement de Plomb et de Zinc de Herja. (Transylvanie, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* București.
- Paucă Mircea (1955). Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și est de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1952—1953). București.
- Patrulius D. (1956). Contribuții la studiul geologic al Maramureșului (Bas. Ruscovei). *D. S. Com. Geol.* XL (1952—1953). București.
- Rădulescu D. (1955). Asupra rocilor trahitice din regiunea Baia Mare. *Acad. RPR. Com. III*, 11—12. București.
- Ștefănescu Sabba (1955). Curs de prospecțiuni electrice. Institutul de Mine. București.
- Socolescu M. (1961). Observații asupra metalogenezei și zonalității în provinciile metalogenetice ale Carpaților Orientali și Baia Mare. *Rev. Minelor* XII, 1. București.
- I.S.E.M. Rapoarte de foraj ale săntierului Bixad — Orașul Nou. București. 1962.



## **EXPLICATIA PLANSEI**



Institutul Geologic al României

## **EXPLICATIA PLANSEI**

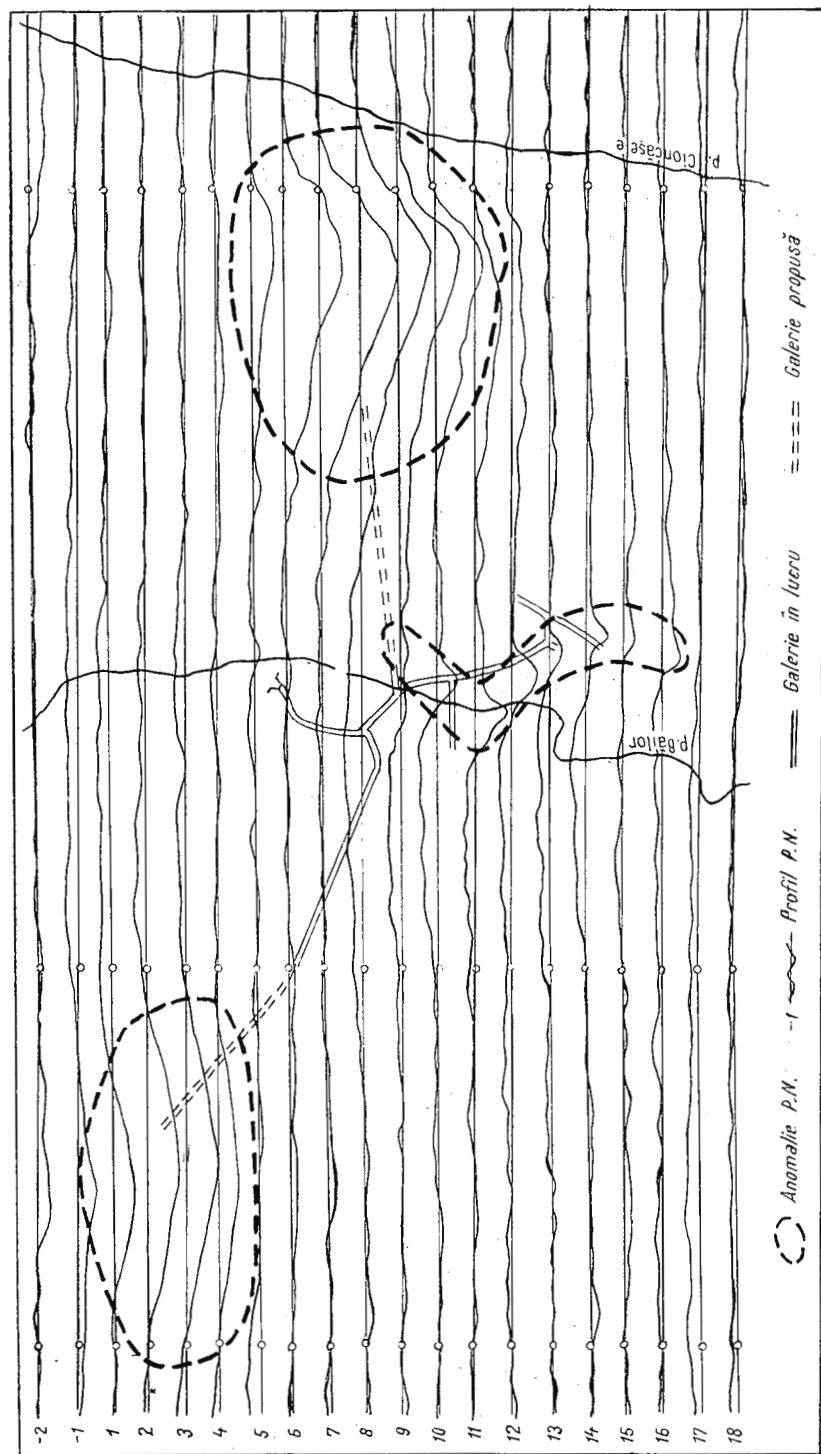
Harta profilelor cîmpului electric natural în zona Racşa (reg. Baia Mare).

Carte des profils du champ électrique naturel dans la zone de Racşa (région de Baia Mare).



Institutul Geologic al României

C. MIHAIL. Studii geoelectricre în Eruptivul neogen Baia Mare.



Comitetul Geologic. Dări de Seamă ale ředintelor, vol. I.I/2.

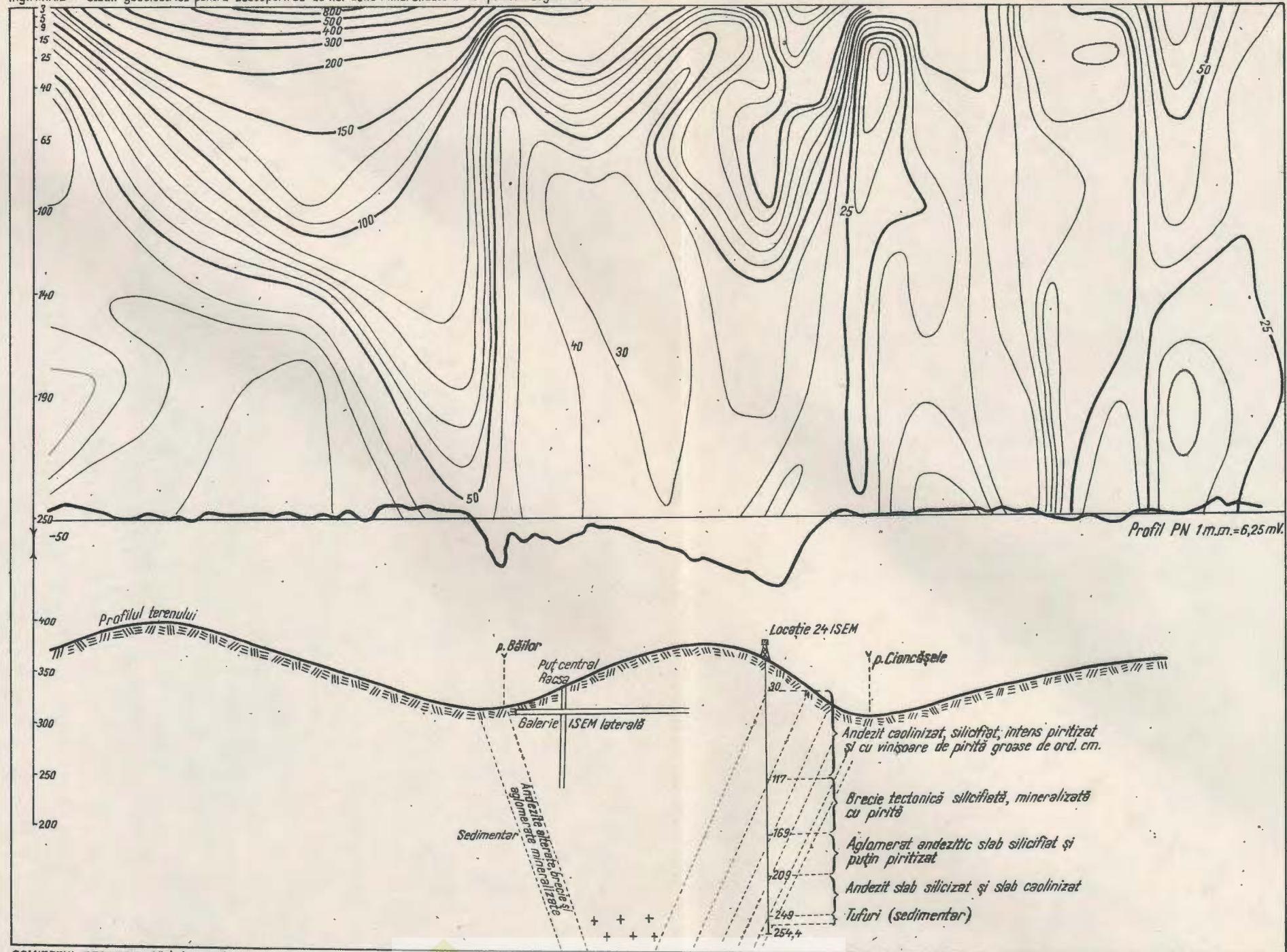


Institutul Geologic al României

Ing. MIHAIL C.

# SECȚIUNE S.E.V. CORELATĂ CU PROFIL P.N. ÎMPREUNĂ CU PROFIL GEOLOGIC IPOTETIC ÎN ZONA RACȘA REG.BAIA MARE

Ing.MIHAIL C.: Studii geoelectrice pentru descoperirea de noi zone mineralizate în eruptivul neogen Baia-Mare.



# ÉTUDES GÉOÉLECTRIQUES EFFECTUÉES EN VUE DE LA DÉCOUVERTE DE NOUVELLES ZONES MINÉRALISÉES DANS L'ÉRUPTIF NÉOGÈNE DE BAIA MARE

PAR

C. MIHAIL

(Résumé)

Le travail présente les résultats de l'expérimentation des méthodes de prospection électrométrique, utilisées dans la découverte de nouvelles zones minéralisées, dans l'éruptif néogène de Baia Mare.

Afin de trouver la méthode la plus adéquate pour la prospection de la région, l'emploi des méthodes de champs électriques naturels est recommandable pour mettre en évidence les zones de brèches minéralisées ; ces méthodes seront appuyées par les données de la méthode résistivimétrique des sondages électriques verticaux.

Par l'expérimentation de ces méthodes — dans la zone de Racsa — un enracinement éruptif a été mis en évidence que des travaux d'exploration ont confirmé.

C'est ce qui représente le concret, d'intérêt économique du travail présent.

On ne recommande l'emploi des méthodes résistivimétriques dans la prospection des filons quartzifères que dans l'étude des zones filonniennes interceptées antérieurement par des méthodes géologiques, vu l'abondance des contrastes résistivimétriques de la région.

La partie finale du travail souligne l'importance qu'on doit accorder — dans la prospection de la région de Baia Mare — aux méthodes électrométriques et fait valoir l'efficacité toute particulière de ces méthodes pour la découverte de nouvelles zones minéralisées dans le sous-sol des aires éruptives.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Coupe S.E.V. en corrélation avec le profil P. N. et la coupe géologique hypothétique dans la zone de Racsa (région de Baia Mare).





Institutul Geologic al României

**CONTRIBUȚII LA STUDIUL RELIEFULUI  
ȘI REPARTIȚIA SOLURILOR DIN CÎMPIA SOMEȘULUI<sup>1)</sup>**

DE

H. ASVADUROV, C. CHITU, M. OPRIŞ, P. VASILESCU

**Abstract**

Contribution to the Study of Relief Soil Repartition in the Someș Plain. Based on geomorphological data and soil repartition, the pleistocene and holocene morphogenesis of the Someș Plain is specified. In plate nr. I, the morphogenetic units are represented in the order of their formation. For each relief unit, the soil associations are presented. Their distribution is given in plates nr. II and III.

**Considerații generale.** Cîmpia Someșului este o cîmpie de divagare în zona de subsidență a bazinului panonic. Într-o astfel de regiune, cartarea pedologică poate evidenția, în linii mari, diferențele stadii de evoluție morfogenetică. La rîndul ei geomorfologia ajută în cartarea pedologică, explicarea genezei solurilor și raionăriipedoameliorative. Pentru nevoile agriculturii, o hartă geomorfologică la scară mijlocie, ar trebui să țină seamă de variațiile de relief pe orizontală, sedimentele sale de suprafață (eventual soluri), aspectul rețelei hidrografice și drenajul natural al cîmpiei cercetate.

Pînă în prezent nu există o lucrare cu caracter monografic asupra Cîmpiei Someșului<sup>2)</sup>. Capitole referitoare la această cîmpie sunt cuprinse în lucrările de sinteză despre Cîmpia Tisei. Aceste lucrări aparțin în special geologilor și geografilor M. Balogh, I. Csölnoky, G. Csirbuz, G. Halaváts, B. Inkey, G. Marton, G. Princez, R. Ra-paics, I. Sümegehi și alții.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 27 decembrie 1963.

<sup>2)</sup> În R. P. Română este cuprinsă doar 60 % din suprafața Cîmpiei Someșului.



Dintre cercetătorii români, geograful S t. M a n c i u l e a, în lucrarea de sinteză asupra Cîmpiei Tisei, consideră „cîmpia joasă a Someșului” ca o cîmpie tipică de divagare, modificată în prezent prin intervenția omului (S t. M a n c i u l e a, 1938). Dintre geologi, I. P o p e s c u - V o i t e ș t i a prezentat evoluția geologică-paleogeografică a sectorului nostru în cadrul Cîmpiei Tisei (I. P o p e s c u - V o i t e ș t i, 1936). Prof. M. P a u c ă, menționează că ultima regresiune marină din bazinele externe ale Munților Apuseni a început din Ponțianul superior, iar colmatarea golfului de la Satu-Mare a continuat în toată perioada cuaternară (M. P a u c ă, 1954). Studii mai amănunțite despre cîmpia nord-estică a Tisei au fost făcute de prof. A. B o g d a n. În cadrul „regiunii someșane”, sunt separate ca raioane fizico-geografice : Cîmpia Someșului, Cîmpia Ecedea, Cîmpia Crasnei și Cîmpia Erului (A. B o g d a n, 1957). Recent A. B o g d a n, acordă o deosebită atenție problemei evoluției rețelei hidrografice din bazinul inferior al Someșului, folosind în afara observațiilor de teren, analize mineralogice și palinologice<sup>1)</sup>.

Colectivul nostru, după ce a făcut și un studiu al sedimentelor de suprafață<sup>2)</sup>, prezintă în lucrarea aceasta cîteva considerații privitoare la relieful și repartiția solurilor din Cîmpia Someșului. Delimitarea Cîmpiei Someșului a fost făcută în funcție de repartiția sedimentelor de suprafață depuse de Someș, peste care local s-au suprapus aluviunile mai recente ale Homorodului și Turului (planșa I).

În lucrarea de față, noi ne vom ocupa mai ales de prezentarea formelor de relief actuale și de explicarea evoluției recente a Cîmpiei Someșului. Prezentarea aceasta se referă la complexul de cîmpuri și lunci cuprins în limitele teritoriului țării noastre.

**Observații fizico-geografice în vederea întocmirii hărții geomorfologice.** La nord-vest de nodul hidrografic de la Arieș din depresiunea Baia Mare, după trecerea prin culoarul de la Ardusat, Someșul a clădit o cîmpie largă abia din dreptul comunei Pomi. Spre est cîmpia este mărginită de munții Gutinului, și munții insulari ai Oașului, iar în sud de munții Făgetului. Spre Făget și Oaș, adevărată limită a cîmpiei joase se oprește la marginea unor piemonturi cuaternare, care adesea acoperă depozite lacustre neogene. Denivelările sunt clare și ele ușurează separarea cîmpiei.

<sup>1)</sup> Studiul menționat este o lucrare de disertație din anul 1961 pe care am consultat-o doar sub forma unui autoreferat.

<sup>2)</sup> H. A s v a d u r o v, C. C h i ț u, M. O p r i ș, P. V a s i l e s c u. „Considerații asupra alcătuirii granulometrice din Cîmpia Someșului”, sub tipar, în Studii Teh. și Econ. Seria C, nr. 12 a Comit. Geol.

Doar terasa pieniștană de la Sii prezintă o trecere treptată spre culmea cristalină a Făgetului. Tot în sud, ca unități deosebite se pot separa cîmpiiile Crasnei și Ecedei (A. Bogdan, 1957). În vest și nord, hotarul convențional cu R.P. Ungară și U.R.S.S. trece aproximativ prin mijlocul cîmpiei.

Altitudinea Cîmpiei Someșului, inclusiv terasele de 18–20 m, este cuprinsă între 115–165 m deasupra nivelului mării. Față de bazinile Oașului și al Băii Mari din imediata vecinătate, cîmpia prezintă denivelări medii de 60–70 m pe o distanță relativ scurtă. Schimbarea înclinației pantei din sectorul panonic a favorizat dezvoltarea unui vast evantai de împrăștiere al Someșului. Curbele de nivel au o dublă orientare de la sud-est spre nord-vest și de la est spre sud-vest. Ele sunt în concordanță cu direcțiile următe de cursurile și colmatările apelor principale : Someș, Homorod și Tur. Valorile pantelor diferă în cadrul diferențelor subunități ale cîmpiei. Înclinările teraselor de 18–20 m (de la 165 la 152 m) arată valori de 1 m/km, mai evidente în vestul lor (terasa Roșiori). Pentru cîmpia mai ridicată, în lungul vechiului curs al Someșului de la Apa (140 m), pînă dîncolo de Halmeu (128 m) spre nord, valoarea înclinării indică 0,40 m/km. În schimb, în cîmpia mai joasă, în lungul Someșului actual, tot de la Apa și pe aceeași distanță, dar spre vest (pînă la 115 m) valorile trec de 1 m/km. De altfel, în general, altitudinile scad treptat, în jumătatea de vest a cîmpiei și mai accentuat în estul și sudul ei.

Din cele prezentate rezultă că partea de vest, cu o repartiție a altitudinilor în concordanță cu direcția aluvionării, nu a fost afectată, în tot lungul vechiului curs al Someșului de coborîri mai deosebite pe direcția sud-nord. În schimb partea de est și mai ales sud-vest, după conturarea teraselor de 18–20 m și a cîmpiei Someșului vechi, prezintă o coborîre pe direcția est-vest, în concordanță cu afundarea compartimentului Ecedea (I. Smeghi, 1944).

Fragmentarea reliefului, de altfel foarte redusă, este determinată mai ales de văile Someșului, Turului și Homorodului. Ca albi părăsite, depresiuni largi estompate sau vechi albi împrumutate unor cursuri de ape mai noi sunt : valea Racta (cu Pîrîul Negru), valea Șarului, valea Balcaia. Toate aceste văi păstrează amprenta vechilor cursuri relativ mai stabilizate, dar părăsite de Someș. Astfel între Apa și Halmeu și Agriș-Bercu, întîlnim albi ale vechiului Someș (denumite Racta, Pîrîul Negru, Egerul Mare etc). Acest curs la un moment dat, colecta apele venite dinspre munții Oașului. Ulterior, apele Turului, au folosit o parte din albia Someșului ; din împreunarea aluviunilor acestor ape a luat naștere, la vest de Turulung, un cîmp mai tînăr.

La nord-vest de Livada, în sectorul de difluență al unui Someș mai vechi (Pîrîul Negru), cele două albii părăsite, cu direcții sud-nord și est-vest sunt în prezent despărțite de aluviunile grosiere ale aceluiși Someș.

Șarul, la rîndul său urmărește o arie ușor depresionară (la 125—127 m) legată de contactul dintre sedimentele mai grozioare ale unui relief mai vechi datorat Someșului și depozitele mai fine ale unei arii de inundare mai recentă.

O altă albie părăsită a Someșului se păstrează în sectorul Carașeu-Hrip; ea este continuată în vest de vîlcelele Homorod—Balcaia. Luncile îngemăname, altitudinile coborîte (de la 127—117 m) și divagările indică un sector tînăr cu posibilități de inundare și înmlăștinare.

Observațiile morfometrice și morfografice prezентate mai sus ne ajută să deosebim mai multe subunități de relief cu evoluții morfologice deosebite. Subunitățile cele mai vechi sunt reprezentate prin terasele mai înalte (152—165 m), conturate clar și cu fragmentarea cea mai evidentă. Subunitățile cele mai tinere le formează luncile: Someșului (la 120—145 m), Turului (122—140 m) și Homorodului (115—130 m). De asemenea se pot separa două cîmpii (planșa I). Una din ele, prin mijlocul căreia trece valea Racta—Pîrîul Negru—Egerul Mare este cîmpia unui Someș mai vechi (la 125—140 m) ce se asociază cu evantaiile de împrăștiere din sectorul subcolinar al Oașului (la 130—140 m) și cu cîmpul Turului (120—127 m). Cealaltă, prin mijlocul căreia trece Someșul este o cîmpie mai nouă (la 117—127 m) și se asociază cu evantaiile de împrăștiere din sectorul subcolinar al Făgetului (120—126 m) și cu cîmpul Homorodului (117—127 m)]<sup>1)</sup>.

La precizarea delimitării unităților morfogenetice mai importante (planșa I și II) ne-a ajutat în mare măsură harta repartiției sedimentelor de suprafață <sup>2)</sup>.

Cîmpii subcolinare au depozitele aluviale de suprafață, în general acoperite cu sedimente deluviale sau proluviale. Prispele și tăpsanele joase sunt alcătuite din depozite deluvio-proluviale; sedimentele aluvio-proluviale au format terase și evantai de împrăștiere mult mai întinse.

În cîmpia Someșului-Vechi, sectoarele marginale ale albiei prezintă aluviuni alcătuite din luturi și nisipuri cu pietrișuri la bază; în sectoarele mai îndepărtate de albie predomină luturile grele și argilele (cu nisipuri și argile la bază) ce se întrepătrund cu sedimentele argiloase ale unor cîmpii mai noi.

<sup>1)</sup> Profilele pedogeomorfologice, din planșele alăturate (II, III) ilustrează observațiile făcute mai sus.

<sup>2)</sup> H. Asvadurov, etc., lucrarea citată anterior.

Cîmpurile de divagare mai recentă a Someșului și a Turului, sînt formate din depozite mai argiloase, care prezintă spre bază alternanțe de nisipuri, luturi și argile. În cadrul acestor cîmpuri mai tinere, depozitele de suprafață relativ mai grosiere, lutoase și nisipoase formează un relief mai vechi reprezentînd sectorul unei revărsări mai puternice ale Someșului.

Luncile actuale, parțial inundabile, sînt cele mai tinere unități ale cîmpiei. Albia majoră a Someșului este alcătuită mai ales din luturi, nisipuri și prundișuri, iar aceea a Talnei-Tur din luturi și argile.

Cercetarea adîncimii nivelului apelor freaticice, împreună cu aprecierea oscilațiilor sale periodice, permite la rîndul său delimitarea mai ales a sectoarelor depresionare. Gradul de mineralizare și compoziția chimică a stratelor acvifere completează o raionare pedogeomorfologică. Sec-toare depresionare reprezentate prin cîmpurile Șarului, Atea și Boghiș au fost separate datorită drenajului lor imperfect. Acesta este determinat de către sedimentele lor fine de suprafață, cu apa freatică la mică adîncime (2,5–3 m) și cu ridicări ale franjei capilare către suprafață (la aproximativ 1 m). În aceste sectoare se formează solurile cele mai gleizate și putem întîlni salinizări de adîncime. Prezența, în cadrul acestor unități ușor depresionare, a unor depozite extrem de fine (argile grele cu particole 0,01 mm peste 80%) ne arată, că o parte din suprafață acestor depresiuni a evoluat din mlaștini drenate recent.

Treptat, pe măsură ce anumite sectoare ieșeau din aria de inundare periodică a Someșului, se creau condiții de dezvoltare a vegetației și începea procesul de solificare. Din această cauză vîrsta absolută a solurilor diferă de la un sector la altul, iar studiul lor verifică și ajută separarea diferențelor subunități morfologice.

Condițiile bioclimatice sînt favorabile dezvoltării solurilor podzolice. Ele s-au dezvoltat pe sedimente de textură medie sau fină, sărace în componente bazice. Sînt solurile cele mai evoluate din Cîmpia Someșului fiind caracteristice cîmpurilor mai vechi, relativ plane și drenate (cu oscilații mici ale nivelului hidrostatic). În cîmpia Someșului-Vechi, prezența solurilor silvestre podzolite brune-gălbui, pe sedimente mai grosiere a ușurat separarea asociațiilor de cîmpuri mai vălurite, de cele relativ plane cu solurile podzolice, pe sedimente mai fine.

În cîmpia Someșului Nou, pe cîmpurile ușor vălurite din sectoarele Botiz și Carașeu, solurile au ajuns la un stadiu mai puțin înaintat; aici s-au dezvoltat soluri silvestre brune (freecvent slab podzolite), care sînt o dovdă în plus a tinereții acestor cîmpuri.

Solurile gleice, mai argiloase, cu procese de gleizare freatică și de stagnare a apei provenite din precipitații, ocupă sectoarele mai tinere ale



cîmpiei cu drenaj imperfect. Suprafețele ocupate cu aceste soluri corespund teraselor de luncă, uneori cu aspect de trepte morfologice joase (sectorul Potău, Aciua), care se continuă spre vest cu suprafețe de cîmpie joasă, limitrofe luncii Someșului actual. În acest caz, prezența acestor soluri ne sugerează considerarea cîmpurilor și teraselor de luncă, ca suprafețe de o vîrstă apropiată și cu o geneză asemănătoare, o etapă mai nouă și deosebită în evoluția acestei cîmpii. Solurile gleice se întîlnesc de asemenea și în sectoare foarte ușor și larg depresionare ca la Atea, sau Vile Orașului Nou, evolute în parte din mlaștini drenate. Cel mai evident exemplu al drenării unei mlaștini îl avem în sectorul Doba, cu aspect de veche deltă uscată al fostului lac-mlaștină Ecedea. Totodată, menționăm că existența sectoarelor cu salinizări în profunzime poate marca o etapă deosebită în evoluția sectoarelor înmlaștinate cu soluri gleice influențate de ape mai dure.

Solurile aluviale și aluviunile, din apropierea cursurilor actuale ale Turului și mai ales ale Someșului, permit ca în cadrul luncii actuale să fie separate cel puțin două sectoare. Aluviunile și solurile aluviale cu solificare slabă, frecvent carbonatice, corespund suprafețelor cu cele mai recente inundări și delimiteză lunca inundabilă actuală. Solurile aluviale cu solificare mai înaintată și solurile brune de luncă, levigate în general, delimiteză sectoarele de luncă ieșite din raza inundărilor periodice.

### Morfogeneza și dezvoltarea reliefului

Evoluția Cîmpiei Someșului este strîns legată de aceea a Cîmpiei Tisei, care s-a format prin colmatarea lacului panonic la sfîrșitul Pliocenului și în Cuaternar. În formarea Cîmpiei Someșului în Cuaternar, deosebim mai multe faze de evoluție (planșa I).

**I. Faza pleistocenă și pleistocen-holocenă** se caracterizează prin existența unor cîmpuri cu vechi cursuri de divagare ale Someșului<sup>1)</sup>; este faza în care s-au format terasele peste 10 m. După formele de relief păstrate putem deosebi cel puțin două etape.

*Terasele aluvial-proluviale de 16–20 m* reprezentă cele mai vechi urme ale unui curs al Someșului în cîmpie. Terasele, aluvionate spre sfîrșitul Pleistocenului sunt ulterior erodate, rămînind ca trepte deasupra luncii Someșului. Aceste terase s-au păstrat mulțumită adăpostului oferit de regiunea colinară a Făgetului și nu au fost influențate de scufundările din Holocen.

<sup>1)</sup> Tisa și Someșul formau un curs important, care folosea actualul culuar al văii Erului.

*Terasale aluvial-proluviale de 10—16 m*, reprezintă în formarea cîmpiei începutul unei etape mai noi. Aluvionarea acestor terase a avut loc la sfîrșitul Pleistocenului. În Holocenul inferior, scufundările din partea nordică a bazinei panonice (I. S ü m e g h i, 1944) au ca efect conturarea lor ca trepte morfologice. Ulterior, în sectorul Necopoi-Lipău, ele au fost acoperite cu depozite proluviale și eoliene.

**II. Faza holocenă veche** se caracterizează prin erodarea unor cîmpuri vechi pleistocene și formarea cîmpiei aluviale a Someșului Vechi (valea Racta). Datorită unor mișcări tectonice noi, în partea de nord-est a Depresiunii panonice, Tisa a părăsit cursul său spre sud (prin culoarul Erului) și s-a îndreptat spre vest—nord-vest (I. S ü m e g h i, 1944). În această fază, după o perioadă de divagare se formează cîmpia Someșului Vechi, care se desăvîrșește odată cu individualizarea primului curs organizat al acestuia pe direcția sud-nord<sup>1)</sup>. În evoluția morfologică a acestei cîmpii mai vechi, se pot deosebi cîteva etape, corespunzătoare diferitelor ei sectoare.

*Evantaiele aluvial-proluviale vechi*, se definitivează odată cu formarea unei albie stabile a Someșului. Scăderea nivelului de bază din cîmpia Tisei, accentuează eroziunea în dealuri. În marginea de est, în sectorul Tur-Talna depozitele aluvial-proluviale (cu schelet andezitic) au format un evantai de împrăștiere relativ întins, acoperind parțial depozitele vechiului Someș.

*Formarea cîmpurilor plane ale Someșului-Vechi (Racta)* este legată de divagările Someșului amintite mai sus, care datorită unei pante de scurgere foarte liniștite, a depus aluviuni fine, odată cu ultimele sale revărsări. Asociațiile de cîmpuri plane păstrează numeroase urme ale vechilor divagări. Din cauza stratului freatic aflat la mică adîncime, în microdepresiuni, înmlăștinarea este accentuată. În sectorul subcolinar aspectul morfologic al asociațiilor de cîmpuri plane și microdepresiuni (sectorul Dimoșag) prin vîlcelele Eger-Fițig indică urmele vechilor divagări ale Someșului și se prezintă oarecum depresionar. În sectorul Dumbrava, divagările vechi sunt întrerupte de aluvionări mai grosiere și mai recente, care aparțin unei noi etape.

*Formarea cîmpurilor ușor vălurite ale Someșului Vechi* a avut loc cînd de-a lungul vechiului curs al Someșului se desfășoară ultimele revărsări limitrofe albiei Someșului Vechi și se depun sedimente mai grosiere.

<sup>1)</sup> Cîmpia Someșului Vechi se racordează cu terasele inferioare de 5—7 m din bazinele Oaș și Baia Mare.

Relieful apare ușor vălurit; grinduri mai înalte se schițează în sectoarele mai nisipoase și sănt în parte rezultatul acumulărilor eoliene.

**III. Faza holocenă nouă.** În această fază s-au format unitățile determinate de prezența unui curs al Someșului, pe direcția est-vest, influențat în revârsările și divagările sale de aria în continuă lăsare a Ecedeii. S-a putut forma o altă cîmpie, în care nu se mai recunosc aluviu-nile care ar putea apartine Someșului vechi. În formarea cîmpiei mai tinere, deosebim mai multe etape.

*Formarea cîmpurilor ușor vălurite ale Someșului este etapa revârsă-riilor maxime ale Someșului actual. Cîmpia acestui Someș se caracterizează prin predominarea depozitelor aluviale mai fine asociate cu depozite foarte fine de mlaștină. La viituri mari, Someșul a format un cîmp ușor vălurit (sectorul Botiz și Carașeu), în care alături de sedimente mai fine, predomină spre suprafață sedimente mai grosiere (luturi, nisipuri). În această etapă, în Cîmpul Șarului, aluviu-nile mai fine acoperă parțial alu-viu-nile cîmpiei Someșului Vechi și maschează uneori vechiul contact mor-fologic existent de-a lungul unui braț părăsit (sectorul Dumbrava).*

*Formarea cîmpurilor de lunci îngemăname, începe o dată cu cea preced-entă. În această etapă aluviu-nile Turului și Homorodului au format alături de acelea ale Someșului, cîmpuri aluviale mai noi. Aceste cîmpuri sănt supuse unui regim de luncă inundabilă, care ajung la forma apropiată celei de azi mai tîrziu decît cîmpurile etapei precedente. Turul a străpuns un curs aproape părăsit al Someșului Vechi, a moștenit o parte din albia lui, iar pe de altă parte, acoperind depozitele Someșului Vechi a anasto-mozat un vechi curs al acestuia (com. Fortösalmas – R.P. Ungară). Homo-rodul, moștenind o veche luncă a Someșului, împreună cu o parte din brațele părăsite de acesta, a format un complex de lunci. Totodată are loc și individualizarea sectorului deltaic de la Doba. În regiunea subcolinară Oaș-Gutin, depozitele Someșului sănt parțial erodate și acoperite de pro-luvii mai noi; în sectoarele Tur și Bușag se formează evantaie de împră-știere destul de întinse.*

*Formarea cîmpurilor și teraselor de luncă limitrofe Someșului actual, corespunde stabilitării definitive a Someșului pe direcția și parțial chiar pe cursul său actual. Cîmpurile reprezintă suprafețe de inundare a Someșului, care în sectorul Satu Mare a acoperit parțial depozitele mai vechi și mai grosiere din nord. La est de Carașeu, suprafețele mărginită de relieful mai înalt al teraselor și al cîmpurilor vechi au aspectul unor terase infe-rioare de 2–4 m. Treapta Aciua, corespunzătoare celei de la Mireșul Mare (din depresiunea Baia Mare) se continuă spre nord cu treapta Potău.*



Odată cu individualizarea terasei de luncă de la Potău, pe valea Someșului Vechi (Racta) se formează o serie de prispe de meandru.

**IV. Faza contemporană** este faza cea mai nouă în evoluția morfologică a Câmpiei Someșului.

*Formarea luncilor cu sectoare uneori inundabile*, corespunde formării albiei majore a Someșului și Turului. În urma canalizărilor și drenărilor din cîmpia Tisei, posibilitățile de inundare periodică s-au redus, încît părți din vechea luncă inundabilă apar azi ca „trepte” de meandru. Inundarea lor poate avea loc doar în condițiile unor revărsări foarte mari (perioade ale unui deschegăt puternic asociat cu ploi abundente de primăvară).

*Formarea luncilor inundabile* este etapa formării luncilor din imediata vecinătate a albiei minore a Someșului, inundate periodic la ape mari. În aceste sectoare de luncă se formează un microrelief vălurit format din nisipuri (cu luturi și prundișuri).

#### Unitățile de relief și repartiția solurilor

Prezentarea diferitelor unități de relief, împreună cu solurile lor, permite să observăm interdependența între relief, soluri, sedimente și apa freatică, în condițiile unui facies bioclimatic cu influență atlantică. Totodată solurile contribuie la o raionare fizico-geografică a câmpiei. Prezentăm mai jos unitățile de relief, în ordinea legendei hărții geomorfologice (planșa II).

**A) Câmpiiile subcolinare.** Acestea se prezintă sub forma unor terase și evantaie de împrăștiere aluvial-proluviale, în care predomină solurile podzolice argilo-iluviale pseudogleizate.

Terasele aluvial-proluviale de 16—20 m (Ardușat, Roșiori) au soluri silvestre podzolice pseudogleizate și pseudogleice formate pe argile ușoare prăfoase, cu apa freatică la 15—22 m.

Terasele aluvial-proluviale de 10—16 m (Lipău) au soluri silvestre podzolice pseudogleizate și pseudogleice, formate pe luturi grele și argile ușoare, cu apa freatică la 9—15 m.

Terasele aluvial-proluviale de 5—7 m (Pomi, Borlești, Gherța Mică, Viile Apei) au soluri silvestre podzolice pseudogleizate și pseudogleice, formate pe argile ușoare și medii, prăfoase sau pe luturi cu nisipuri (terasele „martori” de la Pomi), ori pe luturi și argile (la sud-est de Viile Racșei, unde se găsesc și soluri silvestre podzolite brune); apa freatică este la 3—7 m.

Terasele proluviale de 3—8 m (Viile Livada, Călinești, Gherța Mare) au soluri silvestre podzolice pseudogleizate și pseudogleice. Apa freatică



se află sub 5 m; local la Călinești și Viile Livada apa freatică are nivelul hidrostatic la 3 m, care urcă uneori mai sus, încît provoacă gleizarea substratului litologic al solurilor.

Evantaiele de împrăștiere aluvial-proluviale vechi (sectorul Văgășului) au soluri silvestre podzolice pseudogleice și pseudogleizate, formate pe argile ușoare și medii, frecvent prăfoase, cu apa freatică sub 4–5 m.

Evantaiele de împrăștiere aluvial-proluviale noi, cu soluri silvestre podzolice și pseudogleizate formate pe luturi grele și argile, cu apa freatică sub 5 m (în sectorul Turțului), soluri dernoamfigleice podzolite cu soluri podzolice amfigleice pe luturi și argile, cu apa freatică la 1,5–3,5 m (sectorul Turulung), soluri silvestre podzolite brune-gălbui pe argile, luturi, nisipuri-prundișuri, cu apa freatică la 2–3,5 m (sectorul Bușag) și soluri de luncă brune, pe argile și luturi cu prundișuri, cu apa freatică la 2–4 m.

Evantaiele de împrăștiere proluviale (mai ales sectorul Necopoi-Tătărești) au soluri silvestre podzolice, formate pe argile, cu luturi și prundișuri în substrat și cu apa freatică sub 5 m.

**B) Cîmpii aluviale limitrofe luncilor vechi.** Aceste cîmпи se întind de o parte și alta a vechilor cursuri ale Someșului. După variațiile de relief și sol au fost separate asociații de cîmpuri relativ plane, cu soluri silvestre podzolice și asociații de cîmpuri ușor vălurite, cu soluri silvestre podzolite brune-gălbui.

Asociațiile de cîmpuri plane (cu microdepresiuni înmlăștinite), au soluri silvestre podzolice pseudogleizate și pseudogleice (sectorul Eger – vest, sectorul Băbășești) și soluri silvestre podzolice pseudogleizate, freatic umede (sectorul Dumbrava, Micula) formate mai ales pe luturi grele și argile ușoare cu alternanțe mai nisipoase sau prundișuri mai ales în substrat. Solurile freatic umede au un nivel hidrostatic, care poate urca periodic pînă la 1,5–2,5 m de la suprafața solului.

Asociațiile de cîmpuri ușor vălurite (cu grinduri nisipoase izolate) au soluri silvestre podzolite brune-gălbui pseudogleizate și nepseudogleizate (îngă Turulung, Jojib etc., Livada nord, Seini est), formate pe luturi (mai ales ușoare și medii) nisipo-prăfoase cu alternanțe mai nisipoase sau prundișuri, mai ales în substrat. În cazul unui substrat litologic în care pînza freatică prezintă un nivel hidrostatic relativ stabil pe la 2–3 m, găsim soluri freatic umede, gleizate în substrat (sectorul Halmeu, vest Livada, îngă Adrian, Seini).

**C) Cîmpii aluviale de interferență a luncilor vechi și noi.** Acestea sunt situate în sectoarele de tranziție de la cîmpia de divagare veche și luncile

cele mai recente. Predominante sunt solurile dernoamfigleice podzolite și solurile silvestre frecvent podzolite brune, freatic umede.

Asociațiile de lunci vechi și noi îngemănate au soluri dernoamfigleice frecvent podzolite, soluri silvestre podzolite brune (sectorul luncii Turului) și soluri dernoamfigleice și humicoamfigleice (sectorul Doba-Decebal) formate pe argile (uneori argile grele) cu alternanțe mai lutoase și mai nisipoase mai ales în substrat. Nivelul hidrostatic al apei freatic se întâlnește la 1,5–3,5 m.

Asociațiile de cîmpuri ușor vălurite (grinduri joase asociate), au soluri silvestre brune și soluri silvestre slab podzolite brune, formate pe luturi medii și grele, cu alternanțe argiloase sau nisipoase mai ales în substrat. Apa freatică, la 2–4 m, influențează doar substratul litologic al solului.

Cîmpurile depresionare de luncă (sectorul Hrip, Viile Apei) au soluri dernoamfigleice frecvent podzolite formate pe argile, cu alternanțe mai lutoase și mai nisipoase, mai ales în substrat. Apa freatică se află la 1,5–3,5 m și influențează baza profilelor de sol.

Cîmpurile de deltă uscată (sectorul Boghiș) au soluri humicogleice și dernoamfigleice formate pe argile grele și argile cu alternanțe mai lutoase, mai ales în substrat, cu apă freatică între 1–3 m.

**D) Cîmpurile aluviale și luncile noi.** Acestea reprezintă luncile actuale și terasele lor sau cîmpurile limitrofe acestor lunci, în care solurile predominante sunt reprezentate prin soluri dernoamfigleice, soluri brune de luncă și soluri aluviale. Nivelul apei freaticice prezintă variații mari, legate de fluctuațiile periodice ale Someșului.

Cîmpurile și terasele de luncă, au soluri dernoamfigleice (cenușii și brune), local slab podzolite, formate pe argile, cu alternanțe mai lutoase și mai nisipoase, mai ales în substrat. Apa freatică se află la 2,5–6 m.

Luncile local și uneori inundabile (și cu îndiguire parțială), au soluri brune de luncă și soluri aluviale în diferite stadii de evoluție, formate pe aluviuni stratificate lutoase și nisipoase, adesea cu prundișuri și argile în substrat ; apă freatică se află la 2–5 m.

Luncile inundabile, au soluri aluviale frecvent carbonatice acoperite adesea cu aluviuni carbonatice formate din alternanțe nisipoase și prundișuri. Apa freatică se găsește la 1–5 m ; nivelul hidrostatic cel mai coborît se găsește în sectoarele canalizate.

**Concluzii.** Cîmpia Someșului este o cîmpie de revărsare fluviatilă, care a început să se contureze spre sfîrșitul Pleistocenului, mai ales prin terasele aluviale proluviale de 10–20 m. Primul cîmp mai bine individualizat



este clădit de către un curs al Someșului orientat în direcția sud-nord; el a depus cele mai vechi aluviuni holocene și a format Cîmpia Someșului Vechi. Aceste aluviuni vechi ies din raza de inundare a unui alt curs al Someșului, care la rindul său se abate spre sud-vest și formează în Holocenul nou, Cîmpia Someșului Nou. Îndiguirile și mai ales sistemele de drenare din Cîmpia Tisei contribuie la individualizarea cîmpurilor și teraselor de luncă limitrofe Someșului actual; doar luncile neîndiguite continuă să fie supuse uneori inundațiilor.

În sectoarele cele mai vechi ale cîmpiei, în regiunile subcolinare (terase și evantaie aluvial-proluviale), sau în Cîmpia Someșului Vechi, se întâlnesc solurile cele mai sărace în baze. La debazificarea lor a contribuit vechimea proceselor pedogenetice și fenomenele înmlăștinirii de suprafață în mediu acid. În Cîmpia Someșului Nou întâlnim solurile cele mai saturate în baze. Debazificarea a fost îngreunată de prezența unor sedimente argiloase greu permeabile, de alternanțele cu luturi și nisipuri relativ recente, sau de influența unor ape freatice slab sălcii aflate la 2,5—5 m.

Unitățile geomorfologice prezentate, constituie în general unități de raionare agropedologică, iar măsurile agropedoameliorative trebuie să țină seama de particularitățile lor.

a) În cadrul cîmpilor subcolinare cu soluri podzolice pseudogleizate și pseudogleice sunt necesare măsuri pentru drenarea excesului de apă, îngrășăminte cu reacție fiziologică bazică și chiar amendamente de calciu (în amestec cu gunoiul de grajd).

b) În cazul cîmpilor limitrofe luncilor vechi (Cîmpia Someșului Vechi) cu soluri podzolice pseudogleizate și soluri silvestre podzolite brune gălbui, sunt necesare măsuri pentru îmbunătățirea stării lor structurale, evacuarea periodică a apei în exces (soluri pseudogleizate) sau acumularea ei (soluri cu texturi mai usoare) și îngrășăminte cu reacție fiziologică alcalină.

c) În cadrul cîmpilor de interferență a luncilor vechi și noi (Cîmpia Someșului Nou) cu soluri dernoamfigleice și soluri silvestre brune, frecvent slab podzolite, sunt necesare crearea și întreținerea unui sistem de canale de drenaj (soluri dernoamfigleice) și lucrări agrotehnice executate în timp optim.

d) În cadrul cîmpilor aluviale și luncilor noi cu soluri dernoamfigleice, local slab podzolite, soluri brune de luncă și soluri aluviale sunt necesare măsuri de îndepărtare a excesului de apă (în cazul solurilor gleizate), crearea unor sisteme de irigații pentru extinderea legumiculturii și îndiguri împotriva inundațiilor.





H.ASVADUROV și C.CHIȚU

## RAIONAREA GEOMORFOLOGICĂ A CÎMPEI SOMEȘULUI

0 2 Km

### LEGENDA

UNITĂȚI MORFOGENETICE ÎN ORDINEA VECIMII FORMĂRII LOR

#### PLEISTOCENE ȘI PLEISTOCEN-HOLOCENE

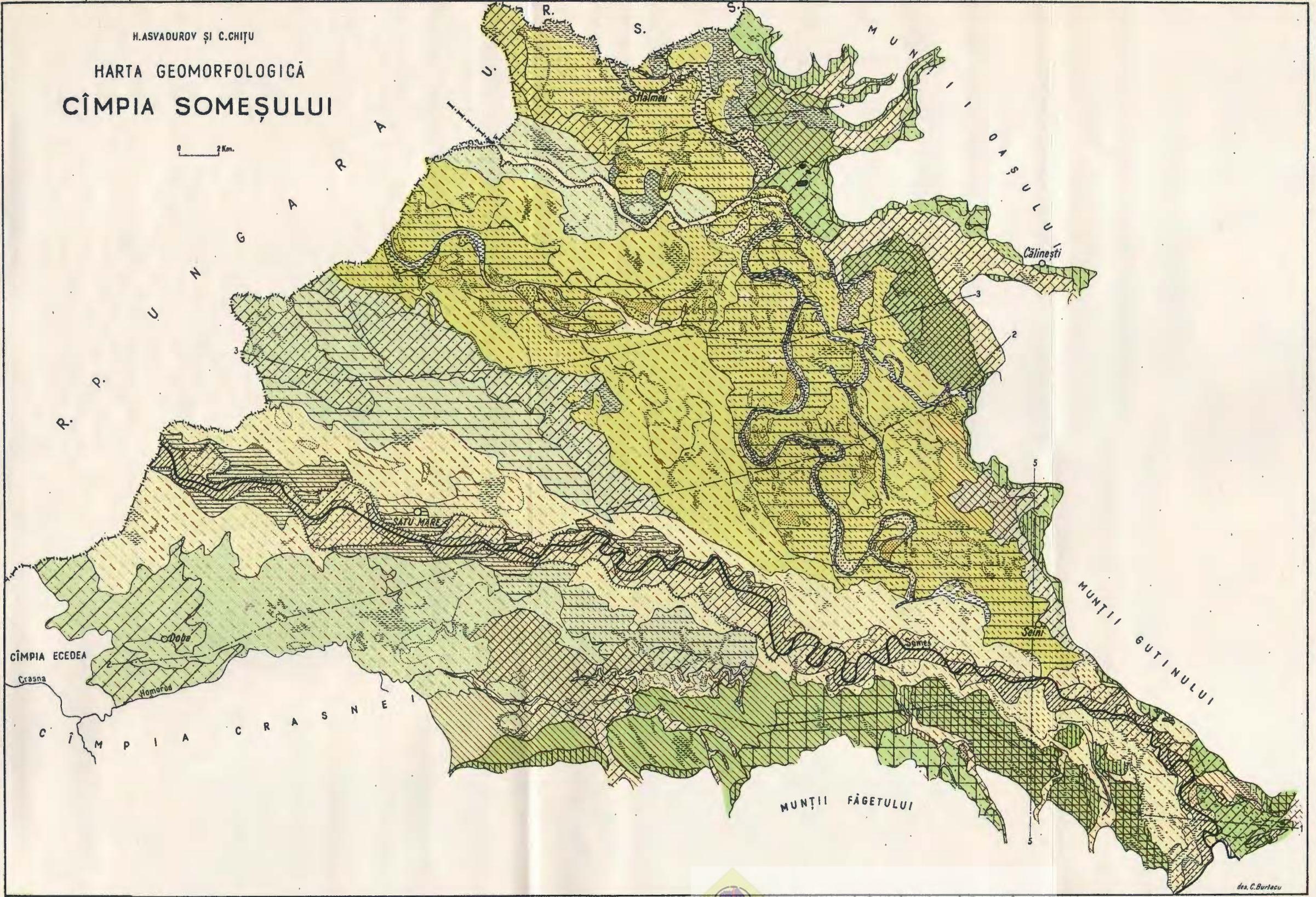
- 1 Terase aluvio-proluviale de 16-20 m.
- 2 Terase aluvio-proluviale de 10-16 m.
- 3 Evenație de împrăștierie vechi.
- 4 Cîmpurile plane ale Someșului-Vechi și evenația proluvială.
- 5 Cîmpurile ușor vălurite ale Someșului-Vechi și terasele sub 8 m.

#### HOLOCENE NOI

- 6 Cîmpurile ușor vălurite ale Someșului și sectorul înmăștinit al Șărului.
- 7 Cîmpurile cu lunci îngemănate, evenație aluvio-proluvială noi și sectorul deltaic Ecedea.
- 8 Cîmpurile și terasele de luncă limitrofe Someșului și prispele de meandru ale Someșului Vechi.

#### CONTEMPORANE

- 9 Lunci, uneori și parțial, inundabile (local îndiguite sau părăsite).
- 10 Lunci inundabile.

