

B. I. G.

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINTELOR

VOL. LIV/2
1966-1967

BUCUREŞTI
1969



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELORE

VOL. LIV
(1966 — 1967)

Partea a 2-a



BUCUREŞTI
1969



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII PALINOLOGICE LA RECONSTITUIREA
VEGETAȚIEI DE LA LIMITA OLIGOCEN-MIOCEN¹

DE

VIOLETA ILJESCU, GIANINA CIOFLICĂ²

Abstract

Palynological Contributions to the Reconstitution of Vegetation at the Oligocene—Miocene Boundary. A microfloral association, specific to the transition series from Oligocene to Burdigalian, was identified in the collected samples. On the basis of the palynological analysis the authors reach the conclusion that the vegetation of the transition series (Cornu Beds) presents the same essential characteristic features as the Oligocene vegetation.

Pentru studiul conținutului microfloristic al depozitelor de la limita Paleogen — Neogen, s-au colectat probe din complexele stratelor de Pucioasa, de Cornu și de Brebu, cuprinse în intervalul stratigrafic Oligocen — Burdigalian și care apar pe valea Teleajen și valea Prahova între localitățile Măneți — Slănic, Vărbilău și Breaza (fig.). Materialul de studiu a fost prelucrat în laborator după metoda Erdtmann-Griciuc, prin care s-a urmărit separarea și concentrarea resturilor organice de suportul mineral în care acestea au fost incluse. După o prealabilă dezagregare fizică a rocii, proba a fost supusă unui tratament chimic complex, prin care s-a urmărit îndepărarea carbonaților, silicatiilor și substanțelor humice pentru eliberarea granulelor de spori și polen fosil din rocă. În urma centrifugării cu un lichid cu densitatea 2,2, format dintr-un amestec de ioduri, s-a obținut separarea conținutului organic de reziduul mineral. Acest material, după ce a fost supus operației de acetilare, s-a montat pe lame pentru a se efectua studiul microscopic.

¹ Comunicare în ședința din 24 februarie 1967.

² Institutul Geologic, Soseaua Kiseleff nr. 55 — București.





Schița regiunii cuprinsă între văile Teleajen și Prahova.

1, Tortonian ; 2, Helvetican-Burdigalian ; 3, Aquitanian ; 4, Oligocene ; 5, Eocene ; S, depresiunea Slănic ; D, depresiunea Drajna.

Esquisse de la région comprise entre les vallées de Teleajen et Prahova.

1, Tortonien ; 2, Helvétien-Burdigalien ; 3, Aquitanien ; 4, Oligocène ; 5, Éocène ; S, dépression de Slănic ; D, dépression de Drajna.

Rezultatele obținute

Oligocen. Depozitele Oligocenului superior se întâlnesc între valea Berteia și valea Vărbișorului. Rezultatele obținute din analizele sporopolinice au fost suficiente pentru a putea sugera o imagine clară a vegetației existente în acea perioadă. Astfel asociațiile microfloristice determinate în stratele de Pucioasa, oglindesc caracterul pregnant al vegetației de tip subtropical de la sfîrșitul Oligocenului.

Datele statistice în urma căror să a calculat raportul procentual al diferenților compoziției se reflectă în diagramă, (pl. I).

Caracterul dominant al vegetației de pădure este determinat de procentul de 90% pe care-l reprezintă elementul arboricol. În compoziția pădurilor, termofilele și plantele iubitoare de umezeală ocupă un loc principal : *Carya* (50%) urmată de *Taxodium*, *Liquidambar*, *Palmae* etc. Tabloul vegetației se completează cu specii care aparțin genului *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Castanea* etc. Coniferele sunt reprezentate prin genuri variate în care *Pinus*, dominant, ajunge pînă la 22%. Ierburile deși nu ating valori prea ridicate se încadrează într-un regim cald, și umed (Nymphaeaceae). Ferigile participă prin familiile Osmundaceae și Polypodiaceae, iar mușchii prin genurile *Sphagnales* și *Bryales*.

În concluzie se desprind următoarele trăsături esențiale ale vegetației de la sfîrșitul Oligocenului :

Procentul cel mai ridicat este deținut de Juglandaceae (*Carya* și *Pterocarya*), care contribuie alături de alte specii exotice la menținerea caracterului predominant al termofilelor ;

Prezența în cantități apreciabile a plantelor de umezeală (*Taxodium*, Nymphaeaceae, Osmundaceae, Polypodiaceae) ;

În compoziția pădurilor, foioasele de tipul *Tilia*, *Castanea*, *Quercus*, *Ulmus*, joacă un rol remarcabil.

Acvitanian. În stratele de Cornu, pe valea Prahovei și valea Alunișu, probele s-au colectat din :

- a) Complexul inferior pelito-psefitic cu resturi de plante, din bază.
- b) Complexul pelito-psamitic glauconitic gipsifer, de la partea superioară.

a) În complexul cu plante s-a identificat o asociație microfloristică ale cărei caractere sunt reprezentate în diagramă (pl. II, III).

Conținutul palinologic este asemănător cu cel determinat în depozitele bituminoase ale Oligocenului superior de unde rezultă o continuare în timpul Acvitonianului a condițiilor climatice existente la sfîrșitul Paleogenului. Ca urmare a acestui fapt, vegetația și-a păstrat aceleași caractere esențiale și anume :

Predominanța elementului arboricol, prezent în proporție de aproximativ 90% în care plantele de climat cald și umed ocupă primul loc ;

Juglandaceele dețin majoritatea, dintre care genul *Carya* depășește 50% ;

Formele exotice sunt reprezentate prin genurile *Liquidambar*, *Magnolia*, *Palmae*, *Zelcowa* ;

Caracterul de umiditate este determinat de prezența în proporție ridicată a genului *Taxodium* (40%) și a plantelor aquatice (Nymphaeaceae) ;

Coniferele și foioasele sunt reprezentate prin aceleași forme și în aceleași proporții ca în șisturile bituminoase oligocene ;

Ierburile și sporii au un rol subordonat și se încadrează în același regim de căldură și umiditate ridicată.

b) Complexul gipsifer superior cuprinde o asociație microfloristică în care raportul dintre componenții principali rămîne neschimbat. Elementele termofile continuă să ocupe primul loc, deși către partea superioară a acestui complex se constată o ușoară scădere cantitativă a acestor plante, determinată de variații climatice.



Din datele de analiză rezultă că vegetația de pădure este formată mai ales din Juglandaceae, din care genul *Carya* predomină la începutul intervalului asociat cu *Liquidambar* și *Palmae*.

Taxodium prezent în aceleasi proporții ca și în celelalte orizonturi, indică de asemenea un regim de umiditate ridicată.

Creșterea numerică a coniferelor la partea superioară a profilului, este determinată de o ușoară răcire a climei.

Foioasele sunt reprezentate prin genurile *Quercus*, *Carpinus*, *Castanea*.

Ierburile și sporii se mențin cu aceleasi genuri și între aceleasi limite ca și în celelalte orizonturi descrise anterior.

Din analiza diagramelor se desprind următoarele concluzii cu privire la aspectul vegetației din timpul Acvitanianului :

Vegetația s-a dezvoltat în condițiile unui climat cald și umed, în special la începutul intervalului ;

În componența pădurilor cea mai largă participare au avut-o termofilele ;

Genul *Taxodium* este prezent în toate nivelele, în proporție variată determinată de condițiile de umiditate care suferă unele modificări către sfîrșitul perioadei ;

Coniferele înregistrează o ușoară creștere spre partea superioară a profilului ;

Foioasele, care completează componența pădurilor, sunt reprezentate mai ales prin genurile *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Acer*, etc.

Ierburile și sporii, în proporții reduse se încadrează în același regim climatic.

Prin comparație, spectrele polinice determinate în stratele de Cornu sunt asemănătoare cu cele ale șisturilor bituminoase din Oligocenul superior. Evoluția florei a avut loc în aceleasi condiții climatice de temperatură și umiditate ridicată.

Burdigalianul. Este reprezentat prin stratele de Brebu. Probele au fost colectate din intercalațiile marnoase care separă nivelele de conglomerate și gresii de pe valea Frasinului și valea Prahova.

Din punct de vedere cantitativ, conținutul palinologic este atât de redus încit cu excepția nivelelor din baza profilului nu a fost posibil calculul statistic al asociațiilor identificate.

Analizând spectrele sporo-polinice, apare în mod evident prin următoarele caractere deosebirea dintre paleoflora burdigaliană și cea descrisă anterior :

Creșterea suprafețelor ocupate de pădurile de conifere ; Descreșterea procentuală accentuată a genului *Taxodium* ;

Termofilele deși prezente scad sub raport cantitativ și calitativ prin reducerea polenului de Juglandaceae (*Carya*) și de plante exotice ;

Caracterul pădurilor este determinat de prezența în cantități mai mari a foioaselor ;

Ierburile sint mai bine reprezentate și se caracterizează prin apariția elementelor de stepă (Gramineae, Chenopodiaceae, Compositae, Labiateae).

În concluzie rezultă că în timpul Burdigalianului, climatul a devenit ceva mai arid decât cel din timpul Oligocenului și Acvitanianului. Acest fapt a determinat reducerea vegetației higrofile și termofile. Cîstigă teren ierburile care mai tîrziu vor imprima vegetației un caracter de stepă.

Concluzii generale

Materialul studiat a scos în evidență multe asemănări între vegetația stratelor de Cornu și cea oligocenă.

Putem conchide deci, că din punct de vedere paleobotanic, nu există deosebiri esențiale între flora de la sfîrșitul Oligocenului și cea din Acvitania. Acest lucru e dovedit de prezența elementelor subtropicale în cuprinsul stratelor de Cornu, fapt care ne face să putem considera flora acvitaniană ca o continuare a celei oligocene.

BIBLIOGRAFIE

- Boitova P. E., Pokrovskaja M. I. (1954) Materiali po stratigrafiï Kontinental'nykh oligothenovikh i miothenovikh otlojenii turgaiskoi vpadini. Sbornik statei Literaturi Gosudarstvennoe nauchno-tehnicheskoe izdatel'stvo literaturi po gheologii i ohrane nedr. Moskva.
- Erdtman G. (1940) An introduction to Pollen Analysis. Chronica Botanica Univ. series of Plant. Sciences books XII, New York.
- Kremp G. O. W., Ames H. T., Hilde Grebe (1958) Catalog of fossil-spores and pollen 3. Tertiary Spores and Pollen. Palynological Laboratories University Park, Pennsylvania.
- Zaklinskaia E. D. (1963) Pil'ta pocritosemiannih i eio znacenie dlja obiknovenija stratigrafiï verhnego mela i paleogehena. Izdatel'stvo Akad. Nauk. S.S.R., Moskva.
- * * * (1956) Atlas miothenovikh sporovo-pil'tevikh kompleksov razlicinikh raionov S.S.R. Gosudarstvennoe nauchno-izdatel'stvo literaturi po gheologii i ohrane nedr. Moskva.



CONTRIBUTIONS PALYNOLOGIQUES POUR LA RÉCONSTITUTION
DE LA VÈGÉTATION SITUÉE À LA LIMITÉ ENTRE L'OLIGOCÈNE
ET LE MIOCÈNE

PAR

VIOLETA ILIESCU, GIANINA CIOFLICA

(Résumé)

Les échantillons analysés proviennent des couches de passage de l'Oligocène au Burdigalien qui dans la région de la courbure des Carpathes sont dénommées Couches de Cornu.

Le contenu palynologique présente les caractères suivants :

1. — La végétation de la fin de l'Oligocène est du type subtropical ; *Carya* y prédomine, suivie par *Taxodium*, *Liquidambar*, *Palmae* etc.

2. — Pendant l'Aquitaniens, l'association microfloristique conserve les traits essentiels propres à celle de l'Oligocène, à l'exception de quelques modifications peu importantes, conséquence de certaines variations paléoclimatiques.

Il résulte de cette analyse qu'il n'y a pas de changement radical de la flore entre l'Oligocène et les premiers termes du Miocène.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Diagramme du contenu palynologique à Alnișu dans l'Oligocène

Planche II

Fréquence du contenu palynologique dans les couches de Cornu
A, Complexe gypsifère glauconieux supérieur
B, Complexe des schistes à plantes.

Planche III

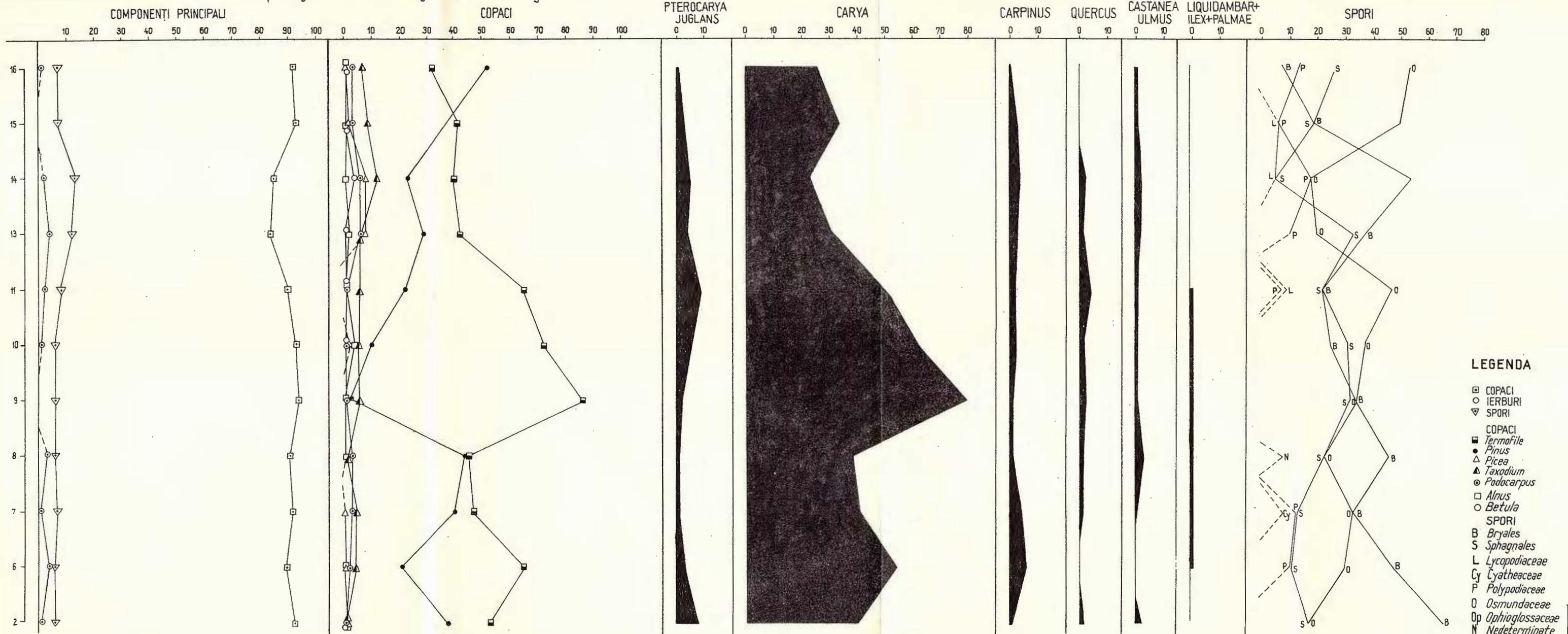
Fréquence du contenu palynologique des couches de Cornu de la région de Breaza



Institutul Geologic al României

DIAGRAMA CU CONȚINUTUL PALINOLOGIC LA ALUNIS ÎN OLIGOCEN

VIOLETA ILIESCU, GIANINA CIOFLICA: Contribuții palinologice la reconstituirea vegetației de la limita Oligocen-Miocen

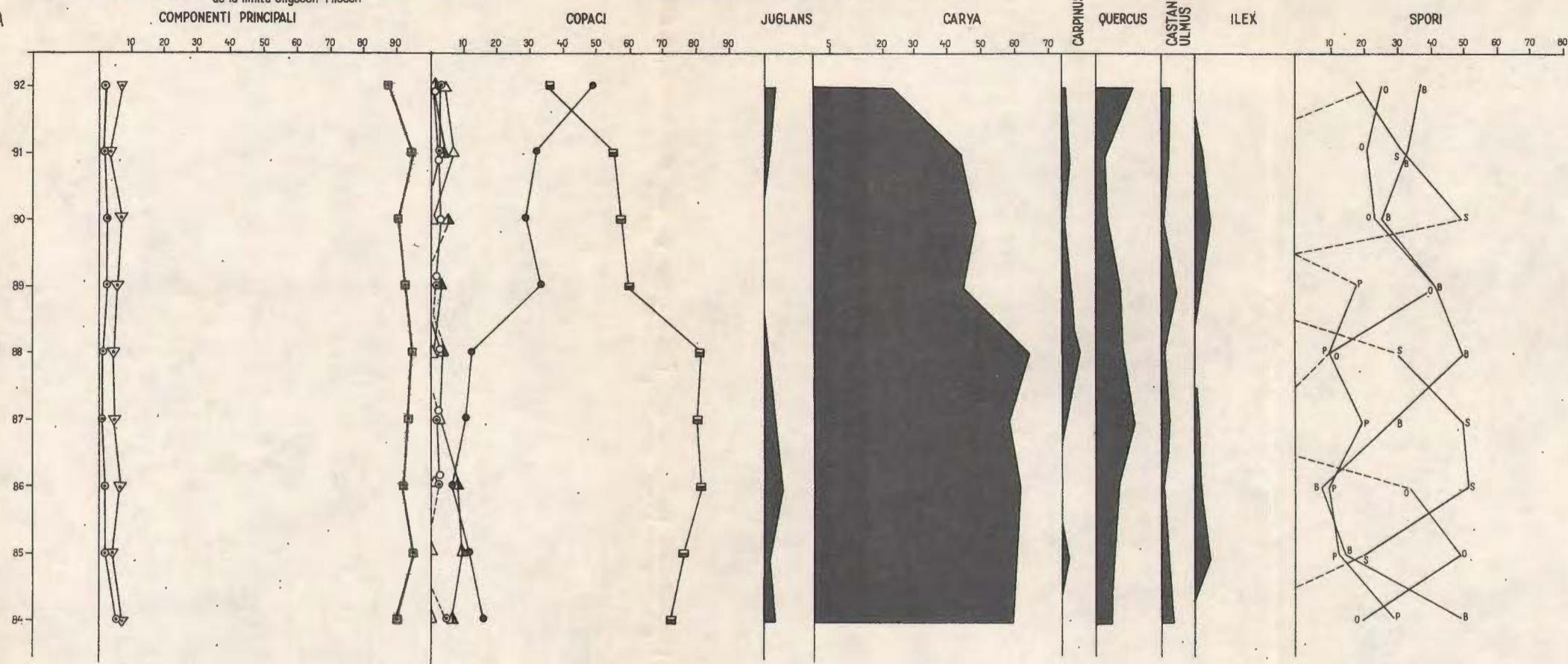


FRECVENTA CONTINUTULUI PALINOLOGIC IN STRATELE DE CORNU

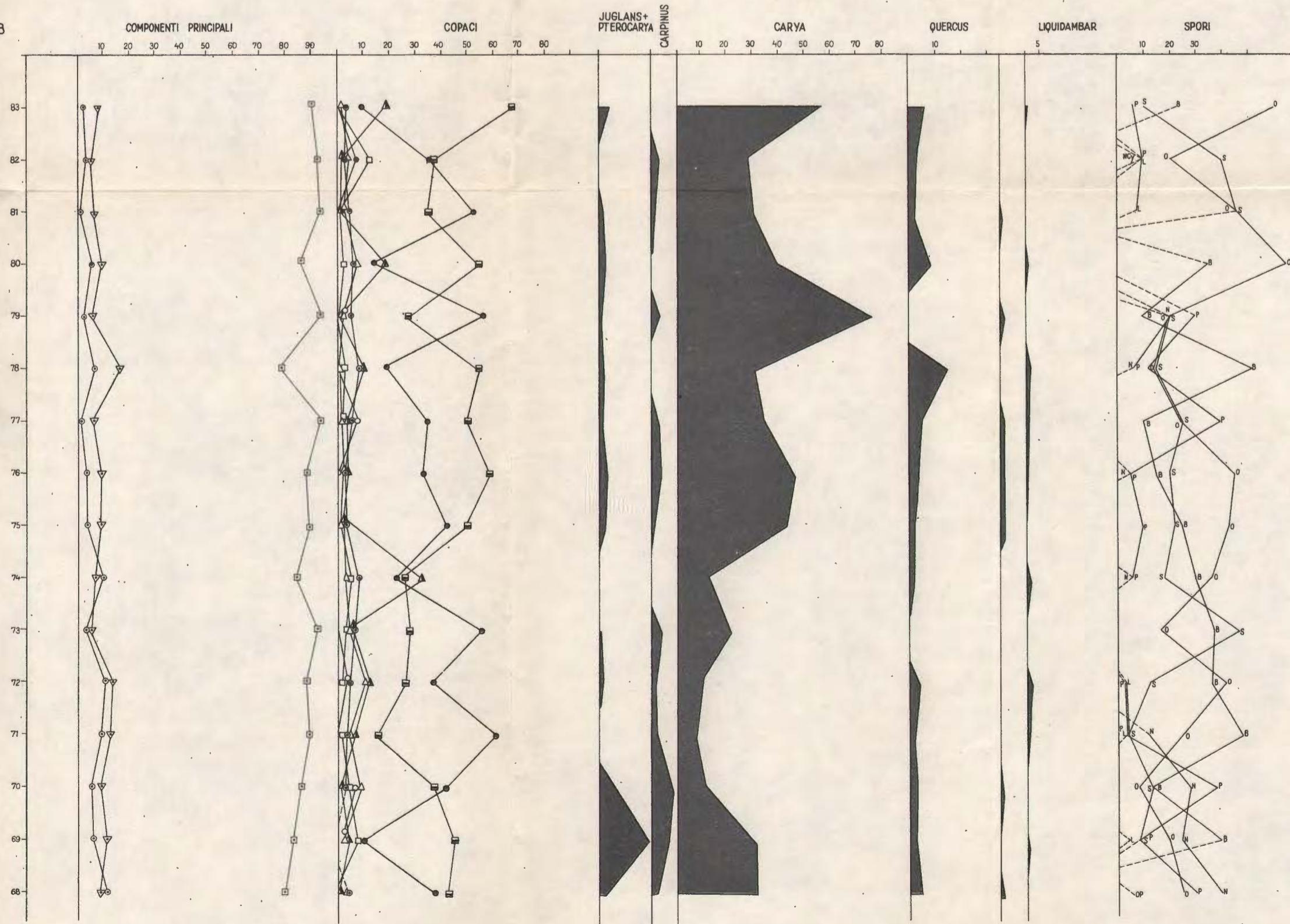
VIOLETA ILIESCU, GIANINA CIOFLICA: Contributii palinologice la reconstituirea vegetatiei de la limite Oligocen-Miocen