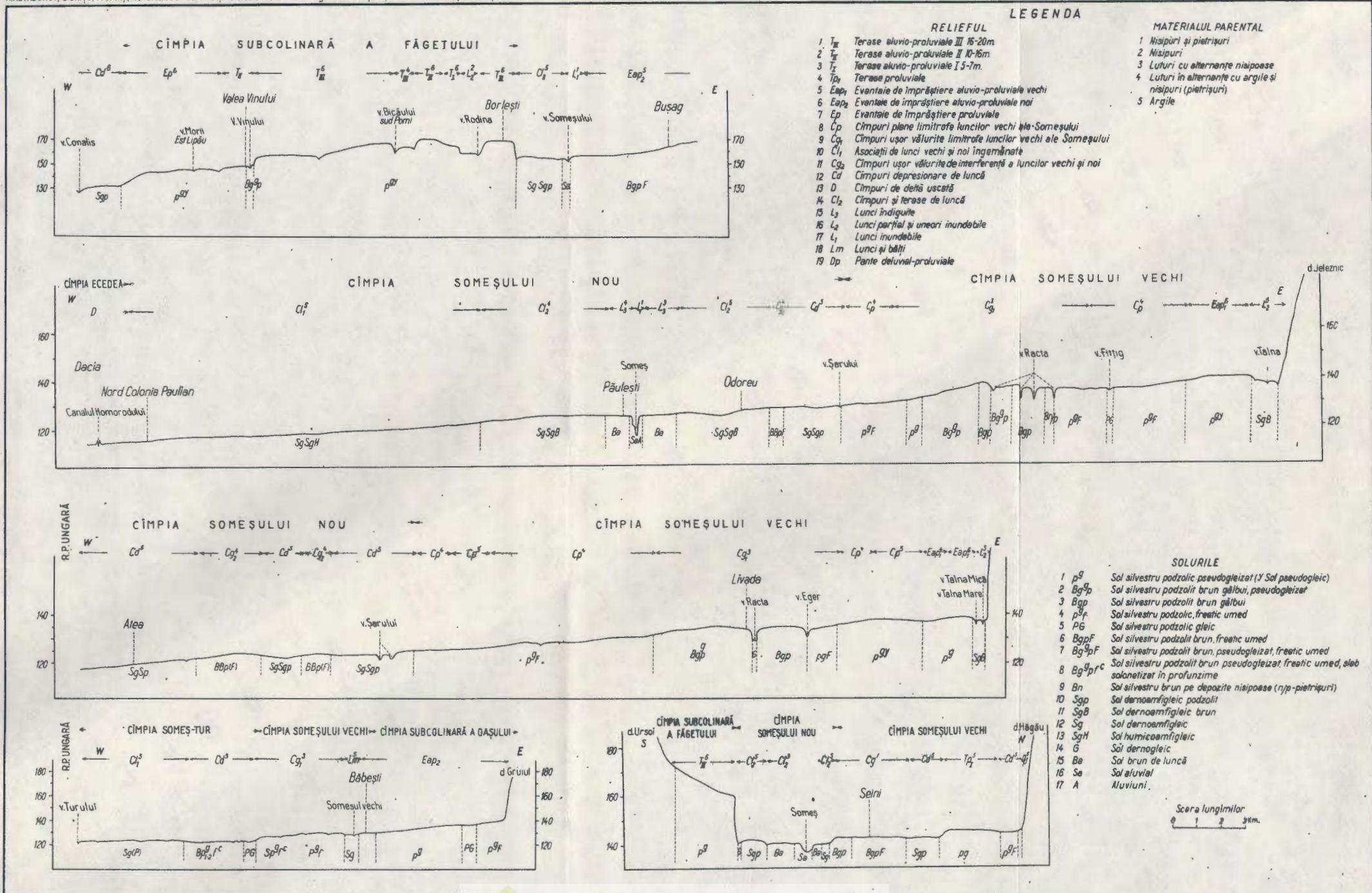


- A. CÎMPII ALUVIO-PROLUVIALE SUBCOLINARE**
- 1 Terase aluvio-proluviale III - 16-20 m
  - 2 Terase aluvio-proluviale II - 10-18 m
  - 3 Terase eluvio-proluviale I - 5-7 m. (soluri silvestre podzolite brune, frecvent pseudogleizate, uneori freatice umede)
  - 4 Terase proluviale I - 3-8 m. (soluri silvestre podzolice, pseudogleizate uneori freatice umede)
  - 5 Evantaie de împrăștiere eluvio-proluviale vechi (soluri silvestre podzolice, pseudogleizate și pseudogleice)
  - 6 Evantaie de împrăștiere eluvio-proluviale noi (soluri deroamfigleice podzolice, soluri brune de luncă și soluri silvestre podzolite brune, freatice umede)
  - 7 Evantaie de împrăștiere proluviale (soluri silvestre podzolice, frecvent pseudogleizate)
- B. CÎMPII ALUVIALE, LIMITROFE LUNCILOR VECHI**
- 8 Asociații de cimpuri plane cu microdepresiuni înmăștinate (soluri silvestre podzolice pseudogleizate, soluri silvestre podzolite brune gălbui, frecvent pseudogleizate și freatice umede)
  - 9 Asociații de cimpuri ușor valurite cu grinduri nisipoase izolate (soluri silvestre podzolite brune gălbui, uneori pseudogleizate și freatice umede)
- C. CÎMPII ALUVIALE DE INTERFERENȚĂ A LUNCILOR VECHI ȘI NOI**
- 10 Asociații de lunci vechi și noi îngemeneate (soluri deroamfigleice frecvent podzolite, soluri silvestre podzolite brune)
  - 11 Asociații de cimpuri ușor valurite asociate cu grinduri joase (soluri silvestre brune și soluri silvestre slab podzolite brune, uneori freatice umede)
  - 12 Cimpuri depresionare de luncă (soluri deroamfigleice podzolite și soluri silvestre brune evaluate din soluri deroamfigleice)
  - 13 Cimpuri de deltă uscată (soluri deroamfigleice și soluri humicoamfigleice slătoase, uneori slab selinizate în profunzime)
- D. CÎMPII ALUVIALE ȘI LUNCI NOI**
- 14 Cimpuri și terase de luncă (soluri deroamfigleice frecvent drenate uneori slab podzolite)
  - 15 Lunci îndiguite (soluri brune de luncă și soluri eluviale)
  - 16 Lunci cu sectoare parțiale și uneori inundabile (soluri eluviale) <sup>b)</sup> Lunci înmăștinate
  - 17 Lunci inundabile (eluviumi și soluri eluviale)
- FORME DE RELIEF SIMPLE**
- 18 Neguri vulcanice insulare (soluri scheletice)
  - 19 Prispă aluvială de meandru (soluri silvestre brune, uneori scheletice pe depozite nisipoase și pietrișuri)
  - 20 Pante deluviali-proluviale (soluri silvestre podzolite brune)
  - 21 Grinduri (soluri silvestre brune, frecvent pe depozite nisipoase)
  - 22 Microdepresiuni (soluri frecvent înmăștinate)
  - 23 Mlaștini și bălti (soluri de mlaștină și soluri deroamfigleice)
- SEDIMENTE DE SUPRAFAȚĂ (MATERIALUL PARENTAL AL SOLURILOR DE LA 0,5 LA 2,5 m)**
- 24 Nisipuri - pietrișuri și luturi nisipoase
  - 25 Nisipuri și luturi nisipoase
  - 26 Luturi cu alternanțe nisipoase (mai ales în substrat)
  - 27 Luturi în alternanțe cu argile și nisipuri sau pietrișuri (mai ales în substrat)
  - 28 Argile cu luturi și nisipuri (mai ales în substrat)
  - 29 Argile (prăfoase)
  - 30 Profile pedogeomorfologice (planșă 3)

## PROFILE PEDOGEOMORFOLOGICE DIN CÎMPIA SOMEŞULUI

H. ASVADUROV, C. CHITU, M. OPRIS, P. VASILESCU: Contribuții la studiul reliefului în legătură cu repartitia solurilor în Cimpia Someșului

P13



## BIBLIOGRAFIE

- Bogdan A. (1957). Contribuție la raionarea fizico-geografică a Cîmpiei Tisei. *Bul. Univ. V. Babes — Bolyai; Seria St. Nat.* vol. II, nr. 1—2. Cluj.
- Bogdan A. (1957). Cîteva considerații fizico-geografice și economico-geografice asupra cîmpiei Ecedea. *Probl. de geogr.* vol. V. București.
- Manciulea St. (1938). Cîmpia Tisei. *Bulet. Soc. geogr.* vol. LVII. București.
- Paucă M. (1954). Neogenul din bazinile externe ale Munților Apuseni. *An. Com. Geol.* vol. XXVII. București.
- Popescu-Voitești I. (1936). Evoluția geologică-paleografică a pământului românesc. Cluj.
- Sümeghi I. (1944). A Tiszántul magyar tájak földtani leírása. Budapest.

## CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE DU RELIEF ET LA RÉPARTITION DES SOLS DANS LA PLAINE DU SOMEŞ

PAR

H. ASVADUROV, C. CHIȚU, M. OPRIȘ, P. VASILESCU

(Résumé)

Le travail présente le relief actuel et l'évolution récente de cette plaine afin de pouvoir expliquer la manière dont les sols y sont répandus<sup>1)</sup>.

Les altitudes variées et les changements de l'inclinaison des pentes dénotent que le côté W, SW surtout, présente une descente en direction E—W concordante avec l'immersion du compartiment Ecedea.

Les vallées du Someş, du Tur et du Homorod sont cause de la fragmentation, très réduite d'ailleurs, du relief. Citons, en tant que lits abandonnés, larges dépressions ou anciens lits que des cours d'eau plus récents ont pris : la vallée Racta, la vallée Șarul, la vallée Balcaia.

Nous décelons, à l'aide des observations morphométriques et morphographiques, plusieurs sous-unités de relief à évolutions morphologiques différentes. Les plus hautes sous-unités de la plaine (152—165 m) sont les plus anciennes terrasses, tandis que les plus basses sont les luncaș : Someş (à 120—145 m), Tur (122—140 m) et Homorod (115—130 m). On peut également séparer deux plaines : la plaine du Someş Vechi (125—140 m) et la plaine traversée au milieu par le Someş actuel (117—127 m).

<sup>1)</sup> Le territoire de la R.P.R. ne comprend que 60 % de sa surface — formée par différents cours du Someş.



La répartition des sédiments de surface a précisé les limites des unités morphogénétiques (Planche I). Dans la Plaine du Someş Vechi les secteurs relativement plus ondulés sont constitués par des glaises et sables à graviers en base, tandis que dans les secteurs plus plans (éloignés par rapport à l'ancien lit) ce sont les glaises lourdes et les argiles qui prédominent (à sables, graviers et argiles en base). Les plaines de divagation plus récentes du Someş et du Tur sont formées de dépôts plus argileux, présentant vers la base des alternances de sables, glaises et argiles ; les dépôts de surface plus grossiers, glaiseux et sableux constituent un relief plus ancien représentant les secteurs de plus fortes inondations du Someş. Les lunca actuelles sont les plus récentes unités de la plaine et présentent les plus évidentes stratifications texturales.

La profondeur du niveau hydrostatique des nappes phréatiques délimite à son tour certaines plaines dépressionnaires (Cîmpul Sar, Boghis Atea) lesquelles, par leurs dépôts extrêmement argileux indiquent qu'une partie de la surface de ces dépressions a évolué des marécages récemment drainés.

La répartition des sols facilite et favorise la séparation des différentes sous-unités morphologiques. On trouve dans la Plaine du Someş Vechi les sols les plus évolués : les sols podzoliques correspondant à un faciès lithologique plus argileux, et les sols sylvestres podzolisés brunjaunâtre correspondant à un faciès plus glaiseux. Dans la Plaine du Someş Nou, les sols ont atteint un stade d'évolution moins avancé ; des sols sylvestres bruns (souvent faiblement podzolisés) s'y sont développés. Les sols gleyiques, plus argileux, correspondent aux terrasses de lunca (à l'aspect, parfois, de degrés morphologiques bas) se continuant vers l'W par des surfaces de plaines basses limitrophes au Someş actuel et ayant une genèse et un âge rapproché. Les sols gleyiques à salinisations en profondeur marquent une étape à part dans l'évolution des secteurs marécageux. Dans les lunca plus récentes, les alluvions et les sols alluviaux à faible solification, fréquemment carbonatés, délimitent l'actuelle lunca inondable tandis que les sols alluviaux plus évolués et les sols bruns de lunca délimitent les secteurs de lunca qui échappent aux inondations périodiques.

On distingue, dans la formation de la plaine du Someş, plusieurs phases d'évolution. La phase pléistocène et pléistocène – holocène est celle de la formation des terrasses dépassant 10 m. La phase holocène ancienne se distingue par la formation de la Plaine du Someş Vechi, tandis que la formation de la Plaine d'un Someş plus récent se place dans une phase holocène récente : la phase contemporaine correspondant à la



formation des luncas actuelles est la plus récente. Ces phases ont été subdivisées, à leur tour, en différentes étapes correspondant à la formation des différentes sous-unités morphogénétiques de la plaine (Planche II).

Les unités de relief et la répartition des sols sont présentées par ordre de la légende de la carte géomorphologique (Planche III).

Généralement, on constate que dans les plaines subcollinaires, sur les terrasses et éventails de dispersion alluvio — proluviaux, ce sont les sols podzoliques argilo — illuviaux à pseudogley ou pseudogleyiques qui prédominent. Dans les plaines alluviales limitrophes aux anciennes luncas des sols sylvestres podzoliques à nappes phréatiques prédominent sur des plaines relativement plates, tandis que dans les plaines légèrement ondulées (relativement plus drainées) prédominent des sols sylvestres podzolisés brun-jaunâtre. Dans les plaines alluviales où les luncas anciennes et récentes s'interfèrent, situées dans les secteurs de transition de l'ancienne plaine de divagation aux luncas les plus récentes, prédominent des sols à dernoamphigley podzolisés et des sols sylvestres fréquemment podzolisés bruns à nappes phréatiques. Les plaines alluviales et les luncas récentes représentent des luncas actuelles et leurs terrasses ou des plaines limitrophes à ces luncas, dans lesquelles les sols prédominants sont représentés par des sols à dernoamphigley, des sols bruns de lunca et des sols alluviaux.

Nous pouvons donc conclure que la Plaine du Someș est formée par les inondations fluviatiles et qu'elle a commencé à prendre corps vers la fin du Pléistocène, notamment par terrasses de 10—20 m. Le premier champ — mieux individualisé — qui existe encore est formé par un cours du Someș orienté S—N ; les plus anciennes alluvions holocènes ont constitué la Plaine du Someș Vechi sur laquelle (tout comme dans les plaines subcollinaires anciennes) les sols les plus pauvres en bases ont eu la possibilité de se former. Ces anciennes alluvions échappent à l'inondation d'un autre cours du Someș qui à son tour s'écarte vers le S—W et, durant le Holocène récent forme la Plaine du Someș Nou. Les endiguements ainsi que les systèmes de drainage de la Plaine de Tisa contribuent à individualiser les plaines et les terrasses de luncas limitrophes au Someș Nou ; seules les luncas non endiguées sont encore soumises aux inondations. On rencontre dans la Plaine du Someș Nou les sols les plus saturés en bases, tandis que dans les secteurs marécageux relativement plus récemment drainés, des sols salinisés et faiblement solonetzisés en profondeur apparaissent.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Secteurs géomorphologiques de la Plaine du Someş (les unités morphogénétiques sont citées par ordre de leur formation).

I. Pléistocène et Pléistocène — Holocène : 1, terrasses alluvio-proliviales de 16—20 m ; 2, terrasses alluvio-proliviales de 10—16 m.

II. Holocène ancien : 3, anciens éventails de dispersion ; 4, champs plans du Someş Vechi et éventails proliviaux ; 5, champs légèrement ondulés du Someş Vechi et terrasses sous 8 m.

III. Holocène nouveau : 6, champs légèrement ondulés du Someş actuel et secteur marécageux du Şar ; 7, champs à luncas jumellées, éventails alluvio-proliviaux nouveaux et secteur deltaïque Ecedea ; 8, champs et terrasses de lunca, limitrophes au Someş et seuils de méandres du Someş Vechi.

IV. Contemporaines : 9, luncas, parfois et partiellement inondables (localement endiguées ou abandonnées) ; 10, luncas inondables.

### Planche II

Carte géomorphologique. Plaine de divagation du Someş :

A) Plaines alluvio-proliviales subcollinaires: 1, terrasses alluvio-proliviales (III) 16—20 m sols sylvestres podzoliques à pseudogley et pseudogleyques ; 2, terrasses alluvio-proliviales (II) 10—16 m, (sols sylvestres podzoliques à pseudogley et pseudogleyques) ; 3, terrasses alluvio-proliviales (I) 5—7 m (sols sylvestres podzolisés bruns, fréquemment à pseudogley, à nappes phréatiques parfois) ; 4, terrasses proliviales (I) 3—8 m (sols sylvestres podzoliques à pseudogley, à nappes phréatiques parfois) ; 5, éventails de dispersion alluvio-proliviaux anciens (sols sylvestres podzolisés et pseudogleyques) ; 6, éventails de dispersion alluvio-proliviaux récents (sols à dernoamphigley podzolisés et sols bruns de lunca) ; 7, éventails de dispersion proliviaux (sols sylvestres podzoliques, fréquemment à pseudogley).

B) Plaines alluviales, limitrophes aux luncas anciennes : 8, associations de champs plans (à microdépressions marécageuses (sols sylvestres podzoliques à pseudogley, sols sylvestres podzolisés brun-jaunâtre, fréquemment à pseudogley et à nappes phréatiques). 9, associations de champs légèrement ondulés (à digues naturelles sableuses isolées) — (sols sylvestres podzolisés brun-jaunâtre, parfois à pseudogley et à nappes phréatiques).

C) Plaines alluviales où les luncas anciennes et nouvelles s'interfèrent : 10, association de luncas anciennes et nouvelles jumellées (sols à dernoamphigley fréquemment podzolisés, sols sylvestres podzolisés bruns) ; 11, associations de champs légèrement ondulés (digues naturelles basses associées) (sols sylvestres bruns et sols sylvestres faiblement podzolisés bruns, parfois à nappes phréatiques) ; 12, plaines dépressionnaires de lunca (sols à dernoamphigley podzolisés et sols sylvestres bruns évolués des sols à dernoamphigley) ; 13, champs de delta sec (sols à dernoamphigley et scls à humicoamphigley, parfois faiblement salinisés en profondeur).

D) Plaines alluviales et luncas nouvelles (sols à dernoamphigley, fréquemment drainés, faiblement podzolisés parfois) : 14, champs et „terrasses” de lunca (sols à dernoamphigley fréquemment drainés, faiblement podzolisés parfois) ; 15, lunca endiguées (sols bruns de lunca et sols alluviaux) ; 16, luncas à secteurs partiellement et parfois inondables (sols alluviaux) ; 17, luncas inondables (alluvions et sols alluviaux).

Formes simples de relief : 18, collines volcaniques. (sols squelettiques) ; 19, seuils alluviaux de méandre (sols sylvestres bruns, parfois squelettiques, sur dépôts sableux et gravier) ; 20, fentes déluvio-proliviales ; 21, digues naturelles (sols sylvestres bruns, fréquemment



sur dépôts sableux); 22, microdépressions (sols fréquemment marécageux); 23, mares et marécages (sols de marécages et sols dernogleyiques).

Sédiments de surface (matériel originel des sols de 0,5 à 2,5 m) 24, sables et graviers; 25 sables; 26, glaises à alternances sableuses (en substratum surtout); 27, glaises en alternances à argiles et sables ou graviers (en substratum surtout); 28, argiles à glaises et sables (en substratum surtout); 29, argiles (poussiéreuses); 30, Profils pédogéomorphologiques de la pl. III.

### Planche III

Profils pédogéomorphologiques de la Plaine du Someș.

Sols: 1. Sol sylvestre podzolique à pseudogley (sol pseudogleyique); 2. Sol sylvestre podzolisé brun-jaunâtre, à pseudogley; 3. Sol sylvestre podzolisé brun-jaunâtre; 4. Sol sylvestre podzolique, à nappe phréatique; 5. Sol sylvestre podzolique gleyique; 6. Sol sylvestre podzolisé brun, à nappes phréatiques; 7. Sol sylvestre podzolisé brun à pseudogley, à nappes phréatiques; 8. Sol sylvestre podzolisé brun à pseudogley, à nappes phréatiques, faiblement solonétisé en profondeur; 9. Sol sylvestre brun, sur dépôts sableux (n/p — graviers); 10. Sol à dernoamphigley podzolisé; 11. Sol à dernoamphigley brun; 12. Sol à dernoamphigley; 13. Sol à humicoamphigley; 14. Sol dernogleyique; 15. Sol brun de lunca; 16. Sol alluvial; 17. Alluvions.





Institutul Geologic al României

CERCETĂRI ASUPRA SOLURIILOR ȘI VEGETAȚIEI  
DIN SECTORUL ALBA-IULIA—TEIUŞ—ZLATNA<sup>1)</sup>

DE

H. ASVADUROV, I. DRAGU, P. VASILESCU

**Abstract**

Researches on Soils and Vegetation in the Alba-Iulia-Teiuș-Zlatna district. Soil and vegetation are presented, grouped in geomorphological units: meadows and low terraces, piedmont terraces, hills and low mountains. The climate become cooler and moister owing to the altitude increase ( $T = 9,5^{\circ}-8^{\circ}\text{C}$ ;  $P = 537-680 \text{ mm}$ ). In the described conditions, there is a varied soil cover including leached chernozems developed under vegetation with steppe elements, brown forest podzolic soils formed under common oak forest with beeches and forest podzolic soils — under beech forest.

Cercetările au caracter de recunoaștere și au acoperit, între Teiuș și Vințul de Jos, o parte din depresiunea largă a văii Mureșului și s-au întins în regiunea colinară a văii Ampoiului.

Întreaga suprafață cercetată a fost încadrată de P. Enculescu (1924) în zona forestieră. Recent, N. Doniță, V. Leandru și E. Pușcariu-Soroceanu (1960) au prezentat în harta lor geobotanică, asociațiile lemnioase dominante și complexe de asociații ierboase. În lucrarea de față, asociațiile vegetale caracteristice și speciile mai rar întâlnite sunt redate alături de principalele soluri din regiune. Față de vechea hartă a solurilor țării, la scară 1 : 1.500.000, unde în cadrul sectorului nostru, sunt prezentate doar soluri brune-roșcate de pădure și podzoluri (G. Murgoci, P. Enculescu, Em. Protopopescu-Pake, T. Seidel 1927), lucrarea și schițele alăturate mai detaliate pot contribui la întocmirea unor hărți la scară mică, a vegetației și solurilor R.P.R.

1) Comunicare în ședința din 27 decembrie 1963.



Solurile evoluează într-un climat temperat, care odată cu creșterea altitudinii spre nord devine mai rece și mai umed. Astfel la est spre nord-vest, temperatura medie anuală scade de la 9,5°, la Alba Iulia, la sub 8°C, către Zlatna, iar precipitațiile cresc respectiv de la 537 mm la 630 mm. În timp ce în partea de est, întâlnim sporadic elementele de stepă, în partea de vest pădurile de gorun sunt înlocuite treptat prin păduri de gorun cu fag, iar mai apoi prin cele de fag. La rîndul lor cernoziomurile levigate din partea de est sunt înlocuite spre nord-vest de soluri silvestre podzolite brune și soluri silvestre podzolice.

Din cele ce vom prezenta mai jos se constată că de asemenea roca și relieful influențează în largă măsură formarea și evoluția solurilor.

În general, se pot deosebi trei unități geomorfologice mari : luncile și terasele joase ale Mureșului și Ampoiului ; terasele piemontane de confluență ale Mureșului cu cele ale văilor Galda, Cricău, Tîbru ; dealurile și munții joși ai bordurii munților Trascăului.

Avînd în vedere scară mică pentru care am lucrat, prezentăm solurile și vegetația pe unități mari de relief.

#### A) Vegetația și solurile de luncă

Luncile Mureșului și ale Ampoiului prezintă sectoare joase inundabile și lunci înalte aluviale și aluvio-proluviale (Ighiu). Cu excepția grindurilor mai nisipoase, solurile sunt influențate puternic de apele freaticе. Aproape întreaga suprafață a luncilor și îndeosebi a Mureșului e cultivată. Zăvoaiele apar sporadic și sunt alcătuite din specii de *Salix Populus* și *Alnus*, sub care se dezvoltă un hătiș de *Cornus sanguinea*, *Rubus caesius*, *Clematis vitalba*, *Urtica dioica*, *Dipsacus silvester*, *Galega officinalis*, etc. În lungul Ampoiului, *Alnus glutinosa* este înlocuit în cea mai mare parte de *Alnus incana*. În pajiștile naturale, pe soluri cu exces de umiditate predomină asociația de *Agrostis stolonifera* cu *Trifolium fragiferum*, *Potentilla reptans*, *Festuca pratensis*, etc. În finețe (nord Barabănt) pe soluri gleice domină *Triglochin palustris*. Pe soluri aluviale brune, mai drenate, domină asociația de *Poa pratensis* cu *Trifolium repens*, *Lotus corniculatus*, etc., local întreruptă de asociațiile unui nanorelief mai ridicat cu asociații de *Andropogon ischaemum*, sau de *Poa bulbosa*. În culturi numărul segetelor este foarte mare. Mai răspândite sunt *Equisetum arvense*, *Symphytum officinale*, *Phragmites communis*, *Polygonum hydropiper*; în lunca Ampoiului o mare răspândire mai prezintă *Cynodon dactylon* și *Trifolium arvense*.

Aluviunile nisipoase stratificate ocupă suprafețe restrânse în imediata apropiere a Mureșului ; bolovănișuri se întâlnesc în

luncile mai înguste din vecinătatea dealurilor înalte. Sectoarele cu aluvioni sunt ocolite de culturi fiind folosite uneori pentru pășune.

Solurile aluviale, frecvent carbonatice, ocupă întreaga bordură a albiei Mureșului. Sunt soluri tinere, stratificate cu solificare intermitentă.

Orizontul de humus actual, lut mediu (nisipos) este scurt și slab structurat.

Ferite de inundații, solurile pot oferi recolte sigure chiar în anii mai secetoși.

Soluri aluviale brune (de luncă) sunt soluri frecvent levigate și freatic umede ale luncilor înalte formate pe alternanțe lutoase. Uneori aceste soluri se asociază cu soluri gelizate la bază (soluri semigleice și soluri evolute din soluri gleice drenate). Nivelul hidrostatic al apei freatici se găsește la 2–3,5 m.

- A de 40 cm, lut greu, brun sau castaniu gălbui, mic grăunțos cu structură stabilă sau în aglomerări bulgăroase;
- A D' de 25 cm, lut mediu (nisipos), brun deschis, grăunțos cu aglomerări;
- A D'' de 25–35 cm, lut mediu (nisipos), castaniu, aglomerări grăunțoase alungite, uneori mic columnoide, efervescentă în puncte;
- D C sub 90–100 cm, lut mediu (nisipos) castaniu cu pete cenușii, frecvent ruginii, vine de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  cu efervescentă în masă sau în puncte; franja capilară se găsește la baza profilului săpat.

Local, pe depozite argiloase, se întâlnesc soluri aluviale cu caracter de cernoziomuri levigate freatic umede.

- A de 45 cm, argilă ușoară sau medie, brun-castaniu, structură în bulgări sau aglomerări grăunțoase;
- B' de 35 cm, argilă medie, negricios, columnoid, mici bobovine;
- B'' de 30 cm, argilă medie, brun, prismatic;
- B''' de 35 cm, argilă ușoară, gălbui brun, columnoid;
- C sub 140 cm, lut greu spre lut mediu (mai nisipos) gălbui-brun, cu vine de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  și efervescentă medie.

Sunt solurile cele mai productive și sunt folosite pentru culturi cerealiere.

Solurile de nogleice, sunt soluri lutoase și argiloase, caracteristice sectoarelor înmlăștinate, al căror nivel hidrostatic variază între 0,5 și 1,5 m. Carbonații apar de cele mai multe ori la suprafață; cloruri și sulfati se găsesc în cantități reduse (la nord de Teiuș).

- A de 30 cm, argilă ușoară, castaniu cu pete și vînișoare ruginii și cenușii, grăunțos cu aglomerări, efervescentă slabă;
- AG de 30 cm, argilă ușoară, castaniu cu cenușiu și brun, tendințe de structurare în bulgări, efervescentă;
- CG sub 60 cm, argilă ușoară, negricios-vinețiu, îmbibat cu apă, slabă efervescentă, cochiliii.

Suprafețele cu aceste soluri sunt folosite ca pășuni și finețe.

În cazul solurilor mai levigate și mai humifere întâlnim local soluri humicosemigleice, uneori carbonatice.

- A de 35 cm, argilă medie (cu nisip grosier), negricios cu brun, structură grăunțoasă;
- AB de 20 cm, argilă medie, negricios, structură în aglomerări mic columnoide;
- GD de 15 cm, argilă ușoară, brun cu pete castanii cenușii, efervescentă slabă în puncte;
- D sub 70 cm, nisip lutos, gălbui, efervescentă medie, îmbibat cu apă.

ACESTE SOLURI SE FOLOSESC PENTRU CULTURI CERALEIERE SI CA FINEȚE.

SOLURI CERNOZIOMICE LEVIGATE NISIP OASE, apar în lunca Mureșului pe grinduri, la sud de Alba Iulia, est Gălățiu și nord Coșlariu. Nu sunt supuse inundațiilor și apa freatică este sub 2–3 m adîncime.

- A de 50 cm, nisip lutos sau nisip negricios (brun-castaniu în arătură) cu structură grăunțoasă în aglomerări friabile;
- B de 30 cm, nisip lutos sau nisip, castaniu, aglomerări structurale cu tendință mic columnoïdă;
- BD de 30 cm, nisip, gălbui cu pete castanii, structura nedefinită;
- DC sub 110 cm sau mai mult, nisip gălbui cu ruginiu și cenușiu, vine și acumulări de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

Solurile nu sunt supuse inundațiilor și sunt indicate pentru culturile de cartofi.

### B) Vegetația și solurile teraselor piemontane

Terasele piemontane sunt reprezentate prin: terasele joase și medii de la Teiuș, terasele medii de la Ighiș, Cricău, Galda de Jos și terasele Ampoiului (și Mureșului vechi) între Șard și Alba Iulia.

Vegetația naturală ocupă suprafețe foarte reduse deoarece aproape tot culuarul depresionar piemontan este cultivat. Prin caracterul ei și poziția sa biogeografică se poate spune că ea reflectă caracterul unei vegetații de silvostepă. Astfel pajiștile naturale întâlnite în general pe pantele însoțite ale teraselor cu soluri erodate de la nord de Vîntul de Jos, Alba Iulia și Micești, au dominante asociațiile de *Andropogon ischaemum* și de *Festuca valesiaca*. În aceste asociații sunt răspândite în grupuri sau izolat specii de stepă ca: *Stipa capillata*, *Stipa pulcherrima*, *Adonis vernalis*, *Diplachne serotina*, *Onosma arenarium*, etc. Vegetația lemnoasă apare sporadic la contactul dintre terase și dealuri și este reprezentată prin indivizi izolați sau mici pete de păduri de *Quercus pubescens*; mai rar, alături de esență dominantă am întâlnit *Quercus cerris*, *Quercus frainetto*, *Quercus petraea*.

În culturi, pe terasele mai înalte, cu soluri silvestre brune frecvent podzolite, mai răspândite sunt: *Gypsophilla muralis*, *Trifolium arvense*, *Galeopsis ladanum*, *Spergula arvensis*, etc. Pe terasele mai joase, cu cerno-



ziomuri levigate : *Ana galis arvensis*, *Festuca valesiaca*, *Viola tricolor*, *Convolvulus arvensis*, *Setaria glauca*, *Rubus caesius*, *Delphinum consolida*s, *Centaurea cyanus*, etc.

Cernoziomurile slab și moderat levigate se întâlnesc pe terase inferioare și medii (joase) cu un relief válurit pe luturi relativ prăfoase, care au pietrișuri și nisipuri la bază.

- A de 35–50 cm, lut greu, brun-negricios sau brun, structură grăunțoasă în aglomerări;
- B de 15–25 cm, lut greu (mai nisipos față de orizontul A), brun, structură în aglomerări cu tendință de alungire spre mic columnoid;
- BC de 5–20 cm, lut mediu nisipos, castaniu, structură slab definită cu tendință spre mic columnoid, vinișoare rare de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ;
- C sub 65–80 cm, lut mediu sau lut ușor nisipos, care trece treptat spre nisipuri lutoase, gălbui-brun, trece treptat spre gălbui, vinișoare dese de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ .

Suprafețele cu cernoziomuri levigate sunt favorabile agriculturii intensive.

Cernoziomurile puternic și f. puternic levigate se întâlnesc pe terasele medii și pe agestrele vechi de la Galda de Jos și Cricău. Sunt soluri formate pe argile ușoare și medii, mai deschise la culoare față de cernoziomurile levigate din Cîmpia Română. Carbonațiii sunt spălați sub 110–140 cm (uneori pe substrate permeabile  $\text{CO}_3\text{Ca}$  este levigat sub 2,5 m). Morfologie, apar ca soluri cernoziomice, care au suferit modificări în urma progradării lor după despădurire, încât local se prezintă cu caractere morfologice de tranziție între un sol silvestru brun și un cernoziom levigat.

- A de 40–50 cm, lut greu sau argilă ușoară, brun cu nuanță castanie, structura grăunțoasă în aglomerări mic bulgăroase;
- B de 60–90 cm, lut greu sau argilă medie, brun-castaniu (sau brun-roșcat, cind solul este format pe luturi roșcate), spre bază colorul este mai deschis, structura columnoidă sau mic prismatică;
- C sub 110–140 cm, lut greu sau argilă ușoară, gălbui-brun sau roșcat, structură columnară, vine și concrețiuni mici relativ frecvente de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , efervescentă puternică în masă.

La SW de Oiejdea întâlnim soluri argiloase cu grosime mare a orizontului cu humus, favorabile mai ales culturilor de porumb.

Soluri silvestre brune (frecvent podzolite), se întâlnesc pe terase superioare, pe creste de dealuri, pante domoale și în general pe relief relativ mai plan. Sunt soluri formate pe argile ușoare și medii (uneori deluviale). Pudrarea elementelor structurale cu  $\text{SiO}_2$  și existența unui suborizont  $B_1$  cu conținut relativ mai ridicat în humus, sunt caractere care în cartările la o scară mare, ar necesita separarea acestor soluri într-un facies deosebit al solurilor silvestre brune.



- A de 30 sau 40 cm, lut greu sau argilă ușoară, brun sau brun închis nuanțat cenușiu, pudrare cu  $\text{SiO}_2$ , colțuros uneori cu suborizont de trecere  $A_2B$  și cu separare evidentă a silicei;
- B de 120–150 cm argilă ușoară și medie, castaniu cu nuanțe brune sau roșcate cu un colorit mai deschis sub 100 cm, columnoid sau prismatic, rare mici bobovine;
- C sub 165–185 cm (uneori sub 200 cm), argilă ușoară, castaniu cu nuanță roșcată sau gălbui, vine și concrețiuni de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ;

Suprafețele ocupate cu aceste soluri, dau din punct de vedere agricol recolte satisfăcătoare.

Soluri silvestre slab podzolice pseudogleizate, se găsesc la altitudini de peste 350 m, pe suprafețele plane a treptelor morfologice înalte, la NW de Teiuș.

- $A_1$  0–15 cm, lut mediu prăfos, brun gălbui-cenușiu, astructurat, bobovine mici;
- $A_2 A_1$  15–30 cm, lut mediu prăfos, gălbui-brun cu cenușiu albicios, foios și grăunțos friabil, bobovine mici;
- $A_2B$  45 cm, lut greu, argilă ușoară, cenușiu-albicios cu castaniu gălbui, grăunțos-nuciform, foarte frecvente bobovine mici;
- B 110–140 cm, argilă medie, castaniu-gălbui pătat cu cenușiu, mai pseudogleizat spre mijlocul orizontului, mai oxidat în partea superioară și cu separații ferimanganice mai abundente spre bază, structură prismatică;
- C sub 145–180 cm, argilă medie, castaniu-gălbui cu vine cenușii sau roșcat-castanii, prismatice, se desface pe fețe lucioase și argiloase, vinișoare fine și rare de  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , cu efervescență slabă.

Sunt soluri care necesită aplicarea îngrășămintelor.

### C) Vegetația și solurile dealurilor și munților joși

În aceste sectoare cu soluri silvestre podzolite brune și soluri podzolice, vegetația naturală s-a păstrat mai bine.

Pădurile de *Quercus petraea*, ocupă suprafețe reduse, către marginea regiunii colinare, spre depresiunea Alba Iulia. Aceste păduri au un subarboret sărac în care domină *Crataegus monogyna*. Ca specii ierboase caracteristice remarcăm: *Galium verbum*, *Latyrus niger*, *Poa nemoralis*, *Galium schultesii*.

Pădurile de *Quercus petraea* cu *Fagus silvatica* (pe versanții umbriți) ocupă suprafețele cele mai întinse. Dintre speciile însotitoare se remarcă *Quercus robur* pe vâi, *Fraxinus ornus* pe soluri erodate și *Carpinus betulus* pe soluri podzolite și pseudogleizate. În subarboretul bine dezvoltat se remarcă *Crataegus monogyna*, *Ligustrum vulgare* și *Cornus sanguinea*. Vegetația ierboasă cu o compozиție floristică bogată, din cauza eroziunii solurilor, prezintă o acoperire relativ redusă: mai răspândite sunt: *Poa nemoralis*, *Carex pilosa*, *Brachypodium silvaticum*, *Euphorbia amygdaloides*.

*loides* și *Galium vernum*. În general, pe versanții umbriți domină elementele fagului, iar pe cei însorîți elementele gorunului.

Pădurile de *Fagus silvatica* se dezvoltă la altitudini de peste 750 m. În amestec cu fagul întâlnim rar *Carpinus betulus*, *Betula verrucosa* și *Quercus petraea*. În vegetația ierboasă, relativ săracă în specii, se remarcă *Asperula odorata*, *Geranium robertianum* și *Sanicula europaea*.

Pajiștile naturale (în afara pădurilor de fag) se găsesc în cea mai mare parte în complex cu terenurile cultivate și livezile de pruni. Ca asociație caracteristică menționăm: asociația de *Agrostis tenuis*, care în cadrul pădurilor de fag se întâlnește pe toate formele de teren, iar în regiunea pădurilor de gorun se dezvoltă în deosebi pe pantele umbrite și relativ plane. În compoziția floristică a asociației se remarcă *Sieglinia decumbens* și *Festuca rubra*; izolat pe soluri podzolice pseudogleizate se întâlnește *Nardus stricta*. Local pe soluri podzolite mai drenate și erodate, se întâlnesc asociațiile de *Andropogon ischaemum* și de *Festuca valesiaca*.

În culturi, segetalele mai răspîndite sunt: *Stachys annua*, *Galeopsis ladanum*, *Setaria glauca*, *Trifolium arvensis*, etc.

Menționăm că în regiunea despădurită cu soluri pseudorendzinice se întâlnesc numeroase specii de stepă ca: *Aster ammelus*, *Adonis vernalis*, *Stipa capillata*, *Diplachne serotina*, și indivizi izolați de *Quercus pubescens*.

Pseudorendzine levigate și regosoluri pseudorendzinice se întâlnesc pe dealurile joase (350—600 m), care înconjură și domină luncile și terasele.

Pseudorendzine levigate, se întâlnesc în locuri mai plane, mai bine păstrate.

- A] de 30—40 cm, lut greu sau argilă ușoară, brun sau brun cu nuanță negricioasă, lut sau argilă ușoară, grăunțos sau aglomerări grăunțoase;
- B] de 40—60 cm, argilă ușoară sau medie, brun-castaniu (uneori mai deschis spre bază), columnar sau prismatic;
- C] sub 80—100 cm, (sau la 85 cm, ca la NE de Cetea, fără un orizont B, dar cu un sub-orizont AC), lut mediu sau lut greu (cu nisip) gălbui, bruniu, vinișoare, pete și grăuncieri  $CO_3Ca$ , efervescentă în masă (sau în puncte în partea superioară).

Regosoluri pseudorendzinice (asociate cu pseudorendzine) se întâlnesc în sectoare mai erodate.

- A] de 30—45 cm, lut greu sau argilă, cenușiu brun-gălbui sau brun cu nuanță negricioasă, cu pete și vinișoare fine gălbui, grăunțos, efervescentă în masă chiar la suprafață:
- AD] sau D sub 45 cm, luturi și argile (cu nisipuri fine) sau marne nisipoase, gălbui, efervescentă puternică în masă, frecvent structura sistuos-lamelară se păstrează.

Aceste soluri se asociază cu pseudorendzine levigate pseudogleizate și local cu soluri negre de fineată pseudogleizate (fără carbonați în profil) și cu soluri erodate. Uneori pe creste erodate apar pietrișuri calcaroase.

Pe aceste soluri viile și livezile ocupă suprafețe întinse.

Soluri silvestre brune și soluri rendzinice, se întâlnesc în sectoarele cu calcare titonice, mai ales la nord de valea Ampoiului. În vecinătatea acestor roci întâlnim soluri argiloase mai saturate în baze, cu efervescență carbonatului de Ca la materialul calcaros (la 20–100 cm).

Solurile silvestre brune sunt în general mai profunde :

- A de 20 cm, argilă ușoară sau medie, brun sau brun-castaniu, structură grăunțoasă ;
- B de 30–70 cm, argilă medie, castaniu-gălbui sau roșcat (spre bază uneori mai roșcat), cu structură columnar-prismatică, local apar bolovani calcaroși.

Solurile rendzinice au un profil mai scurt.

- A de 10–15 cm, argilă, grăunțos, brun ;
- B de 10–15 cm, castaniu-brun cu nuanță roșcată ;
- D sub 20–25 cm, bolovaniș sau blocuri.

Sunt cele mai fertile soluri din regiunea accidentată.

Soluri silvestre brune (frecvent podzolite), asociate cu litosoluri, se întâlnesc mai ales în regiunea cu iviri la zi a rocilor bazice ca : melafire, porfirite, gabrouri, diabaze (5). Solurile scheletice sunt frecvente ; chiar profilele relativ mai dezvoltate conțin material scheletic abundant și nu apar cu o podzolire clară.

- A de 20–25 cm, lut greu sau argilă ușoară cu material scheletic, castaniu sau castaniu-brun, structură grăunțos colțuroasă ;
- B de 10–15 cm, argilă ușoară sau medie, castaniu cu structură prismatică sau columnară, material schegetic abundant ;
- D sub 30–35 cm.

Podzolirea este destul de evidentă la solurile cu profile dezvoltate, mai ales la cele cu apot deluvial-coluvial vechi.

- A de 20–25 cm, lut greu, brun-cenușiu, uneori spre bază cu acumulare de  $\text{SiO}_2$ ; grăunți de cuarț liberi, fără pelicule de hidroxizi de Fe ;
- B de 30–50 cm, argilă ușoară sau medie, castaniu cu gălbui, rar pseudogleizat, structură prismatică ;
- D sub 70–90 cm, roci bazice compacte.

Soluri silvestre podzolite brune pe depozite argiloase roșii se întâlnesc mai ales în sectorul Zlatna-Almaș.

- A de 15–20 cm, lut mediu, cenușiu cu nuanță gălbui, grăunțos cu foios, mici bobovine și pete ferimanganice ;



- A<sub>1</sub>A<sub>2</sub> de 15–20 cm, lut mediu, cenușiu albicios-gălbui, mici bobovine, pete ferimanganice ;  
 A<sub>2</sub>B de 20–30 cm, lut greu roșcat-castaniu cu cenușiu gălbui, ușor cimentat, foarte mici bobovine ;  
 B' 30–50 cm, argilă, roșu adesea cu pete cenușii și gălbui, prismatic ; în partea superioară sănt pătrunderi de SiO<sub>2</sub>; uneori se trece direct la roca alterată, sau se trece la  
 B'' sub 90 cm, argilă, roșu aprins, prismatic, pete mici ferimanganice.

Pe pante solurile erodate cu întărenire secundară slabă prezintă un orizont cu humus de grosime foarte mică, roșcat, lutos sau argilos.

Soluri silvestre podzolite brune asociate cu litosoluri predomină în regiunea colinară mai joasă și sănt formate mai ales pe gresii, conglomerate, andezite și sisturi. În general, profilele acestor soluri sănt de peste 40–100 cm.

- A de 10–15 (20) cm, lut mediu sau lut greu, cenușiu brun-gălbui sau cenușiu-brun, uneori un A<sub>2</sub>B scurt, mai deschis la culoare și pudrat cu SiO<sub>2</sub> ;  
 B de 10–20 cm, lut greu sau argilă, roșcat sau brun-gălbui cu nuanță roșcată, uneori la profile mai profunde cu pete cenușii (pseudogleizare slabă) ;  
 D în jur de 50 cm, rar sub 1 m. Pe roci marnoase (SW Poiana Ampoiului) orizontul cu carbonați se găsește sub 70 cm.

Soluri silvestre podzolice asociate cu litosoluri și soluri podzolice scheletice, se întâlnesc mai ales în regiunea de dealuri și munți joși în partea de NW a sectorului. Sănt soluri formate pe gresii și conglomerate.

- A<sub>0</sub> sub păduri este foarte scurt ;  
 A<sub>1</sub> de 10–18 cm, lut ușor sau lut mediu, cenușiu albicios, uneori cu colorit gălbui, foios sau uneori sub finețe mai structurat, pete ferimanganice și mici bobovine ;  
 A<sub>2</sub> de 10–20 cm, lut ușor sau lut mediu, cenușiu-albicios, uneori cu colorit gălbui, foios (sub finețe tendință de stucturare) mici bobovine, pete ferimanganice ;  
 A<sub>2</sub>B de 10–15 cm, (uneori pe gresii, suborizonturile podzolice ating 70–90 cm), lut mediu sau lut greu, cenușiu-gălbui cu castaniu sau roșcat și albicios, bobovine ; un suborizont BA<sub>2</sub>, se întâlnește la soluri cu diferențiere texturală A/B puternică (orizont B cu pătrunderi de SiO<sub>2</sub> pe fețe structurale) ; frecvențe separații ferimanganice și bobovine ;  
 B de 15–120 cm, lut greu sau argilă medie, subdivizat cind se manifestă și o slabă pseudogleizare ; suborizontul B' castaniu, cenușiu cu gălbui, uneori un B'' mai roșcat, bobovine, pete ferimanganice, columnar sau prismatic ;  
 BD sub 45 cm, este scurt sau lipsește ; uneori este un suborizont de alternanță spre un depozit scheletic sau spre o rocă relativ mai compactă.

Sănt soluri sărace din punct de vedere productiv și necesită îngrășăminte, cultivare alternativă cu lăsare la odihnă, etc. Scoase de sub păduri și cultivate aceste soluri sănt îndată supuse eroziunii.

Din prezentarea făcută se constată că în condițiile climatice ale acestui sector, diversitatea depozitelor pe care au evoluat solurile, are o importanță deosebită în repartiția geografică a solurilor. În luncile înalte,



în care vegetația de luncă a fost înlocuită în mare măsură prin culturi, solurile cu caracter aluvial, în funcție de natura sedimentelor parentale și mineralizarea apei freatiche, se apropiie fie de un sol cernoziomic, fie de un sol brun de luncă. Pe terase se întâlnesc cernoziomuri levigate și soluri silvestre brune freevent podzolite, iar către dealuri, odată cu o schimbare a depozitelor parentale, se constată iviri a unor soluri silvestre asemănătoare fie solului silvestru brun-roșcat, fie cernoziomului levigat. Prezența cernoziomurilor levigate se explică atât prin stepizarea unor regiuni despădurite din vechime de către om, cît și prin întinerirea și progradarea lor datorită vegetației ierboase și aporturilor proluviale sau eoliene mai recente. În prezent se constată că pădurile de gorun încep, odată cu terasele mai înalte ale Mureșului și se întâlnesc până la altitudini de 750—800 m unde sunt înlocuite de către pădurile de fag. În regiunea dealurilor, pe depozite neconsolidate, în general bogate în  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , predomină soluri silvestre brune uneori podzolite și soluri din grupa pseudorendzinelor. În regiunea dealurilor mai erodate, pe roci dure sau pe detritusul lor scheletic, se dezvoltă mai ales soluri silvestre scheletice al căror stadiu de podzolire variază în funcție de natura rocii pe care se formează (acidă sau bazică) și de grosimea profilelor de sol.

Ca observații de ordin practic ne mărginim la câteva recomandări de ordin general.

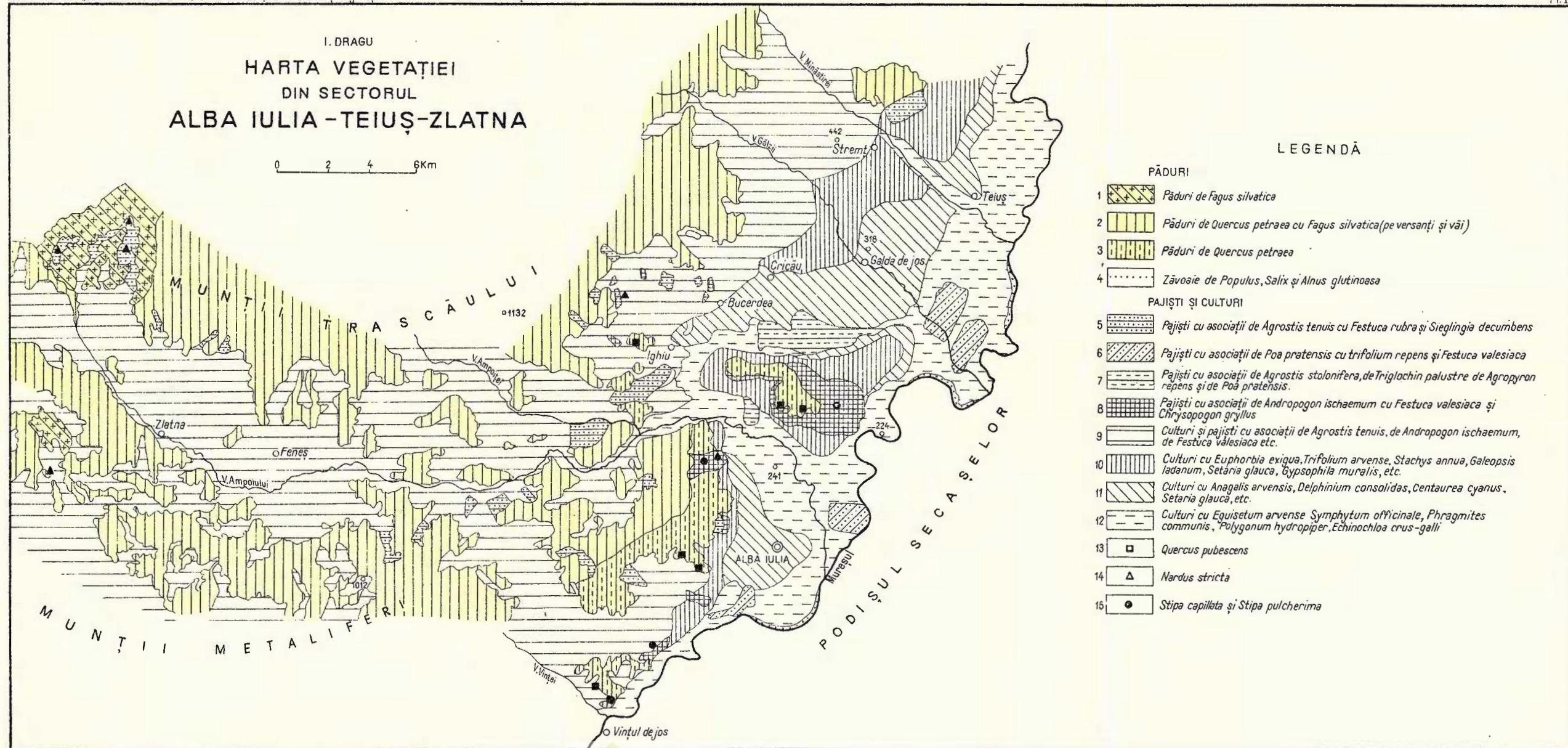
În cazul solurilor de luncă se recomandă : extinderea legumiculturii și folosirea irigației, (mai ales în lunca Ampoiului); îndepărțarea excesului de umiditate al solurilor gleizate; canalizări și îndiguiri ale cursurilor apelor cu regim torențial.