A-Complexul gipsifer glauconitic superior
B-Complexul sisturilor cu plante

A

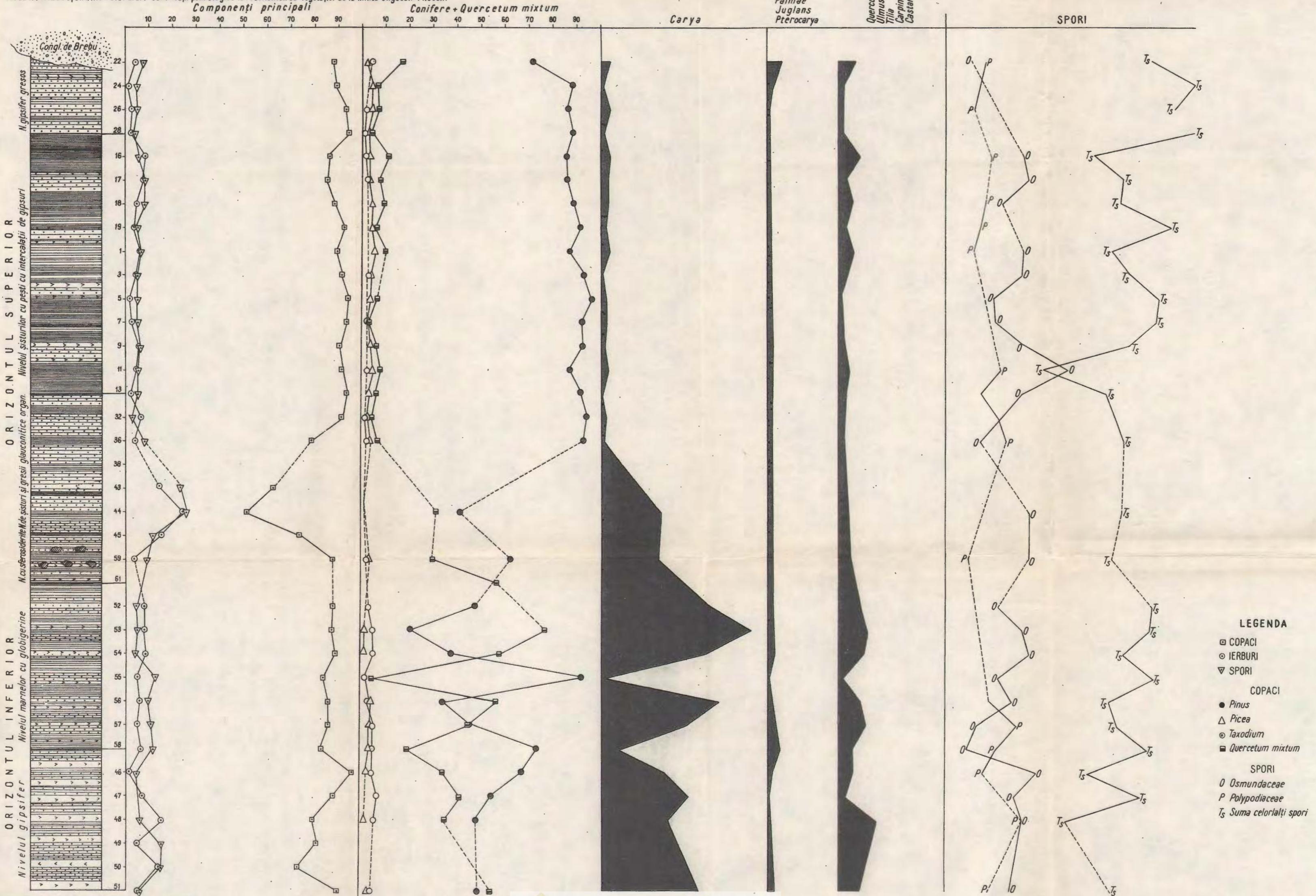


B



FRECVENȚA CONȚINUTULUI PALINOLOGIC AL STRATELOR DE CORNU DIN REGIUNEA BREAZA

VIOLETA ILIESCU, GIANINA CIOFLICĂ: Contribuții palinologice la reconstituirea vegetației de la limita Oligocen-Miocen.



O SPECIE NOUĂ DE CARDIID ÎN PONTIANUL DIN BANAT
(ZORLENȚUL MARE)¹

DE

FL. MARINESCU², N. FLOREI³

Abstract

A New Species of Cardiidae in the Banat Pontian (Zorlențul Mare). The fauna found in the newly recorded fossiliferous point seems to be synchronous with that from the Rădmănești fossiliferous point, presenting however a more pelitic facies. The fauna above is to be found in a lower horizon than the Zorlențul Mare fauna already known a long time ago, and indicates either the basal Portaferrian or the terminal horizon of the Lower Pontian. Two forms of Cardiidae from this point are described, one of them presenting a new species.

Într-o excursie comună, în împrejurimile satului Zorlențul Mare (Banat), am întlnit pe valea Izvorului, la sudul acestei localități, un punct fosilifer cu faună pontiană, mai puțin cunoscut. Din acest punct au fost recoltate :

- Limnocardium zagrabiense* Brusina
Arcicardium (?) incertum n.sp.
Pteradacna cf. *P. pterophora* (Brusina)
Didacna sp.
Congeria subcarinata Deshayes
Congeria rhomboidea alata Brusina
Congeria zagrabiensis Brusina

¹ Comunicare în ședința din 21 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.

³ Universitatea „Babeș-Bolyai” — Catedra de Geologie Cluj.



Congeria croatica Brusina

Congeria cf. C. croatica Brusina

Dreissenomya cf. D. schroeckingeri Fuchs

Radix sp.

Depozitele în care a fost întâlnită fauna de mai sus sînt reprezentate prin argile marnoase nisipoase, micacee, de culoare cenușiu-vineție.

Prezența formei *Congeria croatica Brusina* (pl., fig. 3) indică unele afinități ale acestei faune cu aceea a Ponțianului inferior, dar existența în asociație a unor exemplare de *Congeria rhomboidea alata Brusina*, *Dreissenomya cf. D. schroeckingeri Fuchs* etc. arată apartenența ei la un nivel superior.

În acest fel, fauna de mai sus se află într-o poziție stratigrafică asemănătoare acelei de la Rădmănești, cu care se pare că este sincronă; însă în timp ce aceasta din urmă corespunde unui facies mai nisipos, cu *Congeria triangularis*, fauna enumerată mai înainte indică tot o zonă litorală, dar cu facies mai pelitic, corespunzător aceluia în care apare *C. rhomboidea*. De altfel formele de *Arcicardium* și *Pteradacna* preferă sedimentele fine.

Fauna cunoscută încă de mult, de la Zorlențul Mare, caracterizind stratele cu *rhomboidea*, se află la un nivel stratigrafic superior față de punctul nou descris, a cărui faună îi este astfel anterioară; cum fauna clasică de la Zorlențul Mare reprezintă *Portaferrianul*, fauna enumerată, deci și fauna de Rădmănești, probabil sincronă ei, este ceva mai veche, aparținând bazei acestei subdiviziuni stratigrafice, sau cel mult Odessianului (= Novorossianul lui P. M. Stevanović) terminal.

Arcicardium (?) incertum n.sp.

(Pl., fig. 2)

Diagnoza. Cochilie destul de subțire, de dimensiuni medii, aplatisată, cu contur subrombic, puternic prosogiră. Marginea anterioară este scurtă și puternic concavă; marginea inferică, rectilinie, se unește cu aceea superioară printr-o curbă destul de strinsă. Marginea superioară, tot concavă, continuă marginea cardinală, de asemenea curbă. Umbonele, nu prea mare, depășește linia cardinală; de la el pornește o carenă evidentă, rotunjită, formată prin curbarea cochiliei (nu de către o coastă) și care se aplatizează către unghiul postero-inferior, pînă aproape de dispariție. Ornamentația constă dintr-un număr de 23 de coaste înguste în partea anterioară, din care primele trei mai slab marcate și mai distanțate, precum și din 5—6 coaste în porțiunea posterioară. Spațiile in-

tercoastale, sănt tot atât de largi ca și coastele, cu excepția regiunii corespunzătoare carenei, unde lățimea lor este aproape dublă.

	mm
Dimensiuni :	lungimea
 44,0
	înălțimea
 34,5
	adâncimea
 7,0

Discuții. După contur și morfologia externă a cochiliei, forma descrisă este comparabilă cu reprezentanți cunoscuți ai genului *Arcicardium*, dar întrucât șarniera nu a putut fi pusă în evidență, trebuie făcută o rezervă cu privire la apartenența generică; în orice caz această formă nu se aseamănă cu nici una din speciile cunoscute de cardiacee și din acest motiv a fost descrisă ca specie nouă. Singura formă de care se apropie, prin contur și desimea coastelor, este *Arcicardium kubanicum* din orizontul mediu al Kimmerianului; se deosebește însă de ea prin numărul mai redus de coaste, despărțite prin intervale mai largi și prin cochilia mult mai puțin bombată.

Pteradacna cf. *P. pterophora* (Brusina, 1774)
(Pl., fig. 1)

- 1884 *Adacna edentula* Desh — S. Brusina : Die Fauna d. Congerien-lusken aus Dalmatien, p. 129.
- 1874 *Cardium cf. edentulum* Desh. — S. Brusina : Fossile Binnenmolschichten von Agram, p. 185, pl. XXIX, fig. 64—67.
- 1884 *Adacna pterophora* Brusina : ibid. pl. XXIX fig. 65—66.
- 1917 *Pteradacna pterophora* Brus. (nomen solum) — N. Andrusov; Ponticeskii iarus, p. 30.
- 1950 *Pteradacna pterophora* Brus. — P. Stevanović : Les genres de Cardiides dulcicoles... p. 106, pl. III fig. 6, pl. V, fig. 1—2.
- 1956 *Pteradacna pterophora* Brus. — P. Stevanović : Pontische Stufe im engeren Sinne, p. 271, pl. IX, fig. 3, 4, pl. XIV, fig. 5.

Descriere. Forma, cu scoica destul de subțire, de dimensiuni nu prea mari, foarte plată, prezintă un contur vag trapezoidal, mai mult triunghiular. Marginea anteroiară scurtă, puternic concavă, trece treptat în marginea inferioară, care este foarte slab curbată, aproape rectilinie. Marginea posteroiară este și ea tot aproape rectilinie, ca și marginea superioară, cu care formează un unghi de aproape 90° , dar mai mic, unindu-se între ele printr-o linie curbă. Umbonele, mic, prosogir,



depășește marginea cardinală ; de la el pornește o carenă slab marcată, dar evidentă, rotunjită, ce se aplatizează către marginea cochiliei. Partea anteroiară, acoperită cu 18—20 coaste nu prea late, aplatizate, despartite prin spații intercostale cel puțin tot atât de largi ca și coastele. Pe fața regiunii posterioare a cochiliei nu se observă decât un număr de 3—4 coaste, restul fiind sters din cauza proastei stări de conservare (vezi fig.).

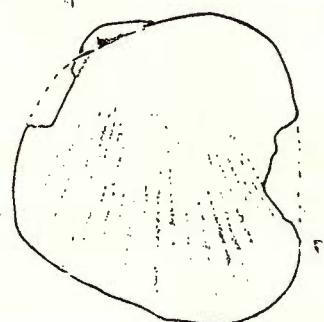


Fig. — *Pteradacna pterophora*
(B r u s i n a), impresiunea
părții interne. Mărime
naturală.

Pteradacna pterophora (B r u-
s i n a), partie interne, mou-
lage. Grand. nat.

Şarniera nu este vizibilă ; doar pe o impresiune negativă se poate observa că suprafața cardinală este îngustă și prezintă de o parte și de alta a umbonelui cîte o lamelă slab marcată, ca un dintă lateral.

	mm
Dimensiuni :	lungime
 41
	înălțime
 42
	adâncime
 5,5

Discuții. Au fost colectate mai multe exemplare ce pot fi atribuite acestei specii, însă numai unul singur păstrează caracterele ceva mai bine conservate și a putut fi măsurat și figurat.

Din discuția pe care o face asupra genului *Arcicardium*, A. G. Eberzin (1951, p. 7—8) atribuie acestui gen și forma *Pteradacna pterophora*, în timp ce P. M. Stevanović (1950) o păstrează ca un gen independent, pe baza unor exemplare cu șarniera bine conservată. Prezența unor dinți cardinali, cu un caracter deosebit, poate sugera însă unele legături filogenetice mai strânse cu formele de *Arcicardium*. De altfel nu ar fi exclus ca primele forme ale acestui gen, care au apărut întii în domeniul pannonic, să derive din *Pteradacna*, ori să aibă un strămoș comun cu aceasta.

BIBLIOGRAFIE

- Andrusov N. (1907) O rode Arcicardium Fischer. Ejegodnik kristofovicia po geol. i min. Rossii, 9, 4—5 (in Akademik N. I. Andrusov, Izbrannie trudi, III, Moskva, 1964).
- (1917) Ponticeskii iarus. Geol. Rossii. St. Petersburg, IV, 2.
- Brusina S. (1874) Fossile Binnenmollusken aus Dalmatien. Rad. Jug. Akad., 28, Zagreb.
- (1884) Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien. Beitr. z. Geol. u. Pal. Oester. Ung. u. d. Orients. Wien.
- Davitaşvili L. (1930) Fossils of the Pontien Beds. Trans. State Petrol. Res. Inst. 6, Moscova.
- Eberzin A. G. (1951) Solonovatovodnje kardidi plioēna SSSR, II. Trudi paleontologicheskogo Instituta, XXXI. Moscova.
- Stevanović P. M. (1950) Les genres de Cardiides dulcicoles. Parradacna n. gen. et Pteradacna Adrussov dans les couches pontiennes de la Serbie. Bull. Mus. Hist. nat. Pays Serbe. A., 3.
- (1951) Pontische Stufe im engeren Sinne obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. Serb. Akad. d. Wissenschaften, CLXXXVII.

NOUVELLE ESPÈCE DE CARDIIDÉE DANS LE PONTIEN DU BANAT (ZORLENȚUL MARE)

PAR

FL. MARINESCU, N. FLOREI

(Résumé)

Un gisement fossilifère nouvellement découvert au sud du village de Zorlențul Mare présente, dans un niveau inférieur à celui contenant la faune déjà connue dans cette localité, une association de fossiles constituée de : *Limnocardium zagrabiense*, *Arcicardium (?) problematicum* n. sp., *Pteradacna* cf. *P. pterophora* (Brus.), *Didacna* sp., *Congeria subcarinata* Desh., *C. rhomboidea alata* Brus., *C. zagrabiensis* Brus., *C. croatica* Brus., *C. cf.*, *C. croatica* Brus., *Dreissenomya* cf., *D. schroeckingeri* Fuchs, *Radix* sp. La présence des exemplaires de *Congeria croatica* en compagnie des autres formes mentionnées pourrait indiquer une faune de passage du Pontien inférieur au Portaferrien, peut être même la partie basale du Portaferrien. Cette faune de passage paraît synchrone à la faune de Rădmănești, qui pourtant indique le faciès



à *Congeria triangularis*, tandis que l'association décrite correspond à un faciès plus pélitique, à *C. rhomboidea*.

On y décrit aussi *Arcicardium* (?) *incertum* n. sp. Coquille assez mince, à dimensions moyennes, aplatie, à contours subrhombiques, très prosogyre. Le bord antérieur est court et concave ; le bord inférieur, rectiligne, passe à celui postérieur par une courbe assez serrée. Le bord supérieur, également concave, continue le bord cardinal, courbe lui aussi. Le crochet pas très grand, dépasse le bord cardinal ; à partir de celui-ci commence une carène évidente, arrondie, formée par la courbure de la coquille, et non pas par une côte, plus développée qui s'aplatie jusqu'à disparition vers l'angle postéro-inférieur. L'ornementation est constituée par des côtes serrées, au nombre de 5 — 6 sur la partie postérieure et de 23 sur la partie antérieure, dont les trois premières sont moins marquées et distantes. Les intervalles intercostaux ont les dimensions presque égales à celles des côtes et s'élargissent vers la carène, où ils atteignent des dimensions presque doubles. Faute de pouvoir examiner la charnière, les auteurs s'abstiennent d'attribuer avec certitude la forme nouvellement décrite, au genre *Arcicardium*. Néanmoins, les auteurs observent que la présence de certaines dents cardinales chez *Pteradacna* (S t e v a n o v i ē, 1950) peut suggérer certaines liaisons philogénétiques plus étroites avec le genre *Arcicardium*. Il n'en est pourtant pas exclu que les premières formations de ce genre parues dans le domaine pannonicique soient dérivées de *Pteradacna*, ou bien qu'elles aient un ancêtre commun avec cette dernière.

EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — *Pteradacna pterophora* (Brusina)
 - Fig. 2. — *Arcicardium incertum* sp. n.
 - Fig. 3. — *Congeria croatica* Brusina
 - Fig. 4. — *Congeria cf. C. croatica* Brusina
 - Fig. 5. — *Congeria subcarinata* Deshayes
- Toate figurile sunt executate la scara 1 : 1.
Toutes les figures sont exécutées à l'échelle 1 : 1.

FL. MARINESCU. Cardiid ponțian în Banat.



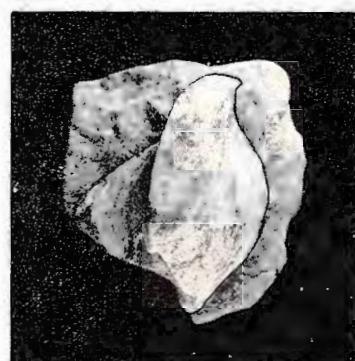
1



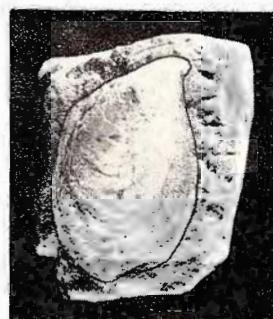
2



3



4



5

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.



Institutul Geologic al României

NOTĂ ASUPRA PREZENȚEI UNOR PEȘTI PLACODERMI
ÎN DEVONIANUL DIN PLATFORMA MOESICĂ¹

DE

D. PATRULIUS², MAGDALENA IORDAN²

Abstract

Note on the Occurrence of Placoderms in the Devonian of Moesian Platform. Fragments of bony plates and spinalia are described, considered by the authors to belong to the Macropetalichthyida.

În 1965 — 1966 Întreprinderea Geologică de Explorări a Comitetului de Stat al Geologiei a executat un foraj de mare adâncime la Smirna, localitate situată în partea de est a Cîmpiei Române, la aproximativ 17 km nord-vest de Slobozia, pe interfluviul dintre Ialomița și Călmățui.

Forajul a străbătut formațiuni aparținând Pliocenului, Sarmațianului, Cretacicului, Jurasicului superior, Triasicului, Carboniferului inferior și Devonianului superior și mediu.

Acoperișul depozitelor paleozoice este constituit din marne bariatate, roșcate și verzui formînd un pachet gros de 20 m (între 2160 și 2180 m adâncime), atribuit Triasicului prin corelare litologică cu alte secțoare din Cîmpia Română.

Carboniferul inferior este reprezentat printr-o formațiune groasă de cca 740 m (2180—2917 m adâncime) cuprinzînd în partea terminală calcare cenușiu-negricioase iar în rest dolomite negricioase. Calcarele conțin microradiole, entroce de crinoizi, fragmente de moluște, ostracode. Caracteristic Carboniferului inferior traversat de forajul de la Smirna, este prezența în succesiunea rocilor carbonataate a două intercalării de roci eruptive bazice : una în bază, sau aproape de bază, groasă de 69 m și alta în partea terminală avînd o grosime de 91 m.

¹ Comunicare în ședință din 21 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff, nr. 55, București.

În calcare și dolomite nu au fost găsite fosile caracteristice ; vîrsta dinanțiană atribuită acestei formațiuni carbonatare rezultă din corelarea cu succesiunea Paleozoicului traversat de forajele de la Călărași, unde calcarele conțin la partea lor superioară o microfaună reprezentativă pentru Visean (D. Patrulius, T. Negu, 1963).

Succesiunea depozitelor devoniene, care are cel puțin 1280 m grosime (de la 2917 la 4203 m adâncime — talpa sondei), cuprinde trei formațiuni :

(1) partea superioară (Devonian superior), cu o grosime de 833 m (între 2917 — 3750 m adâncime) și de facies lagunar este constituită din calcar dolomitice negre, dolomite negre și anhidrite cenușii și negre ;

(2) partea mijlocie se compune din calcare de culoare închisă având 85 m grosime (3750 — 3835 m adâncime) ;

(3) partea inferioară este reprezentată printr-o formațiune detritică groasă de 368 m (3835—4203 m adâncime), alcătuită din gresii cuarțitice cenușii foarte dure, argilite și siltite negre. Spre bază predomină gresiile cuarțitice care ar putea reprezenta Devonianul inferior.

Calcarele situate sub depozitele lagunare ale Devonianului superior au fost raportate Givețianului prin corelare cu succesiunile cunoscute de la Călărași și Mangalia (G. r. Răileanu et al., 1965, 1966, 1967).

Pachetul de gresii și argilite situat sub formațiunile carbonatate este singurul în care au fost găsite fosile caracteristice. Astfel argilitele negre de la adâncimea de 3845 m conțin formele :

Brachyspirifer aff. audaculus (Conrad)

Lingula aff. nuda Hall

Goniophoria sp.

a căror asociatie indică, în general, Devonianul mediu.

În argilitele din intervalul 3867—3897 m au fost identificate resturi de pești placodermi, iar argilitele ce apar sub formă de intercalări în gresiile cuarțitice la adâncimile 3984 m, 4019 m și 4040—4049 m, conțin numeroase impresiuni de plante Psilophytale aparținând probabil genurilor *Hyenia* și *Aneurophyton*. Această formațiune este coreabilă prin compoziția ei litologică și abundența resturilor vegetale cu depozitele Eifelianului din Dobrogea de sud (Mangalia).

Resturile de pești placodermi ce fac obiectul prezentei note, sănt reprezentate prin fragmente de plăci osoase și spini aparținind scheletului dermic.

Plăci medio-dorsale (?). Fragmentele de plăci osoase au grosimi de aproximativ 0,5 mm și prezintă o structură spongiosă evidentă (cu golu-

rile umplute cu pirită). Suprafața lor externă este ornată de mici granule conice, dispuse neregulat sau sub formă de șiruri paralele (fig. 1, pl., fig. 1a) ca la Macropetalichthyida în general, dar cu dispoziție concen-

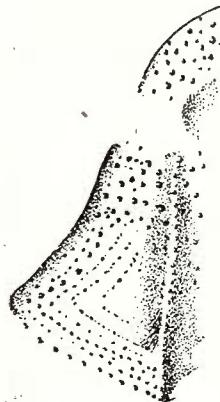


Fig. 1. — Fragment de placă medio-dorsală ?
× 1,2.