Solurile teraselor, favorabile în special culturilor cerealiere necesită lucrări agrotehnice de bună calitate și efectuate la timp optim ; aplicări de îngrășăminte, mai ales în cazul solurilor podzolite.

În regiunea dealurilor, viticultura prezintă și în viitor o importanță economică deosebită, mai ales prin folosirea pantelor cu soluri pseudorendzinice. Extinderea pomiculturii prin livezile de pruni, meri, peri și piersici (în regiuni viticole) se poate face pe versanții mai abrupti. Culturile de cereale se pot menține deocamdată doar în rotație cu pășunile (recolta de grâu sub 800 kg la ha). În general însă se va acorda o atenție deosebită măsurilor antierozionale și împăduririi terenurilor cu eroziune excesivă (mai ales la nord de valea Ampoiului).

I. DRAGU  
HARTA VEGETAȚIEI  
DIN SECTORUL  
ALBA IULIA - TEIUȘ-ZLATNA

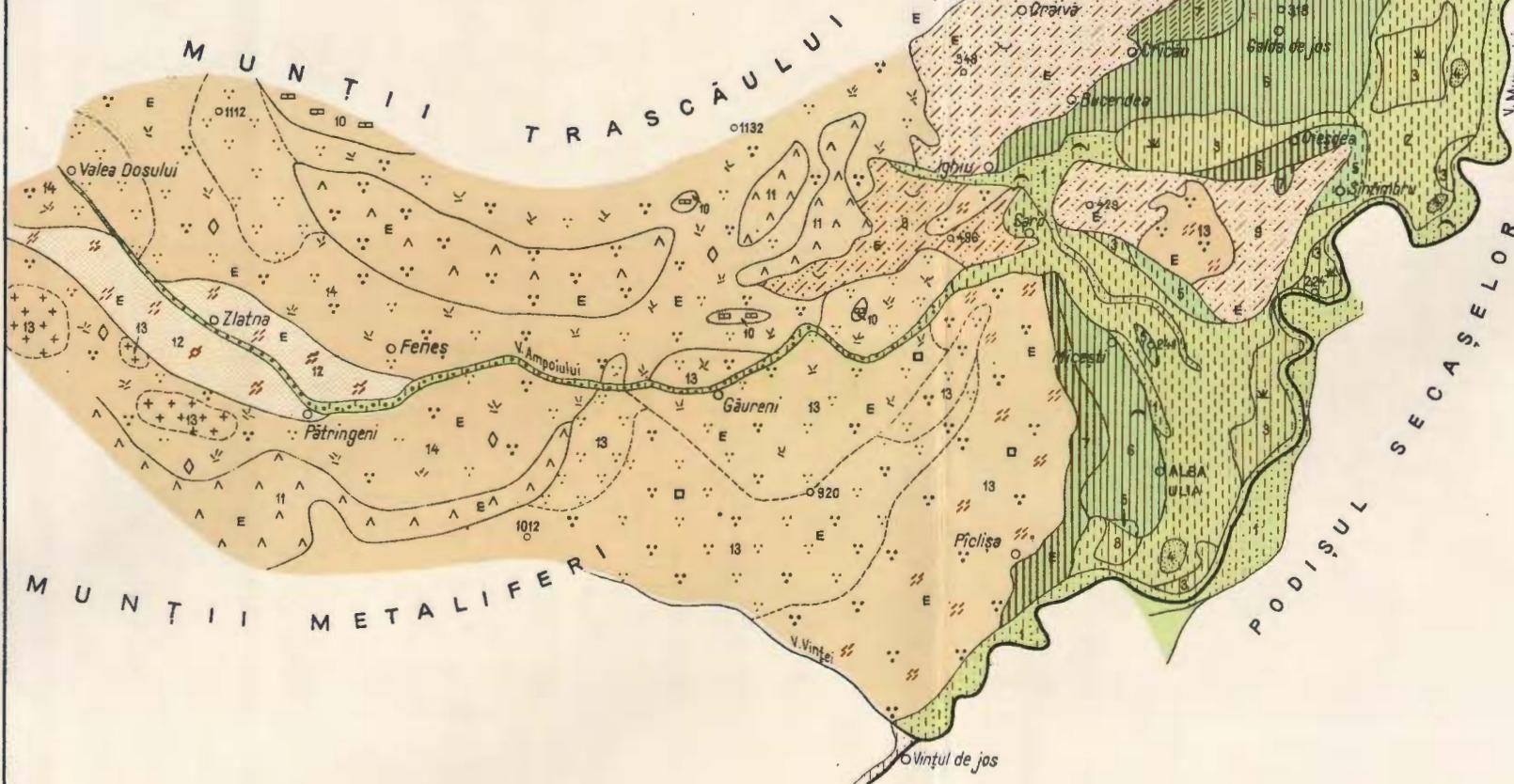
0 2 4 6 Km



H.ASVADUROV - P.VASILESCU

## SCHIȚA SOLURILOR DIN SECTORUL ALBA IULIA-TEIUȘ-ZLATNA

0 2 4 8 Km



### LEGENDA

#### SOLURI DE LUNCĂ

- 1 Aluvioni și soluri aluviale frecvent carbonatate
- 2 Soluri aluviale
- 3 Soluri dărăagleice și humicosemigleice
- 4 Soluri cernoziomice nisipoase levigate

#### SOLURI DE TERASE

- 5 Cernoziomuri levigate slab și moderat
- 6 Cernoziomuri levigate puternic și foarte puternic
- 7 Soluri silvestre brune frecvent podzolite
- 8 Soluri silvestre slab podzolice pseudogleizate

#### SOLURI DE DEALURI ȘI MUNȚI JOSI

- 9 Pseudorendzine levigate asociate cu soluri deroacalcoice
- 10 Soluri silvestre brune și soluri rendzinice
- 11 Soluri silvestre brune frecvent podzolite asociate cu litosoluri
- 12 Soluri silvestre podzolite brune pe depozite argiloase roșii
- 13 Soluri silvestre podzolite brune asociate cu litosoluri
- 14 Soluri silvestre podzolice frecvent scheletice asociate cu litosoluri

#### MATERIAL PARENTAL

- 15 Gresii și conglomere
- 16 Sisturi
- 17 Andezite
- 18 Gabrouri, mafifire, diabaze, etc.
- 19 Calcare

#### SOLURI FORMATE PE ROCHE SLAB CONSOLIDATE (TEXTURA)

- 20 Luturi și bolovanișuri
- 21 Nisipuri și nisipuri lutoase
- 22 1. Luturi 2. luturi și nisipuri 3. luturi și argile
- 23 1. Argile ușoare 2. argile medii
- 24 1. Argile roșii reziduale, 2. argile roșii cu luturi și argile
- 25 Argile și nisipuri frecvent carbonatice

#### SEMNE SUPLIMENTARE

- 26 E Soluri erodate
- 27 U Alunecări
- 28 A Acumulații recente
- 29 \* Inimăștiniri
- 30 □ Soluri silvestre podzolice
- 31 ◊ Soluri silvestre podzolice brune

## BIBLIOGRAFIE

- Doniță N., Leandru V., Pușcariu-Soroceanu E. (1960). Harta geobotanică a R.P.R. Acad. R.P.R. București.
- Enculescu P. (1924). Zonele de vegetație lemnoasă din România în raport cu condițiile oro-hidrografice, climatice, de sol și subsol. *Mem. Inst. Geol. Rom.* București.
- Murgoci G., Enculescu P., Protopopescu Pake Em., Seidel T. (1927) Harta solurilor României la scara 1 : 1. 500.000.
- \* \* \* Clima R.P.R. vol. II — (1961). Date climatologice. Inst. Meteorologic. București.
- \* \* \* Harta Geologică a R.P.R. la scara 1 : 500.000 (1936—1959). Acad. R.P.R. și Comit. Geologic.

## RECHERCHES DES SOLS ET DE LA VÉGÉTATION DU SECTEUR ALBA-IULIA—TEIUȘ—ZLATNA

PAR

H. ASVADUROV, I. DRAGU, P. VASILESCU

(Résumé)

Les sols ont évolué dans un climat tempéré, que l'altitude grandissante de l'E vers le N—W rend plus frais et plus humide. Ainsi, la moyenne de la température annuelle baisse de 9,5°C (Alba Iulia), à moins de 8°C aux environs de Zlatna, et les précipitations augmentent, en proportion, de 537 mm à 630 mm. La végétation et les sols sont présentés par unités géomorphologiques grandes, de sorte qu'on peut constater qu'à leur tour, le relief et la roche ont influencé la formation et l'évolution des sols.

**A) Lunca et terrasses de luna.** La lunca du Mureș et d'Ampoiu présentent des secteurs bas inondables et des secteurs hauts alluviaux et alluvio-proliviaux généralement cultivés. Par endroits on rencontre des saulaies de *Salix*, *Populus* et *Alnus*. Sur les sols plus gleyifiés et dans les prés c'est l'association *d'Agrostis stolonifera* qui prédomine, tandis que certaines prairies connaissent la prédominance de *Triglochin palustris*. L'association de *Poa pratensis* domine sur les sols drainés ; par endroits, sur les sols plus élevés apparaissent des associations d'*Andropogon ischaemum* ou de *Poa bulbosa*. Les ségetales que l'on rencontre assez fréquemment dans les cultures sont : *Equisetum arvense*, *Symphytum officinale*, *Phragmites Communis*, *Cynodon dactylon* et *Trifolium arvense*. À part les alluvions sableuses on rencontre : des sols alluviaux (fréquemment carbonatés), ou des sols alluviaux, certains à caractère de sols bruns de



lunca, d'autres à caractère de chernozems lévigués, sols à gley et sols sableux chernozémiques (lévigués).

**B) Terrasses de piémont.** Les terrasses (basses et moyennes) sont cultivées. Remarquons la dominance, correspondant à certaines conditions de relief et d'exposition, des associations xerofiles d'*Andropogon ischaemum* et de *Festuca valesiaca* à : *Stipa capillata*, *Stipa pulcherrima*, *Adonis vernalis*, *Diplachne serotina*. La forêt apparaît sporadiquement au contact entre les terrasses et les coteaux sous forme d'individus isolés ou bien de petits bois de *Quercus pubescens*; plus rarement, à côté de l'essence qui domine, nous avons rencontré le *Quercus cerris*, *Quercus frainetto* et *Quercus petraea*.

Ce sont les *Gypsophilla muralis*, *Tripholium arvense*, *Galeopsis ladanum*, etc. qu'on rencontre plus fréquemment dans les cultures, sur les sols sylvestres podzolisés. Sur les terrasses plus basses, à chernozems lévigués prédominent : *Anagallis arvensis*, *Festuca valesiaca*, *Viola tricolor*, etc.

Les sols que l'on rencontre plus fréquemment sont les chernozems peu et modérément lévigués, glaiseux (à l'horizon C sous 65—80 cm), formés sur glaises à gravier ou sur des sables à sous-stratum. Les chernozems fortement et très fortement lévigués sont formés sur des argiles légères et moyennes (à l'horizon C sous 110—200 cm) à caractères morphologiques de transition entre un sol brun sylvestre et un chernozem lévigué; ce sont des sols qui ont subi des progradations à la suite du déboisement et qui peuvent être considérés comme des sols bruns de forêt chernozémiques. Les sols sylvestres bruns (fréquemment podzolisés) formés sur argiles, présentent les caractères morphologiques de transition entre les sols sylvestres bruns et les sols sylvestres gris (localement brun-rougeâtre).

Les sols sylvestres faiblement podzoliques à pseudogley apparaissent sur les terrasses hautes (altitude 350 m) et ne sont pas assez profondément débasifiés.

**C) Coteaux et basses montagnes.** On rencontre les forêts de *Quercus petraea* au sous étage à prédominance de *Crataegus monogyna* vers le bord de la région collinaire. Les forêts de *Quercus petraea* à *Fagus silvatica* (dans les versants ombragés) sont avoisinées au *Quercus robur* dans les vallées, au *Fagus ornus* sur les sols érodés et au *Carpinus betulus* sur les sols podzolisés et à pseudogley. Les forêts de *Fagus silvatica* se développent à des altitudes dépassant 750 m; mêlés au frêne, on rencontre *Betula verrucosa* et *Quercus petraea*.



Les prés naturels (à l'exception des forêts de frênes) s'associent aux terrains cultivés et aux vergers de pruniers. Mentionnons, en tant qu'association caractéristique, celle d'*Agrostis tenuis* (à *Sieglungia decumbens* et *Festuca rubra*) ; par endroits, sur les sols podzoliques à pseudogley on rencontre *Nardus stricta* ; sur les sols podzolisés plus drainés et érodés on rencontre des îlots d'associations d'*Andropogon ischaemum* et de *Festuca valesiaca*.

Les ségétales plus répandues dans les cultures sont : *Stachys annua*, *Galeopsis ladanum*, *Setaria glauca*, etc. À mentionner que dans les régions déboisées à sols à pseudorendzines on rencontre de nombreuses espèces xerophytes telles : *Aster ammelus*, *Adonis vernalis*, *Stipa capillata* et des individus isolés de *Quercus pubescens*.

Sur les bas coteaux (350—600 m), sur les roches relativement riches en  $\text{CO}_3\text{Ca}$  nous rencontrons : les pseudorendzines lévigués et les sols à pseudorendzines, associés parfois aux sols sylvestres bruns à pseudorendzines ou sols pseudorendziniques à pseudogley. Les vignes et les vergers en occupent des surfaces étendues.

Les sols sylvestres bruns et les sols rendziniques apparaissent dans les secteurs à calcaires tithoniques et ce sont les sols les plus fertiles de la région accidentée. Des sols sylvestres bruns (fréquemment podzolisés) associés aux lithosols apparaissent surtout dans la région aux affleurements des roches basiques. Les profils dépassant 50 cm sont en général faiblement podzolisés. Des sols sylvestres podzolisés bruns sur dépôts argileux rouges apparaissent dans le secteur Zlatna—Almaș ; ils tendent parfois vers les sols podzoliques, mais, pour la plupart, ils ne sont que faiblement podzolisés, étant influencés par l'érosion. Des sols sylvestres podzolisés bruns, associés aux lithosols prédominent dans la région collinaire basse et sont formés surtout sur des grès, conglomérats, andésites et schistes. Des sols sylvestres podzoliques, associés aux lithosols sont formés surtout sur des grès, conglomérats et leur détritus squelettique.

Dans le secteur étudié, les luncas sont favorables surtout à la culture des légumes, les terrasses — aux cultures des céréales ; les coteaux hauts et les basses montagnes fournissent parfois des terrains propres au pâturage ou qui peuvent être cultivés si l'on tient compte des mesures à prendre contre l'érosion et pour le boisage des terrains à érosion excessive.



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Carte de la végétation du secteur Alba-Iulia—Teiuș—Zlatna.

1, forêts de *Fagus silvatica*; 2, forêts de *Quercus petraea* et *Fagus silvatica* (sur les versants et les vallées); 3, forêts de *Quercus petraea*; 4, saulaie de *Populus*, *Salix* et *Alnus glutinosa*; 5, prés et associations d'*Agrostis tenuis* à *Festuca rubra* et *Sieglingia decumbens*; 6, prés et associations de *Poa pratensis* avec *Trifolium repens* et *Festuca valesiaca*; 7, prés et associations d'*Agrostis stolonifera*, de *Triglochin palustre*, d'*Andropogon repens* et de *Poa pratensis*; 8, prés et associations d'*Andropogon ischaemum* avec *Festuca valesiaca* et *Chrysopogon gryllus*; 9, cultures et prés avec association d'*Agrostis tenuis*, d'*Andropogon ischaemum*, de *Festuca valesiaca*, etc...; 10, cultures avec *Euphorbia exigua*, *Trifolium arvense*, *Stachys annua*, *Galeopsis ladanum*, *Setaria glauca*, *Gypsophilla muralis*, etc. 11, cultures avec *Anayalis arvensis*, *Delphinium consolida*, *Centaurea cyanus*, *Setaria glauca*, etc...; 12, cultures avec *Equisetum arvense*, *Sympyrum officinale*, *Phragmites communis*, *Polygonum hydropiper*, *Echinochloa crus-galli*; 13, *Quercus pubescens*; 14, *Nardus stricta*; 15, *Stipa capi lata* et *Stipa pulcherrima*;

### Planche II

#### *Sols de lunca*

1, alluvions et sols alluviaux fréquemment carbonatés; 2, sols alluviaux; 3, sols à dernogley et à humicosemigley; 4, sols chernozémiques sableux lévigués.

#### *Sols de terrasse*

5, chernozems peu et modérément lévigués; 6, chernozems fortement et très fortement lévigués; 7, sols sylvestres bruns fréquemment podzolisés; 8, sols sylvestres bruns faiblement podzoliques, à pseudogley.

#### *Sols de colline et basses montagnes*

9, pseudorendzines léviguées associées aux sols à pseudorendzines; 10, sols sylvestres bruns et sols à rendzines; 11, sols sylvestres bruns fréquemment podzolisés associés aux lithosols; 12, sols sylvestres podzolisés bruns au-dessus des dépôts rouges argileux; 13, sols sylvestres podzolisés bruns associés aux lithosols; 14, sols sylvestres podzoliques fréquemment squelettiques, associés aux lithosols.

#### *Matériel originel*

*Sols formés sur roches consolidées compactes* (et sur leur détritus squelettique)

15, grès et congolomérats; 16, schistes; 17, andésites; 18, gabbros, diabases; 19, calcaires.

#### *Sols formés sur roches faiblement consolidées (texture)*

20, cailloutis; 21, sables et sables glaiseux; 22, glaises; 23, argiles (a = argiles légères; b = argiles moyennes); 24, argiles rouges résiduelles; 25, argiles et sables fréquemment carbonatés.

#### *Signes supplémentaires*

26, sols érodés; 27, glissements; 28, accumulations récentes; 29, surfaces marécageuses; 30, sols sylvestres podzoliques; 31, sols sylvestres podzolisés bruns.



## CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA SOLURILOR SATURATE ÎN BAZE DIN RAIONUL CEHU-SILVANIEI<sup>1)</sup>

DE

H. ASVADUROV, P. VASILESCU, FLORICA POPESCU, RODICA SAFTA

### Abstract

Contribution to the Knowledge of Soils saturated with Bases in the Cehu Silvaniei district. — In the northern part of the country (Cehul Silvaniei district), basic saturated soils occur in the forest zone ( $T_m$  9°C;  $P = 725$  mm), on the clays interbedded with marls of the hilly area. The repartition of these soils is in close relation with the parent rock and with microrelief. According to the morphologic aspect and to the physical-chemical properties, three different soils groups were established: 1) Brown forest soils, pseudogleyed (eubasic) on clays with clayey-marly alternations. 2) Leached „derno-calcic” soils, on clayey-marly alternations. 3) Dark leached „derno-calcic” soils, pseudogleyed on noncarbonatic clays.

În zona solurilor de pădure, mai ales în Transilvania, pe sedimente neogene alcătuite din argile sau marne cu intercalații nisipoase, s-au format soluri dernocalcice, frecvent pseudogleizate. Aceste soluri se întâlnesc mai ales în ținutul Secașelor (N. Cernescu, D. Cîrstea, Georgeata Mavrocordat, C. Orleanu, Al. Cucută 1958), Podișul Tîrnavelor (M. Preda, I. Crișan 1958) și interfluviul dintre Mureș și Tîrnave (Camelia Rapaport 1962).

Soluri asemănătoare se întâlnesc și în regiunea Maramureș, mai ales în raionul Cehu-Silvaniei. În această lucrare sunt prezentate cîteva considerații generale privitoare la solurile dernocalcice și solurile silvestre brune, saturate în baze, aflate în regiunea colinară din sud-estul acestui raion (Planșa 1).

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 28 februarie 1964.



Condițiile bioclimatice, specifice zonei forestiere, se caracterizează prin mijlocia anuală a temperaturii de  $9^{\circ}\text{C}$ , mijlocii anuale a precipitațiilor de 724 mm (6) și indici de ariditate (precipitații : (temp. + 10)] de 35—40.

În pădurile existente predomină *Quercus sessiliflora*, iar vegetația ierboasă caracteristică este reprezentată prin : asociații de *Agrostis tenuis* și *Festuca rubra* în cazul solurilor podzolite, asociația de *Festuca pseudovina* pe soluri argiloase levigate eubazice și asociația de *Andropogon ischaemum* pe soluri erodate carbonatice.

Relieful colinar al unui vechi podiș fragmentat (alt. 250—300 m) este alcătuit mai ales din argile și argile marinoase cu intercalări de nisipuri ; el prezintă o structură concordantă foarte ușor înclinată spre nord-vest. Văile orientate pieziș pe direcția de cădere a stratelor, cum sunt mai ales văile subsecvente, au erodat capetele acestor strate și au determinat formarea unor maluri mai abrupte. În cazul unor astfel de văi disimetrice, pe versantul prelung înălținim soluri podzolite, iar pe celălalt, relativ mai abrupt, se dezvoltă un complex de soluri mai saturate în baze. Sunt soluri argiloase de pantă, cu orizontul de humus relativ profund, pseudogleizate mai ales în jumătatea inferioară a profilelor și formate pe alternanțe texturale. Răspindirea și evoluția lor variată diferă odată cu diversitatea formelor de microrelief, material parental și regim hidric deosebit (planșa 2).

O cercetare mai atentă a morfologiei profilelor de soluri și a datelor analitice ne îndreptățește să deosebim cel puțin două grupe de soluri argiloase mai evolute și mai mult sau mai puțin pseudogleizate : soluri silvestre brune eubazice, în diferite stadii de evoluție și soluri dernocalcice levigate.

*Solurile silvestre brune, eubazice, pseudogleizate*, se diferențiază în cazul nostru, prin coloritul mai deschis al profilelor de sol, printr-o structură apropiată de aceea a solurilor de pădure și printr-o evoluție influențată de aporturi deluviale. Din graficele alăturate se constată că aceste profile, în comparație cu celelalte soluri menționate sunt cele mai puțin argiloase (particole sub 0,002 mm între 30—55% ; particole sub 0,01 mm între 38—72%) și cele mai sărace în humus (la suprafață 2,6—4,2%), cele mai acide (la suprafață pH = 5,1—6,7) și mai puțin saturate în baze (V% de 80—85% la suprafață, crește spre bază ; tabelul 1 și 2).



TABELUL 1

*Sol silvestru brun (inchis), eubazic, pe argile (pseudogleiza' în profunzime)*

Profil Nr. 1 este Cehu-Silvaniei, versant sudic Recoltat de: P. Vasilescu

Analiști: Cationi schimbabili și  $P_2O_5$ , Manes Dorothea; humus, Dobrescu

Margareta; azot, Constantinescu Maria; analiza granulometrică V. Vintilă

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul		A	A	B <sub>1</sub> g	B <sub>2</sub> g	BDg
Adâncimea în cm	0–11	11–24	30–45	60–75	115–130	
Apa higroscopică în %	4,11	4,23	5,82	5,95	5,81	
Fractii granulometrice în %						
Argilă (<0,002 mm)	39,07	39,86	52,58	53,28	53,42	
Praf (0,002–0,02 mm)	28,66	28,69	26,98	27,88	30,61	
Nisip fin (0,02–0,2 mm)	25,80	25,95	16,89	16,46	14,07	
Nisip grosier (0,2–2 mm)	2,98	2,73	1,20	1,01	1,80	
Argilă fină (<0,001 mm)	33,67	34,03	47,89	47,41	47,03	
Argilă fizică (<0,01 mm)	60,55	60,94	68,10	69,16	71,14	
recalcule la partea silicatică	<0,002 mm	40,48	41,00	53,85	54,02	53,47
	0,002–0,02 mm	29,70	29,51	27,63	28,27	30,64
	0,02–0,2 mm	26,74	26,69	17,30	16,69	14,09
	0,2–2 mm	3,08	2,80	1,22	1,20	1,80
	<0,001 mm	34,89	35,00	49,05	48,06	47,08
	<0,01 mm	62,74	62,68	69,74	70,12	72,21
Humus în %	3,4	2,99	2,22	1,50		
Azot total în %	0,214	0,142	0,124	0,094		
C : N (raport între atom-g)	11,10	14,20	12,12	10,51		
CO <sub>3</sub> Ca în %					0,00	
pH	în suspensie apoasă	6,17	6,14			
	în suspensie salină	5,09	5,45			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> total în %	0,128	0,114				
Cationi schimbabili	Milivali	Ca <sup>++</sup>	20,78	20,50	25,76	25,62
		Mg <sup>++</sup>	6,10	6,08	7,97	8,49
		K <sup>+</sup>	0,62	0,50	0,49	0,53
		Na <sup>+</sup>	0,26	0,32	0,39	0,48
		H <sup>+</sup>	4,64	4,73	4,67	3,44
	T		32,40	32,13	39,28	38,59
Cationi din T		Ca <sup>++</sup>	63,92	63,80	65,55	66,43
		Mg <sup>++</sup>	18,95	18,92	20,32	22,01
		K <sup>+</sup>	1,91	1,55	1,25	1,37
		Na <sup>+</sup>	0,80	1,00	0,99	1,26
		H <sup>+</sup>	14,42	14,73	11,89	8,93
Gradul de saturatie (V) în %		85,58	85,27	88,11	91,07	



TABELUL 2.

*Sol silvestru brun eubazic, pseudogleizat, pe luturi deluviale*

Profil Nr. 3 SV Cehu-Silvaniel, versant vestic. Recoltat de: P. Vasilescu

Analisti: Cationi schimbabili și  $P_2O_5$ , Iacob Eugenia; humus, Vasilescu Marcela;  $CO_3Ca$ , Dobrescu Margareta; analiza granulometrică V. Vintilă  
Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul		A	A	A	$B_1$	$B_2$	BD
Adîncinarea în cm	0–10	10–23	23–34	45–60	90–105	130–145	
Apa higroscopică în %	2,54	2,92	2,23	3,68	3,74	3,31	
Fractii granulometrice în %							
Argilă (<0,002 mm)	27,84	30,19	31,68	34,17	33,36	31,58	
Praf (0,002–0,02 mm)	23,36	21,81	21,89	22,75	25,35	25,75	
Nisip fin (0,02–0,2 mm)	39,70	40,00	39,98	36,13	37,20	38,18	
Nisip grosier (0,2–2 mm)	5,81	5,17	5,44	4,64	3,91	4,07	
Argilă fină (<0,01 mm)	22,23	26,56	28,16	32,50	32,63	28,15	
Argilă fizică (<0,01 mm)	37,30	42,49	43,95	48,01	46,76	44,36	
recalculeate la partea silicatică							
<0,002 mm	28,79	31,79	32,33	34,98	33,42	31,71	
0,002–0,02 mm	24,16	22,44	22,34	23,29	25,40	25,87	
0,02–0,2 mm	41,05	41,17	39,78	36,98	37,27	38,34	
0,2–2 mm	6,00	5,32	5,55	4,75	3,91	4,08	
<0,001 mm	22,99	27,33	28,74	33,27	32,69	28,27	
<0,01 mm	38,57	43,73	44,85	49,15	46,84	44,55	
Humus în %	2,68	2,03	1,52	1,83			
Azot total în %i	0,157	0,118	0,087	0,100			
C : N (raport între atom-g)	12,33	11,81	11,83	12,39			
pH	în suspensie apoașă	6,67	6,23				
	în suspensie salină	6,07	5,45				
$P_2O_5$ total în %	0,12	0,18					
Milivolti	Ca <sup>++</sup>	15,12	14,81	14,99	18,73	17,26	
	Mg <sup>++</sup>	3,46	3,49	3,75	4,25	4,98	
	K <sup>+</sup>	0,57	0,34	0,52	0,65	0,65	
	Na <sup>+</sup>	0,57	0,33	0,69	0,66	0,71	
	H <sup>+</sup>	3,30	3,04	3,38	3,01	2,54	
	T	23,02	22,01	23,33	27,30	26,14	
Procent T	Ca <sup>++</sup>	65,70	67,30	64,23	68,63	66,00	
	Mg <sup>++</sup>	15,02	15,85	16,21	15,56	19,08	
	K <sup>+</sup>	2,48	1,54	2,23	2,38	2,49	
	Na <sup>+</sup>	2,48	1,49	2,92	2,42	2,72	
	H <sup>+</sup>	14,32	13,82	14,41	11,01	9,71	
Gradul de saturatie (V) în %	85,68	86,18	85,59	88,99	90,29		

Prezentăm mai jos descrierea morfologică a unui profil mediu; graficele cu date analitice sănt prezentate alăturat.

- A de 0–35 cm, argilă ușoară (sau lut mediu, în cazul unor aporturi coluviale recente), brună, uneori cu nuanțe negricioase, cenușii sau gălbui, structură grăunțos-colțurată sau nuciformă, uneori bobovine mici, rare, afinat spre compact, prin uscare se formează cruste sau se produc crăpături;
- B de 60–140 cm, lut greu sau argilă ușoară, brun cu pete gălbui și cenușii, cu o nuanță mai închisă în B<sub>1</sub> gros de 25–60 cm și cu structură columnar-prismatică sau cu tendință prismatică; suborizontul B<sub>2</sub> are o structură mai puțin definită, este mai umed ca B<sub>1</sub>, iar în perioadele ploioase se îmbibă cu apă;
- D sub 90–150 cm, alternanțe lutoase, nisipoase și argiloase, brun-gălbui cu cenușiu sau vinețiu, în perioadele ploioase se îmbibă cu apă; în cazul profilelor prezentate nu s-au găsit carbonați de Ca pînă la adîncimea de 220 cm.

Solurile silvestre brune, pseudogleizate, se întâlnesc în sectoare mai drenate, mai ales în jumătatea superioară sau mijlocie a versanților pe materiale necarbonatice, sau sărace în carbonați de Ca, dar pe alternanțe deluvio-coluviale incorporate proceselor de solificare. Sînt soluri saturate în baze, care datorită argilozației lor și aporturilor deluvial-coluviale relativ recente reprezintă fie soluri silvestre brune într-un stadiu de relativă tinerețe, fie soluri silvestre podzolite progradate prin înțelenire secundară (soluri brune pseudorendzinice sau dernocalcice levigate, deschise).

În grupa mare a solurilor dernocalcice (N. Cernescu, N. Florea 1962), ca soluri argiloase cu bioacumulare calcică din zona forestieră, sănt cuprinse în cazul nostru soluri cu însușiri fizico-chimice asemănătoare, formate fie pe argile cu intercalății argilo-marnoase, fie pe argile necarbonatice. Coloritul lor mai închis sau mai deschis nu reflectă în mod corespunzător un conținut în humus mai ridicat sau respectiv mai scăzut. Aceasta ne-a determinat să renunțăm la denumirea de soluri humicocalcice sau cel de pseudorendzine, care ar corespunde unor soluri cu colorit închis (mai humifere) formate pe sedimente cu CO<sub>3</sub>Ca.

Am separat de asemenea o grupă de soluri dernocalcice, levigate, relativ mai compacte, slab humifere (față de coloritul lor închis) formate pe argile, adeseori necarbonatice. Explicația genezei acestor soluri, asemănătoare oarecum pseudorendzinelor levigate sau smolnițelor, ar necesita studii speciale privitoare la însușirile lor organo-minerale.

*Solurile dernocalcice, levigate, pseudogleizate (uneori pseudogleice), pe argile cu alternanțe argilo-marnoase, sănt relativ deschise la culoare și au o structură asemănătoare solurilor de sub finețe. Din graficele alăturate se constată că această grupă de soluri are un conținut de humus (3,8–5,4%), mai ridicat față de grupa precedentă, dar cu acumulații în pro-*



funzime relativ mai scăzute față de solurile dernocalcice negre-argiloase pseudogleizate, pe sedimente necarbonatice (tab. 3 și 4).

Sînt solurile cele mai argiloase (particole sub 0,002 mm între 50–75%, iar cele sub 0,01 mm între 65–95%), cele mai puțin acide (la suprafață valorile extreme pH între 5,9–7,3) și deci cele mai saturate în baze (V% prezintă 85–95%), chiar de la suprafață.

Prezentăm mai jos descrierea morfologică a unui profil mediu, iar graficele cu date analitice sănt redate alăturat.

A de 28–35 cm, argilă ușoară sau medie, brun sau brun-cenușiu, structura mic și mediu colțuroasă, bobovine mici și rare, afinat spre compact, prin uscare se produc crăpături.

Bg de 20–125 cm, argilă medie sau argilă grea, brun-gălbui cu pete cenușii sau negricioase-cenușii; la profile scurte structura este mic columnoidă și se desface în microelemente nuciform-colțuroase, care la profilele mai profunde trece spre bază către o structură columnar-prismatică, (sau în cazul unor argile grele către o structură în bulgări ce se desfac concoidal); de asemenea la profile mai profunde se diferențiază un suborizont  $B_2$ , mai pseudogleizat și un colorit mai închis față de  $B_1$ ; bobovine mici și medii moi, spre bază profilul devine din ce în ce mai umed și uneori apare un suborizont BC cu efervescență slabă în puncte.

C(D)g sub 60–155 cm, argile cu intercalării subțiri mai nisipoase și cu alternanțe evidente mai mult sau mai puțin argiloase, brun-gălbui cu pete cenușii și negricioase, uneori cu pete roșcate de hidroxizi de fier, structura șistoasă, foarte umed, iar în perioadele ploioase se îmbibă cu apă, concrețiuni mici și rare, uneori și vinișoare de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  și efervescență în puncte sau în masă.

Solurile dernocalcice levigate, pseudogleizate, pe argile cu alternanțe argilo-marnoase, se întlnesc în sectoare mai puțin drenate sau mai erodate. În jumătatea inferioară a versanților, profilele sănt puternic pseudogleizate. Aceste soluri se asociază cu soluri derno-pseudogleice, sau chiar dernoamfigleice, de pantă (planșa 3).

*Soluri dernocalcice închise (negre argiloase), levigate, pseudogleizate, pe argile necarbonatice,* se separă prin faptul că prezintă profilele cele mai închise la culoare, cu o profunzime a orizontului cu humus mai mare ca la celelalte grupări (peste 2,5% la 60 cm) și cu raportul C : N cel mai ridicat ( $C : N = 13–19$  la orizontul A). De subliniat, că profilele prezентate, în mare parte nu sănt formate pe sedimente cu  $\text{CO}_3\text{Ca}$  (tabelul 5). Ca argilozitate (40–55% particole sub 0,002 mm, și 58–72% particole sub 0,01 mm), valori pH și grad de saturatie, aceste soluri ocupă o poziție intermediară, între cele două grupări menționate.

TABELUL 3

*Sol dornocalcic, levigat, pseudogleizat, pe argile cu alternanțe argilo-marnoase*

Profil nr. 7, vest Arduzel, versant nordic. Recoltat de P. Vasilescu

Analisti: cationi schimbabili, Safta Rodica; P<sub>2</sub>O, Bratosin Niculina; humus și CO<sub>3</sub>Ca. Dobrescu Margareta.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Orizontul		A	A	B <sub>1</sub>	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	B <sub>3</sub>	BD
Adîncimea în cm		0–12	12–24	35–50	60–75	100–115	130–145	160–175
Apa higroscopică în %		4,89	4,94	5,14	4,78	4,84	4,84	4,31
Fractii granulometrice în %								
Argilă (<0,0002 mm)		46,94	48,87	51,89	49,42	48,29	48,39	47,18
Praf (0,002–0,02 mm)		30,51	29,26	31,03	32,17	32,46	31,57	32,13
Nisip fin (0,02–0,2 mm)		17,73	18,69	15,77	17,66	17,95	19,16	4,17
Nisip grosier (0,2–2 mm)		0,22	0,15	0,08	0,02	0,04	0,03	0,04
Argilă fină (<0,001 mm)		41,95	42,58	44,27	43,05	42,33	42,33	37,69
Argilă fizică (<0,01 mm)		67,80	67,99	72,16	69,46	68,98	68,46	71,90
Fractii la recalculeata partea silicatică	<0,002 mm	49,20	50,40	52,53	49,78	48,91	48,80	56,49
	0,002–0,02 mm	31,99	30,17	31,42	32,41	32,87	31,85	38,48
	0,02–0,2 mm	18,58	19,28	15,97	17,79	18,18	19,32	4,99
	0,2–2 mm	0,23	0,15	0,08	0,02	0,04	0,03	0,04
	<0,001 mm	43,97	43,91	44,82	43,87	42,87	42,69	45,13
	<0,01 mm	71,07	70,12	73,05	69,97	69,86	69,05	86,09
Humus în %		4,01	2,95	1,23	0,80			
Azot total în %		0,226	0,209	0,107	0,085			
C : N (raport între atom-g)		12,01	9,56	7,78	6,30			15,05
CO <sub>3</sub> Ca în %								
pH	în suspensie apoasă	6,99	7,35					
	în suspensie salină	6,45	6,15					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> total în %		0,097	0,120					
Cationi schimbabili Milivali	Ca <sup>++</sup>	30,12	30,86	27,18	25,26	25,45	25,90	20,99
	Mg <sup>++</sup>	7,32	7,44	7,36	7,21	6,84	7,32	7,43
	K <sup>+</sup>	0,56	0,69	0,60	0,56	0,59	0,64	0,57
	Na <sup>+</sup>	0,40	0,39	0,54	0,36	0,48	0,39	0,56
	H <sup>+</sup>	1,78	1,86	1,12	0,86	0,79	0,74	—
	T	40,19	41,24	36,80	34,25	34,15	34,98	—
Cationi din T Procente	Ca <sup>+</sup>	74,96	74,84	73,87	73,76	74,55	74,07	71,05
	Mg <sup>+</sup>	18,21	18,04	20,00	21,05	20,02	20,89	25,14
	K <sup>+</sup>	1,39	1,67	1,63	1,63	1,72	1,82	1,92
	Na <sup>+</sup>	0,99	0,94	1,46	1,05	1,40	1,11	1,89
	H <sup>+</sup>	4,45	4,51	3,04	2,51	2,31	2,11	—
	Gradul de saturatie (V) în %	95,55	95,49	96,96	97,49	97,69	97,89	100

TABELUL 4

*Sol dencocalcic, levigat, pseudogleizat, pe argile cu alternanțe argilo-marnoase*

Profil nr. 9, SV Benesat, versant nord-vestic. Recoltat de H. Asvadurov

Analiști: Cationi schimbabili, Voicovici Lidia; humus și  $\text{CaCO}_3$ , Maria Constantinescu; analiza granulometrică V. Vintilă.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul		A	A	A	B	C	C
Adâncimea în cm	0–10	10–20	20–30	35–50	65–80	85–100	
Apa higroscopică în %	4,14	4,21	4,64	6,14	5,79	5,06	
Fracțiuni granulometrice în %							
Argilă (<0,002 mm)	47,83	49,91	52,88	68,28	68,72	63,22	
Praf (0,002–0,02 mm)	30,38	29,04	27,39	21,14	15,99	16,34	
Nisip fin (0,02–0,2 mm)	15,91	16,09	15,28	8,36	2,65	1,59	
Nisip grosier (0,2–2 mm)	0,27	0,48	0,56	0,25	0,08	0,02	
Argilă fină (<0,001 mm)	38,24	43,20	46,51	61,75	59,12	53,53	
Argilă fizică (<0,01 mm)	62,51	69,89	72,04	84,75	84,65	78,40	
recalculate la partea silicatică							
<0,002 mm	50,61	52,23	54,99	69,68	78,68	77,89	
0,002–0,02 mm	32,22	30,39	28,54	21,53	18,30	20,13	
0,02–0,2 mm	16,88	16,88	15,89	8,53	3,03	1,94	
0,2–2 mm	0,29	0,50	0,58	0,26	0,09	0,02	
<0,001 mm	40,52	45,25	48,46	63,05	67,81	65,97	
<0,01 mm	66,23	73,09	74,97	86,51	97,00	96,43	
Humus în %	5,29	3,99	3,34	1,98	1,85		
Azot total în %	0,309	0,228	0,209				
C : N (raport între atom-g)	11,56	11,84	10,81				
$\text{CO}_3\text{Ca}$ în %				0,00	10,50	18,06	
pH	în suspensie apoasă	6,00	5,91	5,85	6,52	7,56	
	în suspensie salină	5,14	4,85	4,82	5,13	6,80	
Cationi schimbabili	Milivali						
	Ca <sup>++</sup>	28,15	27,31	28,34	39,00	36,14	
	Mg <sup>++</sup>	3,83	3,82	3,98	5,84	3,81	
	K <sup>+</sup>	0,70	0,56	0,53	0,65	0,51	
	Na <sup>+</sup>	0,49	0,50	0,59	0,72	0,90	
	H <sup>+</sup>	5,06	5,24	5,43	3,70	—	
	T	38,23	37,43	38,87	49,91		
Procente din T							
	Ca <sup>+</sup>	73,63	72,87	72,91	78,14	87,38	
	Mg <sup>++</sup>	10,02	10,32	10,24	11,70	9,21	
	K <sup>+</sup>	1,83	1,47	1,36	1,30	1,23	
	Na <sup>+</sup>	1,28	1,33	1,52	1,44	2,18	
	H <sup>+</sup>	13,24	14,01	13,97	7,42	—	
Gradul de saturatie (V) în %		87,76	85,99	86,03	92,58	100,0	



TABELUL 5

*Sol dornocalcic inchis (negru-argilos) levigat, pseudogleizat, pe argile*

Profil nr. 13, V satul Motiș. Recoltat de H. Asvadurov

Analisti: Cationi schimbabili Stoica Liviu, humus și CO<sub>3</sub>Ca Constantinescu Maria, analiza granulometrică, V. Vintilă.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°.

Orizontul		A	A	AB	B	D
Adâncimea fizică în cm	0–15	15–28	30–45	80–95	130–150	
Apa higroscopică în %	4,45	4,70	4,58	4,42	4,69	
Argilă (<0,002 mm)	51,88		54,37	53,17	59,33	
Praf (0,002–0,02 mm)	25,22		26,10	28,38	25,56	
Nisip fin (0,02–0,2 mm)	18,83		16,85	16,71	14,95	
Nisip grosier (0,2–2 mm)	0,52		0,32	0,46	0,41	
Argilă fină (<0,001 mm)	46,57		49,58	48,02	53,22	
Argilă fizică (<0,01 mm)	67,33		70,38	70,83	76,51	
Fracțiuni granulometrice în %	<0,002 mm	53,80		55,69	53,87	59,21
	0,002–0,02 mm	26,15		26,73	28,74	25,48
	0,02–0,2 mm	19,52		17,23	16,93	14,91
	0,2–2 mm	0,53		0,32	0,46	0,40
	<0,001 mm	48,29		50,78	48,65	53,08
	<0,01 mm	69,81		72,08	71,75	76,31
Humus în %	3,88		2,45	1,36		
Azot total în %	0,172		0,160	0,144	0,079	
C : N (raport între atom-g)	14,49		15,49	11,52	11,65	
CO <sub>3</sub> Ca în %						
pH	în suspensie apoasă	5,21		5,45	5,26	
	în suspensie salină	4,11		4,32	4,35	
Cationi schimbabili Millivali	Ca <sup>++</sup>	25,41	29,96	27,61	27,18	28,00
	Mg <sup>++</sup>	7,63	8,43	8,55	8,78	9,21
	K <sup>+</sup>	0,55	0,62	0,57	0,52	0,50
	Na <sup>+</sup>	0,51	0,68	0,45	0,77	0,57
	H <sup>+</sup>	7,83	10,50	4,51	3,71	1,64
	T	41,92	50,19	41,69	40,96	39,92
Cationi din T Procente	Ca <sup>++</sup>	60,60	59,71	66,30	66,33	70,14
	Mg <sup>++</sup>	18,18	16,78	20,50	21,44	23,07
	K <sup>+</sup>	1,31	1,23	1,37	1,27	1,2
	Na <sup>+</sup>	1,22	1,83	1,08	1,89	1,43
	H <sup>+</sup>	18,69	20,90	10,75	9,07	4,11
Gradul de saturatie (V) în %	81,31	79,10	89,25	90,93	95,89	



Prezentăm descrierea morfologică a unui profil mediu, iar graficele cu date analitice sănt prezentate alăturat.

- |                   |  |
|-------------------|--|
| A de 28—55 cm,    | argilă ușoară sau medie, negricios, uneori cu nuanță brună, structură în bulgări ce se pot desface uneori în elemente colțurate, îndesat, compact, prin uscare se produc crăpături, trecerea spre orizontul inferior se face mai mult structural decât coloristic;   |
| AB de 15—40 cm,   | argilă, negricios, structură prismatică columnară, dar cu tipar colțuros pe fețe structurale mari sau cu microelemente colțurate ce se desfac prin apăsare, uneori se găsesc bobovine mici, foarte compact, umed;  |
| Bg de 15—50 cm,   | argilă, negricios, frecvent pătat cu brun-gălbui și cenușiu, prismat-columnar, foarte compact, bobovine, foarte umed, uneori spre bază intercalări nisipoase subțiri.  |
| Dg sub 80—100 cm, | argilă, cenușiu, cenușiu închis cu brun-gălbui și o structură în alternanță mai mult sau mai puțin argiloase cu intercalări subțiri nisipoase, sau o structură concoidală în cazul argilelor grele; foarte compact, adeseori efervescentă la HCl nu apare în substratul litologic nici la 150—200 cm, în schimb în perioada plorăoasă, sau după topirea zăpezii substratul se îmbibă cu apă. |

Solurile dernocalcice închise, levigate, pseudogleizate, pe argile, ca de altfel și solurile dernocalcice menționate mai sus, se întlnesc în jumătatea inferioară a versanților care în jumătatea lor superioară prezintă abrupturi cu soluri erodate și sedimente carbonatice<sup>1)</sup>. Aceste soluri se formează în condițiile unui drenaj natural mai bun decât solurile dernocalcice din grupa precedentă. Astfel în partea superioară a profilelor de sol, umezirea depășește perioade scurte de timp capacitatea de apă în cimp (pseudogleizarea se manifestă mai ales sub orizontul humifer).

În concluzie putem spune că atât în cazul solurilor dernocalcice, levigate, cât și a solurilor silvestre brune, eubazice, argilozitatea și conținutul ridicat în baze al materialului parental, favorizează acumularea unui humus de tip mull, care la rîndul lui contribuie și el la o îmbogățire în baze a solurilor. Se constată predominarea ionului Ca (55—85% din T), chiar în cazul solurilor formate pe sedimente necarbonatice. Solurile, formate pe roci bogate în compuși ai calciului, sunt saturate în baze, și aparțin solificării eutrofe (N. Cernescu 1959). De aceea indiferent dacă roca pe care s-a format solul este lipsită sau prezintă CO<sub>3</sub>Ca, procesul bioacumulativ determină formarea unor soluri cu un orizont al humusului relativ profund. Proprietățile lor fizico-chimice sunt apropiate (fig. 2), diferă însă regimul lor hidric.

<sup>1)</sup> Uneori, mai ales în vestul raionului, aceste soluri se asociază cu soluri negre-argiloase (relativ, slab humifere și compacte) de tipul smolnițelor (H. Asvadurov).

Solurile au permeabilitatea foarte scăzută, sunt slab aerate și au o capacitate de reținere ridicată a apei (inclusiv și aceea a apei higroscopice nefolositoare plantelor). Structura nefiind stabilă solurile odată scoase de sub pășuni sau finețe și folosite pentru culturi se destructurează ușor. Ele se lucrează greu deoarece la umiditate ridicată arătura răstoarnă brazde mari încit solul se îndeașă și se tasează, iar în stare uscată arătura scoate bolovani sau bulgări mari. De aceea lucrările agricole se fac în perioada unei umidități medii optime, iar solurile cele mai umede sunt folosite ca pășuni sau finețe.

Compoziția granulometrică este relativ uniformă pe adâncimea profilului. Predomină particulele de argilă (sub 0,002 mm), urmând apoi în ordine praful, nisipul fin și cantități foarte mici de nisip grosier. Cantitatea de argilă fizică (sub 0,01 mm) depășește 65% chiar în orizontul A, ceea ce reprezintă în clasificarea lui N. A. Kacinski o argilă medie (numai două profile conțin în orizontul A, circa 45%).

Humusul se acumulează în cantități apreciabile, atingând la majoritatea profilelor cercetate 4–5% în orizontul A'. Cantitatea de humus rămîne relativ ridicată pe profil astfel încit la 60–80 cm prezintă 2%.

După orizontul de la suprafață, solurile sunt moderat sau bine aprovizionate în azot total (0,100–0,300 g/100 g sol) și moderat sărace în fosfor total (0,070–0,120 g/100 g sol).

Valoarea pH arată că aceste soluri au în general, la suprafață o reacție slab acidă ( $\text{pH}=5,12-6,2$ ). Unele soluri prezintă o reacție neutră, pînă la slab alcalină, chiar din orizontul A.

Capacitatea totală de schimb cationic este foarte ridicată de la suprafață, cu peste 35–40 miliechivalenți la 100 g/sol și atinge un maxim în orizontul B; predomină cationii de Ca și Mg, iar cationii de Na și K nu reprezintă mai mult de 2 me. Capacitatea totală atinge un maxim în orizontul B și în general scade către baza profilului.

Conținutul de baze de schimb este ridicat de la suprafață și nu reprezintă variații deosebite pe profil; valorile V% depășesc 80% în orizontul A și 90% în orizontul B.

În cadrul sectorului colinar al raionului Cehu-Silvaniei, solurile prezentate sunt considerate destul de fertile. În general solurile cele mai pseudogleizate sunt folosite pentru pajiști. Suprafetele cele mai întinse sunt cultivate cu grâu, porumb, ovăz, floarea soarelui, inul de fuior etc. Pe soluri brune de pantă, un randament mai bun dau culturile de grâu, iar pe solurile dernocalcice mai argiloase, cele de porumb. Grâul înșamînat în teren bine pregătit și îngrășat, dă pînă la 1800 kg/ha; în anii mai ploioși, cînd înburuienarea este puternică, recoltele scad la 800 kg/ha.

La porumb producțiile se ridică la 1800—2200 kg/ha, iar în anii ploioși recolta este doar de 1200—1500 kg/ha.

Lucrările agrotehnice se vor face la timp optim și, în limita posibilităților, vor urmări curba de nivel. Ca îngrășămînt verde este preferat trifoiul roșu; administrarea gunoiului de grajd (semifermentat) se va face la 3—4 ani, iar ca îngrășămînt minerale se recomandă cele cu reacție fiziologică slab alcalină.

### BIBLIOGRAFIE

- Cernescu N., Cîrstea D., Mavrocordat Georgeta, Orleanu C., Guta Al. (1958). Condițiile naturale și solurile din ținutul Secașelor. *Cercetări de pedologie. Acad. R.P.R.* București.
- Cernescu N., Florea N. (1962). Lista sistematică a solurilor din R.P.R. *Stud. și Cercet. Biologie și St. Agric.* (Timișoara), nr. 1—2, Tom IX. Ed. Acad. R.P.R.
- Cernescu N. (1959). Seriile trofice ale tipurilor genetice de sol din zona forestieră. Omagiu lui Tr. Săvulescu. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Preda M., Crișan I. (1958). Solurile negre de finează umedă din Transilvania. *St. și Cercet. de agronomie* (Cluj). Ed. Acad. R.P.R.
- Rapaport Camelia. (1962). Contribuții la cunoașterea solurilor pseudorendzinice din interfluviul Mureș—Tîrnave. *St. și Cercet. de Agron.* (Cluj).
- \* \* \* Clima R.P.R. Inst. Meteorologic, vol. II, București.

### CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES SOLS SATURÉS EN BASES DU DÉPARTEMENT DE CEHU-SILVANIEI

PAR

H. ASVADUROV, P. VASILESCU, FLORICA POPESCU, RODICA SAFTA.

(Résumé)

Ce travail a pour but de présenter quelques considérations sur les sols saturés en bases de la région collinaire du département de Cehu-Silvaniei (Planche I).

Les conditions biochimiques sont celles qui caractérisent la zone forestière. La moyenne annuelle de la température est 9°C; la moyenne annuelle des précipitations — 724 mm; la valeur de l'indice d'aridité —35—40. L'espèce prédominante dans les forêts est *Quercus sensilibiflora*. La roche-mère est formée d'argiles et d'argiles marneuses à inter-



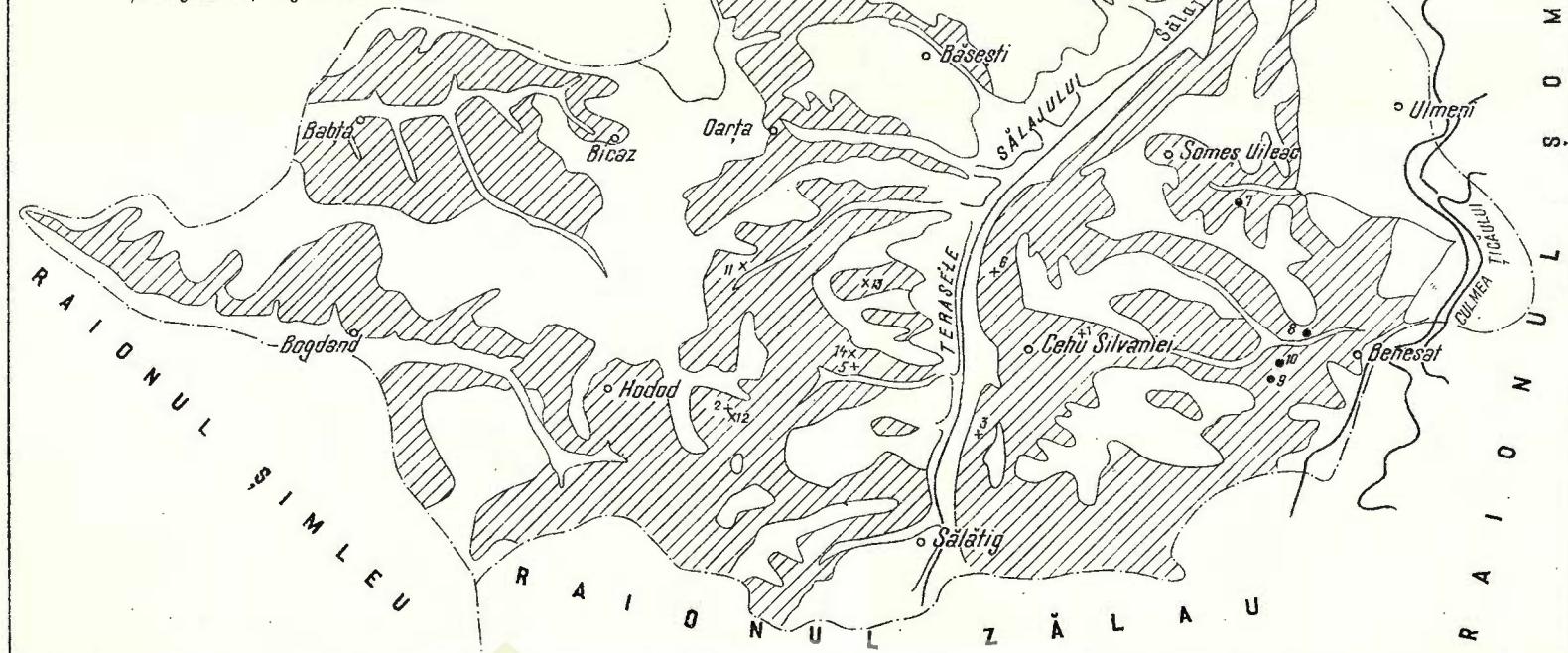
H. ASVADUROV P. VASILESCU

**REPARTITIA SOLURILOR ARGILIOASE  
DIN REGIUNEA COLINARA A RAIONULUI  
CEHU - SILVANIEI**

0 2 4 km.

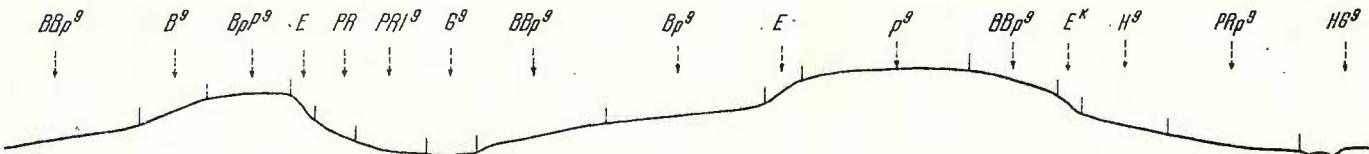
**LEGENDĂ**

- 1 Soluri în care predomină solurile argiloase de pantă - saturate în baze ( $v > 75\%$ )
2. Profile analizate:
- a. +<sup>b</sup> Soluri silvestre brune, pseudogleizate pe argile necarbonatice
- b. •<sup>c</sup> Soluri derno-calcice, levigate pseudogleizate pe argile cu alternanțe argilo-marnoase
- c. x<sup>d</sup> Soluri derno-calcice negre argiloase levigate pseudogleizate pe argile necarbonatice



H. ASVADUROV - GH. TURCU

PROFIL TRANSVERSAL SCHEMATIC IN SUDUL RAIONULUI CEHU – SILVANIEI CU  
REPARTITIA SOLURILOR FORMATE PREDOMINANT PE SEDIMENTE ARGILOASE CARBONATICE



RELIEFUL SI SOLURILE

Culmi din platforme erosivo-structurale  
 $p^g$  Soluri silvestre podzolice, pseudogleizate.

Culmi inclinate, pante liniile  
 $Bp^g$  Soluri silvestre podzolite brune, pseudogleizate

Creste și pante pronunțate  
 $Bp^gE$  Soluri silvestre podzolite brune pseudogleizate erodate

Pante cu alunecări  
 $H^g$  Soluri humico-calcice

$PRI^g$  Soluri humico-carbonatice levigate, pseudogleizate

$PR$  Soluri humico-carbonatice

$E^k$  Regosoluri carbonatice

Lunci parțial inundabile  
 $G^g$  Soluri deroagleice și soluri dermoamfigleice  
 $HG^g$  Soluri humicagleice și soluri humicoamfigleice frecvent carbonatice.

MATERIAL PARENTAL ASOCIAȚII VEGETALE

Argile și luturi

*Quercus sessiliflora*  
*Agrostis flexuosa*  
*Festuca rubra*

Argile și argile marnoase  
(cu intercalări nisipoase)

*Festuca pseudovina*

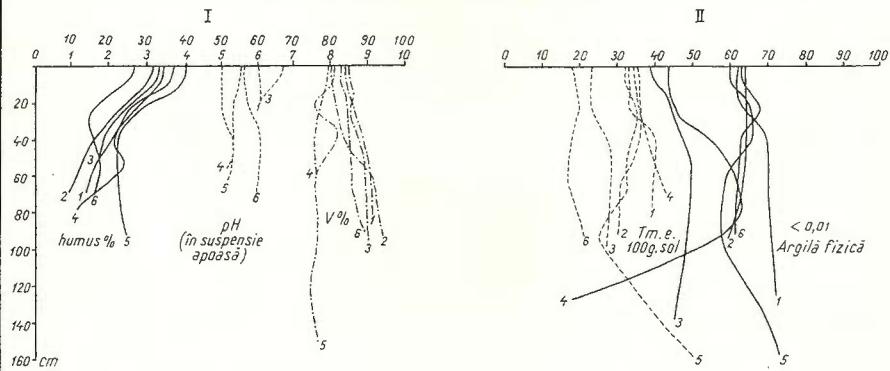
*Andropogon ischaemum*

Argile și luturi aluviale  
frecvent carbonatice

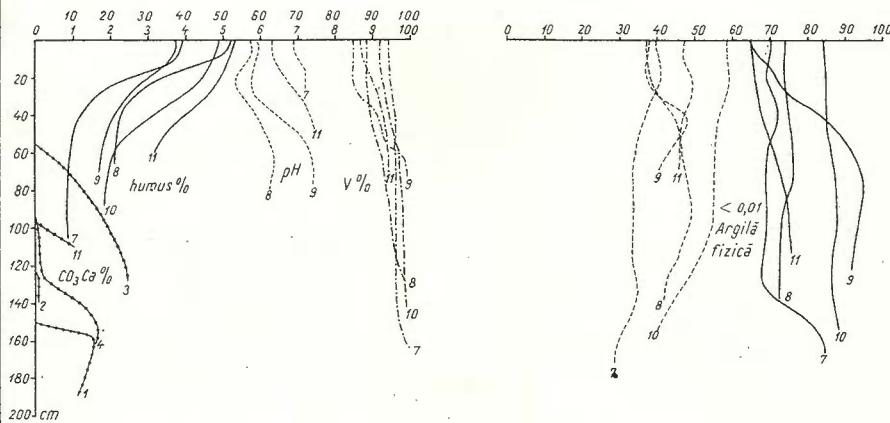
Complex de asociații  
de *Alopecurus pratensis*  
de *Agrostis alba*  
și *Lolium perenne*

### CARACTERISTICILE FIZICO-CHIMICE ALE UNOR SOLURI ARGILOAȘE (DE PANTĂ) DIN RAIONUL CEHU-SILVANIEI

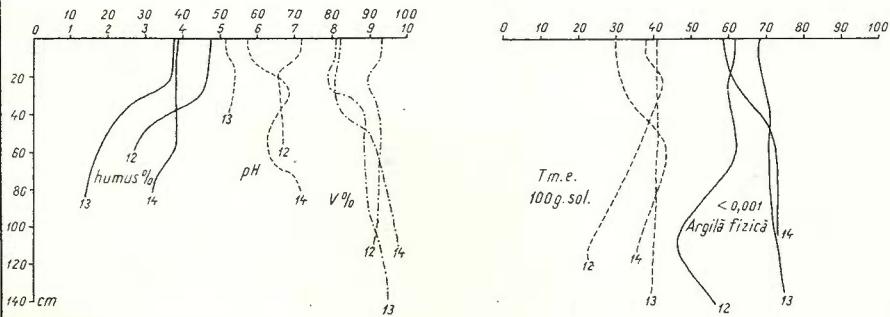
*Soluri silvestre brune, pseudogleizate (eubazice), pe argile cu alternanțe argilo-marnoase.*



*Soluri derno-calcice, levigate, pseudogleizate, pe argile cu alternanțe argilo-marnoase.*



*Soluri derno-calcice negre argiloase, levigate, pseudogleizate pe argile necarbonatice.*



calations de sables. Les vallées qui ont fréquemment formé des rives asymétriques ont fragmenté l'ancien plateau. Sur le versant escarpé de ces vallées, ce sont surtout les sols saturés en bases, qui se développent (Planche II).

En voilà les principaux caractères physico-chimiques : composition granulométrique relativement uniforme dans toute la profondeur du profil ; prédominance des particules d'argile ( $< 0,002$  mm) ; quantité appréciable de humus dans toute la profondeur du profil ; réaction faiblement acide jusqu'à faiblement alcaline ; haute capacité d'échange des cations, à prédominance des cations de Ca et Mg ; degré de saturation également élevé (Planche III).

En considérant l'aspect morphologique et les données analytiques on a distingué trois groupes de sols qui font des apparitions plus fréquentes ; nous en donnons ci-dessous les caractères :

Les sols sylvestres bruns se sont formés sur argiles à intercalations sableuses ; ils sont bruns à teinte claire et structure grenue-nuciforme ; ce sont les moins argileux (particules  $< 0,01$  mm entre 38–72%) ; plus pauvres en humus (2,6–4,2% dans l'horizon supérieur) ; faiblement acides ( $\text{pH} = 5,1–6,7$ ) ; moins saturés ( $V = 80–85\%$  dans l'horizon supérieur, augmente vers la base).

Les sols derno-calciques, lévigués, à pseudogley, sur argiles à alternances argilo-marneuses sont bruns ou brun-jaunâtre à teinte grise ; structure anguleuse jusqu'à devenir prismatique ; plus argileux (particules  $< 0,01$  mm entre 65–95%), plus riches en humus (3,8–5,4%) ; moins acides ( $\text{pH} = 5,9–7,3$ ) ; fortement saturés ( $V = 85–95\%$ ).

Les sols derno-calciques (foncés) lévigués, à pseudogley (sols noirs argileux, relativement peu humifères et compacts) se sont formés sur argiles non carbonatées ; ils sont foncés brun-noirâtre, ils ont un horizon de humus profond (plus de 2,5% à 60 cm) ; les valeurs qui représentent la quantité d'argile, le pH et le degré de saturation occupent une position intermédiaire entre les deux premiers groupes. Parfois leur ressemblance avec les „smolnitze” (Stebut) est évidente.

Les sols sylvestres bruns apparaissent dans les secteurs à un meilleur drainage, dans la partie supérieure et moyenne de la pente ; les sols derno-calciques apparaissent dans les secteurs moins drainés, d'ordinaire à la partie inférieure des pentes. Les premiers sont des sols assez fertiles. On y cultive les plantes agricoles.

Les sols à drainage interne faible de la série des sols dernocalciques sont employés notamment comme prés et parairies.



## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Répartition des sols argileux de la région collinaire du département de Cehu Silvaniei. 1, secteurs où prédominent les sols argileux de pente — saturés en bases ( $v < 75\%$ ) ; 2, profils analysés :  
a, sols sylvestres bruns, à pseudogley, sur argiles noncarbonatées ; b, sols derno-calciques, lévigués, à pseudogley, sur argiles à alternances argilo-marneuses ; c, sols derno-calciques foncés, lévigués, à pseudogley, sur argiles noncarbonatées.

### Planche II

Profil transversal schématique, au S du département Cehu Silvaniei représentant la répartition des sols formés principalement sur des sédiments argileux carbonatés.

### Planche III

Caractères physico-chimiques de certains sols argileux (de pente du département de Cehu Silvaniei).

I. Sols sylvestres bruns, à pseudogley (eubasiques) sur argiles à alternances argilo-marneuses.

II. Sols derno-calciques, lévigués, à pseudogley, sur alternances argilo-marneuses.

III. Sols derno-calciques foncés (sols noirs argileux, lévigués, à pseudogley, sur argiles non carbonatées).



REPARTIȚIA SOLURILOR DIN REGIUNEA PLATFORMEI  
CÎNDEȘTI ȘI A MUSCELELOR DINTRE ARGEȘ  
ȘI DÎMBOVIȚA<sup>1)</sup>

DE  
C. CHIȚU, M. PEAHĂ

**Abstract**

Soil Distribution in the Cîndești Platform and the Hill-lock Area between Argeș and Dîmbovița Rivers. The work presents the soils of the investigated area controlled by bioclimatic, relief and geological factors. Zonal soils are given, such as: brown forest soils, podzolized brown forest soils and podzolic soils developed on less eroded areas. Besides these types, occur also lithomorphic and hydro-morphic soils (rendzinas, pseudorendzinas, dark soils of wet meadows) as well as recent soils highly determined by erosion (regosols and lithosols). In the northern part of the area, within the submountainous sector, podzolic brown soils (ferrilluvial) have been specified. According to rock, relief, climate, vegetation and soils criteria, several physico-geographical districts have been distinguished, marked on one of the joined maps.

Regiunea cercetată este situată între Argeș și Dîmbovița—Rîul Alb, de la ieșirea acestora din munți pînă la o linie ce trece pe lîngă localitățile Gura Şuței—Produlești—Costeștii din Deal—Puțul cu Salcie.

Dintre factorii care determină evoluția și repartiția solurilor, cel mai important este cel climatic (inclusiv microclimatic). Acesta condiționează răspîndirea asociațiilor vegetale și activitatea microorganismelor din sol, intensitatea proceselor fizice, chimice și biochimice de transformare a rocilor în soluri, regimul hidric al solurilor etc. Deoarece factorul climatic este aici puternic influențat de relief, iar relieful este conformat de rocă și structură, se impune o prezentare generală, în primul rînd a acestora.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 3 aprilie 1964.



În cadrul regiunii mai sus delimitate, relieful este relativ variat, constituit în cea mai mare parte din depozite mio-pliocene alcătuite din pietrișuri, nisipuri, argile și marne; numai în partea de nord se întâlnesc depozite oligocene și eocene cu facies conglomeratic, grezos și marnos. Cea mai mare răspândire dintre toate acestea o au depozitele levantine și pietrișurile vilafranchiene (de Cîndești) care prezintă o înclinare generală către sud. Pe seama acestora s-a format un relief de platformă ce se întinde în sud pînă în cîmpie, la aproximativ 200 m altitudine, iar spre nord, pînă la culoarul depresionar Valea Iașului—Boteni, unde atinge înălțimi de peste 700 m (dealul Perilor 742 m).

Depozitele miocene, oligocene și eocene din partea de nord a regiunii au fost afectate de mișcările tectonice post-levantine care au creat un relief mai proeminent în dealurile anticliniale Mățău (1017 m), Ciocanu (885 m) și un relief mai deprimat: depresiunea subcarpatică a Cîmpulungului. Chiar și în partea de nord a regiunii, relieful este în bună parte un rezultat al eroziunii și nu al mișcărilor tectonice. Rîurile care coboară din regiunea montană: (Argeșul, Vîlsanul, Rîul Doamnei, Rîul Tîrgului, Argeșelul, Dîmbovița) ca și cele ce își au originea în regiunea de platformă (Circinovul, Rîncăciovul, Potopul, Cobia, etc.), și-au sculptat văi adânci, fragmentînd suprafața acestei regiuni într-o serie de dealuri prelungi (muscele), orientate aproximativ pe direcția N—S.

În funcție de relief, condițiile climatice se schimbă dinspre sud, din sectorul de relief piemontan mai coborît, spre nord, în cadrul reliefului mai înalt.

În sectorul sudic (Găești, Picior de Munte), temperatura medie anuală, înregistrează valori ce depășesc cu puțin 10°C, iar în sectorul nordic, în regiunea dealurilor mai înalte, aceste valori sunt cuprinse între 6° și 7°C. Amplitudinile termice medii anuale scad treptat de la sud spre nord: Găești 24°,9, Pitești 23°,2, Curtea de Argeș 22°,6, Cîmpulung 21°,2.

Precipitațiile sunt și ele repartizate inegal, în funcție de altitudine. Valorile cele mai mici se înregistrează în sectorul sudic (Găești 617,2 mm); ele cresc treptat spre nord atingînd la Pitești 700 mm, la Curtea de Argeș 728 mm și la Cîmpulung 737,5 mm; în sectoarele de sub munte precipitațiile depășesc 850 mm (Cetățeni-Deal 856,9 mm, Nucșoara 860,4 mm, Aref 879 mm). Cantitățile cele mai mari de precipitații cad la începutul perioadei calde a anului în lunile mai și iunie. În această perioadă caracterul torențial al ploilor este deosebit de pronunțat; la Curtea de Argeș a căzut cea mai mare cantitate de precipitații în 24 ore înregistrată la noi în țară. Regimul acesta torențial al precipitațiilor determină o puternică



eroziune a solului, cu deosebire în zonele despădurite, urmată de o acumulare remarcabilă pe văi și în sectoarele depresionare.

În afară de această variație generală a elementelor climatice, orientarea și expunerea diferită a versanților, prezența unor depresiuni etc., determină o anumită circulație locală a aerului și o dată cu aceasta, diverse aspecte microclimatice, care se reflectă și în învelișul de sol.

Calculând indicii climatice, după formulele lui E m m . d e M a r t o n n e , T h o r n t h w a i t e și K o n c e k , am obținut valorile acestora care arată o creștere a umidității de la sud spre nord. Efectul acestei creșteri este foarte vizibil în sol, unde gradul de podzolire este din ce în ce mai accentuat cu cât ne deplasăm de la sud spre nordul regiunii ; fenomenele de spălare și levigare cresc și ele în intensitate în aceeași direcție.

În ceea ce privește vegetația, este de remarcat că toată regiunea cercetată intră în zona forestieră. Asociațiile vegetale se succed de la sud spre nord în funcție de variațiile climatice. Astfel în partea de sud a reliefului de platformă, în special pe pantele sudice, se întâlnesc păduri de *Quercus frainetto*, în care uneori apare și *Quercus cerris*. Aceste păduri au fost în cea mai mare parte defrișate, locul lor fiind luat de diverse culturi și plantații, dar în special de vii.

Pe suprafețele plane ale platformei și pe terasele largi se dezvoltă păduri de *Quercus robur*. Si acestea au fost în bună parte defrișate, locul lor fiind ocupat în prezent de culturi și livezi, dar mai ales de pășuni și finețe în care predomină asociațiile de *Agrostis tenuis* și de *Festuca rubra*, dar uneori se întâlnesc și asociații de *Nardus stricta cu Bruckentalia spiculifolia*.

Mai spre nord și vest, pe platforma fragmentară și pe dealurile piemontane, predomină pădurile de *Quercus petraea*, în care pătrunde, mai ales pe versanții nordici și pe văile adânci și înguste și *Fagus silvatica*.

În sfîrșit, în partea cea mai nordică a regiunii, în sectorul dealurilor înalte subcarpatice—premontane, sunt foarte dezvoltate pădurile de *Fagus silvatica*.

În condițiile de relief, rocă, climă și vegetație arătate pe scurt, s-au format soluri diverse. Unele dintre acestea apar zonal, altele intrazonal (în funcție de rocă, regim hidric, etc.) iar altele nu au încă o orientare spre un anumit tip genetic.

**Solurile zonale.** *Solurile brune de pădure* apar pe pantele sudice ale platformei și dealurilor piemontane precum și în sectoarele depresionare în legătură cu faciesuri mai argiloase. Au profil de tipul A, B, C sau A,

B, D de obicei fără diferențiere texturală sau cu diferențiere texturală slabă. Orizontul cu carbonați apare la adîncimi variabile în funcție de gradul de eroziune și de cantitatea de carbonat de calciu pe care a avut-o inițial roca ; cind roca n-a avut carbonați, acest orizont lipsește. Pe suprafețele mai plane sau în depresiuni, datorită argilozitatii, aceste soluri prezintă o gleizare datorită stagnării apei din precipitații.

*Solurile brune podzolite* se găsesc răspândite în toată regiunea, în vecinătatea solurilor podzolice, pe versanți sau pe terase mai tinere. Ele reprezintă stadiul de tranziție între solurile brune de pădure și solurile podzolice. De altfel în unitățile în care am separat aceste soluri și în care predomină solurile brune mediu podzolite, apar și soluri brune de pădure și soluri podzolice pe suprafețe mici, care au fost reprezentate prin semne.

Profilul solurilor brune podzolite este de tipul A—(A<sub>1</sub>—A<sub>2</sub>)—A<sub>2</sub>B—B—(C)—D ; orizontul cu carbonați apare la adîncimi variabile sau poate lipsi din motivele arătate la solurile brune de pădure.

Depozitele pe care s-au format aceste soluri sunt de texturi diferite, variind de la argilă pînă la pietriș. Cele formate pe depozite fine, în condiții de drenaj extern slab, sunt pseudogleizate.

*Solurile podzolice argilo-iluviale* sunt solurile cele mai evoluate din sector, avînd o mare răspîndire în special pe suprafețele plane ale platformei și pe terasele înalte. Sunt soluri cu profil A<sub>1</sub>—A<sub>2</sub>—A<sub>2</sub>B—B(g)—D, formate pe materiale diverse, prezentînd de obicei semne evidente de pseudogleizare, datorită argilozitatii orizontului B. Ele provin fie din soluri brune, fie din soluri pseudogleice, ajunse într-un stadiu de podzolire foarte înaintat. În unitățile cu aceste soluri am inclus și solurile brune puternic podzolite care au un profil asemănător solurilor podzolice ; orizontul podzolic A<sub>2</sub> este însă ceva mai slab exprimat decît la acestea, atît morfologic cît și fizico-chimic. Am separat însă unele suprafețe cu soluri asemănătoare solurilor podzolice argilo-iluviale, pe care le-am denumit soluri pseudogleice puternic podzolite. Acestea se deosebesc de solurile podzolice în primul rînd prin faptul că prezintă o pseudogleizare foarte puternică, foarte frecvent începînd chiar de la suprafață. De asemenea gradul de podzolire este ceva mai slab la acestea, iar gradul de saturatie în baze este mai mare.

În condițiile de umiditate mai accentuată ale dealurilor înalte subcarpatice — premontane, pe roci cu textură mai grosieră și de obicei mai sărace în baze, apar soluri cu caractere asemănătoare celor din zona montană : profil scurt și mai mult sau mai puțin scheletic, aciditate pronunțată, fără acumulare pronunțată de argilă etc. În grupa acestor soluri am inclus solurile brune podzolice și solurile podzolice feri-iluviale.



*Solurile brune podzolice* sunt formate pe gresii și conglomerate în general silicioase, sub păduri de fag sau de gorun și fag, frecvent cu specii de aciditate pronunțată (ex. *Vaccinium myrtillus*). Pentru exemplificare dăm descrierea unui profil de sol brun-podzolic de pe dealul Chicera (1218 m altitudine).

- Ao 0–5 cm, material organic negricios cafeniu cu puțin material mineral fin nisipos;
- A 5–16 cm, nisip-nisip lutos, brun-cenușiu, cu nuanță slabă castanie, pulverulent, cu pietriș mărunt;
- A/B 16–31 cm, nisip-nisip lutos, castaniu-gălbui cu nuanță cenușie, pulverulent, cu pietriș mărunt;
- B' 31–55 cm, nisip-lutos, castaniu cu nuanță roșcată, pulverulent, cu pietriș mărunt frecvent;
- B'' (d) 55–100 cm, nisip-nisip lutos, castaniu cu nuanță mai gălbuie, pulverulent, cu schelet mai mare și mai frecvent.

*Solurile podzolice feri-iluviale* sunt soluri la care procesul de podzolire este foarte avansat, iar cel de formare a argilei secundare este aproape inobservabil. Profilul acestor soluri este de tipul Ao–A<sub>1</sub>–A<sub>2</sub>–B–D. Orizonturile genetice nu se pot distinge textural, dar se observă o acumulare destul de pronunțată a fierului într-un orizont iluvial caracteristic. Sunt soluri acide, formate pe gresii silicioase, în zona pădurilor de fag cu *Vaccinium myrtillus*, *Luzula nemorosa*, *Polytricum*, *Thuidium* și alte plante acidofile.

**Solurile intrazonale.** În cadrul zonei solurilor brune și a solurilor podzolice, în funcție de rocă și de regim hidric, apar unele soluri care de asemenea sunt specifice zonei, formând împreună cu solurile menționate asociații sau complexe de soluri. Din punct de vedere geografic, aceste soluri pot fi socotite intrazonale, iar din punct de vedere al procesului pedogenetic, soluri litomorfe. În grupa acestora am introdus rendzinele, pseudorendzinele și solurile negre de fineață.

*Rendzinele* sunt soluri cu bogată acumulare de humus saturat cu calciu, de obicei scheletice, cu profil scurt de tipul A–D. Apar pe calcarele mezozoice și eocene din nordul regiunii.

*Pseudorendzinele* sunt soluri argiloase, dezvoltate pe marne sau marne argiloase, cu un orizont A negricios sau cenușiu închis, bine dezvoltat și bine structurat. În funcție de stadiul de evoluție a solului, sub acest orizont se poate întâlni un suborizont de tranziție și apoi roca (în cazul unei pseudorendzine tinere) sau, la cele mai evolute, se întâlnește și un orizont B mai mult sau mai puțin dezvoltat.



*Solurile negre de fineață*<sup>1)</sup> sunt soluri argiloase, cu acumulare de humus pe o grosime apreciabilă, și cu gleizare evidentă datorită prezenței apei în profil în cea mai mare parte a anului. Sunt soluri saturate în baze, de obicei cu reacție neutră care se găsesc în sectoarele depresionare ale Măselor, pe terenuri cu umezeală în exces (datorită unor pînze freatice temporare). Apar aproape totdeauna sub formațiuni vegetale ierboase cu predominantă leguminoaselor și numai rareori (în cazul celor ceva mai drenate) sunt luate în cultură.

**Solurile tinere.** În această grupă am inclus solurile fără o diferențiere genetică, din categoria regosolurilor și litosolurilor, care apar în regiune în condiții de eroziune accentuată. Acestea au un orizont de slabă acumulare a humusului sub care se trece în roca-mamă. În aceeași categorie intră și regosolurile aluviale (aluvioni și soluri aluviale tinere) care apar în văile rîurilor. Aici însă există și soluri care fac tranziția spre solurile zonale, cum sunt solurile brune aluviale, în al căror profil se disting caracterele solului brun de pădure. Acestea apar pe terasele aluviale și pe luncile neinundabile.

Din prezentarea sumară a factorilor pedogenetici și a solurilor regiunii de platformă și de dealuri dintre Argeș și Dâmbovița – Rîul Alb, s-a putut vedea că variația condițiilor de rocă, relief, vegetație și climă dă naștere unei variații asemănătoare în învelișul de sol. Succesiunea acestor variații poate fi urmărită în cadrul unor sectoare fizico-geografice, pe care le-am stabilit pe baza acestui complex de criterii (de relief, rocă, climă, vegetație și soluri) și a căror prezentare generală o vom face în cele ce urmează.

*Cîmpia piemontană Picioară de Munte* corespunde terasei medii dintre Argeș și Dâmbovița și este dezvoltată la est de o linie care unește localitățile Olteni, Șuța Seacă, Picioară de Munte și Făgetul (pe pîrul Cobia). Suprafața acestei cîmpe inclină ușor spre sud și sud-est și este brăzdată de văile Șuței, Ursoaiei, Siliștei și Dragodanei precum și de alte vîlcele și ogășe mai mult sau mai puțin adînci. Este acoperită, în cea mai mare parte, cu soluri pseudogleice puternic podzolite, formate pe depozite fine luto-argiloase ce acopăr pietrișurile și nisipurile aluvio-proluviale, care alcătuiesc această cîmpie. Datorită texturii fine a materialului originar al solului, precum și procesului de iluvionare a argilei într-un orizont B care devine greu permeabil, în condițiile climei relativ umede și a drenajului extern slab, pseudogleizarea este foarte accentuată.

<sup>1)</sup> Aceste soluri sunt cunoscute în literatură sub denumirea de soluri negre de fineață umedă sau înmăștinită.

Pădurile de *Quercus robur* sub care s-a format solul, au fost în bună parte înlăturate, lăsând loc culturilor agricole sau păşunilor. Pentru o mai bună reușită a acestor culturi, pe lîngă faptul că solul are nevoie de îngrășaminte, sunt necesare și lucrări agrotehnice speciale pentru înlăturarea excesului de apă din sol de la începutul verii.

În acest sector eroziunea solului este slabă; ea se manifestă în special pe versanții văilor care fragmentează suprafața relativ netedă a cîmpiei sau pe fruntea terasei care formează limita dintre cîmpia piemontană Picioară de Munte și cîmpia joasă de la W de Titu.

*Piemontul (Platforma Cindești)* apare ca o unitate geografică bine individualizată, fiind limitat la est de rîul Dîmbovița, la sud de Argeș, la vest de Rîul Doamnei și de Argeșel, iar la nord de valea Mizganei. Este constituit din depozite groase de pietrișuri în care se întâlnesc intercalații de nisipuri, nisipuri lutoase, și lentile de luturi și argile nisipoase.

Suprafața inițială (plană și slab înclinată spre sud) a Piemontului Cindești a fost puternic fragmentată de văi adânci de-a lungul cărora s-au format lunci și terase mai mult sau mai puțin dezvoltate. Versanții acestor văi sunt destul de înclinați și prezintă deseori deformări provocate de prăbușiri și alunecări stabilizate sau active. Pe interfluvii se păstrează suprafete netede destul de întinse, ce se desfășoară pe direcția sud-nord, convergînd în dealul Perilor (742 m).

Pădurile care acopără în cea mai mare parte suprafața Piemontului Cindești sunt formate în general din *Quercus petraea*. Pe suprafetele plane ale piemontului se întâlnesc și păduri de *Quercus robur*, iar pe pantele din partea de sud a acestuia apar păduri de *Quercus frainetto* și mai rar *Quercus cerris*. În pajiștile secundare de pe piemont apar asociații de *Agrostis tenuis* și *Festuca rubra*, iar în partea mai înaltă a piemontului dinspre nord apar asociații de *Nardus stricta* cu *Agrostis tenuis* și *Festuca rubra* sau cu *Agrostis canina* și *Bruckenthalia spiculifolia*.

Solurile predominante în cadrul piemontului Cindești sunt cele podzlice, de obicei puternic pseudogleizate. Se mai întâlnesc soluri pseudogleice puternic podzolite și soluri brune puternic podzolite de asemenea pseudogleizate, care împreună cu solurile podzlice ocupă suprafetele netede ale interfluviilor. Pe versanți, în condiții de solificare mai puțin stabile, se întâlnesc soluri brune podzolite mediu și slab, și soluri brune de pădure; cînd eroziunea este mai puternică, apar și regosoluri. În general însă, versanții sunt acoperiți cu vegetație naturală (păduri, pășuni) care frinează mult procesul de eroziune; excepție fac în primul rînd pantele cu care se termină spre sud Piemontul Cindești, cultivate mai ales cu viță de vie și pe care eroziunea este mai avansată.

*Dealurile piemontane* dintre Argeș și Argeșel sunt constituite din acelaș complex de pietrișuri ca și Piemontul Cîndești având o origine comună cu acesta. Rîul Vîlsan, Rîul Doamnei, Bratia, Rîul Tîrgului și Argeșelul, precum și afluenții acestora au fragmentat puternic suprafața piemontană inițială, despărțind-o în o serie de culmi deluroase orientate nord-sud. Prin eroziune laterală, afluenții văilor principale au fragmentat și mai mult aceste culmi, astfel că pe interfluvii s-au păstrat puține suprafețe plane, pe care le considerăm ca fragmente ale vechii suprafețe piemontane. Numai pe interfluviul Vîlsan — Rîul Doamnei aceste suprafețe s-au păstrat destul de bine, amintind peisajul de la est de Argeșel.

În partea de nord a acestor dealuri se găsește un subsector caracteristic, cu fragmentare maximă a interfluviilor, cu cel mai mare grad de acoperire (împădurire) și cu predominanța netă a solurilor brune podzolite. Spre nord, aceste dealuri se termină de cele mai multe ori prin cueste caracteristice.

În dealurile piemontane dintre Argeș și Argeșel, predomină pădurile de *Quercus petraea* iar pe versanții mai umbriți crește *Fagus silvatica*. În pajiști predomină asociațiile de *Agrostis tenuis* și *Festuca rubra*.

În ceea ce privește solurile, se remarcă predominanța solurilor brune podzolite mediu și slab, care ocupă aproape toate suprafețele inclinate. Pe suprafețele plane, reduse ca întindere, considerate ca resturi ale suprafeței piemontane inițiale, precum și pe terasele înalte, se găsesc soluri podzolice și soluri brune puternic podzolite, în general mai puțin pseudogleizate decât în Piemontul Cîndești, datorită drenajului extern mai bun. Se observă deci clar influența reliefului, condiționat de eroziune, asupra repartiției solului, în condiții climatice aproximativ egale : pe suprafețele plane se întâlnesc solurile cu profilul cel mai dezvoltat (solurile podzolice) iar pe terenurile inclinate, profilul este cu atât mai slab dezvoltat (ca grosime și ca orizonturi genetice) cu cât înclinarea este mai mare și eroziunea mai pronunțată.

*Culoarul depresionar intracolinar Valea Iașului—Vîlsănești—Domnești—Poenari—Boteni*, are o orientare generală vest-est, perpendiculară pe direcția rețelei hidrografice și se dezvoltă pe depozite argiloase, marnoase și nisipoase, daciene și ponțiene. Acest culoar s-a format datorită acțiunii de eroziune în adâncime și în suprafață, exercitată de râuri și afluenții lor, asupra rocilor moi arătate mai înainte. În cadrul acestui culoar văile rîurilor se largesc, nivelul interfluviilor se coboară, iar prezența rocilor argiloase și marnoase precum și despăduririle masive au contribuit la declansarea alunecărilor și la intensificarea tuturor proceselor de pantă.



Cea mai mare suprafață a acestui sector este folosită ca fineață, în care se întâlnesc asociații de *Festuca pratensis*, *Festuca pseudovina* și *Agropyron intermedium*, cu numeroase leguminoase. Păduri de *Quercus petraea* în amestec cu *Fagus silvatica* se întâlnesc numai pe marginile de sud și de nord ale culoarului depresionar.

Solurile predominante sunt cele pseudorendzinice (regosoluri pseudorendzinice, pseudorendzine, brune pseudorendzinice) și solurile negre de fineață (care se găsesc de obicei la baza pantelor). Se mai întâlnesc de asemenea soluri brune de pădure în complex cu pseudorendzine sau cu soluri negre de fineață. Rareori, numai pe terasele rîurilor, se găsesc și soluri podzolice sau soluri brune podzolite.

*Dealurile subcarpatice Mățău-Ciocanu* reprezintă părțile mai înalte ale anticinalului care închide la sud depresiunea Cîmpulung. Mățăul (1017 m) este constituit din depozite oligocene, helvețiene și burdigaliene, iar Ciocanu (885 m) din depozite levantine, daciene și pontiene. Din cauza altitudinii mari și a nivelului de bază coborât, eroziunea acționează în aceste dealuri foarte violent, creând văi adânci și înguste cu aspect de chei, aşa cum se întâlnesc la Rîul Tîrgului, Bughia și Bratia. La modelarea reliefului contribuie din plin și alunecările de teren declanșate mai ales după despăduririle masive care au avut loc în regiune. În prezent pădurile ocupă suprafețe mai mari, în special pe Ciocanu, fiind alcătuite din *Quercus petraea* și *Fagus silvatica*. În pajiști predomină asociațiile de *Agrostis tenuis* și *Festuca rubra*.

Se remarcă predominanța netă a solurilor brune podzolite mediu; numai pe roci argiloase sau marnoase apar, pe suprafețe destul de restrânse, soluri brune sau pseudorendzine.

*Dealurile premontane dintre Argeș și Bratia* (Plaiurile Chicera, Toaca, Slănicului și Dealurile Rîușorului) sunt constituite din conglomerate burdigaliene cu elemente cristaline și gresii paleogene silicioase în general slab cutate dar puternic erodate. În aceste dealuri se întâlnesc înălțimile cele mai mari din regiune: peste 1200 m în Chicera și peste 1100 în dealurile Rîușorului.

Cea mai mare parte a suprafeței acestor dealuri este acoperită cu păduri de *Fagus silvatica* și *Quercus petraea*. În aceste păduri întâlnim frecvent elemente acidifile ca: *Luzula nemorosa*, *Rubus idaeus*, *Vaccinium myrtillus* și chiar *Vaccinium vitis idaea* și *Calluna vulgaris*.

Solurile predominante sunt cele brune podzolice, mai rar întâlnind chiar soluri podzolice feriluviale. Apariția acestora se explică pe de o parte prin aciditatea rocilor, iar pe de altă parte prin condițiile climatice

de umezeală accentuată și temperatură relativ scăzută (peste 900 mm precipitații și sub 7°C temperatură medie anuală).

*Depresiunile subcarpatice Cîmpulung, Corbi—Brădet și Căpățineni* sunt despărțite de culmi destul de proeminente, sau de înșeuări înalte, având comun poziția lor în imediata vecinătate a munților și condițiile climatice.

Depresiunea Cîmpulung este limitată la nord de masivul cristalin al Iezerului, la sud de anticlinalul Mățău—Ciocanu, la vest de dealurile Rîușorului, iar la est de muntele Mateiașul și prelungirea sa sudică, culmea Pietrei. Această depresiune este situată de-a lungul unui sinclinal în care întâlnim depozite argilo-marnoase eocene, helvețiene și daciene precum și depozite de pietrișuri levantine și cuaternare. Pe aceste formațiuni s-a dezvoltat un relief de culmi domoale și de poduri cu aspect de terase, ridicate la înălțimi apreciabile față de nivelul actual al rîurilor.

Depresiunea este complet despădurită; în pajiști predomină asociațiile de *Agrostis tenuis*, *Festuca rubra* și *Festuca pratensis*, iar uneori chiar cele de *Nardus stricta* (pe terasa Gruiul).

În ceea ce privește solurile, se remarcă predominanța celor podzolice pe podurile alcătuite din pietrișuri levantine și cuaternare și a solurilor brune de pădure și brune podzolite pe rocile mai argiloase.

Depresiunea Corbi—Brădet, este situată între Dealurile Rîușorului, Muntele Ghițu, Plaiul Chicera și Plaiul Toaca. Este o depresiune cu caracter eroziv, formată pe rocile moi marnoase, paleogene. Relieful mai înalt din partea centrală a depresiunii se datorează prezenței unei lentele de gresii prinse într-o ușcără boltire anticlinală.

Depresiunea este în cea mai mare parte despădurită, cu excepția reliefului mai înalt din centru unde se întâlnesc păduri de fag și gorun, sub care s-au dezvoltat soluri brune podzolite și chiar soluri podzolice feriliviale. Pe relieful depresionar marno-argilos predomină solurile brune de pădure, și numai pe suprafețe restrânse se găsesc și soluri pseudorendzinice (inclusiv regosoluri pseudorendzinice).

Foarte asemănătoare ca relief, rocă și soluri, cu depresiunea Corbi—Brădet este și depresiunea Căpățineni de pe rîul Argeș asupra căreia nu mai insistăm. De altfel ea se și leagă de depresiunea Corbi—Brădet printr-o înșeuare formată la obârșia pîrîului Tulburea, între Chicera și Ghițu.

*Muscelul Groapa Oii* constituie o unitate aparte, situată între Argeșel și Dîmbovița de la valea Stoeneștilor pînă la valea Vălenilor. Se prezintă ca o culme deluroasă asimetrică, conformă cu înclinarea stratelor, având o față structurală spre Argeșel și o cuestă spre Dîmbovița. Predomină depozitele eocene cu facies marnos și marno-grezos precum și sisturile

disodilice oligocene. Cuesta dinspre Dîmbovița este puternic modelată de alunecări în capătul stratelor de marnă, strate care se succed cu bancuri de gresie și de calcar.

Suprafața structurală dinspre Argesel este acoperită aproape în întregime cu finețe cu *Festuca pratensis*, *Agropyron intermedium*, *Festuca pseudovina* și numeroase leguminoase. Aici predomină complexul de soluri negre de fineață și pseudorendzine inclusiv stadiile lor cele mai tinere; mai rar se întâlnesc și soluri brune de pădure. Cuesta dinspre Dîmbovița este acoperită în cea mai mare parte cu păduri de fag, sub care se găsesc soluri brune podzolite și uneori soluri podzolice sau soluri brune de pădure, în funcție de roca pe care s-au format.

*Sectorul subcarpatic dintre Dîmbovița și Rîul Alb* se caracterizează printr-un relief mai accidentat, care se datorește atât mișcărilor tectonice mai accentuate, cît și eroziunii intense grefate pe roci de rezistență diferită. În partea sudică predomină nisipurile și pietrișurile pe care se dezvoltă — sub păduri de *Qercus petraea* și *Fagus sylvatica* — soluri brune podzolite și mai rar soluri podzolice sau soluri brune. În restul sectorului predomină faciesul marnos, uneori cu intercalări grezoase, pe care se dezvoltă de obicei soluri brune și pseudorendzine, iar în locurile mai erodate predomină regosolurile.

În partea nordică a sectorului, în dealurile premontane, pe gresii și conglomerate, se întâlnesc soluri podzolice feriiluviale și soluri brune podzolite.

*Luncile și terasele aluviale*, dezvoltate de-a lungul rîurilor care străbat regiunea, nu pot fi încadrate în sectoarele descrise mai sus. Sunt formate din aluviuni mai grosiere sau mai fine (de la mîluri pînă la prundișuri), pe alocuri continuu împrospețătate, datorită revărsărilor și inundațiilor.

Pe luncile inundabile se găsesc aluviuni la care procesul pedogenetic este mereu întrerupt; pe cele neinundabile se găsesc soluri aluviale, iar pe terasele aluviale — soluri brune aluviale și uneori soluri dernoamfigleice.

## BIBLIOGRAFIE

- Cernescu N. (1934). Facteurs de climat et zones de sols en Roumanie. *Com. Geol. St. Tehn. și Ec. seria C nr. 2*. București.
- Chiriță C., Păunescu C. (1961). Solurile brune și podzolice din R.P.R. *Cercetări de Pedologie. Acad. R.P.R.* București.
- Chiriță C., Melchedinti V., Butucelea S. (1961). Folosirea indicilor de caracterizare genetică și ecologică a solurilor de pădure. *Cercet. de pedol. Acad. R.P.R.* București.



- Dragoș V. (1952). Studii geologice preliminare asupra văii Vilsanului. *D. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXIII. București.
- Dragoș V. (1954). Asupra structurii geologice a regiunii dintre Rîul Doamnei și Rîul Tîrgului. *D. S. Com. Geol.* vol. XXXVIII. București.
- Dragoș V. (1957). Fenomene geologice actuale din regiunea Argeș. *D. S. Com. Geol.* vol. XLI. București.
- Murgeanu Gh. (1938). Recherches géologique dans la Valea Doamnei et Valea Vilsanului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVI. București.
- Murgeanu Gh. (1951). Formarea depresiunii Cîmpulungului. *Comunicările Acad. R.P.R.* Tome I nr. 11–12. București.
- Popp N. (1939). Subcarpații dintre Dîmbovița și Prahova. București.
- Popescu-Voitești I. (1909). Contribuționi la studiul geologic — paleontologic al regiunii Muscelelor dintre rîurile Dîmbovița și Olt. *An. Inst. Geol. Rom.* Tomul II. București.
- Spirescu M., Chițu C., Mucenic I. (1956). Cercetări pedologice în regiunea deluroasă dintre Argeș și Zăbrăuț. *D. S. Com. Geol.* vol. XLIII. București.

RÉPARTITION DES SOLS DANS LA RÉGION DE LA PLATEFORME DE CÎNDEȘTI ET DE LA CHAÎNE DES COLLINES ENTRE ARGEȘ ET DÎMBOVIȚA

PAR

C. CHIȚU, M. PEAHĂ

(Résumé)

Ce travail traite de l'influence des facteurs physico-géographiques sur la genèse et la répartition des sols.

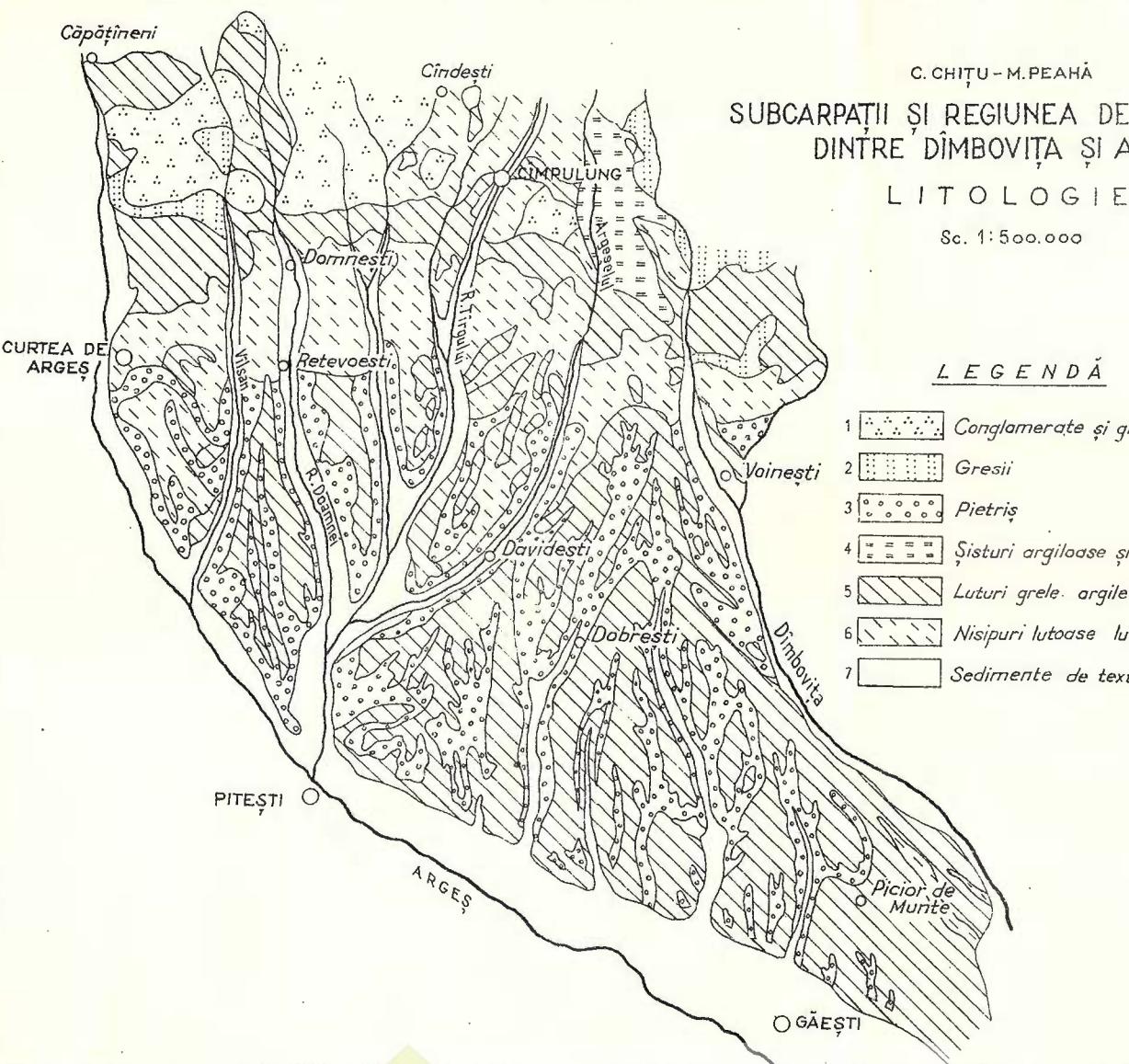
Aux conditions différentes de relief, de roche, de climat, de végétation et de régime hydrique, qui varient du S vers le N, entre des limites assez larges, correspondent les sols zonaux aussi bien que des sols intra-zonaux (liés à la roche et au régime hydrique).