Fragment de plaque médico-dorsale ? × 1,2.

trică mai puțin evidentă. Suprafața spațiilor intergranulare este fin încrățită, uneori cu tendința ridurilor de a se dispune sub formă de filete radiare în jurul granulelor.

Spini pectorali (spinalia). Două exemplare fragmentare de spini, se remarcă prin asimetria și ornamentația lor granulară. Este fără în-

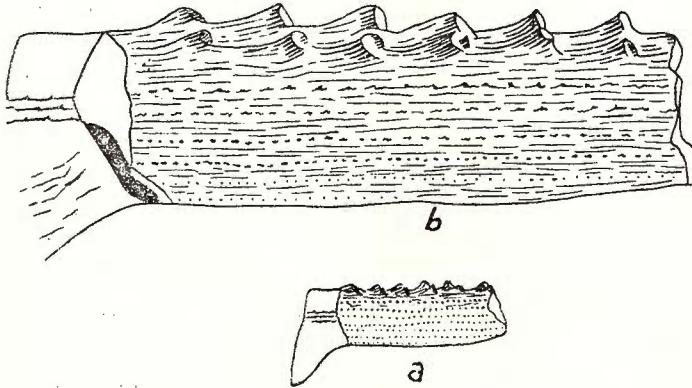


Fig. 2. — Fragment de spinale ; a, mărime naturală ;
b, × 4,2.

Fragment de spinale ; a, grandeur naturel ;
b, × 4,2.

două vorba de piese pectorale comparabile celor care se dezvoltă la Macropetalichthyida în părțile laterale ale carapacei toracice. La unul din exemplare (fig. 2 ; pl., fig. 1b, 2), partea proximală se lărgește re-

pede sub forma unei plăci cu fața ventrală aproape netedă prevăzută cu o carenă puțin acuzată. Marginea externă poartă două șiruri foarte apropiate de tuberculi spiniformi, grupați pereche și ușor aplecați spre extremitatea distală. Fața dorsală, slab convexă, este prevăzută cu mici granule formând șiruri longitudinale, echidistante, cu aspect de coaste perlate. Granulele primelor două șiruri situate aproape de marginea ex-

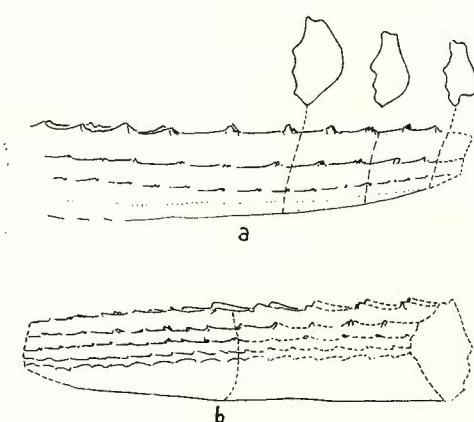


Fig. 3. — Fragment de spinale; a, fața dorsală; b, fața ventrală. $\times 3$.

Fragment de spinale; a, face dorsale; b, face ventrale. $\times 3$.

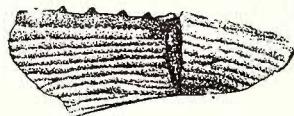


Fig. 4. — Fragment de spinale. $\times 2,1$.

Fragment de spinale. $\times 2,1$.

ternă sănt mai grosiere decât restul. Între șirurile de granule suprafața este fin încrățită, ridurile fiind dispuse longitudinal. Fața ventrală este puternic convexă formând o carenă rotunjită, mai apropiată de marginea superioară decât de marginea inferioară și prevăzută cu două șiruri de mici granule.

Cel de-al doilea fragment reprezintă partea distală a unui spinale, avînd de asemenea fața ventrală mult mai puternic convexă decât fața dorsală, carenată. Secțiunea are astfel o formă aproape triunghiulară. Ornamentația este similară cu cea a primului exemplar descris dar pe fața dorsală șirurile de granule sănt mai puțin numeroase iar granulele sănt mai grosiere și mai distanțate (fig. 3 ; pl., fig. 1c, 3). Se remarcă în plus că spre extremitatea distală fața ventrală este larg excavată în partea internă. În această porțiune marginea externă pare să nu poarte decât un singur rînd de tuberculi spiniformi, iar jumătatea internă a feței ventrale este prevăzută cu trei creste longitudinale vag perlate.

Ornamentația celor două fragmente descrise este comparabilă cu cea a spinilor pectorali de *Wijdeaspis* (cf. *Wijdeaspis* sp. O brucev, 1964).

Un alt tip de spin, din care un singur exemplar a fost observat (fig. 4 ; pl., fig. 4), se remarcă prin forma sa ușor curbată, grosimea

mai redusă și secțiunea simetrică. Cele două fețe ale sale poartă aceeași ornamentație, constituită din coaste longitudinale numeroase (7—9), relativ apropiate, paralele, pe alocuri foarte fin perlate. Numărul coastelor se reduce progresiv spre extremitatea distală, cele interne (?) intersectând succesiv marginea concavă. Marginea convexă poartă mici spini. Acest tip de spinale prezintă o asemănare izbitoare cu spinalia genului *Lunaspis*, în special cu cele ale speciei *Lunaspis broili* Gross. (1937).

Resturile examinate sint prea fragmentare pentru a putea preciza apartenența lor generică, totuși caracterele observate lasă să se întrevadă că este vorba de resturi aparținând unor forme de Macropetalichthyida, ordin al clasei Placodermi, care pînă acum nu a fost semnalat pe teritoriul țării noastre.

BIBLIOGRAFIE

- Fahlbusch K. (1961) *Lunaspis* sp. vom Wetteldorf-Richtschnitt (Emsium der Eifel). *Senck. leth.*, 42,3/4. Frankfurt am Main.
- Gross W. (1937) Die Wirbeltiere des rheinischen Devons. *Abh. Preuss. Geol. Land.* N. F. 176, II. Berlin.
- Obrucev D. V. (1964) Osnovî Paleontologhii. Besceliustnie, rîbi. 11. Moscova.
- Patrulius D., Neagu T. (1963) Asupra prezenței Dinanțianului în funda-
mentul Cîmpiei române. *Com. Acad. R.P.R.*, VIII, 2. București.
- Răileanu Gr., Semaka Al., Iordan Magdalena, Ali Mehmed-
Dăneț Nurhan (1965) Le Devonien de la Dobrogea meridionale.
Carpatho-Balkan Geol. Assoc., VII Congress, Reports, II, 1, Sofia.
- Iordan Magdalena, Ali Mehmed-Dăneț Nurhan,
Beju D. (1966) Studiul Devonianului din forajul de la Mangalia.
D. S. Com. Stat Geol., LII, 1, (1964—1965), București.
- Iordan Magdalena, Săndulescu Eugenia (1967) Con-
siderații asupra Paleozoicului inferior din zona Călărași. *D. S. Com.*
Stat Geol. LIII, 1, (1965—1966), București.



**NOTE SUR LA PRÉSENCE DES POISSONS PLACODERMES
DANS LE DÉVONIEN DE LA PLATE-FORME MOESIENNE**

PAR

D. PATRULIUS, MAGDALENA IORDAN

(Résumé)

Le forage de Smirna, exécuté dans la partie nord-est de la Plate-forme moesienne a traversé des formations appartenant au Pliocène, Sarmatiens, Crétacé, Jurassique supérieur, Trais, Carbonifère inférieur et Dévonien supérieur et moyen.

La couverture des dépôts paléozoïques, formée de marnes bario-lées rouges et vertes a été attribuée par corrélation lithologique au Trias.

Le Carbonifère inférieur est représenté par une formation carbonatée (calcaire gris noirâtre et dolomies noirâtres), avec deux intercalations de roches éruptives : l'une en base et l'autre à la partie terminale. Ce complexe est rapporté au Dinantien par corrélation avec les dépôts similaires traversés par les forages de Călărași (partie sud-est de la Plate-forme moesienne).

Le Dévonien comprend trois formations, notamment : (1) une formation lagunaire (Dévonien supérieur) constituée de calcaires dolomiques, dolomies et anhydrite ; (2) une formation calcaire attribuée, par corrélation lithologique, au Givétien ; (3) une formation détritique constituée de grès quartzitiques gris, argilites et siltites noires, à *Brachyspirifer aff. audaculus* (Conrad), *Lingula aff. nuda* Hall, *Goniophoria* sp., à débris de poissons placodermes et de plantes psilophytale (*Hyenia*, *Aneurophyton*). Cette formation est corrélable, par sa composition lithologique et l'abondance des restes végétaux aux dépôts de l'Eifélien du sud de la Dobrogea (Mangalia).

Les débris de poissons placodermes sont représentés par des fragments de plaques osseuses et d'épines appartenant au squelette dermique.

Les fragments de plaques (média-dorsales ?) sont épais d'environ 0,5 mm ; leur surface externe est ornée de petites granules coniques disposées soit irrégulièrement soit sous forme de rangées parallèles. Entre les granules la surface est finement chagrinée (fig. 1 ; pl., fig. 1 a).

Les fragments d'épines représentent deux types distincts.

Deux fragments de spinale se distinguent par leur asymétrie évidente et leur ornementation granulaire (fig. 2 et 3 ; pl., fig. 1b, 1c, 2, 3). La face dorsale, légèrement convexe est ornée de rangées longitu-



dinales et équidistantes de granules coniques. Entre ces rangées la surface est finement chagrinée. Le bord externe est muni de deux rangées de tubercules spiniformes, groupés par paires et inclinés vers l'extrémité distale. La face ventrale, fortement convexe et carénée, porte des côtes longitudinales pérélées, moins nombreuses. Vers l'extrémité distale la partie externe de la face ventrale est excavée et dépourvue d'ornementation.

Un autre type d'épine (fig. 4 ; pl., fig. 4) se distingue par une faible courbure de l'axe, une section symétrique et une ornementation similaire des deux côtés, constituée par des côtes longitudinales serrées et vaguement pérélées.

Le premier type décrit est comparable aux spinales de *Wijdeaspis*, (D. V. O bruce v, 1964), le second aux spinales de *Lunaspis* (spécialement aux spinales de *Lunaspis broili* G r o s s).

Les débris examinés sont par trop fragmentaires pour pouvoir préciser leur appartenance générique, pourtant les caractères observés permettent d'entrevoir qu'il s'agit de débris appartenant à certaines formes de Macropetalichthyida, ordre de la classe des Placodermes, qui jusqu'à présent n'a pas été signalé dans notre pays.