Dans la plaine de piémont Picior de Munte, grâce aux dépôts à textures fines glaiso-argileuses, grâce au processus d'illuvion de l'argile dans un horizon B, difficilement perméable et grâce au drainage externe faible, des sols à pseudogley fortement podzolisés se forment.

Dans le Piémont (Plateforme) de Cîndești, sur les surfaces lisses des aires interfluviales prédominent les sols podzolisés argilo-illuviaux fortement pseudogleyifiés d'habitude, au profil A<sub>1</sub>—A<sub>2</sub>—A<sub>2</sub>B—Bg—D.

Sur les versants, en conditions de solification moins stables, on rencontre des sols bruns moyennement et faiblement podzolisés, ainsi que





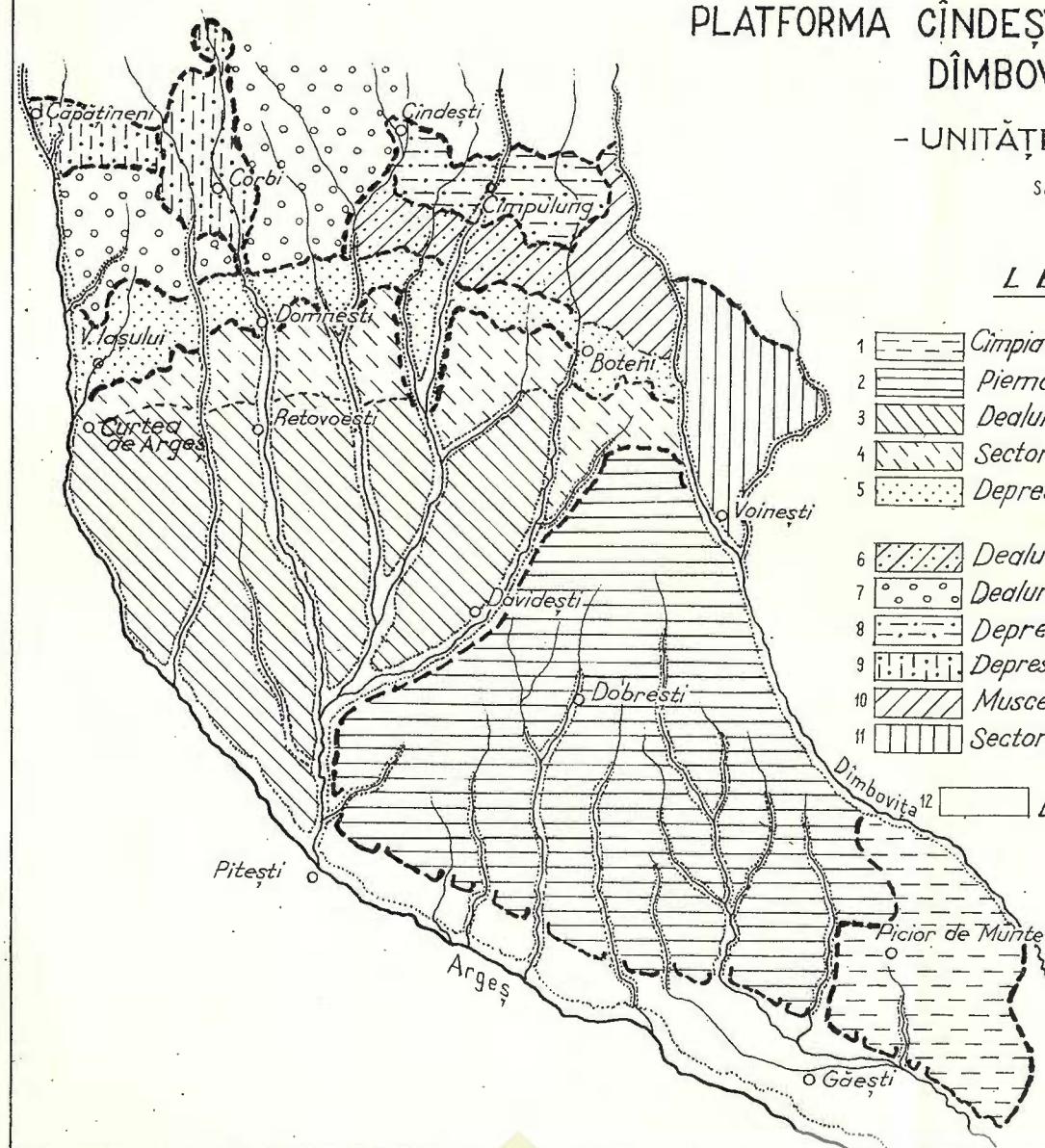
C.Chitău - M.Peahă

## PLATFORMA CÎNDEȘTI ȘI MUSCELELE DINTRE DÎMBOVIȚA ȘI ARGEȘ - UNITĂȚI MORFOLOGICE -

Scara 1:500.000

### LEGENDĂ

- 1 Cîmpia piemontană Picioare de Munte
- 2 Piemontul Cîndești
- 3 Dealurile piemontane dintre Argeș și Argesel
- 4 Sectorul nordic al dealurilor piemontane
- 5 Depresiunea intracoliniară Valea Iasului-Domnești-Boteni
- 6 Dealurile subcarpatice Mătău-Ciocanu
- 7 Dealurile premontane dintre Argeș și Brădia
- 8 Depresiunea subcarpatică Cîmpulung
- 9 Depresiunile Corbi-Brădet și Căpătineni
- 10 Muscelul Groapa Oii
- 11 Sectorul subcarpatic dintre Dîmbovița și Rîul Alb
- 12 Lunci și terase aluviale



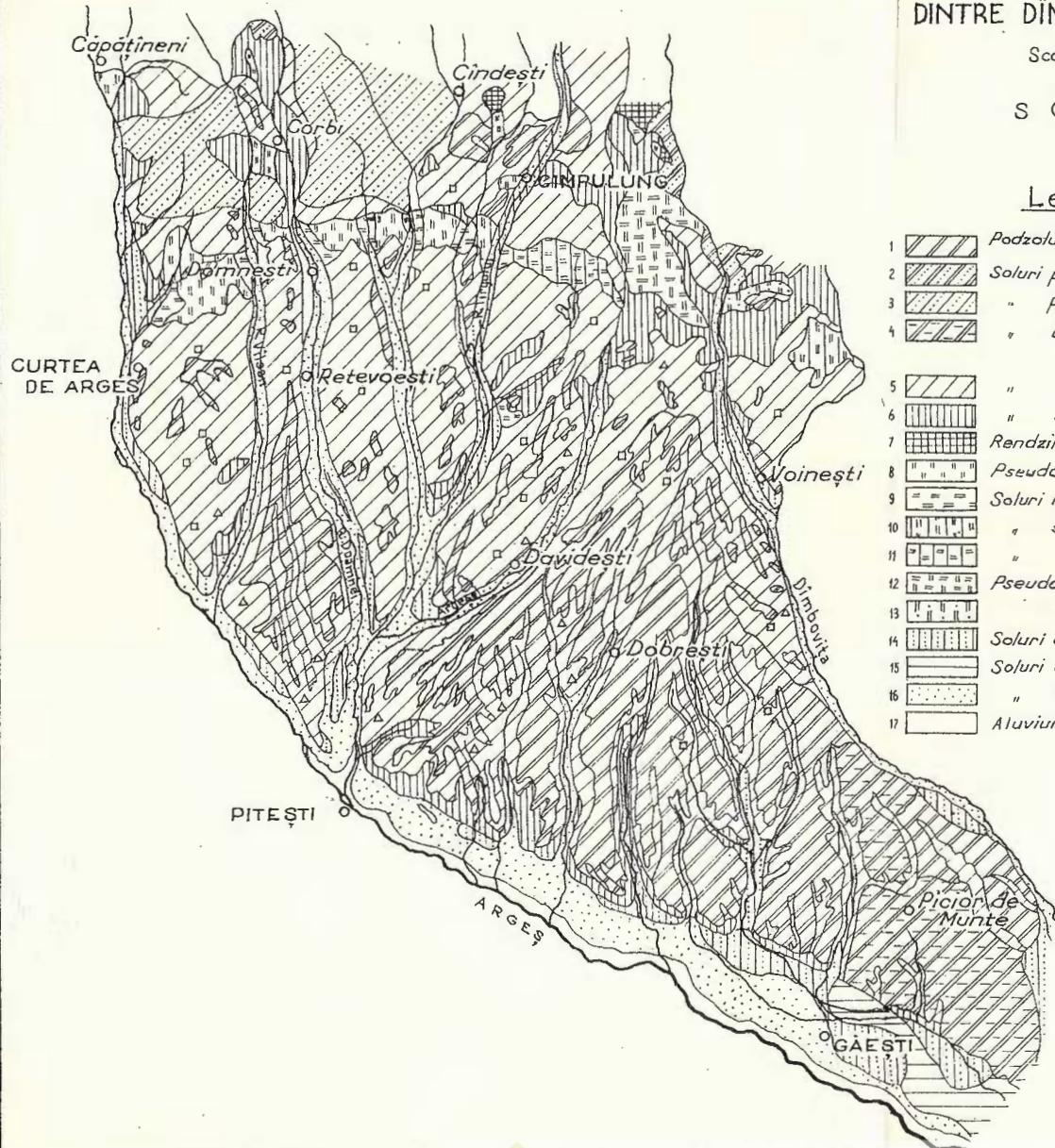
C.CHITU și M.PEAHĂ

# SUBCARPAȚII ȘI REGIUNEA DE PLATFORMĂ DINTRE DÎMBOVIȚA ȘI ARGEȘ

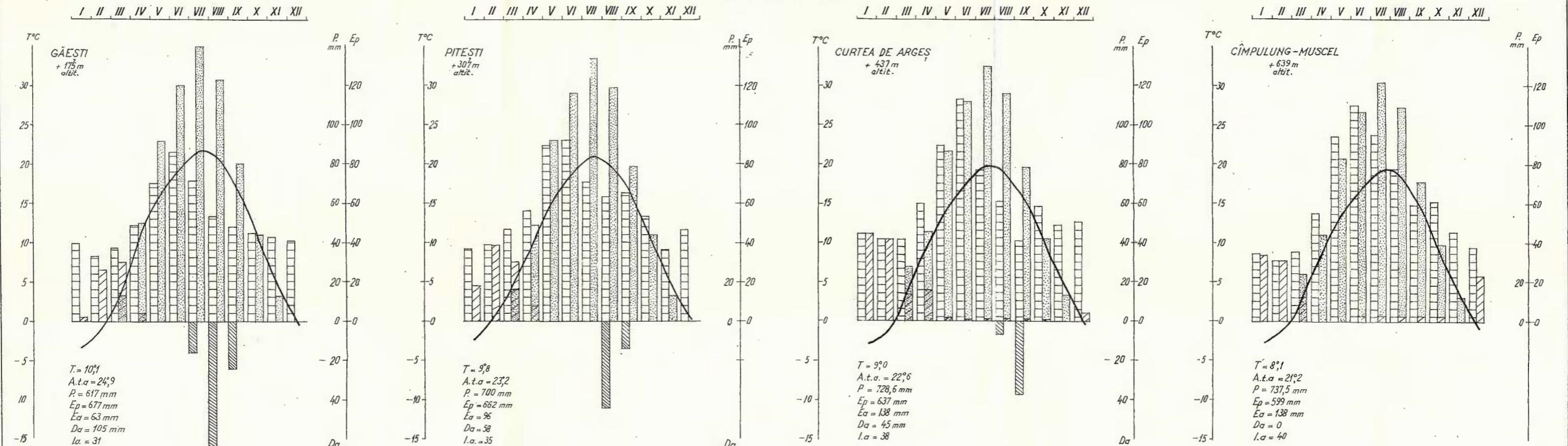
Scara 1:500.000

## SOLURI

### Legendă



## DATE CLIMATICE



1 Temperatura medie lunată 2 Precipitații în mm 3 Excedent de umiditate în mm 4 Evapotranspirația potențială în mm 5 Deficit de umiditate în mm

$T$  - temperatura medie anuală;  $A.t.a$  - amplitudinea termică anuală;  $P$  - precipitații medii anuale;  $Ep$  - evapotranspirația potențială;  
 $Ea$  - excedent de apă;  $Da$  - deficit de apă din sol;  $I.a$  - indice de ariditate (de Martonne)

des sols bruns de forêt ; en conditions d'érosion plus accusée, des regosols paraissent également.

Dans les collines de piémont entre Argeș et Argeșel, sur des surfaces inclinées plus étendues que celles planes, les sols bruns moyennement et faiblement podzolisés prédominent. Sur les surfaces planes se trouvent des sols podzolisés et des sols bruns fortement podzolisés, moins pseudogleyifiés que dans la Plateforme de Cîndești à cause d'un meilleur drainage externe.

Les sols développés dans le couloir de dépression Valea Iașului—Domnești—Poenari—Boteni, ont pour la plupart un caractère intrazonal. Les sols pseudorendziniques (qui vont des régosols pseudorendziniques aux sols bruns pseudorendziniques) y sont prédominants.

A la base des pentes on rencontre également des sols bruns de prairie. On rencontre encore des sols bruns de forêt en complexe avec les pseudorendzines ou les sols bruns de prairie. Moins souvent, sur les terrasses des rivières on rencontre des sols bruns podzolisés.

Dans les collines sous-carpates de Mățău—Ciocanu prédominent nettement les sols bruns moyennement podzolisés. Sur les roches argileuses les sols bruns paraissent en petites bandes, et sur les roches marneuses — les sols pseudorendziniques. Sur les conglomérats burdigaliens et sur les grès paléogènes des collines prémontanes entre Argeș et Bratia en conditions des roches pauvres en base et d'humidité élevée, des sols bruns podzoliques et même des sols podzoliques fériilluviaux se développent.

Dans la dépression sous-carpatique de Cîmpulung, sur les ponts constitués de gravier levantin et quaternaire, les sols podzoliques sont prédominants, et sur les roches plus argileuses prédominent les sols bruns de forêt et bruns podzolisés. Dans les dépressions sous-carpates Corbi—Brădet et Căpățineni, sur le relief marno-argileux on rencontre des sols bruns de forêt, sur le relief gréseux — des sols bruns podzoliques et même des sols podzoliques fériilluviaux, et sur le relief marneux (sur des étendues plus restreintes) on trouve des sols pseudorendziniques.

Sur les surfaces structurales du côté d'Argeșel, et du Muscel Groapa Oii le complexe de sols bruns de prairie et de pseudorendzines est prédominant ; par endroits on rencontre également des sols bruns de forêt. Sur la cuesta du côté de Valea Dîmboviții, selon la roche qu'on y trouve, on rencontre des sols bruns podzoliques et des sols bruns de forêt.

Dans le secteur sous-carpatique entre Dîmbovița et Rîul Alb, côté S où prédominent les sables et le gravier, des sols bruns moyennement



podzolisés (plus rarement des sols podzolisés) se développent, et dans le secteur N — à prédominance de faciès marneux —, se développent des sols bruns, des sols bruns en complexe avec des pseudorendzines et des pseudorendzines en complexe avec des régosols.

Dans les „luncas” inondables on trouve des alluvions dont le processus pédogénétique est incessamment interrompu par de hautes eaux ordinaires ; dans les secteurs noninondables des „luncas” on rencontre des sols alluviaux, et sur les terrasses alluviales — des sols bruns alluviaux. Dans la lunca d'Argeș, côté E de Găești, apparaissent des sols à dernoamphigley.

## EXPLICATIONS DES CARTES ET DE LA PLANCHE

### CARTES

I. Les Subcarpates et la région de plateforme située entre Dîmbovița et Argeș.  
Sols : 1, Podzols et sols sylvestres podzoliques (y compris des sols sylvestres bruns très podzolisés) ; 2, sols podzoliques ferugineux ; 3, sols pseudogleyiques très podzolisés ; 4, sols sylvestres bruns podzoliques ; 5, sols sylvestres bruns modérément podzolisés (rarement peu podzolisés) ; 6, sols sylvestres bruns ; 7, rendzines ; 8, pseudorendzines ; 9, sols argileux très humifères à excès d'eau stagnante à pseudorendzines ; 10, sols sylvestres bruns et pseudorendzines (complexe) ; 11, sols sylvestres bruns et sols argileux très humifères à excès d'eau stagnante à pseudorendzines ; 12, pseudorendzines et sols argileux très humifères à excès d'eau stagnante ; 13, pseudorendzines et régosols ; 14, sols sylvestres bruns de plaines alluviales ; 15, sols amphigleyiques peu humifères ; 16, sols alluviaux ; 17, alluvions récentes et sols alluviaux.

Petites surfaces de terrain à sols sylvestres podzoliques ; petites surfaces de terrain à sols sylvestres bruns.

II. La Plateforme de Cindești et les „Muscele” situées entre Dîmbovița et Argeș. Unités morphologiques.

1, la plaine de piémont Picioară de Munte ; 2, le piémont de Cindești ; 3, les collines situées entre Argeș et Argeșel ; 4, le secteur N des collines de piémont ; 5, la dépression intracollinaire Valea Iașului — Domnești — Boteni ; 6, les collines sous-carpates Mătău — Ciocanu ; 7, les collines prémontanes situées entre Argeș et Brătia ; 8, la dépression sous-carpatique Cimpulung ; 9, les dépressions Corbi — Brădet et Căpățineni ; 10, le „Muscel” Groapa Oii ; 11, le secteur sous-carpatique situé entre Dîmbovița et Râul Alb ; 12, plaines alluviales et terrasses alluviales.

III. Les Subcarpates et la région de plateforme située entre Dîmbovița et Argeș. Lithologie.

1, conglomérats et grès siliceux ; 2, grès ; 3, graviers ; 4, schistes argileux ; 5, limons argileux — argiles (y compris des marnes) ; 6, sables limoneux — limons ; 7, sédiments de texture variée.



## PLANCHE

## Données climatiques.

1, Température moyenne mensuelle ; 2, moyenne des précipitations (mm) ; 3, excédent de l'humidité (mm) ; 4, évapo-transpiration potentielle (mm) ; 5, déficit d'humidité (mm) ; T = température moyenne annuelle ; A.t.a. = amplitude thermique annuelle ; P = moyenne annuelle des précipitations ; Ep = évapo-transpiration potentielle ; Ea = excédent d'eau ; Da = = déficit d'eau dans le sol ; I.a. = indice d'aridité (de Martonne).





Institutul Geologic al României

## REPARTIȚIA SOLURILOR DIN REGIUNEA DINTRE DUNĂRE ȘI BÎRZAVA (REGIUNEA BANAT) <sup>1)</sup>

DE

C. CHIȚU, M. PEAHĂ

### Abstract

Soil Distribution in the Area between the Danube and the Bîrzava River (Banat Region). The distribution of soils is presented according to the bioclimatic factors determined by relief, rocks and hydrological net. By means of these factors, following groups or associations of soils are distinguished : soils of the alluvial plains (gley and amphigley soils, meadow chernozem soils and alluvial soils); soils of the plains and of the piedmont hills (smolnitzia, pseudogley soils, Brown Forest soils and clay-illuvial podzolic soils); soils of the low-mountainous region (Pale-Brown Podzolic Soils, acid Brown Podzolic Soils, rendzinas, lithosols).

Sectorul cercetat este limitat la sud de Dunăre, la vest de granița cu R.S.F. Jugoslavia, la nord de rîul Bîrzava, iar la est, de o linie care îl separă de regiunea muntoasă Dognecea—Anina—Almăj.

Acest sector este alcătuit din următoarele unități fizico-geografice : munții Locvei, în partea de sud ; dealuri piemontane, pe latura estică și sudică ; cîmpii piemontane, în partea centrală și vestică ; cîmpii aluviale, în bazinile Bîrzavei și Carașului.

Munții Locvei, orientați vest-est, între Dunăre și Nera, avînd înălțimi cuprinse între 350 și 720 m, sănt constituîti în cea mai mare parte din șisturi cristaline : șisturi cloritoase, șisturi sericitoase, șisturi cu porfiroblaste de albit și gnaise ; numai în partea lor vestică, în sectorul Moldovița—Cărbunari—Sasca, apar formațiuni calcaroase mezozoice.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 3 aprilie 1964.



Din cauza nivelului de bază coborît atît al Dunării cît și al Nerei, (sub 100 m), acești munți sînt puternic fragmentați de văi adînci, cu versanți foarte puternic înclinați. Deși înălțimile nu sînt prea mari, totuși roca și energia mare a reliefului le dău un aspect montan destul de caracteristic. Cu toată fragmentarea lor, pe culme se pot urmări două nivale de eroziune : unul între 400 și 500 m altitudine absolută, iar altul (care se observă numai în partea de est), la peste 600 m altitudine.

Pe laturile de nord și sud ale acestor munți apar cîteva nivale de terasă, mai bine dezvoltate și conservate pe valea Nerei decît la Dunăre.

Cea mai mare parte a acestor munți este acoperită cu păduri de quercine și de fag, foarte frecvent invadate de elemente mediteraneene (*Syringa vulgaris*, *Carpinus orientalis*, *Cotinus coggygria* și a.). Terasele sînt folosite în cea mai mare parte în agricultură.

Formațiuni cristaline mai apar și pe latura estică a sectorului cercetat, precum și în sectorul Vărădia. În aceste formațiuni apar intruziuni granitice (Surduc, Maidan, Ilidia) și pe alocuri, o cuvertură de calcare mezozoice (la est și sud de Oravița).

**Dealurile piemontane.** Pe latura vestică și nordică a formațiunilor cristaline se întîlnesc cîteva trepte piemontane a căror înălțime descrește spre vest.

Prima treaptă, cea mai înaltă și mai fragmentată, o constituie dealurile piemontane formate în cea mai mare parte pe depozite ponțiene (vechea cîmpie aluvio-proluvială pliocenică). Numai în sectorul dintre Caraș și Nera aceste dealuri au o bordură de depozite sarmațiene care fac trecerea spre regiunea muntoasă cristalină. Depozitele ponțiene superficiale sînt constituite din argile, iar cele sarmațiene apar sub diverse faciesuri litologice.

Dealurile piemontane descresc ca înălțime spre vest de la  $\pm 300$  m la  $\pm 180$  m. Deși sunt fragmentate de eroziune, totuși ele prezintă suprafete netede și spinări largi, iar versanții văilor sunt slab înclinați și deobicei neafectați de procese actuale de modelare. Acest lucru a favorizat dezvoltarea și conservarea solurilor chiar și pe pante, cu excepția sectoarelor din imediata vecinătate a regiunii muntoase.

Pădurile de quercine care acopereau aceste dealuri au fost în cea mai mare parte defrișate, terenurile fiind folosite în prezent pentru diverse culturi și mai rar pentru pășune. În petecele de păduri rămase se întîlnesc : *Quercus robur*, *Q. cerris* și *Q. frainetto*.

**Cîmpii piemontane.** Treptele mai joase, sub  $\pm 180$  m formează suprafete relativ netede, slab fragmentate și cu energie de relief mică,

constituind cîmpiiile piemontane ale Carașului (în sectorul central) și Moravița—Bîrzava (în sectorul nordic), despărțite de dealurile piemontane Cacova-Lătuș.

Sînt formate, în cea mai mare parte, pe depozite cuaternare, în general argiloase. Numai pe versanții văilor eroziunea a scos la zi formațiuni mai vechi, ponțiene, de obicei tot argiloase. Pinza freatică se găsește la adîncimi care variază între 4 și 10 m, neinfluentînd în prezent solurile cîmpilor piemontane.

Suprafețele acestor cîmпиi, în trecut împădurite, sînt folosite aproape exclusiv ca terenuri agricole.

**Cîmpiiile aluviale.** Acestea sînt formate din luncile mai larg dezvoltate ale Carașului, Bîrzavei și Moraviței, ce pătrund pînă în sectorul dealurilor piemontane. Sînt formate din aluviuni fine recente, mai argiloase la Moravița și Bîrzava și ceva mai nisipoase la Caraș. În aceste aluviuni nivelul pînzei acvifere este mai coborit la Moravița și Bîrzava (1,5—3 m) datorită lucrărilor de drenaj artificial, și mai ridicat la Caraș (1—2 m de la suprafața solului).

Cîmpiiile aluviale sînt folosite pentru finețe și pentru culturi agricole, dintre care menționăm culturile de orez din lunca Bîrzavei (la vest de Gătaia). Ele sînt situate în regiunea de tranziție de la zona forestieră la zona de stepă.

**Clima.** Sectorul cercetat prezintă caractere climatice distințe datorită faptului că este frecvent acoperit de aerul temperat maritim din vest și mai mult sau mai puțin ferit de invaziile aerului continental din est. Din această cauză amplitudinile termice sînt ceva mai reduse decît în partea de sud și de est a țării.

Temperatura medie anuală cea mai ridicată (peste 11°C) se întilnește în cîmpia aluvială a Bîrzavei, spre granița cu R.S.F. Jugoslavia (la vest de localitatea Partoș). Izoterma anuală de 10°C urmărește aproximativ limita estică a sectorului cercetat, de la Bîrzava pînă la Nera; mai spre sud, între Nera și Dunăre, această izotermă ocolește pe la margini munții Locvei, lăsînd loc spre interior (în jurul înălțimilor de  $\pm 450$  m) izotermei anuale de 9°C. Din aceasta reiese că în cea mai mare parte a sectorului cercetat, temperaturile medii anuale sînt cuprinse între 10° și 11°C. Numai în munții Locvei temperatura este mai scăzută (pînă la aproximativ 8°C), iar în colțul nord-vestic al sectorului, depășește 11°C.

Media precipitațiilor anuale are valori mai coborîte în spre vest și nord, și mai ridicate, în spre est și sud; prin urmare se observă o creștere inversă decît cea a temperaturii. În sectorul din cursul inferior al Bîrzavei



și al Moraviței, spre granița cu R.S.F. Jugoslavia, întâlnim valori cu puțin sub 600 mm, în timp ce pe latura estică a sectorului, cantitățile medii de precipitații anuale depășesc 800 mm, iar în regiunea munților Locvei precipitațiile medii anuale depășesc 1000 mm.

Diferența dintre excedentul și deficitul de apă, în funcție de evapotranspirație este pozitivă, ceea ce arată că necesarul de apă este satisfăcut. Numai în colțul nord-vestic al sectorului (Denta-Partoș) această diferență este negativă, fapt care indică un caracter moderat uscat al climei din acest sector.

Calculând indicii de ariditate am obținut valori cuprinse între 28 și 55, repartizate astfel: în partea vestică a cîmpiei aluviale a Bîrzavei și Moraviței indicele de ariditate este 28—29; în cîmpiiile piemontane, valurile acestui indice sunt cuprinse între 29—34; în dealurile piemontane, între 34 și 38, iar în partea estică a sectorului cercetat aceste valori sunt de  $\pm 40$ . În sfîrșit cele mai ridicate valori ale indicelui de ariditate se întâlnesc în regiunea munților Locvei unde ele cresc de la 40 (în vest) pînă la peste 55 (în est).

### Solurile

În funcție de relief, rocă de solidificare, climă, vegetație și de influența apei, în sectorul cercetat au fost deosebite următoarele grupe sau asociații de soluri: solurile cîmpilor aluviale (hidromorfe și autohidromorfe); solurile cîmpilor și dealurilor piemontane (autohidromorfe și automorfe); solurile regiunii muntoase (automorfe și autolitomorfe).

**Solurile cîmpilor aluviale.** În cadrul cîmpilor aluviale din sector se întâlnesc soluri mai mult sau mai puțin evolute, în funcție de vîrstă aces-tora. Ele sunt mai puternic influențate de apa freatică în cîmpia aluvială Bîrzava—Moravița (unde apar mai multe soluri gleice) și mai puțin în cîmpia aluvială a Carașului, deși, așa cum am arătat, în prezent nivelul acvifer este mai ridicat în cîmpia Carașului. Tocmai acest lucru arată că pînă la lucrările de drenaj relativ recente, în cîmpia aluvială Bîrzava—Moravița, nivelul acvifer freatic era mult mai ridicat.

În afara de deosebirile datorite influenței apei freatici, solurile celor două cîmpii aluviale se deosebesc și datorită condițiilor de climă (mai stepică în cîmpia Moravița—Bîrzava) precum și în funcție de textura aluviunilor (mai grosiere în cîmpia aluvială a Carașului și mai fine, în cealaltă cîmpie).

Cele mai puțin evolute sunt solurile aluviale și aluvio-coluviale. Acestea ocupă suprafețe restrânse în luncile Carașului, Nerei și Dunării.



Sînt soluri formate pe aluvioni, în general nisipoase, la care nu se disting orizonturi genetice decît cel mult schițate. În același stadiu se găsesc și solurile formate pe materiale coluviale sau aluvio-coluviale, foarte rar întîlnite în sector. Toate aceste soluri sînt în general carbonatice și sunt folosite în agricultură.

*Lăcoviștile* apar în luncile Bîrzavei și Moraviței, uneori în asociație cu solurile cernoziomice de fineață sau cu solonețurile (în lunca Moraviței). Sînt soluri la care gleizarea este evidentă în tot profilul, dar din cauza lucrărilor de drenaj, nivelul apei freaticice a scăzut în prezent pînă la 2–3 m adîncime.

*Solurile cernoziomice de fineață* au fost întîlnite numai în petice în arealul lăcoviștilor din lunca Moraviței, pe locurile ceva mai drenate. Se deosebesc de acestea prin faptul că au alt regim hidric, din care cauză gleizarea apare numai la nivelul orizontului C, iar orizontul A este bine structurat.

*Solurile gleice*, asemănătoare cu lăcoviștile în privința regimului hidric, apar tot în cîmpia aluvială Moravița–Bîrzava, în zona forestieră. În funcție de gleizare și de acumulare a humusului, am separat următoarele subunități taxonomice și cartografice: *s o l u r i l e h u m i c o g l e i c e*, gleizate pe tot profilul și cu o bogată acumulare a humusului într-un orizont superficial bine dezvoltat și *s o l u r i l e a m f i g l e i c e*, la care apa nu mai apare în profil, dar au atît o gleizare pronunțată în partea inferioară a profilului, precum și o pseudogleizare, în orizonturile superioare; ele sunt evoluate în regim de înțelenire în zona forestieră. După gradul de dezvoltare a orizontului de acumulare a humusului, atît ca grosime cît și ca bogăție în humus, au fost separate soluri *h u m i c o - a m f i g l e i c e* și *d e r n o - a m f i g l e i c e*, acestea din urmă fiind mai sărace în humus.

*Solurile cernoziomoide de terasă* se găsesc pe terasa inferioară a rîului Nera, la est de localitatea Socol. Sînt formate pe luturi ușoare (prăfoase) și au profil de tipul A–A/C–C. Sunt mai sărace în humus decît cernoziomurile și au o structură mai nestabilă.

*Solurile brune aluviale* sunt mai bine reprezentate în cîmpia aluvială a Carașului, dar se întîlnesc și pe terasele aluviale ale Dunării și Bîrzavei. Sînt soluri formate pe depozite aluviale cu profil asemănător solului zonal (silvestru brun). În unele cazuri aceste soluri sunt influențate de prezența apei freaticice spre baza profilului (brune aluviale freatic umede sau chiar gleizate); în alte cazuri, acumularea humusului în cantitate mai mare dă orizontului superior al profilului o nuanță brună-negricioasă (soluri brune aluviale humifere).



**Solurile cîmpilor și dealurilor piemontane.** Așa cum s-a arătat mai înainte, treptele din care sunt constituite cîmpia și dealurile piemontane sunt mai fragmentate de eroziune în dealuri și mai puțin fragmentate în cîmpie. Cu toată fragmentarea, chiar în dealuri predomină suprafețele netede și spinările largi cu pante domoale, datorită cărui fapt solurile sunt în general bine evoluat și conservate. Din cauza depozitelor argiloase foarte greu permeabile, solurile au evoluat încă de la început sub influența unui exces de umiditate temporară (sezonieră), fapt evidențiat prin apariția efectelor pseudogleizării în profilul acestor soluri. Pseudogleizarea este mult mai puternică în cîmpile piemontane, unde întîlnim și soluri la care nu se mai pot recunoaște caracterele solurilor zonale (soluri pseudogleice) și mai slabă în dealurile piemontane, unde apar solurile zonale.

Foarte caracteristice pentru cîmpile piemontane de aici sunt solurile smolnițele sau smolnîțele. Ele apar pe treptele cele mai coborîte ale celor două cîmpii piemontane: cîmpia Carașului și cîmpia Moravița—Bîrzava, continuînd aria de repartiție a acestor soluri din R.F.S. Jugoslavia. Sunt soluri argiloase sau foarte argiloase, compacte pînă la foarte compacte, cu profil de tipul A—Bg—C, în care se remarcă dezvoltarea mare a orizontului de acumulare a humusului, deși cantitatea acestuia este relativ mică. Din cauza aceasta culoarea profilului apare închisă pe o mare grosime, uneori măscînd semnele unei gleizări de obicei pronunțată la aceste soluri. Diferențierea texturală pe profil este destul de mică, argilozitatea fiind pronunțată încă de la suprafață. Este posibil ca aceste soluri să fi evoluat din lăcoviști sau soluri humicogleice, existente probabil pe aceste trepte piemontane, în perioada când ele se aflau în fază de luncă sau cîmpie aluvială joasă, sub influența puternică a apei din substrat.

În figurile 1, 2 și 3 sunt date însușirile fizico-chimice ale unui profil de smolniță și variațiile acestora în adîncime.

În evoluția lor (în special în evoluția sub culturi) aceste soluri se deschid la culoare în partea superioară, prin pierderea treptată a cantității de humus. Fenomenul de albire se mai petrece de asemenea și datorită podzolirii. În aceste cazuri, în adîncime la diverse nivale, apare un orizont mai închis la culoare cu caracter relict iar pseudogleizarea este pronunțată chiar de la suprafață solului. Noi am separat pe hartă aceste tranziții pe care le-am denumit soluri pseudogleice și soluri pseudogleice podzolite.

În figurile 4, 5 și 6 sunt redat variațiile pe profil ale principalelor însușiri fizico-chimice la un sol pseudogleic podzolit.



Fig. 1. — Variația compoziției granulo-metrice pe profilul unei smolnițe (prof. 6 — NW Ciuchici).

Variation de la composition granulométrique dans le profil d'un smolnitsé (prof. 6 — NW de Ciuchici).

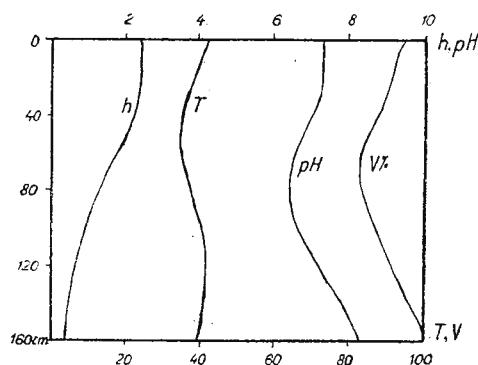
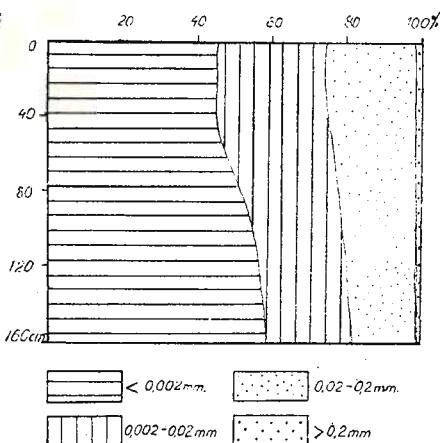
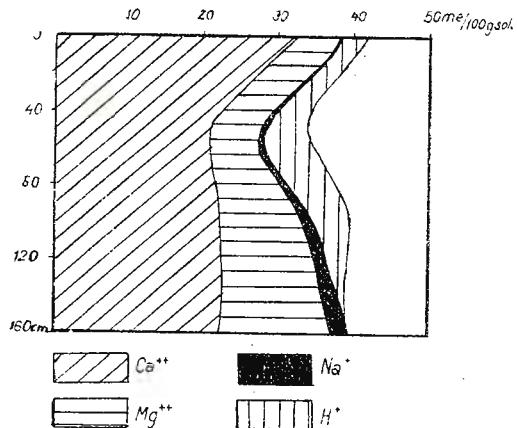


Fig. 2. — Variația insușirilor chimice pe profilul unei smolnițe (prof. 6 — NW Ciuchici).

Variations des propriétés chimiques dans le profil d'un smolnitsé (prof. 6 — NW Ciuchici).

Fig. 3. — Variația alcăturii capacității de schimb (cationi schimbabili) pe profilul unei smolnițe (prof. 6 — NW Ciuchici).

Variation de la constitution de la capacité d'échange (cations changeables) dans le profil d'un smolniste (prof. 6 — NW Ciuchici).



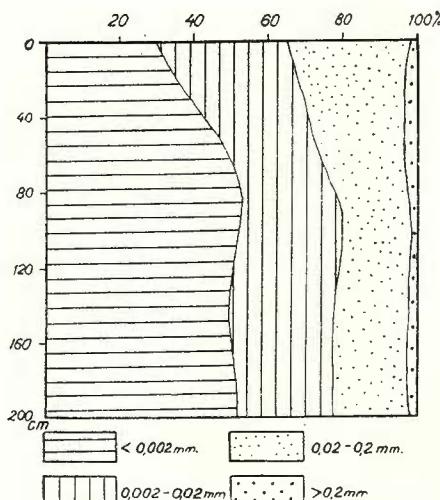


Fig. 4. — Variația compoziției granulometrice pe profilul unui sol pseudogleic slab podzolit (prof. 24 NE Măureni).

Variation de la composition granulométrique dans le profil d'un sol à pseudogley faiblement podzolisé (prof. 24 NE Măureni).

Fig. 5. — Variația insusirilor chimice pe profilul unui sol pseudogleic slab podzolit (prof. 24 NE Măureni).

Variation des propriétés chimiques dans le profil d'un sol à pseudogley faiblement podzolisé (prof. 24 NE Măureni).

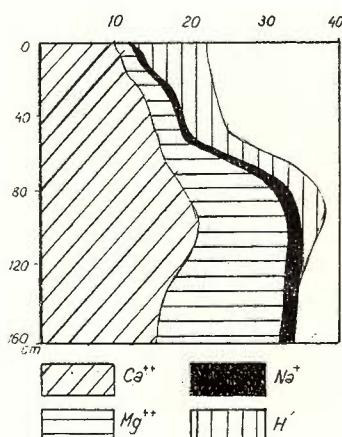
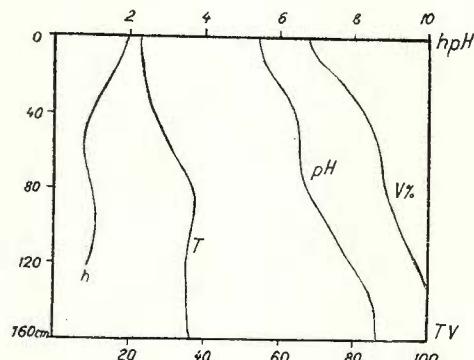


Fig. 6. — Variația alcătuirii capacitatei de schimb pe profilul unui sol pseudogleic slab podzolit (prof. 24 NE Măureni).

Variation de la constitution d'échange dans le profil d'un sol à pseudogley faiblement podzolisé (prof. 24 NE Măureni).

*Solurile podzolice pseudogleice* constituie stadiul cel mai înaintat de evoluție a solurilor pseudogleice. Sunt soluri la care procesul de podzolire este foarte avansat, fapt evidențiat prin dezvoltarea orizontului podzolic și prin diferențierea texturală pronunțată dintre orizonturi. Pe de altă parte și pseudogleizarea este de asemenea foarte puternică, efectele acesteia fiind evidente nu numai în orizontul argilizat, ci și deasupra acestuia, pînă la baza orizontului arat.

Pozitia geografică a acestor soluri, precum și aspectul lor morfologic fac posibilă presupunerea că ele ar fi evoluat din solurile pseudogleice care apar în apropiere, pe trepte de relief ceva mai cborîte. Solurile podzolice pseudogleice apar pe două trepte piemontane din partea de nord a sectorului cercetat, dintre care cea mai cborîtă are funcție de terasă a Bîrzavei.

În afara de aceste soluri în a căror evoluție excesul de apă a avut un efect hotărîtor, pe relieful piemontan și în special pe dealurile piemontane se găsesc și soluri a căror dezvoltare n-a fost influențată de excesul de umiditate din profil. Este vorba de solurile brune de pădure tipice și podzolite.

*Solurile brune de pădure* au profil de tipul A, B, (C), D, fiind formate de regulă pe depozite argiloase; mai rar, pe unii versanți, se găsesc și pe depozite ceva mai grosiere. Profilul acestor soluri prezintă o diferențiere foarte slabă între orizonturi, uneori chiar insesizabilă. Avînd în vedere drenajul intern foarte slab, în condițiile în care și cel extern este la fel de nefavorabil, solurile brune de pădure apar pseudogleizate, datorită stagnării apei din precipitații în profilul solului, o perioadă îndelungată din timpul anului.

Spre limita cu smolnițele, intermediare ca poziție geografică, apar solurile brune h um i f e r e, care se deosebesc de solurile brune de pădure prin faptul că au un orizont de acumulare a humusului mai închis la culoare și mult mai dezvoltat ca grosime.

*Solurile brune podzolite mediu și slab* apar pe dealurile piemontane din sector, de obicei pe depozite argiloase, pe suprafețe slab inclinate, ferite de eroziune. Au un profil de tipul A, (A<sub>1</sub>—A<sub>2</sub>), A<sub>2</sub>B, (A/B), B, (C), D, cu o diferențiere texturală între orizonturi slabă sau medie.

Sunt unele soluri însă la care degradarea texturală este slabă sau foarte slabă, dar prezența silicei în pudră pe suprafața elementelor structurale, pînă la adîncimi relativ mari ne-au determinat să includem și aceste soluri tot la cele brune podzolite mediu, deși s-ar putea să nu avem de aface cu un asemenea fenomen. Cercetările ulterioare vor preciza această situație.

Pe relieful plan, cu slabă înclinare, unde drenajul extern este foarte slab, solurile brune podzolite apar de asemenea pseudogleizate.

*Solurile brune puternic podzolite* apar în sectorul dealurilor piemontane, pe suprafețele cele mai așezate, neinfluențate de eroziune și cu un drenaj extern foarte slab. Sunt soluri la care procesul de podzolire este destul de avansat, având o diferențiere texturală puternică și un orizont podzolic —A<sub>2</sub> destul de precis schițat. De altfel în unitățile cartografice cu soluri brune puternic podzolite apar, local, și soluri podzolice argilo-iluviale, care constituie stadiul cel mai avansat de evoluție a solurilor brune podzolite.

Datorită argilozitatii orizontului B, apa din precipitații este reținută în profilul acestor soluri, producind un exces periodic de umedeală, din care cauză apare fenomenul de pseudogleizare. Acest fenomen este cu atât mai frecvent la solurile brune puternic podzolite cu cât acestea apar, după cum am arătat, pe terenuri cu drenaj extern foarte slab.

În afară de solurile menționate, în sectorul dealurilor piemontane apar cu totul local și unele soluri tinere, nediferențiate genetic, pe depozite afinate, pe care le-am încadrat în categoria regosolurilor. Acestea au un profil scurt de tipul A, D.

**Solurile regiunii muntoase.** Datorită condițiilor climatice și rocii, diferite față de restul sectorului cercetat, în regiunea muntoasă joasă (400—700 m altit.) solurile au cu totul alte caractere. Se evidențiază în primul rînd caracterul scheletic al solurilor de aici (mai mult sau mai puțin pronunțat), precum și dezvoltarea pe o grosime destul de mică a profilului lor, fapt care se datorează tot duritatei rocii.

Pe formațiunile cristaline care alcătuiesc cea mai mare parte a regiunii muntoase se întâlnesc soluri brune-gălbui podzolite, scheletice și soluri brune podzolice (feriiluviale) scheletice.

*Solurile brune-gălbui podzolite scheletice* se găsesc de obicei sub păduri de gorun, formate pe șisturi cristaline. Sunt soluri cu diferențiere texturală diferită (de la medie pînă la puternică) în funcție și de gradul de podzolire, dar și de uniformitatea rocii mamă. Pentru exemplificare dăm descrierea unui sol brun-gălbui podzolit mediu, slab scheletic, de la nord de Cîrnecea :

A 0—20 cm Lut nisipos, cenușiu cu nuanță gălbuiie, microgrăunțos friabil, uscat, cu rare punctuații ferimanganice ;

A<sub>2</sub>B 20—50 cm Lut nisipos — lut, gălbui cu slabă nuanță cenușie și cu pete cenușii — albicioase și gălbui-castanii, nuciform, uscat, cu punctuații ferimanganice ;



B 50—70 cm lüt argilos-lut, castaniu cu pete mai ruginii și gălbui-cenușii, nuciform-bulgăros, cu pete ferimanganice, compact, cu rare fragmente mici de șist cristalin alterat. Asemenea fragmente se găsesc (foarte rar) și în orizonturile superioare.

La 70 cm de la suprafață se găsesc șisturi cristaline foarte slab alterate.

*Solurile brune — podzolice (feri-iluviale) scheletice* sunt soluri la care procesul de podzolire este foarte avansat, iar cel de acumulare secundară a argilei este aproape inobservabil (la cercetarea pe teren). Se dezvoltă pe cristalinul munților Locvei și pe acela al ramei montane care mărginește spre vest sectorul cercetat, la altitudini de 400—700 m, sub păduri de gorun sau de fag și gorun, precum și sub pajiștile secundare din aceste păduri. Au un profil nu prea dezvoltat (50—80 cm) fără diferențiere texturală, cu schelet mai mult sau mai puțin frecvent în tot profilul.

Iată descrierea unui asemenea sol :

- A 0—20 cm Nisip lutos, cenușiu slab bruniu, microgrăunțos-pulverulent, uscat, cu schelet frecvent de șisturi cristaline;
- A/B 20—40 cm nisip lutos, cenușiu-gălbui deschis, cu mult schelet de șisturi cristaline, fără structură definibilă.
- B 40—70 cm nisip lutos, gălbui-cenușiu deschis, cu pete frecvente gălbui-castanii, cu foarte frecvent schelet de șisturi cristaline. La 70 cm se trece treptat în roca slab alterată (șisturi cristaline).

Pe rocile calcaroase din regiunea muntoasă apar cu totul sporadic rendzine. Acestea au un profil scurt (40—50 cm grosime) în care orizontul A, cenușiu închis — negricios, este de obicei bine structurat și mai mult sau mai puțin bogat în material scheletic. Sub acesta se trece treptat sau net în orizontul D, constituit din grohotiș calcaros cu puțin material fin în interstiții.

Pe materialul argilos rezultat din alterarea calcarelor și care conține încă fragmente de calcar, s-au format soluri brune tinere cu schelet calcaros. Grosimea profilului acestor soluri este în general mai mică dar variabilă (30—80 cm), în funcție de grosimea stratului de material eluvial, deluvial, etc., care se află peste grohotișul mare calcaros. Tot în funcție de acest material, unele din aceste soluri au un orizont „B” roșcat.

Pe unele roci nisipoase, bogate în  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , care apar în special în partea de sud-sud-vest a regiunii muntoase, întâlnim soluri tinere pe care le-am denumit regișoluri pseudorendzинice.

În sfîrșit pe șisturi cristaline și pe granite, în condițiile de eroziune accentuată, pe versanții puternic înclinați ai văilor care fragmentează munții Locvei și Dognecei, apar litosoluri. Acestea sunt soluri cu

profil scurt, prezentînd un orizont „A” sărac în humus (de obicei acid) și cu schelet frecvent sub care se găsește roca mai mult sau mai puțin alterată.

O cartare mai detaliată, însotită de o serie de analize fizico-chimice va da la iveală o serie de aspecte noi pedogenetice și pedogeografice în sectorul la care s-au referit observațiile noastre. Aceste observații au avut menirea să atragă atenția asupra unora dintre aceste aspecte, într-un sector în mare parte necercetat din punct de vedere pedologic.

### BIBLIOGRAFIA

- Cernescu N. (1961). Clasificarea solurilor cu exces de umiditate. *Cercet. de pedologie*, Acad. R.P.R. București.
- Oprea C. V., Drăgan I., Crișan I. (1957). Fondul pedologic al părții de vest a țării și valoarea lui agricolă. *St. și cercet. șt. agricole* Tom IV 1–2. Timișoara.
- Oprea C. V., Stănescu P., Crișan I., Teaci D., Maxim N. Solurile din partea de vest a țării, nomenclatura și clasificarea lor. *St. și cercet. biologice și șl. agric.* Tom. IX 1–2 1962. Timișoara.
- Martonne E m m . (1922). Le massif Banatique. *Lucrările Institut. de geogr. din Cluj*. Cluj.
- Mutiha c V. (1959). Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița–Moldova Nouă (Banat) Edit. Acad. R.P.R. București.
- Pavelescu L. (1959). Geologia Carpaților meridionali. *Anal. Rom.-Sovietice. Secția Geol. — geogr.* I—II. București.
- Răileanu G r. (1957). Considerații generale asupra Banatului de vest. *Anal. Rom.-Sov. Seria geol. — geogr.* București.
- Vergez Tricom G. (1928). Regiunile naturale și unitatea Banatului românesc. Transilvania Vol. I (1918–1928). București.
- Vîlisan G h. (1918). Asupra trecerii Dunării prin Porțile de Fier. *Bulet. Soc. Rom. de geogr.* Vol. XXXVII (1916–1918). București.
- \* \* \* Monografia geografică a R. P. R., vol. I, București, 1960.