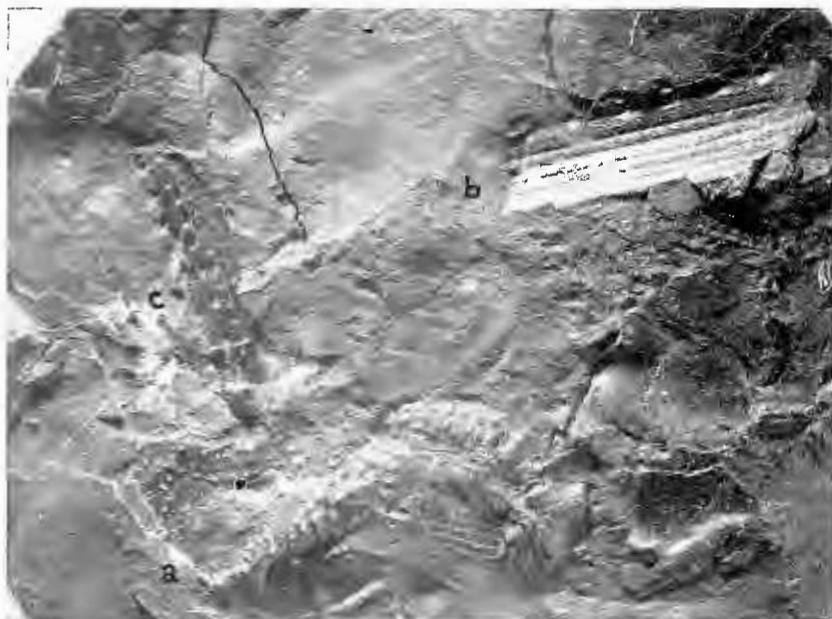
EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — a, fragment de placă medio-dorsală ? ; b, impresiunea fragmentului de spinale (tipul 1) reprezentat în fig. 2 ; c, impresiunea fragmentului de spinale (exemplarul al doilea din tipul 1) reprezentat în fig. 3.
- a, Fragment de plaque médico-dorsale ? ; b, impression du fragment de spinale (type 1) représenté dans la fig. 2 ; c, impresion du fragment de spinale (exemplaire deux de type 1) représenté dans la fig. 3.
- Fig. 2. — Fragment de spinale — tipul 1 (*Wijdeaspis* ?), identic cu exemplarul din fig. 1b.
- Fragment de spinale — type 1 (*Wijdeaspis* ?), identique à l'exemplaire de la fig. 1b.
- Fig. 3. — Fragment de spinale — tipul 1 (*Wijdeaspis* ?), identic cu exemplarul din fig. 1c.
- Fragment de spinale — type 1 (*Wijdeaspis* ?), identique à l'exemplaire de la fig. 1c.
- Fig. 4. — Fragment de spinale — tipul 2 — apartinând probabil genului *Lunaspis*.
- Fragment de spinale — type 2 — appartenant probablement au genre *Lunaspis*.

Toutes les formes sont agrandies deux fois.



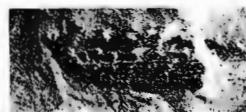
D. PATRULIU, MAGDALENA IORDAN. Placodermi devonieni în platforma moesică.



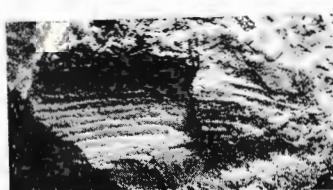
1



2



3



4

Dări de Seamă ale ředinelor, vol. LIV/2.



Institutul Geologic al României

CRESEIS BORODIANA N. SP., PTEROPOD DIN BAZINUL VADULUI¹

DE

M. PAUCĂ²

Abstract

Creseis borodiana n. sp., Pteropod in the Vadul Crișului Basin. The author gives the description of a Tortonian fossil previously assigned by geologists to the *Orygoceras fuchsi* (Kittl), belonging to the fresh water Family Valvatidae. The shell similar to that of the *Orygoceras* presents a convergence phenomenon, and by no means a relationship.

În 1886 Kittl, ocupîndu-se într-un studiu monografic de pteropodele din Terțiul Austro-Ungariei, a descris, între multe alte specii, și pe *Creseis fuchsi* ca specie nouă din Miocenul Austriei de Jos, caracterizînd acest fosil cu discernămîntul unui cunoscător adînc al acestui grup de animale.

În 1903 Lörenthey, examinînd materialul lui Kittl, neagă apartenența lui *Creseis fuchsi* la pteropode, încadrînd această specie genului de gasteropod aberant *Orygoceras*, astăzi dispărut, din familia Valvatidae. Întrucît cochiliile celor două genuri aparținînd unor familii de gasteropode foarte îndepărtate — pteropodele, gasteropode marine pelagice, iar *Orygoceras* atribuit unei familii de apă dulce — se asemănă într-adevăr foarte mult, ideea lui Lörenthey a fost acceptată. Mai tîrziu Wenz (1930), în al său „Fossilium Catalogus“, bazat numai pe date bibliografice, a consfințit încadrarea propusă de Lörenthey.

Ulterior, nimeni n-a mai pus la îndoială apartenența lui *Creseis fuchsi* la Valvatidae, după ce și Wenz a înglobat această specie în genul

¹ Comunicare în ședința din 17 februarie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.



Orygoceras. Cu girul obținut de la Lürenthe și de la Wenz, specia *Orygoceras fuchsi* a circulat timp de mai bine de jumătate de secol, reprezentând un fosil care caracterizează Ponțianul inferior, anume stratele cu congerii.

Între *Creseis* și *Orygoceras* există totuși numai o convergență superficială de infățișare și nicidecum o înrudire genetică. Cazuri de acestea se cunosc cu zecile în paleontologie. O doavadă o putem semnala și din țara noastră.

Anume, în 1957, R. Givulescu a determinat din sectorul de E al bazinului Vadului, specia *Orygoceras fuchsi* (Kittl) pe baza căreia a atribuit vîrsta ponțian-inferioară unor depozite care acoperă suprafețe vaste din acest bazin. Geologii anteriori atribuaseră acelorași sedimente vîrsta sarmațiană. În Ponțianul inferior din depresiunea pannonică, *O. fuchsi* este specia cea mai frecventă din acest gen. Wenz o citează din zeci de localități, printre care numeroase din țara noastră. Pretutindeni însă *O. fuchsi* apare numai împreună cu o foarte bogată asociatie de Melanopside și de Congerii caracteristice Ponțianului inferior. Printre acestea este suficient să amintim speciile *Melanopsis fossilis*, *M. vindobonensis*, *M. bouéi* etc., *Congeria subglobosa*, *C. marcoviči*, *C. doderleini* etc. etc.

Întrucit în sectorul de E al bazinului Vadului ansamblul faunistic citat precedent lipsește cu desăvîrsire, mi s-a părut suspectă prezența numai a lui *O. fuchsi*. În schimb, cercetările noastre au constatat că fosilul determinat de R. Givulescu apare într-o succesiune de strate cu numeroase fosile marine de apă salmastră și cu o foarte bogată floră de climă caldă, în majoritate tropicală.

Examinînd material paleontologic din diferite puncte de proveniență a fosilului determinat de Givulescu, nu mică ne-a fost surprinderea să constatăm că resturile atribuite lui *O. fuchsi* aparțin în realitate unui pteropod. Într-adevăr, încă din 1833 Boué remarcase în bazinul Vadului, fără să precizeze localitatea, prezența genului de pteropod *Cleodora*, acesta fiind pe atunci numele care se dădea genului *Creseis*.

Diagnostic. Cochilia lui *Creseis borodiana* prezintă o formă conică mult alungită, cu o foarte ușoară arcuire înspre partea dorsală. Ea este lipsită de acea îngroșare pe care o posedă speciile de *Orygoceras* în vîrful lor, îngroșare corespunzătoare primei circumvoluții a cochiliei, fapt care o deosebește de speciile genului *Orygoceras*. O altă deosebire este secțiunea sa circulară, spre deosebire de secțiunea cu tendință triunghiulară a lui *C. fuchsi* Kittl (vezi figura).



Înălțimea cochiliei este cuprinsă între 8 și 11 mm, căreia, la peristom, îi corespunde un diametru de abia 1 mm. Grosimea peretelui cochiliei este inferioară unei zecimi de milimetru. În consecință cochiliile apar în unele orizonturi numai sub formă de mulaj. Datorită diametrului redus și faptului că cochiliile n-au putut fi umplute cu sedimente, care posedă o granulație superioară, marea lor majoritate apar turtite și crăpate longitudinal.

Pe fața exterioară striurile de creștere sunt uniforme, putind fi distinse numai sub lupă. Fața interioară a cochiliei este netedă. Striurile apar ușor inclinate față de axul cochiliei, datorită faptului că în timpul creșterii cochiliei, peristomul prezenta o ridicare foarte slabă, dar continuă, înspre partea dorsală.

Vîrstă. *Creseis borodiana* este cunoscută din Sarmațianul inferior al cîtorva puncte din capătul de E al bazinului Vadului (Cornițel etc.), unde apare în foarte mare număr de exemplare.

În halda minei de la Valea Neagră am găsit un tufit cu o grosime de cca 3 cm în care cochiliile turtite ale acestei specii apar în număr considerabil. Pe de o parte marele număr de exemplare în care apare, atunci cînd este găsit, iar pe de altă parte raritatea orizonturilor și localităților de apariție reprezintă indicii care caracterizează distribuția speciilor de pteropode în depozitele neogene ale unor mări interne.

Fenomenul de convergență al aspectului cochiliei a indus adeseori în eroare pe paleontologii care s-au rezumat la simple cercetări de sistematică, neglijind astfel cunoașterea condițiilor biostratigrafice și paleogeografice. Numărul imens de cochilii al acestui animal pelagic, care apare numai în puține puncte, se datorează furtunilor care împing uneori cîrdurile nesfîrșite de pteropode din largul mărilor în regiunile țărmurilor unde sunt incluse în sedimente sub formă de tanatoceneze. Asemenea deplasări ale acestor animale mai puteau să aibă loc numai pînă cel mult în timpul Sarmațianului inferior, cînd apele mărilor din Europa Centrală erau încă în legătură cu măurile larg deschise din regiunea mediteraneană. În Pliocen, cînd în Europa Centrală apele marelui lac pannonic erau izolate, orice legături cu măurile larg deschise, din care ar fi putut proveni pteropodele, încetaseră.

Intrucît suntem convinși că numai o mică parte din ceea ce s-a determinat pînă acum sub numele de *O. fuchsi* (Kittl) reprezintă resturi de pteropode, urmează ca în viitor cercetătorii să dea atenția cu-



Fig. — *Creseis borodiana* n. sp.

venită acestei posibilități de confuzie. Exemplarele de *O. fuchsi*, descrise sau citate din zecile de localități ale depresiunii pannonice și care posedă caracterele familiei Valvatidae, urmează fie să capete un alt nume specific, fie chiar să-și păstreze denumirea specifică actuală, *fuchsi*, dar sub numele unui alt autor decât al lui Kittl. Această sarcină revine cercetătorului care se va ocupa cu studiul monografic al genului *Orygoceras*.

În încheiere este cazul să remarcăm că Gorjanovič-Kramberger a descris din Sarmațianul Croației (Wenz, 1930) două specii de *Orygoceras* (*O. brusinai* și *O. laevis*) care ar putea să reprezinte de asemenea cochilii de pteropode.

BIBLIOGRAFIE

- Givulescu R. (1957) Cercetări geologice în bazinul neogen al Borodului. *Academia R.P.R., Stud. și Cercet. de Geol.-Geogr.*, VIII, 1—2, Cluj.
- Kittl E. (1886) Über die miozänen Pteropoden von Österreich-Ungarn. *Ann. d.k.k. Naturhist. Hofmuseums*, I. Wien.
- Lorenthey E. (1903) Einige Bemerkungen über *Orygoceras fuchsi* Kittl. *Földt. Közl.*, 33. Budapest.
- Wenz W. (1930) Gastropoda extramarina tertiaria. *Fossilium Catalogus*, I/XI. Frankfurt a.M.

CRESEIS BORODIANA N.SP., PTÉROPODE DU BASSIN DE VADUL CRIȘULUI

PAR

M. PAUCA

(Résumé)

Il a été prouvé que le matériel que R. Givulescu avait identifié, comme appartenant à l'espèce *Orygoceras fuchsi* représente au fond une nouvelle espèce du genre de Pteropode, *Creseis*. L'espèce *Cr. fuchsi*, décrite par Kittl, a été bien déterminée au point de vue taxonomique, de sorte qu'on doit revenir sur le nom initial qu'en donne Kittl. C'est à tort que Lorenthey attribuait le matériel de Kittl à la famille



Valvatidae vu que la ressemblance entre les genres *Creseis* et *Orygoceras* représente un phénomène de convergence.