### RÉPARTITION DES SOLS DANS LA RÉGION SITUÉE ENTRE LE DANUBE ET BÎRZAVA (RÉGION DE BANAT)

PAR

C. CHIȚU, M. PEAHĂ

(Résumé)

Les observations du travail concernent le secteur entre le Danube et Bîrzava, situé à l'W par rapport à la région montagneuse Dognecea —



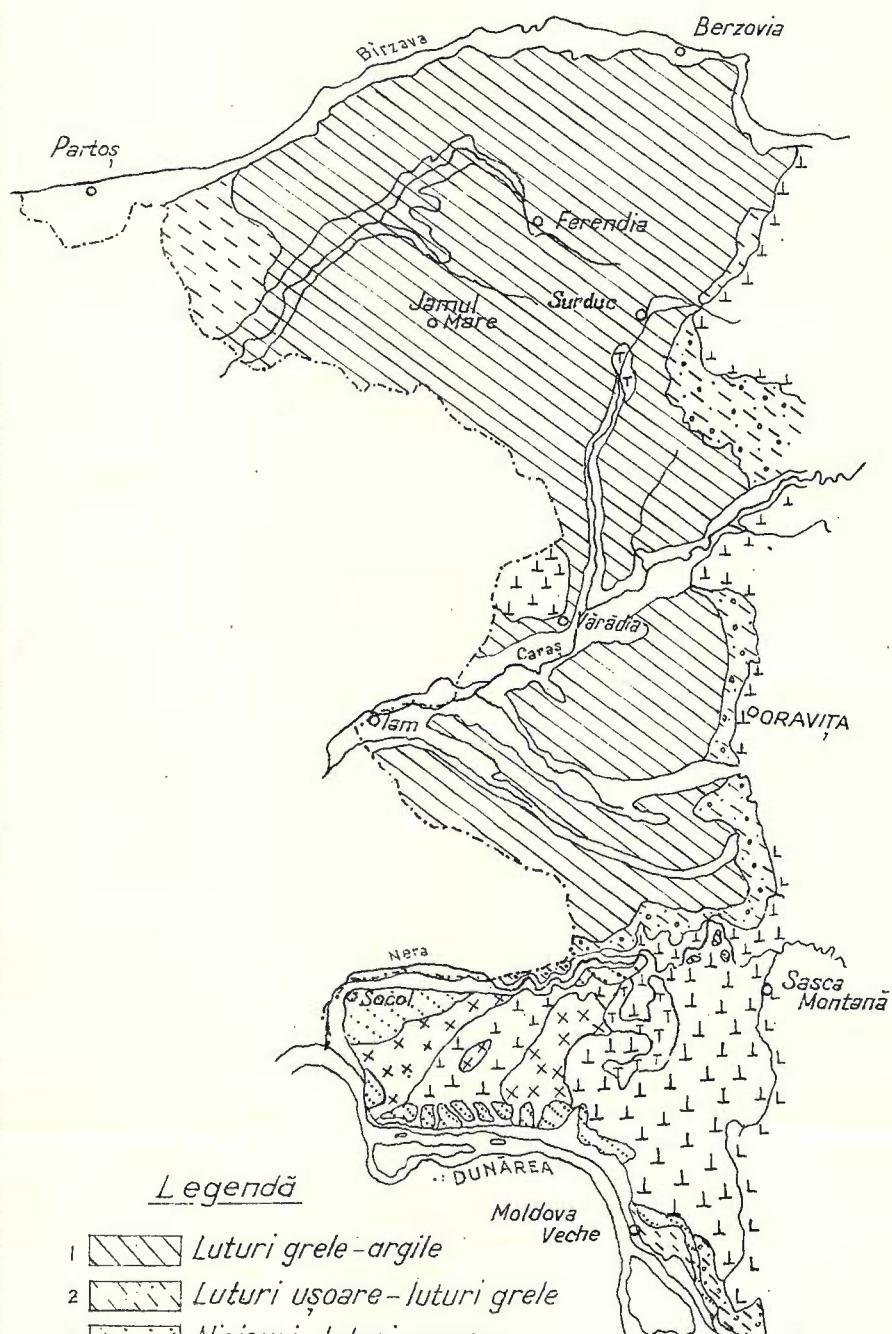
Institutul Geologic al României

C.CHIȚU - M.PEAHĂ

# REGIUNEA DINTRE DUNĂRE ȘI BÎRZAVA

## - Litologie -

0      5      10 km



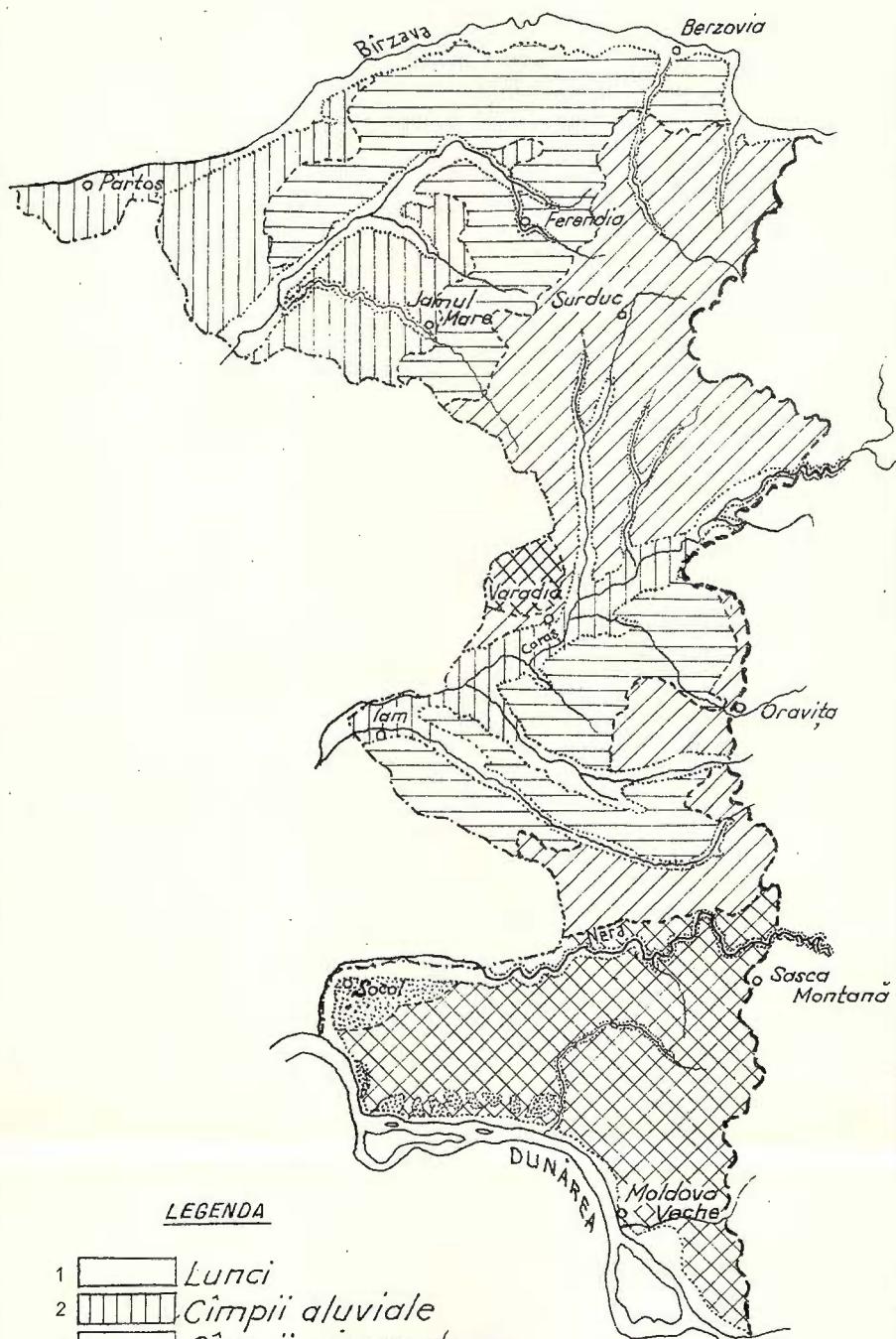
### Legendă

- 1 Luturi grele - argile
- 2 Luturi ușoare - luturi grele
- 3 Nisipuri - luturi ușoare
- 4 Nisipuri - luturi - pietrișuri
- 5 Calcare
- 6 Racii metamorfice sărace în baze
- 7 " " intermediare
- 8 Aluvioni de diferite texturi

C. Chitu - M. Peahă

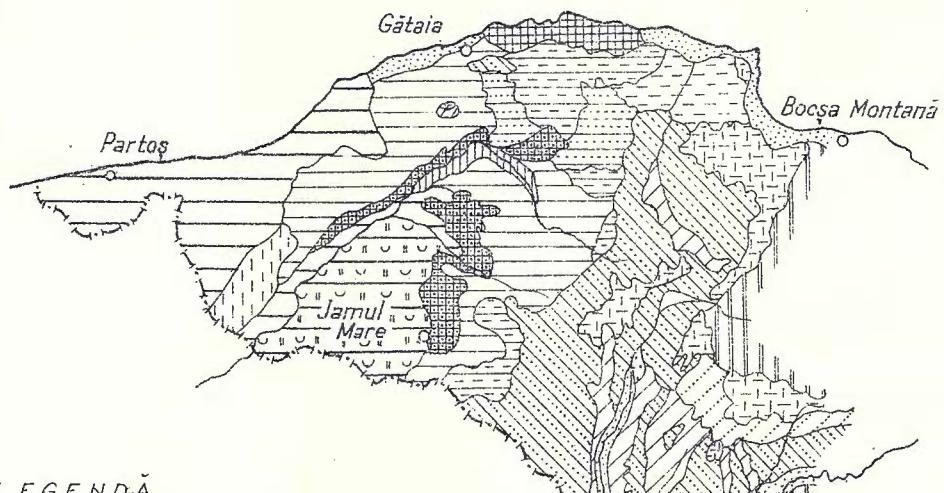
**REGIUNEA DINTRE DUNĂRE și BIRZAVA**  
**- Principalele unități geomorfologice -**

0 5 10 Km



C.CHITU - M.PEAHĂ  
REGIUNEA DINTRE DUNĂRE ȘI BIRZAVA  
—SOLURI—

0      5      10 km



LEGENDĂ

- 1 Soluri brune podzolice (feriiluviale) scheletice
- 2 " " gălbui podzolite
- 3 " " podzolice pseudogleice
- 4 " " brune puternic podzolite (local soluri podzolice).
- 5 " " podzolite (mediu-slab).
- 6 " " de pădure
- 7 " " tinere cu schelet calcaros
- 8 Rendzine
- 9 Regosoluri pseudorendzinice
- 10 Litasoluri
- 11 Regosoluri
- 12 Smalnîte
- 13 Soluri pseudogleice
- 14 " " podzolite
- 15 " " humicocomfigleice
- 16 " " dermoamfigleice
- 17 " " humicogleice
- 18 Lăcovîști
- 19 " " si soluri cernoziomice de fineată (local soloneti)
- 20 Soluri cernoziomice de fineată levigate
- 21 " " cernoziomide de terosă
- 22 " " brune aluviale
- 23 " " " " humifere
- 24 " " aluviale si aluvio-coluviale

Anina—Almăj. Ce secteur comprend les unités physico-géographiques suivantes : a) monts de Locva, b) collines de piémont, c) plaines de piémont et d) plaines alluviales.

a) Les monts de Locva, altitudes comprises entre 350 et 720 m, sont constitués pour la plupart des schistes cristallins. Très fragmentés par les vallées affluentes du Danube et de Nerea qui forment leur limite S et N. Cette forte fragmentation accuse le caractère montagneux de la région. Ils sont recouverts, en grande partie, par des forêts de hêtre et de Quercinées.

b) Les collines de piémont constituent le premier gradin de piémont à l'W de la région montagneuse, leurs hauteurs étant comprises entre  $\pm 300$  m et  $\pm 180$  m. Elles se sont formées au-dessus des dépôts pontiens et sarmatiens dans lesquels l'érosion a creusé des vallées profondes, à versants faiblement inclinés, avec, entre eux, des cimes larges et des surfaces lisses. Les processus d'érosion actuelle y sont plus faibles que dans les autres secteurs collinaires du pays.

c) Les plaines de piémont sont formées des gradins de piémont plus bas (sous  $\pm 180$  m) à l'W des collines de piedmont, dans les bassins de Caraș, de Moravița et de Bîrzava. Elles ont l'apparence des surfaces lisses, faiblement inclinées vers l'W, faiblement fragmentées, elles ont une petite énergie de relief. Elles se sont formées, pour la plupart, au-dessus des dépôts quaternaires généralement argileux.

d) Les plaines alluviales sont formées des luncas, mieux développées, de Caraș, de Moravița et de Bîrzava qui pénètrent jusque dans le secteur des collines de piémont. Elles sont formées de fines alluvions récentes.

Fréquemment enveloppée par l'air tempéré maritime et abritée contre les invasions de l'air continental de l'E, cette région présente des caractères distincts d.p.d. vue climatique. La moyenne de la température annuelle varie entre 10°C et 11°C, pour la plupart de la région ; il n'y a que le secteur des monts de Locva où elle diminue jusqu'à 8°C environ. La moyenne des précipitations annuelles est comprise entre 600 et 800 mm dans les plaines et collines de piémont, dépassant parfois 1000 mm dans la région montagneuse. Les valeurs des indices d'aridité sont comprises entre 28 et 34 dans les montagnes.

La répartition des sols est étroitement liée au relief, à la roche, au climat, à la végétation et à l'influence de l'eau. Trois groupes ou associations de sols ont été distingués par rapport aux unités de relief.

1) Les sols des plaines alluviales sont fortement influencés par l'eau phréatique dans la plaine alluviale Bîrzava—Moravița, ils le sont moins dans la plaine alluviale de Caraș. Les sols de ces deux plaines diffèrent



encore à cause des conditions climatiques (plus steppiques dans la plaine Moravița—Bîrzava) et à cause des roches (alluvions plus grossières dans la plaine de Caraș).

Les sols alluviaux sont les moins évolués, tandis que les sols bruns alluviaux sont les plus évolués. A part ces sols, dans la plaine alluviale Moravița—Bîrzava apparaissent encore des „lacoviști” (sols noirs de près humides à gley) et des sols chernozémiques de prairie à bandes de solonetz et dans les deux plaines alluviales des sols à gley et à amphygley.

2) Les sols des plaines et des collines de piémont sont formés, pour la plupart, au-dessus des dépôts argileux ; c'est pourquoi le phénomène de pseudogleyification est très évident dans le profil de ces sols.

A des stades différents d'évolution, les sols désignés sous le nom de „smolnitzé” sont très caractéristiques pour ces plaines de piémont. Les plus évolués perdent de leurs caractères spécifiques et se transforment en sols à pseudogley et sols à pseudogley podzolisés. Les sols podzoliques à pseudogley qui apparaissent dans les reliefs plus élevés représentent le stade le plus avancé d'évolution de sols à pseudogley.

Excepté ces sols, d'autres à caractère zonal paraissent surtout dans la région des collines de piémont. Ce sont des sols bruns de forêt qui présentent des types ainsi que divers stades de podzolisation : faible, modéré et accentué ; ils sont fréquemment pseudogleyifiés.

3) Les sols de la région montagneuse se remarquent par leur caractère squelettique et par l'épaisseur réduite du profil.

Sur les schistes cristallins de cette région se sont formés des sols brun-jaunâtres podzolisés squelettiques et des sols bruns podzolés squelettiques. Des rendzines paraissent sporadiquement sur les roches calcaires, et, sur le matériel argileux, résulté de l'altération des calcaires, se sont formés des sols bruns, jeunes, à squelette calcaire. On trouve des régosols pseudorendziniques sur certaines roches sablonneuses, riches en  $\text{CO}_3\text{Ca}$ , et sur les versants fortement inclinés, sur les schistes cristallins et granits apparaissent des sols squelettiques jeunes, appartenant à la catégorie des lithosols.

## EXPLICATIONS DES CARTES

La région située entre le Danube et la Bîrzava.

Sols : 1, sols sylvestres bruns podzoliques ferrugineux squelettiques ; 2, sols sylvestres brun-jaunâtre podzolisés ; 3, sols podzoliques à pseudogley ; 4, sols sylvestres bruns très podzolisés (par endroits sols sylvestres podzoliques) ; 5, sols sylvestres bruns podzolisés (modérément — peu podzolisés) ; 6, sols sylvestres bruns ; 7, sols sylvestres brun-jaune, à squelette calcaire ; 8, rendzines ;



9, régosols pseudorendziniques ; 10, lithosols ; 11, régosols ; 12, smolnitzas (sols noirs argileux peu humifères) ; 13, sols pseudogleyiques ; 14, sols pseudogleyiques podzolisés ; 15, sols humiques-amphigleyiques ; 16, sols amphigleyiques peu humifères ; 17, sols humiques à gley sensu stricto ; 18, sols humiques à gley („lăcoviște”) ; 19, sols humiques à gley („lăcoviște”) et sols chernozémiques à nappe phréatique (par endroits des solonetz) ; 20, sols chernozémiques à nappe phréatique lévigués ; 21, sols chernozémiques des terrasses ; 22, sols bruns des plaines alluviales ; 23, sols bruns humifères des plaines alluviales ; 24, sols alluviaux et alluviaux-alluviaux.

La région située entre le Danube et la Birzava. Lithologie.

1. Limons argileux-argiles ; 2, limons sableux-limons argileux ; 3, sables-limons sableux ; 4, sables-limons-graviers ; 5, calcaires ; 6, roches métamorphiques pauvres en cations basiques ; 7, roches métamorphiques intermédiaires ; 8, alluvions de textures différentes.

La région située entre le Danube et la Birzava.

Principales unités géomorphologiques.

1, lits majeurs des rivières ; 2, plaines alluviales ; 3, plaines de piémont ; 4, collines de piémont ; 5, région montagneuse basse ; 6, terrasses.





Institutul Geologic al României

## CONTRIBUȚII LA DETERMINAREA CAPACITĂȚII DE SCHIMB CATIONIC A SOLURILOR ȘI ARGILELOR PRIN METODA ACETAT DE AMONIU<sup>1)</sup>

DE

ALEXANDRU DIMITRIU, NICULINA BRATOSIN

### Abstract

Contribution to the Determination of Cation Exchange Capacity of Soils and Clays using the Ammonium Acetate Method. The procedure of distillation with superheated steam in flow control condition improved by the author, is proposed to be used for the determination of the cation exchange capacity for soils and clays. The distillation is carried out in slight hydroxide environment, in the presence of sodic chloride. For one determination, the necessary time is 20 minutes for soils and 30 minutes for clays.

În ultimul timp, atenția analiștilor a fost reținută de problema cu noastră proprietăților complexului adsorbativ din soluri. Au fost propuse noi metode pentru determinarea capacității de schimb (A. M e h l i c h, 1945) și a cationilor schimbabili, iar metoda cu acetat de amoniu (S ch o l l e n b e r g e r C. G., S i m o n H. H., 1945, C. J. Schollenberger, F. R. Dreibebe lis, 1930), larg folosită, a fost examinată critic în numeroase studii (N. Cernescu, 1939 a, b, H. D. Chapman, W. P. Kelley, 1930; W. P. Kelley, 1948; N. M. Shaw, 1940). Prin aceste lucrări se încearcă punerea de acord cu realizările din chimia analitică modernă a tehnicei de dozare din metoda cu acetat de amoniu studiată și introdusă în țara noastră de prof. N. Cernescu în anul 1938.

Lucrarea de față are drept obiect îmbunătățirea preciziei de determinare a capacității de schimb cationic prin metoda cu acetat de amoniu.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 27 decembrie 1963.



Condițiile cerute de precizia metodei cu acetat de amoniu pot fi enunțate în modul următor :

1. Deplasarea cationilor schimbabili prin ionul amoniu utilizat sub formă de acetat (soluție normală de acetat de amoniu cu  $\text{pH} = 7$ ) să fie cantitativă și exclusivă pentru acești cationi ;

2. Amoniul adsorbit, pe măsură ce a înlocuit cationii schimbabili, să rămînă fixat cantitativ în complexul adsorbțiv organo-mineral din sol încît să poată fi determinat prin analiza ulterioară a solului, și

3. Determinarea propriu-zisă a amoniului să exprime exclusiv amoniul adsorbit.

Potrivit mersului analizei, erorile se situează în două grupe : a) erori generate de obținerea extrasului prin percolare cu acetat de amoniu N și b) erori generate de dozarea amoniului adsorbit prin distilarea în mediu de hidroxid a solului extras.

Primul grup de erori afectează precizia metodei în ceea ce privește condițiile 1 și 2 enunțate mai sus, iar al doilea grup de erori afectează cea de a treia condiție. Sunt două laturi ale problemei care constituie aspecte distincte de cercetare : prima se referă la aplicabilitatea metodei de extracție, iar cea de a doua la păstrarea preciziei cu care este aplicabilă metoda. Ultimul aspect a constituit obiectul cercetărilor noastre. Aplicabilitatea metodei de extracție a fost studiată de prof. N. Cernescu (1939 a) pentru solurile din țara noastră.

Lucrarea de față aduce îmbunătățiri condițiilor de lucru în scopul obținerii unei mai bune corespondențe între  $T_{\text{NH}_4}$  și  $S + H$  și constituie totodată o rezolvare pentru determinarea  $T_{\text{NH}_4}$  în cazul solurilor nisipoase pentru care metoda clasică de distilare directă este inaplicabilă.

### Partea experimentală

Amoniul se găsește în solul extras atât sub formă de acetat de amoniu oclus în complexul coloid organo-mineral, cât și adsorbit în locul cationilor schimbători. Determinarea amoniului adsorbit revine în consecință în îndepărțarea amoniului oclus și, ulterior, în determinarea amoniului adsorbit.

*Îndepărțarea amoniului oclus* se face prin spălarea solului cu un solvent care să nu îndepărteze și amoniul adsorbit. S-a dovedit că solventul cel mai potrivit este alcoolul etilic sau metilic p.a., de 100—95% concentrație și cu  $\text{pH} = 7$ . Acești solvenți împiedică solubilizarea coloizilor organo-minerali.

S-a dovedit că, concentrații mai scăzute de 95%, cazul alcoolului etilic de 80% propus de Schollenberger (1930, 1945), provoacă



pierderi de amoniu adsorbit prin hidroliză datorită apei prezente. Kelley (1948) a arătat că prin spălare cu apă distilată se pierde o cantitate însemnată de amoniu adsorbit.

Alcoolul ușor acid și alcoolul neutralizat cu hidroxid de sodiu sau amoniac modifică valoarea  $T_{NH_4}$  datorită unor procese de schimb, respectiv de adsorbție. Alcoolul ușor acid și alcoolul neutralizat cu hidroxid de sodiu conduce la valori scăzute a  $T_{NH_4}$  ca urmare a deplasării unei cantități de amoniu prin ionul de hidrogen, respectiv ionul de sodiu. În cazul alcoolului neutralizat cu amoniac se obțin valori mai ridicate cu 2–4 me, după cum a arătat Schw (1940), datorită adsorbției amoniacului în timpul spălării.

*Determinarea amoniului adsorbit* prin metoda de distilare în mediu alcalin se bazează pe următoarele procese: deplasarea amoniului din complexul adsorbțiv în soluție și separarea amoniacului din soluție.

Hidroxidul de sodiu utilizat curent funcționează ca agent de hidroliză prin  $OH^-$ . Distilarea propriu-zisă realizează separarea amoniacului din soluție permitînd determinarea alcalimetrică pe baza măsurării volumului de soluție standard de acid sulfuric consumat.

În general, metodele de distilare cunoscute utilizează soluții de  $MgO$ ,  $Na_2CO_3$  sau  $NaOH$ . Ele au fost elaborate avîndu-se în vedere exclusiv proprietatea pe care o au de a produce hidroliza amoniului. Dintre aceste metode sunt apreciate acelea care utilizează soluții de alcalinitate redusă (soluții de  $MgO$ ,  $Na_2CO_3$ ) care conduc la micșorarea hidrolizei substanțelor organice care conțin azot, deoarece alcalinitatea redusă corespunde totodată unei concentrații mici a agentului de deplasare; aceiași soluție funcționează atât în procesul de deplasare, cât și de hidroliză. Metoda lui Peach (1945) utilizează soluția N  $NaOH$  cu conținut în  $NaCl$  și realizează astfel concentrația eficientă de  $Na^+$  (agentul de deplasare) în condițiile limitării alcalinității la o concentrație redusă. Metoda rezolvă tocmai chestiunea cercetată în literatură de a obține scurtarea timpului de analiză în condițiile micșorării azotului hidrolizabil. Potrivit considerației făcute mai sus asupra mecanismului metodei de distilare, ne permitem să facem sublinierea că prin lucrarea lui Peach (1945) metoda de distilare este pusă pe baze științifice.

Distilarea se efectuează prin metoda directă mai ales, cât și prin metoda de distilare cu vapozi de apă. Utilizarea metodei cu vapozi de apă supraîncălziti în regim controlat de debit a arătat în cazul determinărilor de azot că metoda cere timp mai scurt de analiză decît metoda directă și elimină șocurile, datorită faptului că anulează supraîncălzirile prin agitarea continuă a lichidului la barbotare cu curent de vapozi (Dimitriu

A 1., Buga E., 1963). S-a procedat la înlocuirea metodei de distilare directă cu această metodă pentru a scurta timpul de analiză și a rezolva totodată determinarea  $T_{NH_4}$  în cazul solurilor nisipoase, pentru care metoda de distilare directă este inaplicabilă datorită șocurilor intense care se produc. Pe de altă parte, metoda de distilare cu vaporii păstrează în tot timpul distilării alcalinitatea sub concentrația de NaOH creată la începutul distilării, spre deosebire de metoda de distilare directă la care alcalinitatea crește în timp pe seama distilării apei odată cu amoniacul.

Cercetările noastre au fost făcute în scopul de a stabili I) influența alcalinității asupra mărimii azotului hidrolizabil în cazul utilizării metodei de distilare directă și metodei de distilare cu vaporii, iar pe de altă parte, de a stabili II) timpul minim de distilare cerut la determinarea  $T_{NH_4}$  prin utilizarea soluției propuse de Peach în cazul metodei cu vaporii.

I. Influența alcalinității asupra mărimii azotului hidrolizabil a fost studiată prin utilizarea soluției de NaOH 35% (soluție preconizată în metoda clasică) și a soluției de NaOH cu adăus de NaCl (soluție propusă de Peach) atât în cazul metodei de distilare directă, cât și a metodei de distilare cu vaporii. În acest scop au fost făcute determinări la 4 probe de sol caracterizate prin azot hidrolizabil mare (tabelul 1).

TABELUL 1  
*Influența alcalinității în determinarea azotului hidrolizabil*

Profil nr.	Localizare	Tipul de sol	Adin- cimea cm.	Metoda directă de distilare		Metoda de distilare cu vaporii de apă supra-încălziți	
				NaOH 35%	N NaOH + NaCl	NaOH 35%	N NaOH + NaCl
SC	Coasta păpușă	Podzol montan alpin	0—6 11—21	19,90 6,48	7,02 3,34	12,00 4,25	3,08 1,25
P 5	Recea B. Mare	podzol turbos	0—5 39—52	11,69 4,75	4,72 0,68	7,20 0,55	1,12 0,14
Concen- trația N NaOH	La începutul distilării			0,88	0,03	1,73	0,06
	La terminarea distilării			4,4	0,15	1,10	0,04

NOTA : Au fost utilizați 50 cc NaOH 35% la 500 cc apă, respectiv 15 cc N NaOH + 10 g NaCl la 250 cc de apă.



Concentrația N NaOH a fost calculată pe baza raportului de diluție a soluțiilor la începutul, respectiv la sfîrșitul distilării pentru fiecare metodă în parte.

Datele din tabelul 1 evidențiază creșterea azotului hidrolizabil odată cu creșterea alcalinității mediului de distilare.

Facem observația că, în cazul metodei de distilare cu vapozi de apă supraîncălziți, prin utilizarea soluției propuse de Peach, se obțin valorile cele mai mici și reproductibile. În cazul metodei de distilare directe, prin utilizarea soluției de NaOH 35%, mărimea azotului hidrolizabil crește, în general, în funcție de timpul de distilare, respectiv cu creșterea alcalinității și este dificil de stabilit sfîrșitul distilării, influențând prin aceasta reproductibilitatea determinărilor.

Datele din tabela 4 arată de asemenea că azotul hidrolizabil determinat prin metoda propusă (bazată pe soluția dată de Peach) este în general mult mai mic decât cel determinat prin metoda de distilare directă, încât se pune problema ca în cazul probelor situate în profil sub orizontul de acumulare a humusului să nu se mai determine azotul hidrolizabil având o valoare minoră și ne mai constituind astfel o corecție pentru amoniul adsorbit.

II. Timpul de distilare cerut la determinarea  $T_{NH_4}$  este de așteptat (potrivit naturii proceselor fizico-chimice pe care se bazează metoda) să fie în funcție de intensitatea cu care este adsorbit amoniul în complexul organo-mineral; mărimea  $T_{NH_4}$  apare ca nesemnificativă. Pentru a stabili timpul minim de distilare au fost luate în studiu 2 probe de sol care constituie cazuri extreme ale intensității de adsorbție a amoniului, considerind că intensitatea cea mai joasă aparține solurilor cu capacitatea de schimb dată cu precădere de partea organică (humusul) din complexul adsorbtiv, iar în ceea ce privește intensitatea maximă, acelor soluri cu capacitatea de schimb dată cu precădere de partea minerală (argila) din complexul adsorbtiv. Pe baza datelor figurate în studiul Prof. N. Cernescu (1939 a) a fost luată în cercetare pentru primul caz o probă de cernoziom ciocolatiu de la stațiunea Mărculești, iar pentru cel de-al doilea caz, o probă de brun-puternic podzolit de la Rogoz (Baia Mare). Din tabelul 2 rezultă că, pentru aceste probe de sol, raportul  $\frac{T_{argilă}}{T} \cdot 100$  restă de 64,4 pentru proba de cernoziom ciocolatiu, respectiv 98,8 pentru proba de brun puternic podzolit.

Pentru cercetarea cazului cu  $T_{NH_4}$  mare și intensitate puternică de adsorbție, a fost luată în cercetare și o probă de bentonit (valea Chioarului).



TABELUL 2

*Date asupra capacitateii specifice de schimb cationic a solurilor cercetate.*

Probă	Argilă	Humus	$\alpha$	Targilă	$\beta$	Humus %	T	$\frac{\text{Targilă}}{T} \cdot 100$
Profil nr. 87 brun puternic podzolit Rogoz (B. Mare) 115–130 cm	53,96	0,15	0,42	22,62	1,87	0,28	22,94	98,8
Profil nr. 83 cernoziom ciocolatiu Stațiunea Mărculești 0–10 cm	29,61	4,06	0,74	21,91	2,98	12,12	34,01	64,4

*NOTA : Valorile  $\alpha$  și  $\beta$  sunt luate din lucrarea prof. N. Cernescu (1939 b).*

Pentru a determina timpul minim de distilare a fost urmărită în timp recuperarea %  $T_{\text{NH}_4}$  (tabelul 3).

Datele din ultima coloană (%  $T_{\text{NH}_4}$ ) au fost calculate din valorile  $T_{\text{NH}_4}$  determinate pentru fiecare moment de distilare considerindu-se valoarea  $T_{\text{NH}_4}$  determinată la un timp suficient de mare drept valoarea de referință. Aceste valori la care este raportat calculul sunt figurate pentru fiecare probă în parte.

Prin examinarea datelor din tabel rezultă că timpul de 20 min. este suficient pentru distilarea totală a amoniului adsorbit în cazul solurilor, în condițiile utilizării unui debit de vapozi de 30–35 ml apă/minut. Pentru determinarea  $T_{\text{NH}_4}$  la argile este necesar un timp de distilare mai mare (30 min.).

Azotul hidrolizabil apare recuperat 100% în primele 3 minute de distilare, încât mărimea lui afectează în aceeași măsură întregul sir de valori ale amoniului adsorbit, figurat în tabel pentru diferiți timpi.

Au fost făcute determinări în cazul utilizării NaCl tehnică în locul NaCl p.a. Determinările făcute pe diferite eșantioane de NaCl tehnică au arătat că, în general, se obține un blanc de 0,1 me care poate fi considerat de ordinul erorilor experimentale. Este indicat totuși ca operatorul să determine blancul, mai ales, la schimbarea lotului de NaCl tehnică. Recomandăm aceasta și pentru aprecierea factorului personal cu care intervine operatorul în mersul analizei.

TABELUL 3  
*Studiul duratei de distilare*

P r o b a	Timpul de distilare	Azot hidr.	$T_{NH_4^+}$ azot hidr.	$T_{NH_4}$	% $T_{NH_4}$
	min.	me	me	me	
Profil nr. 87 Brun puternic podzolit Rogoz (B. Mare) 115—130 cm	3	0,27	21,85	21,58	85
	7	0,24	23,38	23,14	90
	15	—	25,15	25,91	100
	20	—	25,95	25,71	—
	30	—	26,00	25,76	100
Profil nr. 83 cernoziom ciocolatiu Stațiunea Mărculești 0—10 cm	3	0,55	23,01	22,46	90
	7	0,57	23,86	23,31	93
	15	—	25,54	24,99	100
	20	—	25,48	24,93	—
	30	—	25,53	24,98	100
Bentonită Valea Chiorului	3	0,35	53,54	53,29	79
	7	0,34	55,90	55,55	82
	15	—	62,60	62,25	92
	20	—	63,29	62,94	93
	30	—	67,79	67,44	100
	35	—	67,81	67,46	—
	45	—	67,78	67,43	100

### Aparatura

Aparatura (Dimitoriu Al., Bugaag E., 1963) se compune din două părți: generatorul de vaporii de apă sub presiune și aparatul de distilare propriu zis.

### Materiale și reactivi

#### 1) NaOH (4%)

Se dizolvă 1 p. hidroxid de sodiu tehnic în 2 părți apă de canal într-un vas plat de fontă și se fierbe 30 minute pentru a îndepărta substanțele hidrolizabile volatile, în special substanțele amoniacale care influențează direct determinarea. După răcire, se decantează într-un vas de sticlă



**TABELUL 4**  
*Analiza probelor de soluri și argile*

Prof. nr.	Localizarea	Tipul de sol	Adinc. cm	S me	S+H me	T <sub>NH<sub>4</sub></sub> me determin.		N hidroliz. me determin.	
						met. clasică	met. pro- pusă	met. clasică	met. pro- pusă
118	SV Cisnădie	podzol secundar	92—110	16,88	22,06	20,00	19,77	0,40	0,19
98	S Viștea	brun gălbui podzolit	80—97 97—12	9,45 013,12	16,97 20,33	16,59 19,41	16,13 19,92	0,40 0,35	0,20 0,14
8	Baia de Aramă	sol roșu	60—70	30,11	35,19	35,75	36,24	1,23	0,38
148	Dealul Cioarei S. Ciocotîș	podzol brun gleizat	0—22 90—100	3,76 13,37	7,24 25,43	7,08 25,49	7,15 24,95	1,52 0,60	0,47 0,19
23	Asnajul de Sus	podzol	120—135	14,05	19,91	15,10	16,53	0,41	0,21
55	Baia Mare	brun puternic podzolit	95—115	7,80	15,50	15,87	15,29	0,70	8,15
411	Aluniș Pitești	podzol	95—105 0—20	22,00 12,51	28,01 17,13	26,72 16,67	26,99 16,97	0,56 1,46	0,17 0,42
	Mătăsaru	podzol	20—37	13,95	19,96	17,96	18,01	0,93	0,31
318	Băsești	brun podzolit	0—10	5,22	15,52	10,69	11,29	1,80	0,19
65	Viștea de Sus Recea	brun gălbui turbos	33—46 39—52	3,77 2,21	10,11 12,57	9,80 9,62	9,64 10,57	0,82 4,75	0,19 0,14
65	Medgidia	argilă marnoasă		31,65	31,65	—	25,55		
156	Seimeni	argilă albian-ceno- manian		17,32 31,94 17,72	17,32 31,94 17,72	—	14,05 29,68 15,40		
357	Buciumi	argilă sarmățian		48,52	50,02	—	49,05		

curat. Soluția obținută are concentrația de aprox. 35%. Concentrația se stabilește prin determinarea densității. Se realizează soluția de concentrație 4% NaOH din diluare cu apă distilată.

- 2) NaCl tehnică pulvis;
- 3) Parafină fiartă în hidroxid de sodiu;
- 4) Soluție N/20 NaOH.

Se cîntăresc 2,3 g NaOH p.a. și după spălare cu puțină apă distilată pentru îndepărțarea carbonatului se dizolvă într-un litru apă distilată fiartă și răcită. Soluția se păstrează la adăpost de bioxidul de carbon din aer. Titrul soluției este determinat cu biftalat de potasiu.

- 5) Soluția N/20  $H_2SO_4$ .

Se pipetează 2,7 cc  $H_2SO_4$  conc. p.a. într-un litru apă distilată. Titrul soluției se determină în raport cu titrul soluției N/20 NaOH.

### Rezultate experimentale

Metoda a fost aplicată la analiza unor probe de sol de diferite tipuri și argile. În tabelul 4 sunt figurate rezultatele obținute prin metoda propusă și prin metoda clasică (bazată pe utilizarea soluției 35% NaOH în instalația de distilare directă), precum și valorile S + H. S-a considerat că buna reproductibilitate în obținerea extrasului, subliniată în lucrarea Prof. N. Cernescu (1939 a), ne permite că constituim acest ansamblu de rezultate pentru a aprecia precizia metodei. Considerăm că abaterile care se păstrează și în cazul metodei propuse sunt în legătură cu sursele de erori privind extracția solului (solubilizarea humatului de amoniu în cazul solurilor humoase și acide (Kelle W. P., 1948); neutralizarea hidrogenului la pH = 7 prin percolare cu soluție normală de acetat de amoniu în raport cu neutralizarea la pH = 8,3 (Mehlich A., 1945; Schollenberger C. J., Simon H. H. 1945). De asemenea, în cazul solurilor saline și alcaline intervine eroarea datorită fixării amoniului în forme greu schimbabile din care nu poate fi recuperat (Bower C. A., Reitemeier R. R., Fireman M., 1952).

### BIBLIOGRAFIE

- Bower C. A., Reitemeier R. R., Fireman M. (1952) — Exchangeable cation analysis of saline and alkali soils. *Soil Science* 73, 251.  
 Cernescu N. (1939 a) Determinarea capacității de schimb a cationilor schimbabili la sol. București.  
 Cernescu N. (1939 b) Capacitatea de schimb a solului în raport cu conținutul de argilă și humus. București.



- Chapman H. D., Kelley W. P. (1930) — The determination of the replaceable bases and the base exchange capacity of soils. *Soil Science* 30, 391.
- Dimitriu Al., Bugaag Elena 1965. Metodă de determinarea azotului total din soluri bazată pe distilare (antrenare) cu vapori de apă supraîncălzită în regim controlat de debit *D. S. Com. Geol.* Vol. LI (sub tipar).
- Kelley W. P. (1948) Cation exchange in soils, New York.
- Mehlich A. (1945) Effect of type of soil colloid on cation-adsorption on capacity and on exchangeable hydrogen and calcium as measured by different methods. *Soil Science* 60, 289.
- Parnas J. K. (1938) Über die Ausführung der Stickstoffbestimmung nach Kjeldahl in der Modifikation von Parnas und Wagner. *Z. Anal. chem.* 114, 261.
- Peech M. (1945) Determination of exchangeable cation and exchange capacity of soils. Rapid micromethods utilising centrifuge and spectrophotometer. *Soil Science* 59, 25.
- Preegl F. (1933) Die kantitative organische Mikroanalyse. p. 113, 122. Berlin.
- Schaw N. M. (1940) Determination of exchange bases and exchange capacity of soils. *J.A.D.A.C.* 23, 221.
- Schollenberger C. J., Dreibebeleis E. R. (1930) — Analytical methods in base exchange investigation, *Soils-Soil Science*. 30, 161.
- Schollenberger C. J., Simon H. H. (1945) — Determination of exchange capacity and exchangeable bases in soils. Ammonium acetate method. *Soil Science* 59, 13.

## CONTRIBUTION À LA DÉTERMINATION DE LA CAPACITÉ D'ÉCHANGE DES CATIONS DES SOLS ET DES ARGILES

PAR

ALEXANDRU DIMITRIU, NICULINA BRATOSIN

(Résumé)

On y envisage les sources des erreurs agissant sur la précision de la détermination de la capacité d'échange des cations par la méthode de l'acétate d'ammonium et, par la suite, les auteurs font un choix parmi la littérature récente des conditions de travail diminuant l'action de ces sources d'erreurs. Les conditions qui ont suscité un intérêt tout particulier ont été celles présentées par Peech (1945) concernant l'élimination de l'ammonium oclus par alcool éthylique p.a. au pH = 7 ; on s'est intéressé également au dosage de l'ammonium adsorbé par distillation en milieu dilué d'hydroxyde de sodium à teneur en NaCl. Les auteurs présentent la nature des processus physico-chimiques qui sont à la base du dosage de l'ammonium adsorbé par distillation, en soulignant à la fois la valeur scientifique des conditions de travail adoptées.



Afin d'abréger la durée d'analyse, les auteurs adoptent la méthode de distillation à vapeurs surchauffées en régime contrôlé de débit employée avec succès à la détermination de l'azote total des sols (A. I. Dimitriu, Elena Bugaag 1963), en assurant, de ce fait, la qualité des déterminations.

Les tableaux 1 et 3 présentent les résultats obtenus à la suite de l'expérimentation de la méthode adoptée, afin d'évaluer le degré de réduction de l'azote hydrolisable (tableau 1) et afin d'établir une durée standard de distillation (tableau 3) en fait de sols à capacités spécifiques d'échange cationique différentes (tableau 2). Grâce à la distillation à vapeurs d'eau surchauffées au débit de 30—35 ml eau/minute (la quantité de condensé obtenue en unité de temps sert à indiquer le débit du courant de vapeurs) on a décidé d'adopter, pour l'analyse des sols, la durée standard de distillation de 20 minutes et pour l'analyse des argiles, la durée de 30'.

Le tableau 4 présente les résultats obtenus sur des sols que l'on a analysés, tant par la méthode proposée que par la méthode classique (N. Cernescu 1939 a). A remarquer une meilleure concordance entre  $T_{NH_4}$  et S+H qu'au cas de la méthode classique, ce qui témoigne de l'amélioration de la détermination  $T_{NH_4}$ .





Institutul Geologic al României

METODĂ DE DETERMINARE A AZOTULUI TOTAL  
DIN SOLURI BAZATĂ PE DISTILARE (ANTRENARE)  
CU VAPORI DE APĂ SUPRAÎNCĂLZITI, ÎN REGIM  
CONTROLAT DE DEBIT<sup>1)</sup>

DE

ALEXANDRU DIMITRIU, ELENA BUGEAG

**Abstract**

Determination method for the Total Amount of Nitrogen in Soils based on the Distillation (carrying away) with overheated Steam in Flow Control condition. — For the ammonium determination by the aid of the Kjeldhal method, the distillation procedure using overheated steam in hydroxide environment is recommended. The procedure is improved by carrying out the distillation in flow control condition. The time necessary for one determination is reduced to 7 minutes.

În anul 1955, laboratorul nostru a primit sarcina de a perfecționa metoda Kjeldhal de determinare a azotului din soluri în scopul de a scurta durata de analiză, păstrînd buna precizie a determinărilor. Este suficient de a se face o examinare sumară a metodei pentru a se evidenția că productivitatea metodei este influențată de operația de distilare, încît cercetările noastre au fost axate de la început asupra găsirii unui mijloc de dozare rapidă a ionului amoniu din mediul de kjeldhalizare.

Dintre procedeele descrise în literatură (distilarea directă — procedeu adoptat în metoda Kjeldhal originală și care era folosit în laboratorul nostru, distilarea cu vaporii de apă, fotocolorimetrire, titrare redox), ne-a fost reținută atenția de către distilarea cu vaporii de apă, fiind mai simplă atât în privința aparaturii, cît și a metodicii. Încercările făcute de a utiliza

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 27 decembrie 1963.



acest procedeu au arătat însă că precizia determinărilor și, mai ales, durata de analiză sănătate sensibil de mărimea debitului vaporilor de apă. Însistând în cercetările noastre asupra acestei dependențe, s-a dovedit că prin folosirea vaporilor de apă supraîncălziti cu debit constant se obține o bună precizie în determinare, iar durata de analiză este micșorată odată cu creșterea debitului și poate fi standardizată în relație cu valoarea debitului. Aceste concluzii ne-au condus la elaborarea unei metode de distilare (antrenare) cu vaporii de apă supraîncălziti în regim controlat de debit. Ea a fost utilizată cu succes, din anul 1956, la determinarea azotului total din soluri. Metoda adoptată constituie obiectul comunicării de față.

### Aparatura

Aparatura de distilare se compune din două părți : a) sursa de vaporii de apă supraîncălziti și b) aparatul de distilare propriu-zis (vezi planșa).

a) Sursa de vaporii de apă supraîncălziti este constituită din următoarele : generatorul de vaporii sub presiune G de capacitate 15—20 l și presiune de 4—5 atmosfere, dotat cu ventil de siguranță V, manometru metalic  $M_1$  cu scala 0—5 at. și cale de evacuare a vaporilor „g”; sistemul de legătură generator-aparatul de distilare dotat cu robinetul de trecere  $R_1$ , reductor de presiune r, manometrul  $M_2$  cu scala 0—3 at., robinetul de trecere  $R_2$  și un refrigerent cu bule  $D_1$  (având minimum 5 bule) pentru măsurarea indirectă a debitului curentului de vaporii de apă.

NOTA : Alimentarea cu vaporii de apă supraîncălziti a unei baterii de distilare (4—12 aparate de distilare) de la un singur generator se realizează printr-un sistem convenabil de alimentare descris în literatura de specialitate (vezi de exp. Jesse Green — Ind. Eng. Chem. Anal. Ed. vol. 3, nr. 2, pag. 160 (1931)).

b) Aparatul de distilare propriu-zis se compune din balonul de distilare (însuși balonul Kjeldhal) prevăzut cu tija de barbotare a curentului de vaporii, pâlnia de scurgere a soluției de NaOH și legătura prin șif cu refrigerentul cu bule (având minimum 6 bule), constituită din două bule de deflegmare etajate și o tijă în spirală.

### Partea experimentală

*Influența debitului curentului de vaporii de apă asupra duratei de distilare* a fost evidențiată cu primele determinări pe care le-am efectuat cu aparatura clasică de distilare cu vaporii de apă (Parناس, 1938; Preghi, 1929) în scopul de a stabili o durată standard de distilare.



Luerind cu o soluție de sulfat de amoniu cu un anumit conținut, corespunzător cazului întâlnit la analiza unui sol bogat în azot, și care a fost păstrat în decursul experimentării, s-a observat că, recuperarea azotului prezintă o variație în timp, diferită de la o serie la alta de determinări (tabela 1). Examinarea atentă a condițiilor de lucru a arătat că nereproductibilitatea allurei curbei de distilare este datorită fluctuațiilor în intensitatea de vaporizare a apei din generator, adusă la fierbere cu ajutorul unui bec de gaz natural. (Experimentarea a avut loc într-o perioadă a anului 1955 în care se făceau modificări în rețeaua centrală de alimentare cu gaz natural a orașului).

TABELA 1

*Fluctuațiile recuperării azotului dintr-o soluție de  $(NH_4)_2SO_4$  prin distilare cu vaporii de apă, în cazul a două serii de determinări*

Tipul de distilare – minute	recuperat % N	
	Seria I	Seria II
5	20	—
8	51	25
10	97	37,5
14	—	37,7
18	99,5	—
20	—	75,2
23	99,7	—

NOTA : În ambele serii de determinări a fost luată în analiză o cantitate de 15 ml sol.  $(NH_4)_2SO_4$  de concentrație în azot, de  $479 \cdot 10^{-6}$  g N/ml.

Observația făcută asupra dependenței duratei distilării de debitul curentului de vaporii ne-a sugerat ideia utilizării unui generator de vaporii sub presiune (vezi aparatura) care să asigure debit constant de lucru, cît și alegerea unui debit convenabil pentru a reduce la minimum durata de distilare. Observația noastră s-a întemeiat de asemenei pe rezultatele obținute de M e l d r u m, M e l a m p y și M y e r s (1934) prin utilizarea aerării la distilarea azotului kjeldhal.

Cercetarea funcției : recuperare azot — timp de distilare, în relație cu debitul curentului de vaporii a fost făcută pentru cinci soluții de sulfat de amoniu preparate dintr-o soluție de bază având concentrația de  $479 \cdot 10^{-6}$  g N/ml (concentrația a fost determinată prin metoda de distilare directă), care reproduc cazul întâlnit în analiza solurilor cu un conținut în azot de

0,5% (soluția I), respectiv 0,4% N (soluția II), 0,3% N (soluția III), 0,2% N (soluția IV) și de 0,07% N (soluția V). Rezultatele obținute sunt figurate în tabela 2, în care valoarea debitului este indicată indirect prin numărul de ml apă rezultați la condensarea integrală în unitatea de timp a curentului de vapori de apă utilizat.

TABELA 2

*Variația duratei de distilare cu debitul curentului de vapori de apă supratncălzii în cazul distilării a cinci probe sintetice cu conținut diferit în  $(NH_4)_2SO_4$ .*

Debitul curentului de vapori ml apă/minut	Timpul de distilare minute	Recuperat %N				
		Proba				
		I	II	III	IV	V
10—15	5	84,5			91,4	
	10	98,6			98,6	
	15	99,8			100,0	
	20	100,0			—	
20—25	7	96,8			98,1	
	11	99,5			100,0	
	15	100,0			—	
30—35	3	95,3	100,0	100,0	100,0	100,0
	5	100,0				

Se observă că, prin efectuarea distilării cu un debit aferent condensatului de 30—35 ml apă/min. (aceasta corespunde situației de barbotare intensă a curentului de vapori în balonul de distilare), se produce distilarea cantitativă după 5 minute de fierbere chiar în cazul soluției I cu un conținut în azot corespunzătoare solurilor cu 0,5% N, încit timpul de distilare de 5 minute poate fi adoptat, la acest debit, drept durată standard de distilare. Folosirea metodei în producția de analize, ca și în obținerea rezultatelor pe soluri figurate în tabela 6, s-a bazat pe o durată standard de distilare de 7 minute, având în vedere că nu se controlează debitul pentru fiecare determinare în parte și este posibil să se producă unele fluctuații în debitul de regim. De altminteri, s-a dovedit că reglarea debitului la începerea unui grup de determinări, asigură un debit constant în cazul tuturor determinărilor de executat, dacă se pă-



trează presiunea inițială în generator și deschiderea reductorului de presiune, manipulându-se numai robinetul de trecere R<sub>2</sub> (vezi aparatura).

*Variatia duratei de distilare cu volumul lichidului de distilat* a fost cercetată utilizând soluțiile I și IV, diluate la volum de 150 ml și de 300 ml. Rezultatele obținute sunt figurate în tabela 3.