Diagnose. La coquille présente une forme conique très allongée légèrement courbée sur la face dorsale à proximité de l'apex. La hauteur est comprise entre 8 et 11 mm et correspond, au péristome, à un diamètre de 1 mm au maximum (voir la figure). La section en est ovale. L'épaisseur de la coquille est inférieure à une dixième de mm. Par conséquent, les coquilles apparaissent bien souvent tels des moulages. A cause de leur diamètre réduit et des sédiments relativement grossiers les cavités des coquilles n'ont pas été comblées. Elles sont donc écrasées et craquelées en longueur.

Holotype : matériel nombreux mais mal conservé.

Locus typicus : Valea Mare, bassin du Vadul Crișului, dépression pannonienne.

Stratum typicum : Miocène.

Derivatio nominis : du nom de la localité Borod.

C'est pourquoi l'on a corrigé l'âge pontien inférieur attribué par Givulescu à de vastes dépôts du bassin de Vadul. Il s'agit en réalité du Sarmatiens inférieur ainsi qu'en témoigne, également, une riche faune saumâtre du bassin et même les espèces marines.

Il eût été impossible que les Ptéropodes pénètrent dans ce bassin tant que l'Europe Centrale était submergée par les eaux d'une mer fermée telle la Mer Pannonienne. Nombre d'exemplaires, déterminés jusqu'ici comme *O. fuchsi* dans d'autres régions de la dépression pannonienne, appartiennent vraiment aux Valvatides ; il importe cependant qu'on leur donne un autre nom vu que c'est à tort qu'ils ont été attribués à une espèce de Ptéropode.





Institutul Geologic al României

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LIV/2 (1966—1967)

PALEONTOLOGIE

DATE NOI ASUPRA PALEOFLOREI DIN BAZINUL BARAOLT¹

DE

I. PETRESCU²

Abstract

New Data on Paleoflora in the Baraolt Basin. Rich paleofloral material, proceeding from a new point for the paleoflora of Romania (central part of the Baraolt basin), is presented. The species determined which have been preserved in Upper Pliocene marls led the author to some conclusions with regard to the composition of the forest at that epoch, as well as to paleobiological conditions under which these forest species, prevailingly ligneous, vegetated.

Considerații generale

Cercetările paleontologice asupra bazinului Baraolt, începute încă din secolul trecut, au dovedit existența unor bogate faune și flore fosile. Dintre cercetătorii care s-au ocupat cu studiul faunei acestui bazin, trebuie menționat, îndeosebi, E. Jekelius (1932). Acest autor, pe baza studiilor întreprinse, orizontează Pliocenul bazinului, menționind în acest sens depozite daciene și levantine. Din acest Pliocen superior, în accepțiunea lui E. Jekelius, M. Staub (1881) a determinat o floră variată, alcătuită din amprente foliare bine păstrate; ele au fost colectate de la Bodoș — Biborjeni (partea de nord a bazinului).

În anii din urmă, pe baza studiilor asupra unor resturi de mamifere (E. Liteanu et al., 1962; P. Samson, C. Rădulescu, 1965), sus-menționata orizontare a lui E. Jekelius a suferit modificări sub-

¹ Comunicare în ședința din 7 aprilie 1967.

² Catedra de Geologie-Paleontologie a Universității din Ciuj, str. Kogălniceanu nr. 1.



stanțiale. Potrivit acestor cercetări mai noi, majoritatea depozitelor bazinului trebuie considerate ca fiind post-levantine.

Să menționăm de asemenea și reluarea studiilor paleobotanice asupra bazinului în discuție. Astfel, o primă concretizare a acestora, au fost determinările privind paleoflora colectată de pe valea Satului-Miclușoară (I. Maxim, I. Petrescu, 1966).

În lucrarea de față este prezentat un bogat material paleobotanic, care a fost recoltat dintr-un afloriment nou pentru paleoflora României, situat în partea centrală a bazinului, la SE de localitatea Baraolt. În zona de colectare, numită de localnici „Grădina cu mei“, aflorimentul fosilifer este deschis pe o înălțime de 2,5 m și este alcătuit din marne albicioase. Aceste marne intră în formarea părții inferioare a „complexului marnos“ (E. Liteanu et al., 1962) și potrivit datelor furnizate de resturile de mamifere aparțin Villafranchianului inferior.

Descrierea florei determinate

În depozitele marnoase din aflorimentul sus-amintit, s-au păstrat numeroase amprente foliare, semințe și fructe, la care se adaugă polenul în cantități apreciabile.

Cele peste 250 de eșantioane recoltate, dovedesc existența, în acele timpuri, a unei variate și interesante păduri, din care, în mod indiscutabil, s-au format ligniții aflați astăzi în exploatare. De altfel, studiile anatomicice asupra resturilor lemnoase din acest bazin, în curs de efectuare, vor lămuri și mai mult această problemă.

În cele ce urmează descriem numai formele noi pentru bazin, alături de care sunt menționate și unele specii la care se precizează nomenclatura, potrivit literaturii mai noi.

Myrica lignitum (Ung.) Saporta (Pl., fig. 1)

Frunzele acestei specii, de o morfologie foarte variabilă, sunt prezente în colecția noastră prin amprente destul de bine păstrate. Reproducem un limb linear-lanceolat de 0,8 cm lățime maximă, având o lungime păstrată de 2,9 cm. Din nervura mediană puternică, ies nervuri secundare care se îndreaptă spre marginea neregulat dințată.

M. lignitum este adeseori întâlnită în Neogenul românesc, ca de altfel în majoritatea paleoflorelor terțiare euro-asiatice. Specia fosilă este adusă în legătură, mai ales, cu *M. cerifera* L., care vegetează în zonele mlăștinoase atlantice ale Americii Centrale și de N.



Carpinus pyramidalis G a u d i n — fructus
 (Pl., fig. 2)

Involucrul fructifer trilobat are lobul mijlociu cu marginile nedivizate și aproape paralele, cu virful destul de rotunjit. Lobii laterali, inegali ca mărime, se dispun sub unghiuri ascuțite și prezintă marginile întregi.

Astfel de involucre fructifere au fost găsite în numeroase paleoflore terțiare europene. Acest carpen fosil intră în cercul de afinitate al lui *C. betulus* L., care se întinde din Pirinei pînă înspre ținutul Caucazului. *C. ovoidii* Massalongo (Staub, 1881) ar apartine aici.

Carpinus kisseri B e r g e r — fructus
 (Pl., fig. 3)

Două amprente perfect păstrate, ce nu depășesc 2 cm lungime, întrunesc caracterele speciei *C. kisseri*, descris pentru prima dată din Pliocenul vienez (W. Berger, 1955). Se remarcă, în mod deosebit, asimetria involucrului, nervura mediană puternică și lobul lateral ușor dințat.

B e r g e r aduce specia fosilă în analogie cu carpenei actuali *C. handeli*. R e h d. și *C. tungtzensis* Hu.

Carpinus orientalis Mill. — fructus

O amprentă destul de completă întrunește caracterele involucrelor fructifere ale acestui carpen. Are 1,6 cm lungime, este asimetric și prezintă o margine dințată.

Se știe că astăzi *C. orientalis* crește în Italia, Peninsula Balcanică, N Asiei Mici și Caucaz.

Carpinus aff. *C. japonica* — fructus

Involucrul, incomplet păstrat, este subrotund, cu marginea dințată și de dimensiuni reduse (11×10 mm). Din petiolul mic, dar bine păstrat, pornesc radiar 6—7 nervuri, care uneori se ramifică înainte de a atinge marginea destul de neregulat dințată.

Acest fruct de carpen, prin alura sa morfologică, prezintă evidente afinități cu *C. japonica*, care astăzi vegetează în unele provincii ale Asiei de SE.

Fagus sp. — cupula
(Pl., fig. 4)

Două eșantioane, din care unul s-a păstrat mai bine, denotă prezența unei cupe de fag. Aceasta este deschisă spre vîrf și prezintă pe suprafața valvelor apendiculi subulați, țepoși și erecti.

Dimensiunile cupei și ale pedunculului, cît și dispunerea și mărimea apendiculilor o apropiere cel mai mult de cupula lui *F. silvatica* L., arbore robust cu un areal actual exclusiv european.

Quercus neriifolia A l. B r.
(Pl., fig. 5)

Frunzele sunt oblongi, cu marginea întreagă, avind lungimi cuprinse între 3,5—5,5 cm și 1,5 cm lățime, cu baza cuneată și vîrful mucronat. Pe nervura mediană puternică se dispun, aproape transversal, nervurile secundare. Acestea sunt dese și uneori se ramifică marginal.

Q. neriifolia se întâlnește de multe ori în paleoforele europene. El este adus în legătură cu stejarii actuali *Q. phellos* L și *Q. imbricaria* din America de N.

Quercus sp. — fructus

Un eșantion de marnă albicioasă poartă impresiunea unui fruct de *Quercus*, la care distingem, cu ușurință, cupa prevăzută cu solzi ghimoși, puternic dezvoltăți.

Quercus castaneaeefolia C. A. M a y e r
(Pl., fig. 6)

O amprentă foliară ce însumează 15 cm lungime, foarte bine conservată, întrunește diagnozele acestui *Quercus*. Nervurile subopuse, pină la alterne, spre vîrful lamei, se termină în dinți puternici. Printre cele cîteva zeci de frunze actuale de *Q. castaneaeefolia* pe care le-am studiat, am regăsit întru totul caracteristicile morfologice ale materialului fosil.

Acest stejar, în stare fosilă, este găsit în multe din florele neogene ale continentului nostru. Astăzi *Q. castaneaeefolia* crește în regiunea Caucazului și a Persiei de N.

Zelkova zelkovaefolia (U n g.) Bü z e k & K o t l a b a

În timpul din urmă paleobotaniștii Bü z e k și K o t l a b a au arătat că, potrivit normelor de prioritate, mult răspînditul ulmaceu *Zelkova ungeri* K o v., trebuie menționat sub numele de *Z. zelkovaefolia* (E. P a-

lamar ev, A. Petkova, 1966). Într-adevăr Unger a dat denumirea specifică mult înaintea lui Kováts (Unger: 1847, Kováts: 1856).

Viscum album L. fossilis

(Pl., fig. 7)

Reproducem o impresiune perfect păstrată a unei frunze oblonge, prevăzută cu un peștiol mic și robust, puțin detașat.

Genul *Viscum* a fost menționat din Terțiarul german și bulgar. Astăzi *V. album* parazitează pe numeroase specii de arbori din Europa Centrală și de S și din Asia de W.

Parrotia pristina (Ett.) Stur

În lucrarea sa, Staub (1881) menționa pe: *P. pristina* Ett. și *P. fagifolia* (Goepp.) Heer. Ori, aceste două specii, după cum au dovedit cercetările din urmă, au intrat în sinonimie. În literatura paleobotanică se întâlnesc însă lucrări, chiar destul de noi, care descriu astfel de impresiuni sub denumirea de *P. fagifolia* (G. Andreatsky, 1959; F. Němějic, 1961 etc.) Dar, potrivit normelor de prioritate, astfel de amprente foliare trebuie descrise ca *P. pristina* (Ett.) Stur — aceasta pentru că lucrarea lui Etinghausen a apărut în 1851, iar a lui Goeppert în 1855, respectiv Stur — 1867 și Heer — 1869.

Padus (Prunus) aff. P. laurocerasus (L.) Mill.

Exemplarele noastre, de 6,5 cm lungime și 2 cm lățime, au o formă eliptic-lanceolată, și trec treptat într-un peștiol scurt. Din nervura mediană pornesc 15 perechi de nervuri secundare, care se termină în camptodromii.