TABELA 3  
*Variatia duratei de distilare cu volumul lichidului de distilat*

Volumul lichidului de distilat ml	Timpul de distilare minute	Recuperat % N	
		Proba	
		I	II
150	3	95,3	100
	5	100,0	—
	7	—	—
300	7	97,40	96,5
	10	99,1	100,0
	15	100,0	—

Din examinarea rezultatelor, reiese că durata de distilare crește cu volumul lichidului de distilat, evidentindu-se o proporționalitate directă. Pentru a beneficia de o durată minimă de distilare, se impune efectuarea distilării direct în balonul de dezagregare Kjeldhal, dând posibilitate astfel să se lucreze la un volum de distilat de aproximativ 150 ml. De altfel, eliminarea operației de transvasare într-un balon special de distilare evită unele pierderi în analiză, având însă dezavantajul că se accelerează deteriorarea baloanelor Kjeldhal pe seama acțiunii NaOH.

#### Materiale și reactivi

1. H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> conc. p.a.
2. K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> anhidru p.a. (liber de azot)
3. Hg p.a.
4. Solutie de K<sub>2</sub>S 10%.
5. NaOH 40%.

2 părți în greutate NaOH tehnic se dizolvă în 3,2 părți apă distilată într-un vas plat de fontă, ajutând disolvarea prin încălzire. Se aduce la fierbere timp de 30 min. în scopul îndepărtării substanțelor volatile



hidrolizabile, în special a substanțelor amoniacale care influențează direct determinarea. Se decantează soluția într-o sticlă, se completează cu apă distilată la volumul corespunzător obținerii unei soluții de NaOH 40% și se închide sticla cu un dop de cauciuc.

#### 6. Soluție N/20 NaOH.

Se cîntărește 2,3 g NaOH p.a. și după spălare cu puțină apă distilată în scopul îndepărțării carbonatului, se dizolvă într-un litru apă distilată fiartă și răcită. Se păstrează soluția la adăpost de CO<sub>2</sub>-ul din aer și se iau porțiuni din ea în lucru folosindu-se o biuretă prevăzută cu montajul de încărcare prin sifonare. Titrul soluției este determinat cu ftalat acid de potasiu.

#### 7. Soluție N/20H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>.

Se pipetează 2,7 ml H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> conc. într-un litru apă distilată. Titrul soluției se determină în raport cu titrul soluției de NaOH N/20.

#### 8. Indicator Tashiro (Pregl, 1929).

Se amestecă 5 p. soluție 0,1% albastru de metilen în alcool 95% și 2 p. soluție 0,03% roșu de metil în alcool 60%.

**NOTA :** În caz că nu se dizolvă cantitativ roșul de metil, se va prepara amestecul prin încercări succesive, controlînd calitatea amestecului prin utilizarea lui în titrarea soluției de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> cu soluție de NaOH. Încercările constau în adăusuri crescînd de soluție roșu de metil peste o cantitate fixă de soluție albastru de metilen.

### Modul de lucru

Determinarea azotului total urmează două operații importante : 1) dezaggregarea probei — operația de kjeldhalizare și 2) distilarea amoniului din mediul de kjeldhalizare — operația de distilare. Vom descrie detaliat în special ultima operație, care a constituit obiectul cercetărilor noastre.

1. Într-un balon Kjeldhal de 500 ml sau 750 ml se cîntăresc 5—10 g probă de sol, corespunzător conținutului în azot a probei de analizat (în mod obișnuit, se iau în analiză cîte 5 g din probele de suprafață — situate în profil pînă la adîncimea de 50 cm). Se adaugă peste solul cîntărit 10 g K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> anhidru p.a. și 1—2 picături Hg. După realizarea unui amestec intim între sol și K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, se adaugă 25 ml H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> conc., se agită din nou conținutul și se încălzește balonul pe bec, pînă se obține un rezidiu albicios. În caz că probă prezintă un conținut ridicat în carbonați, se adaugă într timp o cantitate suplimentară de H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> conc., iar dacă rezidiul nu se „albește”, ceea ce înseamnă în mod obișnuit că nu s-a produs oxidarea totală a humusului, implicit a azotului, se va adăuga 1 ml alcool etilic p.a. și 5 ml H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> conc., după care se continuă dezaggregarea la cald.



2. Efectuarea distilării amoniacului din mediul de kjeldhalizare necesită o etapă pregăitoare în scopul obținerii debitului de regim, după care urmează distilarea.

Se încalzește generatorul de vapori cu un arzător de gaz. După ce se creează o presiune de vaporii de 2,5–3 at., se aduce regulatorul de presiune în poziția convenabilă obținerii debitului dorit. În acest timp, robinetul  $R_2$  este închis, încât evacuarea curentului de vaporii se produce prin refrigerentul  $D_1$  folosit în instalație drept debitmetru. În momentul în care presiunea din generator rămîne sensibil constantă în condițiile evacuării curentului de vaporii prin refrigerentul  $D_1$  (aceasta se realizează printr-o reglare atentă a arzătorului de gaz), se prinde condensatul de la refrigerentul  $D_1$  într-un cilindru și se măsoară în timp volumul obținut. Se începe seria de distilări după ce s-a obținut un debit al curentului de vaporii de 30–35 ml apă/min., care permite efectuarea distilării în durată minimă de timp (7 min.). Obținerea debitului de 30–35 ml apă/min. se realizează prin cîteva ajustări ale reductorului de presiune și arzătorului de gaz.

În vederea distilării, se cuplează balonul Kjeldhal, folosit și ca balon de distilare, după ce a fost desprins reziduul de pe pereți prin adăugare de apă distilată în 2–3 porțiuni a către 20–30 ml. Se închide șifful „a”, umectat în prealabil, și se introduce tija refrigerentului  $D_2$  în vasul de colectare a distilatului, încărcat cu un volum cunoscut de sol. N/20  $H_2SO_4$ . Apoi se adaugă sol. NaOH 40% în balon prin pîlnia de scurgere „c”, în care timp se agită balonul cu mâna, pînă în momentul în care se produce precipitarea abundantă a sesquioxizilor. După realizarea mediului alcalin, se adaugă 10 ml sol.  $H_2S$  10% și se spală pîlnia de scurgere cu puțină apă. Trebuie avut grija ca volumul final al lichidului din balon să nu depășească 200 ml. Astfel au fost realizate toate condițiile necesare pentru a efectua distilarea propriu-zisă.

Se deschide treptat clema Hoffman „H” permitînd intrarea gravitată a curentului de vaporii în lichidul din balon. După deschiderea totală a clemei „H”, se întrerupe legătura cu refrigerentul  $D_1$ . După 2–3 min. de barbotare a curentului de vaporii se produce fierberea lichidului, respectiv începe distilarea. La 5–6 min. de distilare, se îndepărtează tija refrigerentului din soluția de N/20  $H_2SO_4$ , lăsînd-o în continuare 1 min. în interiorul paharului de colectare, în care timp se spală tija cu un jet de apă. Apoi se închide clema „H” și se deschide legătura cu refrigerentul  $D_1$ , permitînd astfel curentului de vaporii să iasă prin refrigerent pînă la efectuarea distilării următoare.



Se adaugă 2–3 picături de soluție indicator Tashiro în paharul în care a fost colectat distilatul și se titrează excesul de acid sulfuric cu sol. N/20 NaOH pînă la obținerea virajului.

Calculul rezultatelor :

$$N\% = (m.f_1 - n.f_2) \frac{0,07}{a}$$

unde : m = ml soluție N/20  $H_2SO_4$

$f_1$  = factorul sol. N/20  $H_2SO_4$

n = ml soluție N/20 NaOH

$f_2$  = factorul sol. N/20 NaOH

a = grame probă luată în analiză.

### Rezultate experimentale

Au fost efectuate determinări pe soluții de  $(NH_4)_2SO_4$  preparate prin luarea de diferite părți cote dintr-o soluție de bază de  $(NH_4)_2SO_4$

TABELA 4

Evaluarea preciziei și reproductibilității metodei în diverse condiții de lucru folosind diferite părți cote dintr-o soluție de  $(NH_4)_2SO_4$  de concentrație  $479 \cdot 10^{-6} g N/ml$ .

Condiții de distilare	ml sol. $(NH_4)_2SO_4$ de concentrație $479 \cdot 10^{-6} g N/ml$ luati în analiză	grame N determinat	Concentrație g N/ml determinată pt. sol. de bază de $(NH_4)_2SO_4$
Q = 30–35 ml apă/min. V = 300 ml t = 15 min.	25 30 40 50	120,2. $10^{-4}$ 142,8 191,6 240,5	481. $10^{-6}$ 476 479 481
Q = 30–35 ml apă/min V = 150 ml t = 6 min.	15 20 25 30 40 50	72,1 96,0 119,0 142,8 189,2 239,0	481 480 476 476 473 478
Q = 20–25 ml apă/min V = 150 ml t = 7 min.	20 40 50	95,2 190,0 239,0	476 475 478

Media determinărilor =  $478 \cdot 10^{-6} g N/ml$



de concentrație  $479 \cdot 10^{-6}$  g N/ml, în scopul de a evalua precizia și reproducibilitatea metodei în diverse condiții de lucru, respectiv în ceea ce privește debitul vaporilor de apă Q ml apă/min, volumul lichidului de distilat V ml și durata de distilare t min. În tabela 4 sunt figurate rezultatele obținute.

Rezultă din tabel că metoda prezintă în general erori sub 1% și o bună reproductibilitate. De asemenea se observă că se obțin rezultate bune în toate condițiile de lucru stabilite. Evident, pentru o scurtare a duratei de analiză se preconizează utilizarea debitului de 30—35 ml apă/min. și a unui volum de distilat de 150 ml. În aceste condiții s-a lucrat pe diferite probe de soluri, analizate și prin metoda distilării directe (tabela 5), dovedindu-se o bună precizie a metodei propuse.

TABELA 5  
*Analiza probelor de sol*

Tipul de sol	Adîncimea în cm	Localizarea	N %		OBS.
			dozat prin metoda propusă	dozat prin metoda distil. directe	
Sol brun mediu podzolit	40—60	Stoiceni Baia Mare	0,074	0,074	
Sol brun de fineață de luncă gleizat mlăștinat	24—36	Borcut Baia Mare	0,117	0,119	
Pseudorendzină	37—59	Comuna Rece Hunedoara	0,136	0,135	
Cernoziom ciocolatiu	25—40	Vest Cioara	0,194	0,198	
Rendzină pe calcar organogen	10—26	Calan Hunedoara	0,216 0,220	0,213	Conține 28,7 % CaCO <sub>3</sub>
	0—10	idem	0,288 0,280	0,287	Conține 21,3 % CaCO <sub>3</sub>
Sol brun de fineață de luncă gleizat mlăștinat	0—13	Borcut Baia Mare	0,354	0,351	

## BIBLIOGRAFIE

- Meldrum W. B., Melampy R., Myers W. D. (1934). Use of aeration in determination of azot Kjeldhal by distillation. *Ind. and eng. chem. Anal. ed.* 6, I, 63—65.
- Parnas J. K. (1938). Ueber die Ausführung der Stickstoffbestimmung nach Kjeldhal in der Modification von Parnas und Wagner. *Z. Anal. Chem.* 114, 261—280.
- Pregl F. (1929). Die quantitative organische Mikroanalyse. p. 113—122. Viena.

## MÉTHODE DE DÉTERMINATION DE L'AZOTE TOTAL DES SOLS, BASÉE SUR LA DISTILLATION À VAPEURS D'EAU SURCHAUFFÉES, EN RÉGIME CONTRÔLÉ DE DÉBIT

PAR

ALEXANDRU DIMITRIU, ELENA BUGEAG

(Résumé)

Les auteurs présentent une méthode employée au dosage de l'ammonium du milieu de kjeldalisation ; cette méthode est basée sur la distillation (entraînement) à vapeurs d'eau surchauffées en régime contrôlé de débit, qu'ils utilisent afin de déterminer l'azote total des sols.

On y présente les données obtenues à la suite des expériences entrepris dans le but de choisir les conditions de travail (tableaux 1, 2, et 3), ainsi que pour décéler la nature du processus physique qui se trouve à la base de la méthode.

A la suite de la discussion détaillée des données expérimentales les auteurs ont été amenés à utiliser, pour l'analyse, un débit qui leur permette d'obtenir une vapeur condensée de 30—35 ml eau/minute (un réfrigérent noté par D<sub>1</sub> dans la fig. 1 y est employé en tant que débitmètre) et le volume de distillé de 150 ml. En adoptant ces conditions de travail il s'est avéré qu'on obtient une durée de distillation standard de 5 minutes (tableau 2), propre à déterminer n'importe quelle teneur en azote que l'on rencontrera dans l'analyse des sols ; à cette durée les auteurs ont ajouté encore 2 minutes considérant les éventuelles fluctuations du débit qui pourraient se produire au cours d'une série de déterminations.

Le tableau 4 présente les résultats obtenus des solutions à teneur différente en  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  ; ils dénotent une haute précision (l'erreur maximum est moindre que 1%) et relèvent de la réproductibilité.



Fig 1- Aparat de distilare cu vapori de apă suprăîncălziti  
in regim controlat de debit.

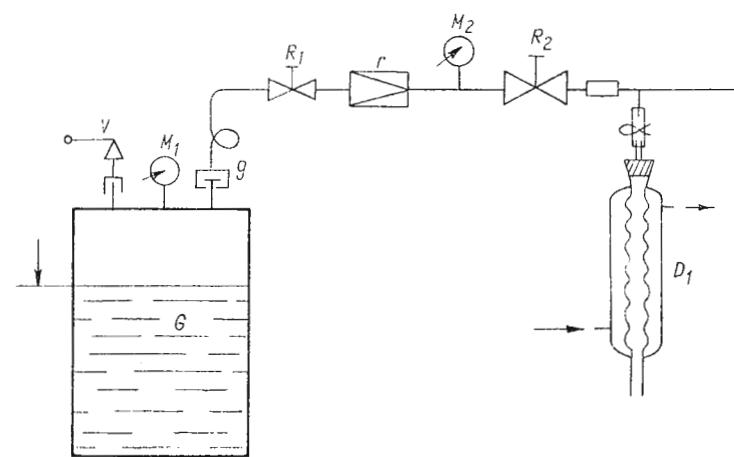


Fig 1a-Generatorul de vapori de  
apă suprăîncălziti.

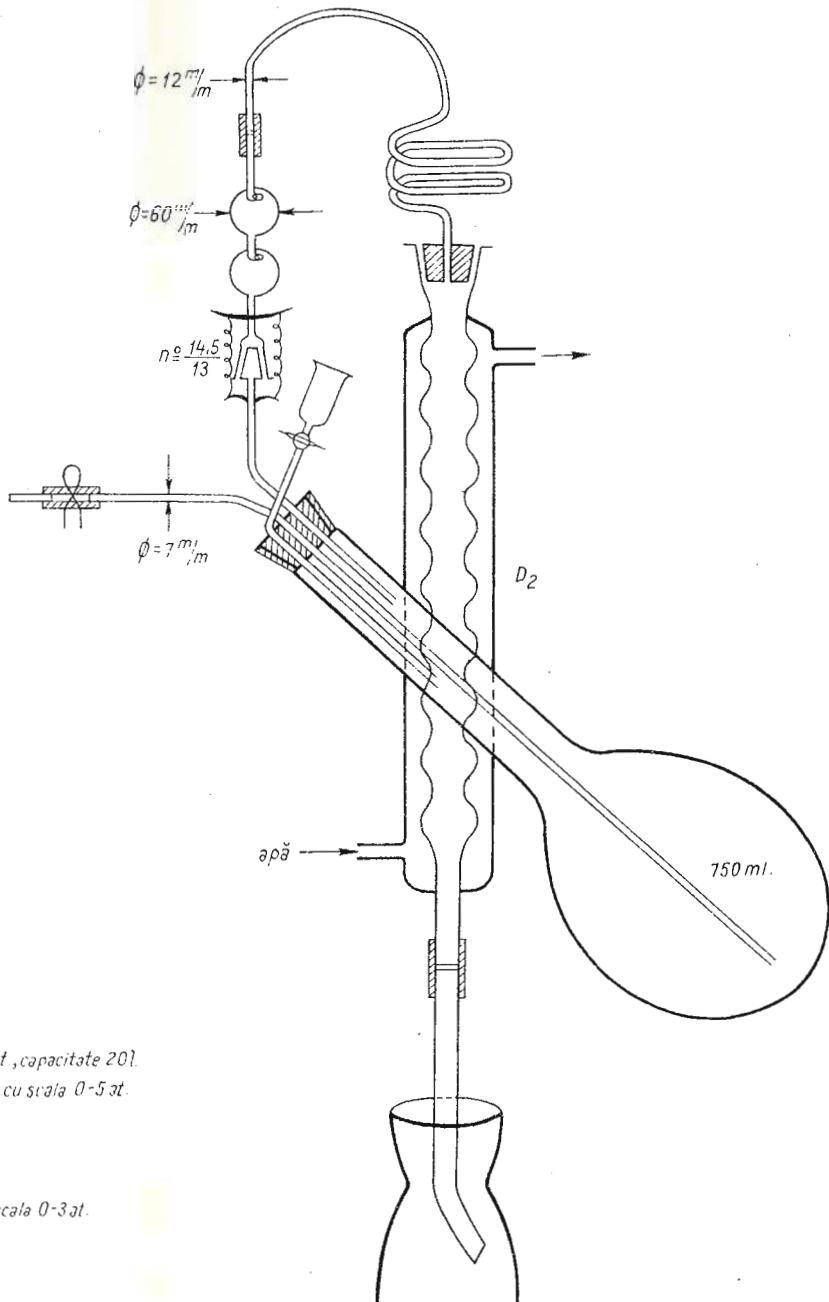


Fig.1b-Aparatul de distilare  
propriuzis.

Le tableau 5 figure les résultats obtenus sur des sols ; il en résulte que la méthode proposée se situe au niveau de précision de la méthode de distillation directe.

La méthode proposée présente des avantages par rapport à celle de distillation directe, à part la haute productivité, à savoir que la détermination du contrôle des conditions de travail est standardisée et, qu'au cours de l'ébullition elle évite les chocs, qui bien souvent, au cas de la distillation directe, sont cause d'une analyse manquée voire de la détérioration des appareils.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Fig. 1. — Appareil de distillation à vapeurs d'eau surchauffées dans le régime contrôlé de débit.

Fig. 1 a. — Générateur de vapeurs d'eau surchauffées.

Fig. 1 b. — Appareil de distillation proprement dit. G, générateur de vapeurs sous pression de 5 at. capacité 20/1; M<sub>1</sub>, manomètre métallique pour vapeurs d'eau à échelle de 0—5 at.; R<sub>1</sub>R<sub>2</sub>, robinet de passage; r, réducteur de pression; D<sub>1</sub>, réfrigérant utilisé comme débitmètre; M<sub>2</sub>, manomètre métallique pour vapeurs d'eau à échelle de 0—3 at.; D<sub>2</sub>, réfrigérant à minimum 6 boules.





Institutul Geologic al României

**STUDIUL UNEI METODE COLORIMETRICE  
PENTRU DETERMINAREA FOSFORULUI<sup>1)</sup>**

DE  
**ELENA GÂTĂ**

**Abstract**

Study concerning a Colorimetric Method for the Determination of Phosphorus. A new method for the determination of phosphorus as molybdenum blue employing a couple of reducing agents hydroquinone — hydrazine sulfate is described. The extinction of the solutions is read at 720 m $\mu$ . The interferences of ions in solution and the elimination of these interferences are studied. The curve expressing the concentration of phosphorus (C) depending on the extinction (E) has a great curvature ray and in a first approximation it may be considered as a linear function of the studied interval. Using the relation C = mE in which the angular coefficient (m) with a single gauge is daily determined, the author has obtained errors less than 5%. In the case of the method of gauge allowance, the determinations show errors less than 2%.

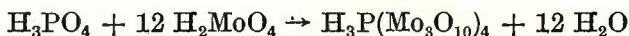
În ultimii ani, determinările fotocolorimetrice de fosfor caracterizate printr-o sensibilitate mare, au înlocuit din ce în ce mai mult metodele de precipitare cu dozare titrimetrică sau gravimetrică, care sunt laborioase și nu pot fi aplicate decât cel mult la semi-microdeterminări (metoda Lorenz) sau numai pentru macrodeterminări. Metodele de precipitare prezintă de asemenea dezavantajul unui consum mare de reactivi (Thun R., Herrmann R., Knickmann E., 1955). Metodele fotocolorimetrice substituie, în general metodele gravimetrice în domeniul concentrațiilor mici, limita superioară fiind de aproximativ 40 p.p.m. P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; pentru concentrațiile superioare metoda Lorenz rămîne metoda cea mai indicată.

Determinarea spectrofotometrică a fosforului se bazează pe forma unei heteropolyacide fosfomolibdenic, un complex de coordinare cu

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 22 mai 1964.



atomul de fosfor ( $P^{5+}$ ) ca atom central (Boltz D. F., De Vries T., Mellon M. G., 1949; Jackson M. L., 1958); în pozițiile corespunzătoare oxigenului din  $PO_4^{3-}$  apar radicalii molibdatului :



Se admite că acidul fosfomolibdenic format în soluții la concentrații sub 1 mg  $P_2O_5$ , s-ar compune din două forme în echilibru : una galbenă și alta incoloră. Echilibrul acestor două forme este influențat de temperatură și valoarea pH a soluției ; este deplasat înspre forma galbenă atunci cînd temperatura crește și aciditatea scade (Ferrari C., 1956).

De obicei, nu se colorimetreză direct soluțiile heteropolicomplexului fosfomolibdenic, deoarece intensitatea culorii galbene este prea slabă. În practică, se recurge fie la intensificarea culorii galbene prin introducerea elementului vanadiu, fie la reducerea acidului fosfomolibdenic la albastru de fosfomolibden.

Determinarea fosforului ca fosfovanadomolibdat se bazează pe formarea acidului fosfovanadomolibdenic, prin tratarea unei soluții acidulate de ortofosfat și vanadat, cu un exces de molibdat (Baghurst H. G., Norman V. J., 1955; Quilan K. P., De Sesa M. A. 1955). Compoziția exactă a acestui complex nu este sigură ; a fost sugerată formula  $(NH_4)_3PO_4NH_4VO_3 \cdot 16 MoO_3$  pentru fosfovanadomolibdat (Snell F. D., Snell C. T., 1959). Colorimetrarea se face în regiunea spectrală de la 400 la 480 m $\mu$ ; metoda prezintă avantajul determinării fosforului într-un domeniu larg de concentrații, deoarece sensibilitatea citirilor este relativ scăzută (Barton C. J., 1948). Pe de altă parte se remarcă o stabilitate mare a intensității culorii (Geera A., Dietz V., 1953).

Dacă fosforul se găsește în cantitate mai mică, se preferă determinarea ca albastru de fosfomolibden, un heteropolicomplex obținut prin reducerea acidului fosfomolibdenic. Intensitatea culorii albastre a heteropolicomplexului este proporțională cu cantitatea de fosfor și curba de absorbție prezintă două maxime la 660 m $\mu$  și 830 m $\mu$ , intensitatea extincției fiind de trei ori mai mare pentru maximum din infraroșul apropiat (Jackson M. H. 1958).

Natura agentului reducător folosit, influențează poziția celor două maxime de absorbție. Fenomenul se explică prin comportarea diferită a celor două forme în echilibru, galbenă și incoloră ale acidului fosfomolibdenic în funcție de potențialul de reducere al diverselor substanțe utilizate pentru obținerea complexului albastru.



Conform datelor din literatură (Ferrari C 1956), clorura stanoasă, unul dintre reducătorii cei mai des întrebuițați, în special în domeniul chimiei solului, poate reduce ambele forme, pe cea galbenă și pe cea incoloră, în timp ce alții reducători ca acidul 1, 2, 4 — amino-naftol sulfonic, reactivul lui Zindzadze (obținut prin reducerea cu pulbere de molibden a unei soluții de molibdat de amoniu în acid sulfuric concentrat), hidrazina, acidul ascorbic, etc., nu pot reacționa decât cu forma galbenă. Deoarece albastrul de fosfomolibden care ia naștere din forma galbenă are o curbă de absorbție net distinctă de aceea provenită din forma incoloră, rezultă necesitatea de a întrebuița numai reducători din grupa a două și de a executa reacția la cald, spre a deplasa echilibrul total de partea formei galbene. Se obține astfel numai albastru de fosfomolibden corespunzător formei galbene. Numai în felul acesta se pot obține rezultate analitice precise și reproductibile. Din acest punct de vedere sulfatul de hidrazină și acidul ascorbic s-au dovedit reducătorii cei mai adecvați. De asemenea s-a constatat că dacă se lasă să reacționeze la rece unul din reducătorii care acționează numai asupra formei galbene a acidului fosfomolibdenic, reacția are loc în două faze distincte. Prima fază se petrece la rece, în cîteva minute și constă în reducerea unei părți din molibdenul hexavalent la forma pentavalentă; a doua fază se produce foarte încet la rece și mai rapid la cald. Ea se manifestă printr-un fel de „stabilizare” a structurii moleculare și conduce la acel albastru de molibden care posedă o curbă de absorbție definită, constantă și caracteristică, probabil singura formă albastră de molibden utilizabilă în scopuri analitice.

Final se mai poate preciza că aciditatea are o foarte puternică influență asupra desfășurării atît a primei cît și a celei de a doua faze și anume prin ridicarea acidității prima fază este încetinită, în timp ce a doua este accelerată. De aceea intensitatea culorii variază mai mult sau mai puțin, în funcție de timp.

În cercetările efectuate pentru elaborarea unei metode de determinare a fosforului din extrasele de sol, s-a urmărit alegerea unor condiții de lucru care să asigure o precizie satisfăcătoare, o perioadă de dezvoltare a culorii cît mai scurtă, o variație în timp a intensității culorii cît mai redusă, iar valorile folosite la trasarea curbelor de etalonare să fie cît mai reproductibile, prezentând fluctuații cît mai mici. În acest scop au fost folosiți ca reducători clorura stanoasă, hidrochinona și hidrazina. Citirile s-au efectuat la un fotocolorimetru Pulfrich cu echipament fotoelectric E L P H O pe filtrul cu max.  $\lambda$  619 m $\mu$ .

În tabelul 1 este prezentată variația în timp a intensității culorii albastre de fosfomolibden la probe cu 0,6 γ P/ml.



TABELUL 1

*Variația intensității culorii albastre în funcție de timp*

Reducător	Timp							
	5'	10'	15'	20'	25'	30'	45'	1 h
Clorură stanoasă	53,8	58,5	64,0	67,0	69,8	71,1	73,2	74,5
Sulfat de hidrazină	40,1	41,4	41,7	42,2	42,5	42,6	42,7	43,1
Hidrochinonă	75,0	74,8	76,0	76,8	78,5	78,9	79,8	80,4
Hidrochinonă — sulfat de hidrazină	76,7	76,5	76,3	76,4	76,3	76,3	76,2	76,1

Din datele de mai sus se observă că în cazul folosirii metodei cu clorură stanoasă, perioada de dezvoltare a culorii este de circa 20—25 minute și stabilitatea ei este redusă (4,7 procente de transparentă/35 minute). La metoda cu hidrochinonă perioada de dezvoltare a culorii este de cca 25—30 minute, stabilitatea fiind comparativ mai bună decât pentru clorură stanoasă (1,9 procente de transparentă / 30—35 minute). Metoda cu sulfat de hidrazină ca reducător, prezintă o perioadă mult mai scurtă de dezvoltare a culorii (cca 10 minute), stabilitatea fiind destul de bună (1,7 procente de transparentă / 50 minute), prezintă însă neajunsul că este mult mai greoaie, culoarea dezvoltându-se la cald (se încălzește proba la 90°C timp de 4—5 minute, apoi se aduce la fierbere după care se răcește imediat la temperatura camerii (S n e l l F. D., S n e l l C. T., 1959).

Nici una din metodele folosite nu a fost satisfăcătoare, fie din cauza variației intensității culorii în timp, fie din cauza modului de lucru greoi. De aceea s-a elaborat o nouă metodă de lucru asociindu-se doi reducători : hidrochinona și sulfatul de hidrazină. Într-un balon cotat de 50 cmc se transferă o probă cu un conținut de fosfor între 10 și 150γ și se aduce la un volum de 10—15 cmc. Se adaugă 2 cmc soluție de molibdat de amoniu 5% în acid sulfuric 1 : 35 și se agită bine. Se adaugă apoi 2 cmc soluție de hidrochinonă 0,5% (acidulată cu o picătură de acid sulfuric conc. la 100 cmc soluție). Se agită bine și se adaugă 0,05 cmc soluție de sulfat de hidrazină 0,15%. Se aduce la semn cu apă distilată și se agită temeinic. Citirile se fac între 15 și 45 minute de la adăugarea sulfatului de hidrazină. Intensitatea culorii prezintă o mare stabilitate în timp așa cum reiese din datele indicate în tabelul 1.

Deoarece cele mai bune rezultate se obțin în cazul metodei cu sulfat de hidrazină și al metodei cu cuplul de reducători hidrochinonă — sulfat de hidrazină, s-au folosit aceste două metode pentru a urmări fluctua-



țiile valorilor de la o zi la alta. În acest scop s-au determinat variațiile indicelui de transparență pentru două soluții etalon cu 40 și 45 γ P/50 cmc într-un interval de timp de 60 zile.

TABELUL 2

*Reproductibilitatea valorilor indicelui de transparență într-un interval de 60 zile<sup>1)</sup>*

Reducătorul folosit	Concentrația soluției γP/50 cmc	
	40	45
Sulfat de hidrazină	25,1 ± 0,2 24,6 ± 0,4 19,5 ± 0,2 24,1 ± 0,2 19,7 ± 0,2 22,0 ± 0,4	19,9 ± 0,2 22,8 ± 0,3 18,3 ± 0,2 20,0 ± 0,2 20,4 ± 0,3 17,0 ± 0,2 16,9 ± 0,3
Media	22,8 ± 2,8	19,3 ± 2,9
Hidrochinonă — sulfat de hidrazină	70,9 ± 0,4 71,1 ± 0,5 70,9 ± 0,5 71,0 ± 0,3 71,0 ± 0,4	69,1 ± 0,4 69,2 ± 0,15 69,0 ± 0,3 69,2 ± 0,4 69,1 ± 0,2
Media	71,0 ± 0,1	69,1 ± 0,1

După cum se vede din tabelul 2, variația intensității culorii în funcție de timp, la metoda cu sulfat de hidrazină este ceva mai mică decât la metoda cu cuplul de reducători. Cu toate acestea reproductibilitatea valorilor obținute pentru cele două etaloane, în decursul perioadei de cercetare, este mult mai mică în cazul sulfatului de hidrazină ( $\pm 2,8$  respectiv  $\pm 2,9$ ) fluctuațiile fiind mult mai mari decât în cazul cuplului de reducători hidrochinonă — sulfat de hidrazină ( $\pm 0,1$ ).

Pentru precizarea domeniului spectral de sensibilitate maximă în cazul cuplului de reducători, au fost executate determinări de fosfor folosind întreg setul de filtre S ale fotometrului Pulfrich, la soluții cu 100 și 120 γ P/50 cmc.

<sup>1)</sup> Fiecare valoare din tabel reprezintă media citirilor obținute într-un interval de timp de la 15' la 75' de la dezvoltarea culorii.

TABELUL 3  
Curba de extincție a albastrului de fosfomolibden

Filtrul S	$\lambda \mu$	Extincția pentru 100 $\gamma P/50$ cmc	Extincția pentru 120 $\gamma P/50$ cmc	Diferență
42	428	$0,254 \pm 0,004$	$0,308 \pm 0,003$	0,054
43	436	$0,190 \pm 0,002$	$0,230 \pm 0,003$	0,040
47	465	$0,111 \pm 0,003$	$0,136 \pm 0,003$	0,025
50	496	$0,112 \pm 0,002$	$0,135 \pm 0,001$	0,023
57	533	$0,134 \pm 0$	$0,160 \pm 0,002$	0,026
61	574	$0,161 \pm 0,001$	$0,192 \pm 0,001$	0,031
66	619	$0,197 \pm 0,002$	$0,239 \pm 0$	0,042
72	665	$0,227 \pm 0,002$	$0,279 \pm 0,002$	0,052
73	726	$0,243 \pm 0$	$0,295 \pm 0,002$	0,052
75	750	$0,239 \pm 0,001$	$0,292 \pm 0,001$	0,053

Din datele tabelului 3, se constată că pentru soluțiile etalon utilizate, sensibilitatea maximă corespunde filtrelor S 42, S 72 și S 75, la care pentru o variație de concentrație de 10  $\gamma P/50$  cmc se obține o variație a extincției de aproximativ 0,025 unități.

Se precizează în plus, că domeniul de la 720—750  $m\mu$  este recomandabil în cazul în care, la dezvoltarea culorii au loc deplasări ale maximelor de absorbție (D i c k m a n S. R., B r a y R. H. 1940) datorită interferențelor, întrucât panta curbei extincției în funcție de lungimea de undă este mai mică. În consecință, în cercetările ulterioare s-a folosit numai filtrul S 72.

În general, soluțiile în care se determină fosforul conțin și alți ioni, ca : aluminiul, fierul, manganul, titanul, clorul, etc. În prezența acestor ioni perioada de colorare este mai lungă, intensitatea culorii mai slabă și variația în funcție de timp mai mare decât la etaloanele corespunzătoare. Aceste efecte sunt produse de obicei de ionii care formează sisteme redox, ce influențează mersul reacției de reducere și pot fi micșorate prin mărirea cantității de reducător (D i c k m a n S. R., B r a y R. H., 1940 ; P o h l F. A., B o n s e l s W. 1962). Cercetări amănunțite au arătat că raportul optim este de 4 cmc hidrochinonă 0,5% și 1 cmc hidrazină 0,15% pentru un volum final de 50 cmc.

Un alt grup de ioni care interferă la determinarea fosforului sunt : siliciul, germaniul și arsenul care pot forma heteropolicomplexi întocmai ca și fosforul. Dacă ultimele două elemente nu produc erori întrucât sunt în cantități practic neglijabile în soluri, siliciul însă, poate falsifica

mult rezultatele. În mod obișnuit interferența siliciului se elimină prin coborîrea pH-ului soluției de analizat (Levine H., Rowe J. J., Grimaldi F. S. 1955; Pohl T. A., Bonsels W. 1962; Rockstein M., Herron P. W. 1951), deoarece heteropolicomplexul cu siliciul se formează la un pH mai ridicat. Dar coborîrea pH-ului produce variații mari în extincția soluțiilor, aşa cum reiese și din tabelul 4. De aceea, în practică trebuie să se preciseze valoarea de pH la care se dezvoltă culoarea.

TABELUL 4

*Variația intensității culorii unei soluții cu 50 γP/50 cmc în funcție de pH-ul soluției*

pH-ul soluției	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,35	1,5
extincția	0,238	0,266	0,277	0,287	0,292	0,299	0,314

Pentru ca variațiile de pH să fie cât mai mici, este necesar să se adauge sistemului o soluție tampon. În metoda adoptată s-a folosit o soluție de sulfit de sodiu 20% adăugind fiecarei probe 3 cmc, pentru un volum final de 50 cmc.

În tabelul 5 se poate urmări efectul coborîrii pH-ului cu  $H_2SO_4$  1 : 35 și al tamponării cu soluție de sulfit de sodiu 20%, asupra extincției unei soluții cu 50 γP/50 cmc.

TABELUL 5

*Efectul adausurilor de acid sulfuric și de sulfit de sodiu asupra extincției unei soluții cu 50 γP/50 cmc*

Adaus		pH	Extincție
Na <sub>2</sub> SO <sub>3</sub> 20 % cmc	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> 1/35 cmc		
0	0	1,45	0,320 ± 0,014
0	2,5	1,20	0,282 ± 0,011
0	5,0	1,02	0,260 ± 0,002
0	7,5	0,91	0,231 ± 0,004
0	10,0	0,80	0,202 ± 0,006
3	2,5	1,47	0,317 ± 0,002
3	5,0	1,35	0,309 ± 0,001
3	7,5	1,27	0,295 ± 0,002
3	10,0	1,20	0,290 ± 0,003



Un conținut ridicat în fier al probelor de analizat se manifestă prin scădere intensității și o nuanță verzue a culorii (D i c k m a n S. R., B r a y R. H., 1940; P o h l F. A., B o n s e l s W. 1962). Mărirea cantității reducătoarelor nu este suficientă pentru a elibera interferența acestui ion și s-a recurs la blocarea lui cu ajutorul unei soluții 0,1 M de complexon III (sarea de sodiu a acidului etilendiaminotetraacetic).

TABELUL 6

*Interferența fierului și blocarea fierului cu complexon  
(soluții cu 50 γ P<sub>2</sub>O/50 cmc și un adaus de 5 cmc H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 1/35 și  
3 cmc Na<sub>2</sub>SO<sub>3</sub> 20%)*

Adaus în soluție		Timp (minute)						
mg Fe ca sulfat	cm complexon III 0,1 M	20	25	30	40	50	60	70
0	0	0,241	0,247	0,248	0,251	0,254	0,256	0,215
10	0	0,198	0,218	0,240	0,248	—	0,271	0,280
10	1	0,260	0,261	0,262	0,261	0,261	0,260	0,260
10	2	0,264	0,265	0,266	0,265	0,263	0,260	0,261
10	3	0,270	0,270	0,270	0,271	0,272	0,273	0,272

În tabelul 6 se arată influența adausurilor de complexon asupra stabilității și intensității culorii. Se constată că o cantitate de 1 pînă la 2 cmc soluție 0,1 M de complexon este suficientă pentru a elibera interferența fierului la soluțiile cercetate.

În cazul determinării fosforului din soluții de extras în HCl (metoda internațională după van Bemmelen – Hissink) conținutul în acid clorhidric fiind ridicat, ionul clor din soluție produce o micșorare evidentă a intensității culorii (Bertramson B. R. 1942; Hill U. T. 1951; P o h l F. A., B o n s e l s W. 1962).

În tabelul 7 se prezintă comparativ datele analitice obținute pentru două probe de extras în HCl. La ambele probe s-a efectuat determinarea fosforului atât în soluția clorhidrică ca atare, cât și în soluție sulfurică. Valorile extincției soluțiilor clorhidrici sunt așa de scăzute, comparativ cu cele ale soluțiilor sulfurice, încît nu pot fi luate în considerație. De asemenea se poate observa că fluctuația valorilor extincției este evident mai mare în prezența ionilor clor. Pentru a elibera interferența acestui ion, soluțiile clorhidrici sunt trecute în soluții sulfurice.



TABELUL 7

Determinarea fotocolorimetrică a fosforului în soluții clorhidrice și sulfurice

Timpul minute	Valoările extincției			
	SE Com. Perșani 0–4 cm		SE Com. Perșani 17–34 cm	
	HCl	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	HCl	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>
20	0,148	0,246	0,063	0,117
30	0,150	0,247	0,067	0,199
40	0,151	0,250	0,069	0,120
50	0,153	0,250	0,071	0,120
60	0,158	0,250	0,072	0,120
Concentrația fotocolorimetric P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,059	0,096	0,028	0,056
gravimetric	0,093	0,093	0,054	0,054

Studiul interferențelor arătate, a condus la precizarea metodei de lucru în cazul soluțiilor complexe ca extrasul în HCl. Se ia o parte alicotă din soluția de extras în HCl și se transferă într-o capsulă de porțelan. Se tratează cu 2 cmc H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> conc. și se evaporă conținutul capsulei pe baia de nisip pînă la degajarea de SO<sub>3</sub>, care se continuă timp de o oră (degajarea se face ușor pentru a nu avea pierderi). Se lasă să se râcească și se reia conținutul capsulei cu apă distilată fierbinte astfel încît să nu depășească un volum de 10–15 cmc. Se încalzește pe baia de apă pînă se dizolvă sărurile din capsulă și se filtrează într-un balon cotat de 50 cmc, printr-un filtru bandă albastră cu Ø 5,5 cm. Se spală capsula și filtrul cu porțiuni mici de apă distilată fierbinte pînă ce volumul lichidului din balonul cotat ajunge aproape de semn. Se lasă să se râcească la temperatură camerei și se aduce la semn. Cu o pipetă, se transferă într-un balon cotat de 50 cmc o parte alicotă cu un conținut de 10–50 µP. Se adaugă 5 cmc soluție H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 1 : 35 și se aduce volumul soluției la 25 cmc cu H<sub>2</sub>O distilată. Se adaugă 2 cmc molibdat de amoniu 5% în H<sub>4</sub>SO<sub>4</sub> 1 : 35 și se agită bine. Apoi se adaugă 5 cmc din soluția cuplului de reducători (un amestec în proporția 4 : 1, din soluție de hidrochinonă 0,5% acidulată cu o picătură H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> conc. la 100 cmc și soluție de hidrazină 0,15%) și se agită bine. În continuare se adaugă 4 cmc dintr-o soluție amestec compusă din soluție de sulfit de sodiu 20% și soluție de complexon III 0,1 M, în proporție 3 : 1. Se agită temeinic, se aduce la semn. Se colorimetreză

în cuve de 2 cm, folosind filtrul S 72, în intervalul de timp de 20–60 minute de la adăugarea reactivilor. pH-ul probei astfel obținut se situează în jurul valorii de 1,2.

Etaloanele se prepară în mod asemănător, transferind într-un balon cotate de 50 cmc o parte alicotă dintr-o soluție standard cu 10 γP/cmc. Pentru a avea o compozitie asemănătoare probelor și un pH identic, fiecărui etalon i se adaugă 10 mg Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/50 cmc sub formă de sulfat feric și 10 cmc soluție H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 1 : 35.

Această metodă de lucru se caracterizează printr-o variație în timp a intensității de colorare foarte redusă (tabelul 8) și o bună reproducibilitate (tabelul 9).

TABELUL 8  
*Variația în timp a intensității culorii*

Timp	Cantitatea de P în γ/50 cmc			
	10	50	100	150
15'	0,059	0,290	0,569	0,837
20'	0,060	0,290	0,571	0,840
25'	0,060	0,290	0,571	0,841
30'	0,060	0,291	0,572	0,843
35'	0,060	0,291	0,572	0,846
40'	0,060	0,291	0,572	0,846
45'	0,060	0,291	0,573	0,845
50'	0,060	0,291	0,573	0,846
55'	0,060	0,291	0,573	0,846
60'	0,060	0,291	0,572	0,846
65'	0,060	0,291	0,572	0,847
70'	0,060	0,290	0,571	0,845
75'	0,060	0,290	0,570	0,845

În tabelul 9 sunt prezentate valorile experimentale medii obținute pentru tracarea curbei de etalonare a fosforului. Făcind raportul C/E, se constată că valoarea acestui raport crește ușor, odată cu creșterea concentrației fosforului (166,7 pentru 10 γP și 177,1 pentru 150 γP). De aici rezultă că funcția C = f (E) reprezintă o curbă cu o rază mare de curbură și într-o primă aproximare, poate fi considerată lineară pentru intervalul cercetat, 10–150 γP, luând pentru coeficientul unghiular valoarea medie a raportului C/E. În acest caz funcția devine C = 173 E.

## TABELUL 9

*Curba de etalonare obținută cu filtrul S 72  
(cave de 2 cm)*

Concentrația (C) $\gamma P/50$ cmc	Extincția (E)	Raportul C/E	Valori calculate cu ecuația : $C = 173 E$	Eroarea %
10	$0,060 \pm 0,001$	166,7	10,38	+3,8
20	$0,119 \pm 0,003$	168,1	20,59	+2,93
30	$0,174 \pm 0,005$	172,4	30,10	+0,34
40	$0,235 \pm 0,005$	170,2	40,66	+1,64
50	$0,291 \pm 0,005$	171,6	50,34	+0,69
60	$0,344 \pm 0,003$	174,4	59,51	-0,81
70	$0,401 \pm 0,003$	174,6	69,37	-0,89
80	$0,464 \pm 0,005$	172,4	80,27	+0,34
90	$0,514 \pm 0,005$	175,1	88,92	-1,20
100	$0,572 \pm 0,006$	174,8	98,96	-1,04
110	$0,624 \pm 0,006$	176,3	107,95	-1,86
120	$0,676 \pm 0,005$	177,5	116,95	-2,54
150	$0,847 \pm 0,008$	177,1	146,53	-2,35

Pentru a verifica valabilitatea curbei s-au calculat punctele de etalonare folosind valorile extincțiilor determinate experimental și coeficientul unghiular mediu 173. Valorile din penultima coloană a tabelului 9 arată că în general, abaterile se mențin sub 4%. De altfel se constată că abaterile cele mai mari sunt la intervalele extreme, adică sub 30  $\gamma P/50$  cmc și peste 110  $\gamma P/50$  cmc. În interiorul intervalului 30 – 110  $\gamma P/50$  cmc, abaterea valorilor se menține sub 2%. Aceste constatări sunt importante în sensul că întreaga operație de etalonare se poate reduce la determinarea a două puncte ale dreptei standard fără ca erorile să depășească 4% respectiv 2% pentru intervalul 30–110  $\gamma P/50$  cmc.

În cazul probelor de extras în HCl care au fost analizate în această lucrare, limitele de concentrație s-au situat între 10 și 50  $\gamma P/50$  cmc. Calculând coeficientul unghiular mediu pentru acest interval, folosind valorile din tabelul 9, se obține ecuația curbei de etalonare:  $C = 170 E$ .

Din tabelul 10 se poate vedea că valorile calculate cu această ecuație prezintă abateri sub 2%. Etalonări executate în interval de două luni de zile au arătat că în condițiile de lucru adoptate, panta dreptei  $C = mE$  variază de la 167 la 173, în funcție de puritatea soluțiilor, erorile de pipetare, fluctuațiile curentului, etc. De aici rezultă că  $m$  trebuie determinat



TABELUL 10

*Abaterea punctelor etalon obținute la determinarea fosforului din extras în HCl pentru intervalul 10—50γ P/50 cmc*

Concentrația C γP/50 cmc	Extincția E	Concentrația calculată cu ecuația : C = 170 E	Abatere %
10	0,060 ± 0,001	10,20	+ 2,00
20	0,119 ± 0,003	20,23	+ 1,15
30	0,174 ± 0,005	29,58	- 1,40
40	0,235 ± 0,005	39,95	- 0,13
50	0,291 ± 0,005	49,47	- 1,06

zilnic pentru că eroarea de dozare să fie minimă. Deoarece citirile se fac în raport cu un blanc de reactivi, este suficientă determinarea unui singur punct al curbei etalon. Odată determinată panta curbei ( $m$ ), se calculează concentrația în fosfor a probelor analizate, cu ajutorul formulei :

$$C = mE \cdot \frac{V_1}{a} \cdot \frac{V_2}{b} \cdot \frac{2,291}{10} \cdot \frac{100}{p} \cdot \frac{100}{100-u}$$

unde  $C$ , concentrația în %  $P_2O_5$  la 100 g probă uscată la  $105^{\circ}C$ ;  $E$ , extincția citită la fotocolorimetru;  $p$ , greutatea probei luată în analiză (grame);  $V_1$ , volumul total al soluției pentru probă analizată (conc.);  $a$ , partea alicotă din soluția inițială în cmc;  $V_2$ , volumul soluției sulfurice în cmc;  $b$ , cmc din soluția sulfurică;  $u$ , umiditatea probei în %.

În cazul în care pregătirea etaloanelor în condiții identice probelor este dificilă (interferențe numeroase și foarte variabile de la probă la probă), se aplică metoda adaosului de etalon. În această metodă se procedează astfel : se citește extincția soluției probă ( $d_1$ ) și a soluției probă cu adao de etalon ( $d_2$ ) și se calculează concentrația  $x$  a probei cu ajutorul relației :

$$x = \frac{cd_1}{d_1 - d_2}$$

în care  $c$  este concentrația soluției etalon.

În tabelul 11 sunt prezentate comparativ valorile obținute cu metoda fotocolorimetrică curentă, cu metoda cu adao de etalon și cu metoda gravimetrică Lorenz. Se observă că valorile obținute cu metoda adaosului de etalon concordă mai bine cu cele gravimetrice adică sunt mai precise,



TABELUL 11

*Comparație între determinarea fosforului prin metoda gravimetrică  
Lorenz și metoda fotocolorimetrică*

Proba	% P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> la 100 g sol				
	fotocolorimetric				
	gravimetric	cu ecuația C = 170 E	eroare %	metoda de adaus de etalon	eroare %
Cernoziom levigat					
Terasa Secașului 40–60 cm	0,062	0,061 ± 0,001	1,61	0,062	0
Cernoziom puternic levigat					
Crucea de Sus (Putna) 0–20 cm	0,124	0,123 ± 0,001	0,81	0,124	0
Brun podzolit					
Străoanele de Jos (Putna) 120–140 cm	0,107	0,102 ± 0,003	4,68	0,109	1,87
Cernoziom slab levigat					
Drumul Luminilor 36–55 cm	0,067	0,067 ± 0,002	0	0,067	0
Brun-gălbui, podzolic					
SE Perșani (Brașov) 0–4 cm	0,093	0,097 ± 0,002	4,30	—	—
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 4–17 cm	0,055	0,057 ± 0,002	3,63	—	—
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 17–34 cm	0,054	0,052 ± 0,005	3,70	—	—
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 34–50 cm	0,037	0,037	0	—	—
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 50–70 cm	0,048	0,046 ± 0,003	4,17	—	—
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 80–100 cm	0,077	0,073 ± 0,004	5,19	0,078	1,30
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 105–125 cm	0,092	0,090 ± 0,003	2,22	—	—
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 130–145 cm	0,096	0,092 ± 0,003	4,16	0,097	1,03
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 145–160 cm	0,090	0,087 ± 0,002	3,33	0,091	1,10
Brun-gălbui podzolic					
SE Perșani (Brașov) 160–180 cm	0,105	0,104 ± 0,007	0,10	—	—

erorile menținîndu-se sub 2%, față de valorile obținute prin metoda fotocolorimetrică curentă, la care erorile se situiază sub 5%. Deoarece metoda adausului de etalon este mai laborioasă, necesită un număr dublu de determinări și o măsurare foarte precisă a volumelor (pipete și biurete de mare precizie), se aplică numai în cazuri extreme.

### BIBLIOGRAFIE

- Baghurst H. C., Norman V. J. (1955) Effect of temperature on photometric determination of phosphorus in steel — *Anal. Chem.*, vol. 27: 1070—1073.
- Barton C. J. (1948) Photometric analysis of phosphate rock — *Anal. Chem.*, vol. 20: 1068—1073.
- Bertramson B. R. (1942) Studies on the Ceruleomolybdate determination of phosphorus — *Soil Sci.*, vol. 53: 135—141.
- Boltz D. F., De Vries T., Mellon M. G. (1949) Polarographic study of molybdiphosphoric and molybdisilicic acids — *Anal. Chem.*, vol. 21: 563—565.
- Dickman S. R., Bray R. H. (1940) Colorimetric determination of phosphate, *Ind. Eng. Chem.*, vol. 12: 665—668.
- Ferrari C. (1956) Neue Ergebnisse zur Mikrobestimmung der Phosphorsäure und ihre Anwendung zur Bestimmung der leichtest löslichen Phosphate in Böden — *Mikrochim. Acta*, 1—3: 551—563.
- Gee A., Deitz V. (1953) Determination of phosphate by differential spectrophotometry — *Anal. Chem.*, vol. 25: 1320—1324.
- Hill U. T. (1951) Colorimetric determination of phosphorus in steel. *Anal. Chem.*, vol. 23: 1496—1497.
- Jackson M. L. (1958) Soil chemical analysis — Constable p. 134—182, Londra.
- Levine H., Rowe J. J., Grimaldi F. S. (1955) Molybdenum blue reaction and determination of phosphorus in waters containing arsenic, silicon and germanium — *Anal. Chem.*, vol. 27: 258—262.
- Pohl F. A., Bonsels W. (1962) Zur photometrischen Bestimmung von Spuren Phosphor im Silicium. *Mikrochim. Acta*, 1—2: 97—101.
- Quilan K. P., De Sesa M. A. (1955) Spectrophotometric determination of phosphorus as molybdovanadophosphoric acid — *Anal. Chem.*, vol. 27: 1626—1629.
- Rockstein M., Herron P. W. (1951) Colorimetric determination of inorganic phosphate in microgram. *Anal. Chem.*, vol. 23: 1500—1501.
- Snell F. D., Snell C. T. (1959) Colorimetric method of analysis, vol. II, p. 630—681. Van Nostrand, New-York.
- Thun R., Herrmann R., Knickmann E. (1955) Die Untersuchung von Böden (Methodenbuch) p. 75—77. Neumann Verlag, Berlin.



## ÉTUDE D'UNE MÉTHODE COLORIMÉTRIQUE DESTINÉE À DÉTERMINER LE PHOSPHORE

PAR

ELENA GÂTĂ

(Résumé)

On vient d'élaborer une nouvelle méthode destinée à déterminer le phosphore en tant que bleu de molybdène en employant un couple de réducteurs, à savoir hydroquinone — sulfate de hydrazine.

Lorsque la courbe d'absorption de l'hétéropolycarbonate bleu (tableau 3) a été observée, le domaine spectral de  $720 \text{ m}\mu$  a été choisi pour le déchiffrement des extinctions. Afin de préciser les meilleures conditions de travail, quelques interférences ainsi que la possibilité de les éliminer ont été étudiées. En diminuant le pH des solutions d'analyse par adjonction d'acide sulfurique, l'influence de la silice est éliminée. Le tamponnage des solutions à sulfite diminue les variations de pH et par suite, les fluctuations des valeurs de l'extinction diminuent elles aussi. En employant le complexon III pour bloquer le fer, l'interférence produite par cet ion est beaucoup réduite. Pour la méthode élaborée, la variation de l'intensité de la couleur pour l'intervalle de 60 minutes (tableau 8) est sous 0,005 unités d'extinction pour des concentrations entre 0,2 et  $3 \gamma \text{ P}/\text{cmc}$ .

La fonction  $C = f(E)$  représente une courbe à rayon de grande courbure et pour une première approximation elle peut être considérée linéaire pour l'intervalle étudié  $10 - 150 \gamma \text{ P}/50 \text{ cmc}$  (tableau 9).

Dans le cas des échantillons d'extrait en acide chlorhydrique qui ont été analysés dans le présent ouvrage, les limites de concentration sont situées entre 10 et  $50 \gamma \text{ P}/\text{cmc}$  et l'équation correspondant à cet intervalle a été établie  $C = 170 E$ . Les écarts par rapport à la courbe représentative ont été sous 2% (tableau 10).

Par conséquent, il suffit de la détermination quotidienne d'un seul point de la courbe étalon pour établir la pente de la courbe  $C = mE$ . De la sorte on obtient des erreurs sous 5% par rapport aux déterminations gravimétriques. Les erreurs atteignent un maximum de 2% (tableau 11) lorsqu'on emploie la méthode par adjonction d'étalon.





Institutul Geologic al României

## MICROSCOPUL ELECTRONIC ÎN IDENTIFICAREA MINERALELOR ARGILOAȘE<sup>1)</sup>

DE  
RADU GIUȘCĂ

### **Abstract**

Electron Microscope for the Identification of Clay Minerals. The principle of the electron microscope and the preparation mod of samples are described. Further, some of the acquired practical results are exposed.

Microscopul electronic reprezintă astăzi un aparat modern pe care îl întâlnim în cele mai diverse domenii de cercetare. Biologul, mineralogul, chimistul folosesc în mod curent microscopul electronic și am putea spune că nu există domeniu unde acest microscop să nu fie utilizat.

Acest fapt se datorește puterii mari de mărire care ajunge pînă la 200.000 ori, mărire care nu a putut fi atinsă pînă în prezent cu aparatelor optice. Și dacă ținem seama că o fotografie făcută la microscopul electronic la o mărire de 200.000 ori mai poate fi mărită de cel puțin 5 ori, ajungem la o mărire finală de 1.000.000 ori, mărire care în adevăr permite observarea și cercetarea particulelor care au o dimensiune de 5—6 Å, limita de rezoluție a celor mai bune microscopii electronice.

Principiul microscopului electronic este analog cu al microscopului optic și se bazează pe proprietățile ondulatorii ale electronilor (N. G. Suschin, 1952).

În timp ce la microscopul optic folosim ca sursă de lumină un fascicol din spectrul vizibil și lentile de stică, la microscopul electronic folosim un fascicol de electroni și lentile electromagnetice sau electrostatice.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 13 decembrie 1963.



Lungimea de undă a fascicolului de electroni este dată de următoarea formulă :

$$\lambda = \frac{h}{\sqrt{2meU}}$$

în care :

$\gamma$  = lungimea de undă ;

$h$  = constanta lui Planck, egală cu  $6,62 \cdot 10^{-27}$  erg. s. ;

$e$  = sarcina electronului, egală cu  $4,802 \cdot 10^{-10}$  C.G.S.e.s. ;

$m$  = masa electronului, egală cu  $9,106 \cdot 10^{-28}$  g ;

$U$  = tensiunea de accelerare.

Pentru o tensiune de 50 KV lungimea de undă este de 0,053 Å deci de 100.000 ori mai mică decât lungimea de undă medie a spectrului vizibil.

Pentru a ilustra mai bine analogia între principiul microscopului electronic și cel optic, în fig. 1 este reprezentată schema comparativă a formării imaginilor în cele două tipuri de microscope.

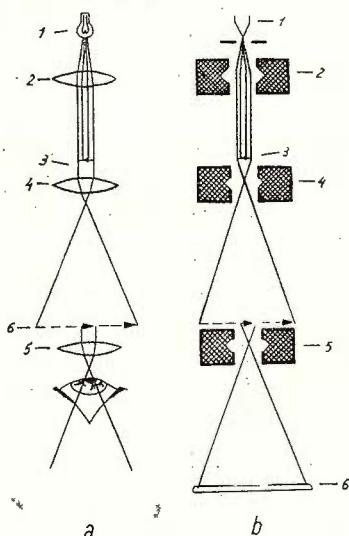


Fig. 1. — Formarea imaginii la microscopul optic și microscopul electronic.

a, microscopul optic: 1. sursa de lumină; 2, condensor; 3, planul obiectului; 4, obiectiv; 5, ocular; 6, planul imaginei.

b, microscopul electronic: 1, sursa de electroni; 2, condensator; 3, planul obiectului; 4, obiectiv; 5, proiectoare; 6, planul imaginei.

Fig. 1. — Formation de l'image au microscope optique et au microscope électronique.

a, microscope optique; 1, source de lumière; 2, condenseur;

3, plan de l'objet; 4, objectif; 5, oculaire; 6, plan de l'image.

b, microscope électronique: 1, source d'électrons 2, condenseur;

3, plan de l'objet; 4, objectif; 5, projecteur; 6, plan de l'image.

Dacă în cazul microscopului optic imaginea se vede cu ochiul, în cazul microscopului electronic fascicolul de electroni fiind invizibil, se folosește un ecran fluorescent pe care se formează imaginea.

De asemenea trebuie menționat că în interiorul microscopului electronic este un vid înaintat (peste  $10^{-4}$  mm Hg) pentru a nu frâna mersul electronilor.

Dacă principal există o asemănare între microscopul electronic și cel optic, din punct de vedere constructiv însă este complet diferit. Fig. 2 arată o secțiune făcută în microscopul electronic Tesla.

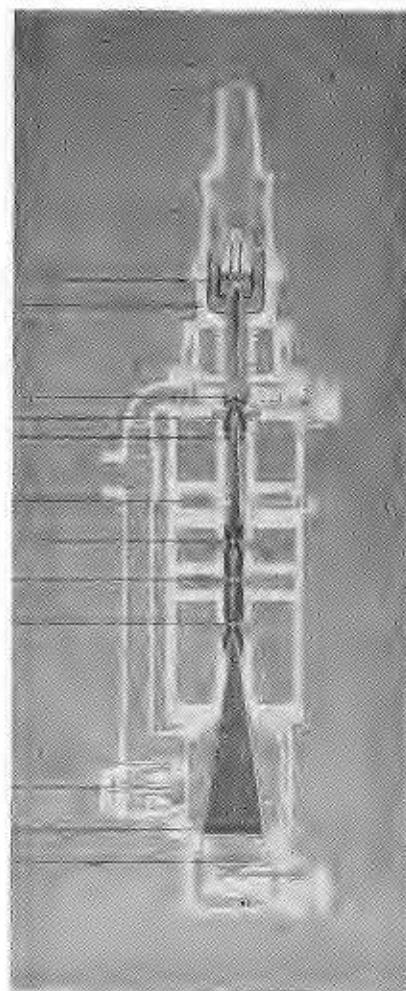


Fig. 2. — Microscopul electronic Tesla B S 242, secțiune.

1, tunul electronic ; 2, anod ; 3, preparat ; 4, obiectiv ; 5, stigmator ; 6, diafragma de selecție ; 7, projector auxiliar ; 8, obiectiv secundar ; 9, projector principal ; 10, indicator de vacuum ; 11, ecran fluorescent ; 12, caseta foto.

Fig. 2. — Microscope électronique Tesla BS 242 coupe.

1, canon électronique ; 2, anode ; 3, préparé ; 4, objectif ; 5, stigmateur ; 6, diaphragme de sélection ; 7, projecteur auxiliaire ; 8, objectif secondai ; 9, projecteur principal ; 10, indicateur de vacuum ; 11, écran fluo.escent 12, cassette photo.

În interiorul microscopului se face vid cu ajutorul unei pompe rotative și unei pompe de difuzie cu ulei care asigură vacuumul necesar, tensiunea este dată de un generator de înaltă tensiune, lentilele electromagnetice sunt alimentate de o baterie de acumulatori. Casetă foto pentru filme sau plăci permite fotografarea imaginilor obținute pe ecranul fluorescent.

În esență acesta este principiul microscopului electronic, detaliile de construcție variind de la un aparat la altul.

Dat fiind condițiile speciale de lucru se impune și o tehnică specială pentru prepararea probelor.

La microscopul electronic nu se pot utiliza lame sau lamele de sticlă ca port obiect, deoarece sticla este impenetrabilă pentru electroni, având o grosime prea mare. Din această cauză nu pot fi întrebuitate pentru observare nici secțiunile subțiri folosite în microscopia mineralologică. De asemenea mărirea fiind foarte mare, cîmpul de observare fiind de 1 la  $5\text{ }\mu$ , proba trebuie să fie foarte bine dispersată.

În general suportul este format dintr-o peliculă care nu trebuie să depășească grosimea de  $100\text{ \AA}$ . De asemenea pelicula trebuie să fie suficient de rezistentă atât din punct de vedere mecanic cît și la bombardarea cu electroni. Aceste pelicule se obțin din colodiu sau formwar (G. I. Grițaenko, E. S. Rudnițkaia, A. I. Gorskov, 1961; R. Portocală, N. I. Ionescu, 1962).

Primele cercetări au fost făcute cu pelicule de colodiu iar ulterior s-au folosit pelicule de formwar care sunt mai uniforme și mai rezistente<sup>1)</sup>. Aceste pelicule fiind foarte fragile se pun pe site suport.

Pentru a obține un preparat bun, trebuie ca proba să fie foarte bine dispersată.

În cazul mineralelor argiloase am folosit suspensii apoase iar ca dispersant carbonat de litiu (I. Doumanski et R. Kolisz, 1959). Suspensiile au fost încălzite la fierbere o jumătate de oră pentru a favoriza dispersia, după care s-au lăsat la sedimentat 24 ore. Preparatul s-a făcut din porțiunea superioară care conține fractiile sub  $1\text{ }\mu$ .

În modul acesta s-au examinat o serie de minerale argiloase pure, folosind microscopul electronic TESLA BS 242 A Pl. I, (fig. 1, 2, 3; Pl. II, fig. 1 și 2).

Fotografiile obținute în acest fel nu redau în totalitate aspectul mineralelor. Ele apar numai cu conturul determinat de proiecția fascicoului electronic.

Pentru a îmbunătății calitatea imaginilor și pentru a le da un aspect cît mai apropiat de realitate, probele se umbresc prin metalizare.

Operația constă în volatilizarea la temperaturi înalte și în vid a metalelor, care se depun pe probele de minerale sub un unghi carecare.

<sup>1)</sup> R. Giușcă. Posibilitatea de identificare a diferitelor minerale argiloase cu ajutorul microscopului electronic. Raport asupra problemei XXXV/1—1962. Inst. Geol.

## **PLANŞA I**



Institutul Geologic al României

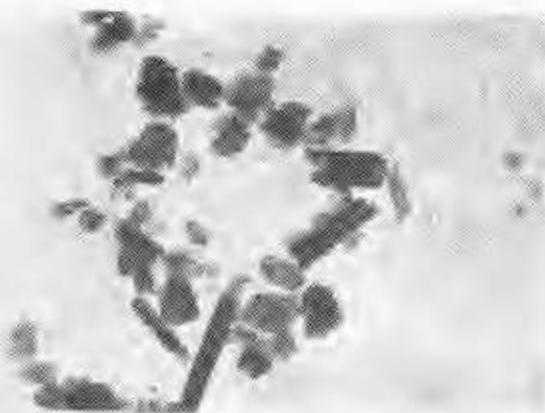
## PLANŞA I

- Fig. 1. — Caolin de Zettlitz, 5000 x. Total 15.000 x.  
Fig. 1. — Caolin de Zettlitz 5000 x. Total 15.000 x.  
Fig. 2. — Caolin de China, 5000 x direct. Total 15.000 x.  
Fig. 2. — Caolin de Chine, 5.000 x direct. Total 15.000 x.  
Fig. 3. — Halloisit. V. Ravaş, 7300 x direct. Total 15.000 x.  
Fig. 3. — Halloysite. Valea Ravaş, 7300 x direct. Total 15.000 x.

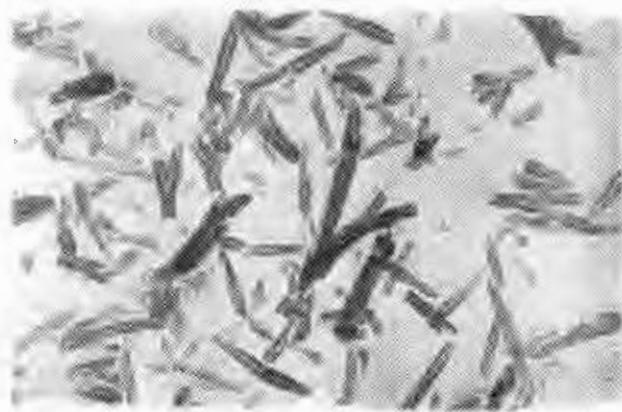




1



2



3

## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — Bentonit de la Valea Chioarului 9700 x direct. Total 18.000 x.

Fig. 1. — Bentonite de Valea Chioarului. 9.700 x direct. Total 18.000 x.

Fig. 2. — Muscovit. 9700 x direct. Total 18.000 x.

Fig. 2. — Muscovite. 9.700 x direct. Total 18.000 x.

Fig. 3. — Particule de Latex umbrite cu Al la 30°. 10.000 x direct. Total 24.000 x.

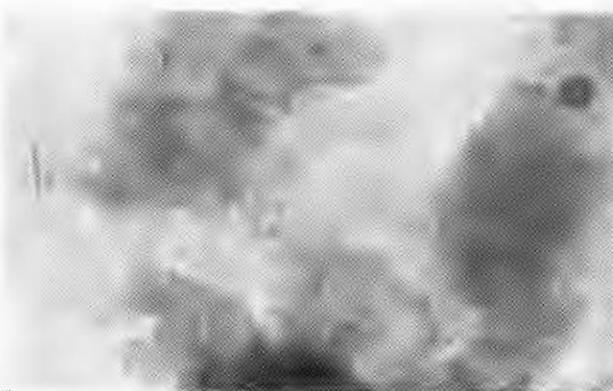
Fig. 3. — Particules de Latex ombragés à Al à 30°. 10.000 x direct. Total 24.000 x.



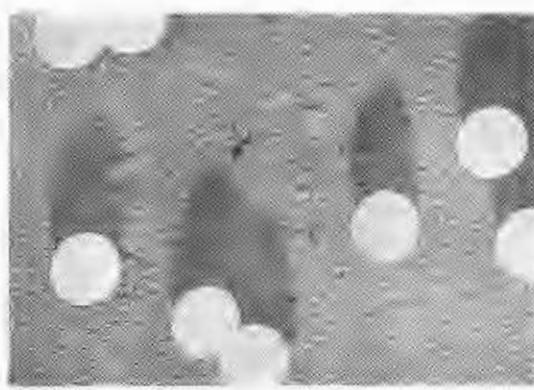
Institutul Geologic al României



1



2



3

### **PLANŞA III**



Institutul Geologic al României

### PLANSA III

Fig. 1. — Caolin de Zettlitz, metalizat cu Al, la 30°. 5000 x direct. Total 10.000 x.

Fig. 1. — Caolin de Zettlitz, métallisé à Al, à 30°. 5.000 x direct. Total 10.000 x.

Fig. 2. — Caolin de Zettlitz metalizat cu Al, la 30°. 5000 x direct. Total 10.000 x.

Fig. 2. — Caolin de Zettlitz métallisé à Al, à 30°. 5.000 x direct. Total 10.000 x.

Fig. 3. — Caolin de Zettlitz și Halloisit de la V. Ravaș metalizat cu Al, la 30°. 5000 x direct. Total 12.500 x.

Fig. 3. — Caolin de Zettlitz et Halloysite de Valea Ravaș métallisé à Al, à 30°. 5.000 x direct. Total 12.500 x.





1



2



3



Institutul Geologic al României

În funcție de unghiul sub care se face metalizarea se obțin umbre mai lungi sau mai scurte, obiectele căpătînd astfel aspectul de relief.

În fig. 3 Pl. II, sint reprezentate particule de Latex umbrite cu Al sub un unghi de  $30^\circ$

Se observă particulele sferice de Latex care au un diametru de 4130 Å și care servesc la etalonarea gradelor de mărire la diferite trepte.

Pl. III, fig. 1, 2, 3 reprezintă caolinul de Zettlitz unde se observă foarte bine stratificarea.

Din cele arătate mai sus, se constată că microscopul electronic ne dă posibilitatea identificării mineralelor argiloase, folosind pentru comparare probe executate din minerale pure.

De asemenea pot fi identificate minerale ce se găsesc în procente foarte mici și care nu pot fi puse în evidență prin analiza roentgenografică sau termică-diferențială.

## BIBLIOGRAFIE

- G. I. Grițaenko, E. S. Rudnițkaja, A. I. Gorškov (1961). Microscopia electronică a mineralelor (î. rusă). Moscova.  
 N. G. Suschin (1952). Microscopul electronic. Ed. Tehnică  
 I. Doumanski, R. Kolisz (1959). Essai d'identification des minéraux argileux des sols au microscope électronique. Silicates Industrials.  
 R. Portocală, N. I. Ionescu 1962. Microscopia electronică în biologie și inframicrobiologie. Ed. Acad. R.P.P. București.

## MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE EMPLOYÉ DANS L'IDENTIFICATION DES MINÉRAUX ARGILEUX

PAR

RADU GIUȘCĂ

(Résumé)

L'auteur y décrit le principe du microscope électronique et le moyen préparatoire des échantillons pour minéraux argileux.

Il y fait connaître nombre de résultats obtenus avec des minéraux argileux purs ou mélangés.





Institutul Geologic al României

DETERMINAREA POLAROGRAFICĂ A BARIULUI  
CU APLICAȚII LA METODA MEHLICH<sup>1)</sup>

DE

VASILE IOSOF

**Abstract**

Polarographic Determination of Barium with Application to Mehlich's Method. The author proposes an efficient polarographic method for the determination of the total exchange capacity of cations in soils by means of Mehlich's method of replacement of exchangeable cations. As an electrolyte support for the determination of barium, a solution of calcium chloride was used. The records are of 1,7 to 2,1 Volts against a mercury anode, employing the differentiation adapter Vogel and Riha.

The barium content is stated by means of a standard curve obtained under conditions identic to those of the samples. The accuracy of the method ranges from 1 to 2%.

Capacitatea totală de schimb cationic fiind o mărime foarte importantă pentru caracterizarea solurilor au fost întreprinse numeroase cercetări pentru stabilirea unei metode de evaluare rapidă și precisă a acesteia. Studiile făcute au condus la ideea că folosind pentru deplasare soluții cu cationi bivalenți tamponate în jurul pH-ului 8, se obțin valori corecte și reproductibile pentru capacitatea de schimb cationic a solurilor cu coloizi de diferite tipuri.

Mehlich (1948) utilizează pentru deplasarea cationilor schimbabili, o soluție de clorură de bariu tamponată cu trietanolamină la pH 8,1. Ioni de bariu utilizați pentru deplasare, au o mare capacitate de deplasare, sănă puternic adsorbiți în complexul argilo-humic și nu formează compuși solubili cu humusul fin dispers din sol așa cum se întâmplă la utilizarea soluțiilor de acetat de amoniu. Prin metoda propusă de Mehl-

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 13 decembrie 1963.



l i c h se poate determina din aceeași probă atât hidrogenul schimbabil cît și capacitatea totală de schimb cationic. Datorită acestor calități metoda are o largă aplicare în ultimul timp.

O dificultate de ordin analitic la aplicarea acestei metode o prezintă faptul că determinarea bariului care reprezintă capacitatea totală de schimb cationic trebuie să se facă dintr-o soluție în care ionii de calciu sînt în mare exces în raport cu ionii de bariu.

Metoda gravimetrică propusă de N. Florea și E. Stoica (1959—1960), deși precisă, presupune separarea bariului de calciu prin dublă precipitare a bariului sub formă de cromat. Separarea cere însă mult timp.

Pentru înlăturarea acestor inconveniente și pentru a face metoda mai expeditivă se propune o metodă polarografică rapidă și precisă, care prezintă avantajul că determinarea bariului se face direct din soluția obținută la extracție fără a fi nevoie de o separare prealabilă a calciului.

În literatura de specialitate sînt descrise numeroase metode polarografice de determinare a bariului. Cercetările lui Kolthoff și Gregor (1948) au arătat însă că pentru determinarea bariului, electrolitul suport cel mai indicat este o soluție de clorură de calciu 0,05 M. În acest mediu intensitatea curentului de difuziune este direct proporțional cu concentrația bariului iar treptele ce se formează sînt bine conturate și ușor de măsurat.

Concluziile lui Kolthoff și Gregor (1948) au fost aplicate de subsemnatul pentru determinarea bariului din extrasele de sol.

Se redă mai jos succint metoda Mehlich (1948) cu modificările propuse de Florea și Stoica (1959—1960) pentru a avea o imagine de ansamblu a condițiilor de lucru și a face o legătură mai ușoară cu metoda polarografică propusă.

În cercetările efectuate s-a utilizat polarograful cehoslovac L.P. 55. Înregistrările s-au făcut folosind adaptorul de derivare după Vogel și Rihla prevăzut la aparat.

Condițiile de lucru au fost următoarele: Acumulator 4 V. Temp 25°C. Timpul de picurare 27 mg.Hg/sec. Înlățimea coloanei de mercur 66 cm. Domeniul de înregistrare —1,7—2,1 V.

#### Reactivi necesari.

1. Soluție de deplasare A: Clorură de bariu — Trietanolamina Se diluează 90 ml trietanolamină ( $\text{d} = 1,126$ ) la un litru cu apă distilată liberă de  $\text{CO}_2$ . Se neutralizează apoi soluția cu 200—300 ml HCl N pînă la realizarea pH-ului 8,1 și final se diluează cu apă distilată liberă de  $\text{CO}_2$  la 2 l.

Soluția obținută se amestecă cu 2 l soluție de clorură de bariu (100 g  $\text{BaCl}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$  la 2 l).

Dacă după amestecarea soluțiilor apare un precipitat se filtrează după 24 ore și dacă este necesar se corectează din nou pH-ul la 8,1. Soluția obținută se protejează contra bioxidului de carbon din atmosferă.



2. Soluția de deplasare B : Se dizolvă 25 g  $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  într-un litru de apă distilată liberă de  $\text{CO}_2$  și se corectează pH la 8,1 cu o soluție de hidroxid de calciu.
3. Soluție de clorură de calciu 5 %. Se dizolvă 50 g  $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  într-un litru de apă de  $\text{CO}_2$ . Se corectează pH la 8,1 cu o soluție de hidroxid de calciu.
4. Cromat de amoniu soluție 10 %
5. Acetat de amoniu soluție 30 %
6. Acid azotic diluat (1 : 5 în volum)
7. Hidroxid de amoniu conc.

Mersul analizei : Se cintărește o cantitate de sol uscat la aer corespunzătoare, unei capacități de schimb cationic între 0,5–2,5 me. În practică s-a constatat că sunt necesare 5 g sol în cazul solurilor organice argiloase, 10 grame în cazul solurilor obișnuite și 20 grame în cazul solurilor nisipoase cu conținut mic de substanță organică.

Solul se trece într-un creuzet Gooch la care s-a adaptat o hârtie de filtru bandă albă, umezită. Creuzetul se fixează prin intermediul unei pîlnii pentru creuzete filtrante la un balon cotat de 250 ml. Se spală apoi solul cu 100 ml soluție A în porțiuni de 10 ml lăsind de fiecare dată să se scurgă complet soluția adăugată. Este necesar ca cei 100 ml soluție A să fie trecute în cel puțin 4 ore pentru a se obține un schimb cationic complet. Se clătește apoi vasul cu 25 ml soluție B și se trece și aceasta peste solul din pîlnie. Final se spală solul din creuzet cu 100 ml apă distilată liberă de  $\text{CO}_2$ . La primele porțiuni se clătește vasul ce a conținut soluția A. Sfîrșitul spălării se consideră în momentul în care ionul clor a fost complet îndepărtat. Extrasul obținut se aduce la semn cu apă distilată. În el se găsesc prezenti ionii de  $\text{H}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  și clorură de bariu în exces. Din balon se determină apoi hidrogenul schimbător prin titrare cu  $\text{HCl}$  0,05 N în prezența unui amestec de indicator verde de brom-cresol-roșu de metil.

Solul din creuzetul Gooch saturat cu bariu în condițiile de mai sus se spală cu 125 ml clorură de calciu soluție 5 % în porțiuni repetate și apoi cu 100 ml apă distilată. Filtratul se prinde într-un balon cotat de 250 ml se aduce la semn și se omogenizează. Din acest balon se pipetează o cota parte și se determină bariu gravimetric în modul următor :

Soluția cu ioni de bariu se diluează cu apă la 300 ml se adaugă 10 ml acetat de amoniu soluție 30 % și 4–5 picături acid acetic glacial. Se aduce soluția la fierbere și se precipită bariul cu 10 ml cromat de amoniu soluție 10 %. După depunerea completă a precipitatului se filtrează soluția evitând pe cât posibil ca precipitatul să treacă pe filtru. Filtrarea se face prin hârtia bandă albastră. Precipitatul din pahar se spală de 2 ori cu apă fierbinte. Soluțiile rezultate la filtrare se aruncă iar paharul cu precipitat se aşeză sub pîlnie. Se dizolvă urmele de precipitat ce au trecut pe filtru cu o soluție de acid azotic 1 : 5 și apoi cu apă fierbinte pînă la liber de  $\text{CrO}_4^{-2}$  apoi se dizolvă precipitatul din pahar cu o cantitate strict necesară de acid azotic, diluindu-se la 300 ml cu apă distilată fierbinte. Excesul de acid se neutralizează cu amoniac (pînă culoarea portocalie a soluției trece în galben) se adaugă 4–5 picături de acid acetic glacial se încălzește la fierbere și sub agitare continuă încă 5 ml cromat de amoniu soluție 10 %. Precipitatul format se filtrează prin creuzet de sticlă cu masă poroasă tip Jena 10G4. Se usucă la etuvă la 120–130°C pînă la greutate constantă.

Calculul :

$$T_{\text{Ba}} = 0,00784 \cdot \frac{100}{a} \cdot p = \frac{0,07894}{a} \cdot p = \text{me}/100 \text{ g sol.}$$

— p = cantitatea de cromat de bariu cintărită exprimată în mg

— 0,00794 = factorul de transformare a cantității de cromat de bariu în miliechivălenți pe gram de sol.

— a = greutatea probei de sol luate în analiză exprimată în grame.



Din extrasul din sol adus la 250 ml se pipetează 5 ml soluție într-un balon cotat de 50 ml, se adaugă 20 ml clorură de calciu soluție 5% și se aduce cu apă distilată la semn.

O parte din această soluție se trece într-un vas polarografic tip Novak se îndepărtează oxigenul prin barbotarea unui curent de azot pur timp de 5–10 minute și apoi se înregistrează treapta bariului între –1,7–2,1 v. Din înălțimea treptei se stabilește apoi capacitatea totală de schimb cationic pe baza unei curbe de etalonare executată în condiții identice.

*Curba de etalonare.* 5–10 probe de sol cu capacitate de schimb cationic cuprinse între 0,5–2,5 me se prelucrează în condițiile metodei descrise mai sus. Din extrasele aduse la balon cotat de 250 ml se pipetează o cotă parte pentru determinarea gravimetrică a bariului și cîte 5 ml pentru determinare polarografică. Raportind pe grafic concentrațiile în bariu găsite gravimetric la înălțimile treptelor polarografice se trasează o curbă de etalonare pe baza căreia se poate apoi stabili capacitatea de schimb cationic a probei cu concentrație necunoscută.

*Rezultate experimentale.* Verificarea metodei polarografice s-a făcut atât pe soluții sintetice cu conținut cunoscut de bariu cît și pe probe de sol.

Cu ajutorul soluțiilor sintetice s-a verificat proporționalitatea dintre curentul de difuziune și concentrația în bariu în condițiile metodei descrise, iar pe probele de sol s-a verificat precizia metodei polarografice comparativ cu metoda gravimetrică.

Concentrația bariului în soluțiile sintetice a variat de la 10–80 γ Ba/ml. S-a ales acest domeniu deoarece în condițiile metodei descrise aceste limite corespund cu limitele în care variază capacitatea de schimb cationic a probelor luate în lucru (0,4–3 me).

Pentru soluțiile sintetice înregistrările s-au făcut la două sensibilități diferite ținând seama de conținutul în bariu. Rezultatele obținute sunt înscrise în tabelul I.

Din acest tabel se desprind următoarele: raportul între înălțimea treptei și concentrație scade ușor cu creșterea concentrației bariului, deci, înălțimile treptelor polarografice ale bariului în condițiile metodei descrise nu sunt absolut proporționale cu concentrația. Această comportare impune ca la evaluarea capacitații de schimb cationic să se lucreze pe curbe de etalonare pentru a se obține rezultate exacte.

Ținând seama de aceste constatări, s-a verificat în continuare precizia metodei polarografice descrise, comparativ cu metoda gravimetrică pe un număr de 3 profile de sol. Rezultatele sunt înscrise în tabelul II.



TABELUL 1

*Variatia inaltimei treptelor polarografice in functie de concentrația în bariu și raportul între inaltimele treptelor și concentrații*

Conc. Ba gama/ml	S = 1/1 Înălțimea treptei polarografice (h) mm	$\frac{h}{c}$	Conc. Ba gama/ml	S = 1/5 Înălțimea treptei polarografice (h) mm	$\frac{h}{c}$
10	25,2	2,52	20	19,4	0,970
20	50,0	2,50	40	38,0	0,950
30	74,7	2,49	60	56,5	0,942
40	99,0	2,43	80	74,8	0,935

TABELUL 2

*Determinarea capacitatii totale de schimb cationic T  
exprimata in me la 100 g sol*

Profilul de sol	Adincime	T <sub>Ba</sub> gravimetric me %	T <sub>Ba</sub> polarografic me %	Eroare relativă %
26 Pădurea Cetije	0—5	17,96	18,40	+2,5
	5—12	14,46	14,38	-0,6
	30—45	11,73	11,43	-2,5
	46—60	15,71	15,71	0
	70—85	18,73	18,67	-0,4
	125—140	22,35	22,38	+0,1
3 Poenile de sub munte	185—200	25,34	25,34	0
	5—12	27,96	27,40	-2,0
	12—20	26,50	26,20	-1,1
4 Sud Nistru	35—50	18,90	18,40	-2,2
	2—15	9,90	9,80	+0,7
	15—30	10,90	10,85	+0,5
	35—50	11,02	11,40	+3,4
	60—80	13,79	13,77	-0,2

Rezultatele obținute pentru capacitatele totale de schimb prin metoda polarografică propusă așa cum arată tabelul II sint în perfectă concordanță cu valorile gravimetrice.

Metoda polarografică are însă mariile avantaj că este foarte simplă, nu necesită nici un fel de prelucrări speciale și permite determinarea rapidă a capacitatii de schimb cationic a solurilor.



Prin utilizarea acestei metode, cercetările pedologice vor avea la dispoziție un mijloc mai rapid de a obține informații asupra capacitaților de schimb, atât de importante în caracterizarea solurilor.

### BIBLIOGRAFIE

- N. Florea, E. Stoica (1964). Metoda Mehlich pentru determinarea gradului de săturărie a solului. *Com. Geol. Studii tehn. și econ., Seria C — Pedologie*, Nr. 12. București.
- N. Florea, E. Stoica (1964). Aplicabilitatea metodei Mehlich pentru determinarea capacitații de schimb cationic și a cationilor schimbabili la solurile care conțin săruri. *Com. Geol. Studii tehn. și econ., Seria C. Pedologie*, Nr. 12. București.
- I. M. Kolthoff, H. P. Gregor (1948). Polarographic and amperometric determination of barium. *Anal. chem.* 20; 541—545.
- A. Mehlich (1948). Determination of cation and anion exchange properties of soil. *Soil sci.* 66; 429—444.

### DÉTERMINATION POLAROGRAPHIQUE DU BARYUM AVEC APPLICATIONS À LA MÉTHODE MEHLICH

PAR

V. IOSOF

(Résumé)

L'auteur propose une méthode polarographique expérimentale pour déterminer la capacité totale d'échange des cations des sols suivant le procédé Mehlich de déplacement des cations interchangeables.

Une solution de chlorure de calcium est employée comme électrolyte support pour la détermination du baryum. Les enregistrements sont faits entre 1,7—2,1 volts par rapport à un anode de mercure, en employant l'adaptateur de dérivation selon V o g e l et R i h a .

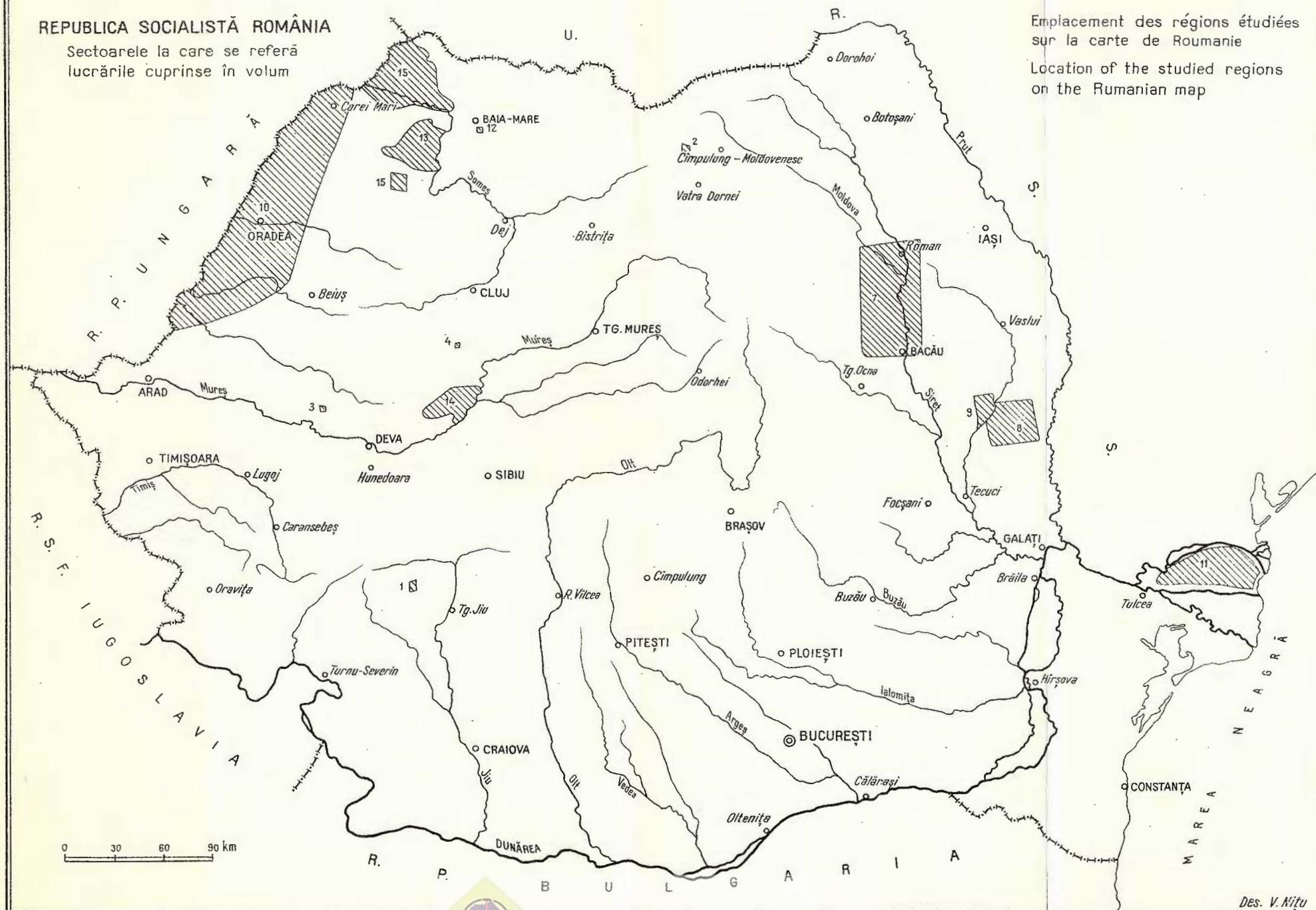
La teneur en baryum est déterminée en vertu d'une courbe d'étalonnage effectuée en conditions identiques avec les expériences.

La précision de la méthode se situe entre les limites de 1—2%.



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă  
lucrările cuprinse în volum



Emplacement des régions étudiées  
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions  
on the Rumanian map

## TABLA DE MATERII

### PALENTOLOGIE

	Pag
1. Huică I., Hinculov Luciana. Asupra prezenței unui recif sarmatian în zona Schela-Gorj . . . . .	3
2. Iliescu Violeta, Dessila-Codarcea Marcela. Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic a complexelor de sisturi cristaline din Carpații orientali . . . . .	13
3. Lupu Denisa. Desmoceras (Pseudouhligella) devae, o nouă specie de amonit cenomanian de la Chergheș . . . . .	19
4. Lupu M. Prezența microfaciesului cu Lombardia și Globochaete în masivul Trascău . . . . .	23
5. Patrulius D. Notă asupra a două specii de Chaetetopsis din calcarele urgoniene: Chaetetopsis zonata Patrulius și Chaetetopsis favrei (Deninger) . . . . .	25
6. Patrulius D. Inventar sumar al algelor calcaroase neojurasiche și eocretacice din Carpații românești și Platforma precarpatică . . . . .	31

### STRATIGRAFIE

7. Băndrabur T., Giurgea P. Contribuții la cunoașterea Cuaternarului văii Siretului din regiunea Bacău–Roman . . . . .	67
--	----

### HIDROGEOLOGIE

8. Ghenea Ana. Cercetări hidrogeologice pe foaia Bîrlad . . . . .	43
9. Ghenea C. Observații asupra unor depozite cu Hippárion din Podișul moldovenesc . . . . .	61
10. Liteanu E., Vasilescu Gh., Opran C. Fundamentarea cercetărilor hidrogeologice pentru descoperirea de noi surse de ape hipertermale în cîmpia de W a țării . . . . .	85

### GEOFIZICA

11. Afirinei Șt., Pricăjan A. Informații geofizice privind structura geologică a fundalului părtii de nord a Deltei Dunării și originea mineralelor grele din nisipurile marine de pe litoralul Mării Negre . . . . .	103
12. Mihail C. Studii geoelectrice pentru descoperirea de noi zone mineralizate în Eruptivul neogen Baia Mare . . . . .	119

### PEDOLOGIE

13. Asvadurov H., Chițu C., Opris M., Vasilescu P. Contribuții la studiul reliefului și repartitia solurilor din cîmpia Someșului . . . . .	127
---	-----



Pag.

14. Asvadurov H., Dragu I., Vasilescu P. Cercetări asupra solurilor și vegetației din sectorul Alba-Iulia – Teiuș – Zlatna . . . . .	145
15. Asvadurov H., Vasilescu P., Popescu Florica, Safta Rodica. Contribuții la cunoașterea solurilor saturate în baze din raionul Cehu-Silvaniei . . . . .	159
16. Chițu C., Peahă M. Repartiția solurilor din regiunea platformei Cindești și a muscelelor dintre Argeș și Dâmbovița . . . . .	173
17. Chițu C., Peahă M. Repartiția solurilor din regiunea dintre Dunăre și Bîrzava (reg. Banat) . . . . .	189

## CHIMIE

18. Dimitriu Al., Bratosin Niculina. Contribuții la determinarea capacității de schimb cationic a solurilor și argilelor prin metoda acetat de amoniu . . . . .	205
19. Dimitriu Al., Bugaag Elena. Metodă de determinare a azotului total din soluri bazată pe distilare (antrenare) cu vaporii de apă supraîncălziti, în regim controlat de debit . . . . .	217
20. Găță Elena. Studiul unei metode colorimetrice pentru determinarea fosforului . . . . .	229
21. Giușcă R. Microscopul electronic în identificarea mineralelor argiloase . . . . .	245
22. Iosof V. Determinarea polarografică a bariului cu aplicații la metoda Mehlich . . . . .	251



## CONTENTS

### PALEONTOLOGY

	Page
1. Huică I., Hinculov Luciana. On the Presence of a Sarmatian Reef in the Schela-Görj Area . . . . .	3'
2. Iliescă Violeta, Dessila-Codarcea Marcela. Contributions to the Knowledge of the Microfloristic Content of the Crystalline Schists Complex in the Eastern Carpathians . . . . .	13
3. Lupu Denisa. Desmoceras ( <i>Pseudouhligella</i> ) devae; a New Cenomanian Ammonit Species from Chergheş . . . . .	19
4. Lupu M. Presence of the Microfacies with Lombardia and <i>Globochaele alpina</i> in Trascău Massif . . . . .	23
5. Patrulius D. Note on two Species of <i>Chaetetopsis</i> from Urgonian Liemstones: <i>Chaetetopsis zonata</i> Patrulius and <i>Chaetetopsis favrei</i> Deninger . . . . .	25
6. Patrulius D. Brief list of neojurassic and eocretaceous Alga from the Rumanian Carpathians and the Precarpathan Platform . . . . .	31

### STRATIGRAPHY

7. Bandrabur T., Giurgea P. Contributions to the Study of the Quaternary Deposits of the Siret Valley in the Bacău – Roman Area . . . . .	67
---	----

### HYDROGEOLOGY

8. Ghenea Ana. Hydrogeological Researches within Bîrlad Sheet . . . . .	43
9. Ghenea C. On some Deposits with Hippocrate in the Moldavian Plateau . . . . .	61
10. Liteanu E., Vasilescu Gh. Opran C. Hydrogeological Investigation for the Discovery of New Hyperthermal Springs in the Western Plain of Rumania	85

### GEOPHYSICS

11. Airinei St., Pricăjan A. Geophysical Data concerning the geological Structure of the Basement of the Northern Area of the Danube Delta and the Origin of Heavy Minerals in the Marine Sands of the Black Sea Shoreline . . . . .	103
12. Mihail C. Geoelectric Studies for the Discovery of New Mineralized Zones in the Neogene Eruptive Areas of Baia Mare . . . . .	119

### PEDOLOGY

13. Asyadurov H., Chițu C., Opris M., Yasilescu P. Contribution to the Study of Relief Soil Repartition in the Someș Plain . . . . .	127
--	-----



	Page
14. Asvadurov H., Dragu I., Vasilescu P. Researches on Soils and Vegetation in the Alba-Iulia - Teiuș - Zlatna district . . . . .	145
15. Asvadurov H., Vasilescu P., Popescu Florica, Safta Rodica. Contribution to the Knowledge of Soils saturated with Bases in the Cehu Silvaniei district . . . . .	159
16. Chițu C., Peahă M. Soil Distribution in the Ciudești Platform and the Hilllock Area between Argeș and Dâmbovița Rivers . . . . .	173
17. Chițu C., Peahă M. Soil Distribution in the Area between the Danube and the Bîrzava River (Banat Region) . . . . .	189
 CHEMISTRY	
18. Dimitriu Al., Bratosin Niculina. Contribution to the Determination of Cation Exchange Capacity of Soils and Clays using the Ammonium Acetate Methode. . . . .	205
19. Dimitriu Al., Bugeag Elena. Determination method for the Total Amount of Nitrogen in Soils based on the Distillation (carrying away) with overheated Steam in Flow Control Condition . . . . .	217
20. Găță Elena. Study concerning a Colorimetric Method for the Determination of Phosphorus . . . . .	229
21. Giușcă R. Electron Microscope for the Identification of Clay Minerals . . . . .	245
22. Iosof V. Polarographic Determination of Barium with Application to Mehlich's Method . . . . .	251



## TABLE DE MATIÈRES (Résumés)

### PALÉONTOLOGIE

	Page
1. Huică I., Hinculov Luciană. Sur la présence d'un récif sarmatiens dans la zone Schela-Gorj . . . . .	11
2. Iliescu Violeta, Dessila Codarcea Marcela. Contributions à la connaissance du contenu microfloristique des complexes de schistes cristallins des Carpates Orientales . . . . .	17
3. Lupu Denisa. Desmoceras (Pseudouhligella) devae, une nouvelle espèce d'ammonite cénomanien de Chergheș . . . . .	22
4. Lupu M. Présence du microfaciès à Lombardia et Globochaete dans le massif du Trascău . . . . .	24
5. Patrulius D. Note sur deux espèces de Chaetetopsis des calcaires urgoniens: Chaetetopsis zonata Patrulius et Chaetetopsis favrei (Deninger) .	29
6. Patrulius D. Inventaire sommaire des algues néojurassiques et néocrétacées des Carpates roumaines et de la Plateforme précarpatique . . . . .	41

### SÉTIGRAPHIE

7. Bandrabur T., Giurgea P. Contributions à l'étude du Quaternaire de la vallée du Siret dans la région Bacău – Roman . . . . .	81
---	----

### HYDROGÉOLOGIE

8. Ghenea Ana. Recherches hydrogéologiques sur la feuille Bîrlad . . . . .	57
9. Ghenea C. Observations concernant les dépôts à Hipparion du Plateau Moldave . . . . .	66
10. Liteanu E., Vasilescu G., Opran C. Données qui viennent compléter et préciser les recherches hydrogéologiques pour la découverte de nouvelles sources d'eaux hyperthermales dans la plaine W du pays . . . . .	100

### GÉOPHYSIQUE

11. Aîrinej St., Pricăjan A. Informations géophysiques concernant la structure géologique du soubassement de la partie septentrionale du Delta du Danube et l'origine des minéraux lourds des sables marins du littoral de la Mer Noire . . . . .	116
12. Mihail C. Études géoélectriques effectuées en vue de la découverte de nouvelles zones minéralisées dans l'Éruptif néogène de Baia Mare . . . . .	125

### PÉDOLOGIE

13. Asvadurov H., Chițu C., Opris M., Vasilescu P. Contributions à l'étude du relief et la répartition des sols dans la plaine du Someș . . . . .	139
---	-----



	Page
14. Asvadurov H., Dragu I., Vasilescu P. Recherches des sols et de la végétation du secteur Alba-Iulia—Teiuș—Zlatna . . . . .	155
15. Asvadurov H., Vasilescu P., Popescu Florica, Saffa Rodică. Contributions à la connaissance des sols saturés en bases du département de Cehu-Silvanei . . . . .	170
16. Chițu C., Peahă M. Répartition des sols dans la région de la Plateforme de Cindești et de la chaîne des collines entre Argeș et Dimbovița . . . . .	184
17. Chițu C., Peahă M. Répartition des sols dans la région située entre le Danube et Bîrzava (région de Banat) . . . . .	200
 CHIMIE	
18. Dimitriu Al., Bratosin Niculina. Contributions à la détermination de la capacité d'échange des cations des sols et des argiles . . . . .	214
19. Dimitriu Al., Bugeag Elena. Méthode de détermination de l'azote total des sols, basée sur la distillation à vapeurs d'eau surchauffées, en régime contrôlé de débit . . . . .	226
20. Găță Elena. Étude d'une méthode colorimétrique destinée à déterminer le phosphore . . . . .	243
21. Giușcă R. Microscope électronique employé dans l'identification des minéraux argileux . . . . .	249
22. Iosof V. Détermination polarographique du baryum avec applications à la méthode Mehlich . . . . .	256

Redactor: MIRCEA PAUCA  
 Tehnoredactori și corectori: L. FOTE, G. CAZABAN,  
 I. MATEESCU, M. IORDAN  
 Traduceri: C. MISSIR, L. BRAILEANU  
 Ilustrația: I. PETRESCU

Dat la cules: 1.XII.1964. Bun de tipar: 12.VII.1965.  
 Tiraj: 1550 ex. Hârtie cartografică tip „B“ 49 g m.p.  
 Ft. 70×100. Coli de tipar: 17. Cda.: 4971. Pentru bibliotecii indicale de clasificare 55(058).

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică  
 „INFORMATIA“, str. Brezioanu nr. 23—25.

S



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE  
COMITÉ GÉOLOGIQUE  
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LI/2  
1963 - 1964



Institutul Geologic al României