În stare fosilă această specie este cunoscută din Mio-Pliocenul euro-asiatic. Astăzi *P. laurocerasus* este răspândit în mod spontan în Persia de N, Caucaz, o parte a Asiei Mici și S Peninsulei Balcanice, fiind un arbore destul de sensibil la geruri.

Cassiophyllum phaseolites (Ung.) Kräuse

(Pl., fig. 8, 9)

Limbul, lanceolat sau ovat-lanceolat, este susținut de un peștiol scurt. Din nervura mediană, bine vizibilă, ies nervuri secundare ușor arcuite.

Specia în cauză este mult răspândită în Terțiarul european, ca de altfel și la noi, fiind adusă în legătură de înrudire cu unele specii actuale de *Cassia* din America tropicală.



Notăm că în unele lucrări (G. Andreeansky, 1959), speciile clasice ale lui Unger (de ex. *Cassia phaseolites* Ung., *Cassia hyperborea* Ung.) sunt menționate, în continuare, ca specii de sine stătătoare.

Celastrus noaticus Unger

Două amprente foliare, din care una păstrată în întregime, intrunesc caracteristicile speciei lui Unger. Frunzele mici, de 2 cm lungime, sunt obtuz-ovate și se îngustează treptat spre peștiolul mic și destul de gros. Din nervura mediană evidentă, pornesc nervuri secundare care se termină în marginea denticulată a limbului.

C. noaticus, descris din Terțiarul Europei Centrale, este considerat de Unger ca fiind cel mai apropiat de *C. buxifolius* L., care astăzi crește în Africa de S.

Acer aff. *A. creticum* L.

Două amprente perfect păstrate atestă existența acestei specii în paleoflora Baraoltului. Amprente (de cca 2 cm lungime și 1,7 cm lățime maximă) sunt trilobate, asimetrice, cu unul din lobi mai bine dezvoltat. Peștiolul, bine păstrat, se continuă în limb cu trei nervuri, care la rîndul lor trimit secundare bine vizibile, ca de altfel întreaga rețea nerăvățională.

Compararea eșantioanelor fosile cu mai multe zeci de amprente foliare, din cadrul Ierbarului Grădinii Botanice din Cluj, indică afinități de un înalt grad între cele două tipuri de materiale.

Sapindus falcifolius A.L. Br.

(Pl., fig. 10)

Am figurat o amprentă foliară bine păstrată, asimetrică. Limbul are o nervură mediană puternică, din care ies nervurile secundare (12 perechi), ce apoi se unesc prin camptodromii; este destul de bine păstrată rețeaua nervurilor de ordinul trei. Vîrful este prelung, baza asimetrică și marginile întregi.

Acest sapindaceu fosil se bucura de o largă răspîndire în Terțiarul euro-asiatic. În lucrările mai vechi i s-au căutat analogii printre speciile actuale de *Sapindus* din America de N. P. Grangeon (1958) consideră pe *S. mukorossi* Garet și *S. delavayi* Franch., din Asia de SE, ca fiind cele mai apropiate specii de formă fosilă.



Cîteva din speciile sus-menționate sînt consemnate aici pentru prima dată în paleoflora noastră : *Carpinus kisseri*, *Celastrus noaticus*, *Acer* aff. *A. creticum*. Tot ca o noutate este descrierea, pentru prima dată în paleoflora românească, a genului *Viscum*.

Din bogatul material paleofloristic am mai determinat : *Pinus* sp. *semina*, *Juniperus* sp., *Salix* sp., *Carya denticulata* (Web.) Jlj., *Carya* sp., *Alnus feroniae* (Ung.) Cz., *Fagus attenuata* Geop., *F. orientalis* fossilis Palib., *Castanea pumila* (L.) Mill., *C. aff. C. sativa* Mill. (*C. vesca* Gaert), *Quercus grandidentata* Ung., *Q. kubinyii* (Kov.) Cz., *Folium leguminosarum*, *Acer trilobatum* (Sternb.) Al. Br., *Acer* aff. *A. decipiens* Al. Br., *Acer* sp., *Buettneria tiliaefolia* (Al. Br.) Dep.,³ *Typha latissima* Al. Br., *Phragmites oenningensis* Al. Br. *Cyperites* sp., *fructus*

Din acest afloriment, orientativ, am făcut și cîteva preparate polinice, din care, cu ajutorul colegial al lui D. Beju, am pus în evidență : *Pinus diploxylon*, *P. haploxyylon*, *Abies*, *Carya*, *Juglans*, *Fagaceae*, *Tilia*, *Acer* și *Chenopodiaceae*. Proporțional, pe primul loc se situează coniferele, după care urmează fagaceele și în sfîrșit *Carya*.

Concluzii

Materialul paleofloristic prezentat aici ne permite să tragem unele concluzii asupra vegetației Villafranchianului inferior din ținutul Baraoltului.

Referindu-ne la corespondenții actuali ai speciilor fosile, se observă că ei, în general, sunt cantonați în Caucaz, Europa de S, Asia de SE și zona atlantică a Americii de N. Această referire ne permite să constituim, mai aproape de realitatea de atunci, condițiile în care vegetau speciile fosile determine.

În primul rînd remarcăm că astăzi acești descendenți pretind condiții ecoligice mult diferite. Existența la un loc, în flora fosilă, a unor indivizi care astăzi își au descendenți de intimă înrudire în zone geografice atât de diferite, presupune, în acele timpuri, în mod netăgăduit, și o mai redusă exigență a lor față de mediul ambiant. Pe de altă parte, condițiile paleobiologice trebuiau să fi fost „un medium“ între ceea ce știm astăzi despre Europa de S, Caucaz, Asia de SE și zona atlantică a Americii de N.

Printre plantele descrise întîlnim unele esențe care cuprindeau arealele întinse în Miocen și care au ajuns în Pliocenul superior într-o ac-

³ Amănunte asupra acestei specii se dau în : „Plante din Pliocenul de la Derna-Studia“, de I. Maxim, I. Petrescu (1968), Cluj.

centrată regresiune: *Quercus nerifolia*, *Sapindus falcifolius*, *Myrica lignitum*, etc. Pe de altă parte, încep să joace un rol tot mai de seamă esențe cu corespondenți actuali din Europa central-sudică: *Carpinus orientalis*, *Fagus sylvatica*, *Acer decipiens*, etc. În acest fel se merge tot mai mult spre realizarea unei compozitii floristice cu cît mai puține elemente miocenice, considerate de mulți autori ca adevărate relicte, și o predominanță — pînă la suprematie a elementelor adaptate la o climă mai scăzută, față de ceea ce cunoșteam în Miocen.

Datele prezentate aici îmbogățesc cunoștințele noastre asupra patrimoniului paleofloristic din România. În particular, acestea ne permit să cunoaștem mai îndeaproape participarea unor esențe lemnoase la alcătuirea ligniilor din bazin, a condițiilor climatice în care au trăit și în deosebi a drumului parcurs spre realizarea compozitiei floristice de astăzi din țara noastră. La toate acestea se adaugă înțelegerea mai deplină a evoluției provinciilor floristice din vestul și estul Europei — România fiind la răscruce de drumuri în acest proces de mari evoluții și transformări continui.

BIBLIOGRAFIE

- Andreánszky G. (1959) Sarmatische Flora von Ungarn. Akad. Kiado. Budapest.
- Barbu I. Z. (1954) Flora fosilă din Tertiul Olteniei. An. Com. Geol. XXVII. București.
- Berger W. (1955) Die altpliozäne Flora des Laarberges in Wien. Palaeontographica B, 87. Stuttgart.
- Depape G. (1922) Flore pliocène de la Vallée du Rhône. Ann. sc. nat. bot. 10 s. 4. Paris.
- Givulescu R. (1957) Flora pliocenă de la Cornișel. Ed. Acad. R.P.R. București.
— (1962) Die fossile Flora von Valea Neagră. Palaeontographica B, 110. Stuttgart.
- Grangeon P. (1958) Contribution à l'étude de la paléontologie végétale du massif du Coiron (Ardèche). Mem. Soc. d'Hist. Nat. d'Auvergne. Cl. Ferrand.
- Heer O. (1855—1859) Flora teritiaria Helvetiae. 1—111. Winterthur.
- Jordanov D., Kitano B. (1962) Einige interessante fossilen Pflanzen aus dem Pliozän in der Umgebung der Stadt Goze Deltschev. Ann. l'Univ. Biologie (Botanique), LVI. Sofia.
- Jekelius E. (1932) Die Molluskenfauna der dazischen Stufte des Beckens von Brașov. Mem. Inst. Geol. Rom, 11. București.
- Kolakovski A. A. (1964) A pliocene flora of the Kodor River. Suhumi.



- Kutuzkina E. F. (1964) The Sarmatian flora of Armavir. *Paleobotanika*, V. Moskva-Leningrad.
- Liteanu E., Mihailescu N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). *St. cerc. geol.*, VII. București.
- Maxim I., Petrescu I. (1966) Flora pliocenă din Bazinul Baraolt, 1. Flora de la Miclușoara. *Studia, Geol.-Geogr.* 2. Cluj.
- Němejc F. (1961) On plantfossils discovered in the Tertiary of Eastern Bohemia. *C. pro mineralogii a geologii*, VI. Praha.
- Samson P., Rădulescu C. (1965) Die Sägetierfaunen und die Grenzen Pliozän/Pleistozän und Unterpleistozän/Mittelpleistozän in Rumänien. *Ber. geol. Ges. D.D.R.*, 10, Berlin.
- Semaka A., Givulescu R. (1965) Flora fossilis Rumana. *Palaeontographica* B, 116. Stuttgart.
- Staub M. (1881) Beitrag zur fossilen Flora des Szeklerlandes. *Földt. közl.* 11. Budapest.

NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LA PALEOFLORE DU BASSIN DE BARAOLT

PAR

I. PETRESCU

(Résumé)

Au Villafranchien inférieur les dépôts marneux du Bassin de Baraolt (situé du côté SE de la Transylvanie) ont un contenu paléofloristique très riche. Un endroit nouveau pour la paléoflore de Roumanie, notamment „Grădina cu mei“ situé au sud de la localité de Baraolt nous a livré le matériel qui fait l'objet de cette étude.

La paléoflore présentée nous aide à compléter les données paléobotaniques (M. Staubl, 1881 ; I. Maxim, I. Petrescu, 1966) connues jusqu'à présent dans le bassin où l'on a fait ces investigations.

Les empreintes de feuilles, autant que quelques analyses polliniques, ont mis en évidence la variation et l'abondance paléofloristique du bassin de Baraolt, bon nombre des espèces identifiées par l'auteur étant des formes nouvelles pour ce bassin. Il est à mentionner dans ce sens : *Myrica lignitum*, *Quercus castaneaefolia*, *Q. nerifolia*, *Padus* (*Prunus*) *laurocerasus*, *Cassiophyllum phaseolites*, *Sapindus falcifolius*, auxquelles on ajoute quelques identifications polliniques : *Pinus diploxyylon*, *P. haploxyylon*, *Abies*, *Tilia* et *Chenopodiaceae*. Quant aux *Carpinus kisseri*,



Viscum album fossilis, *Celastrus noaticus*, *Acer* aff. *A. creticum* sont des espèces nouvelles pour la paléoflore de Roumanie; à noter la mise en évidence en état fossile, pour la première fois en Roumanie, du genre *Viscum*.

Grâce aux données puisées dans la littérature, l'auteur fait aussi quelques précisions sur la nomenclature correcte de certaines espèces fossiles: *Zelkova zelkovaefolia* (Ung.) Büzek et Kotlaba ainsi que *Parrotia pristina* (Ett.) Stur.

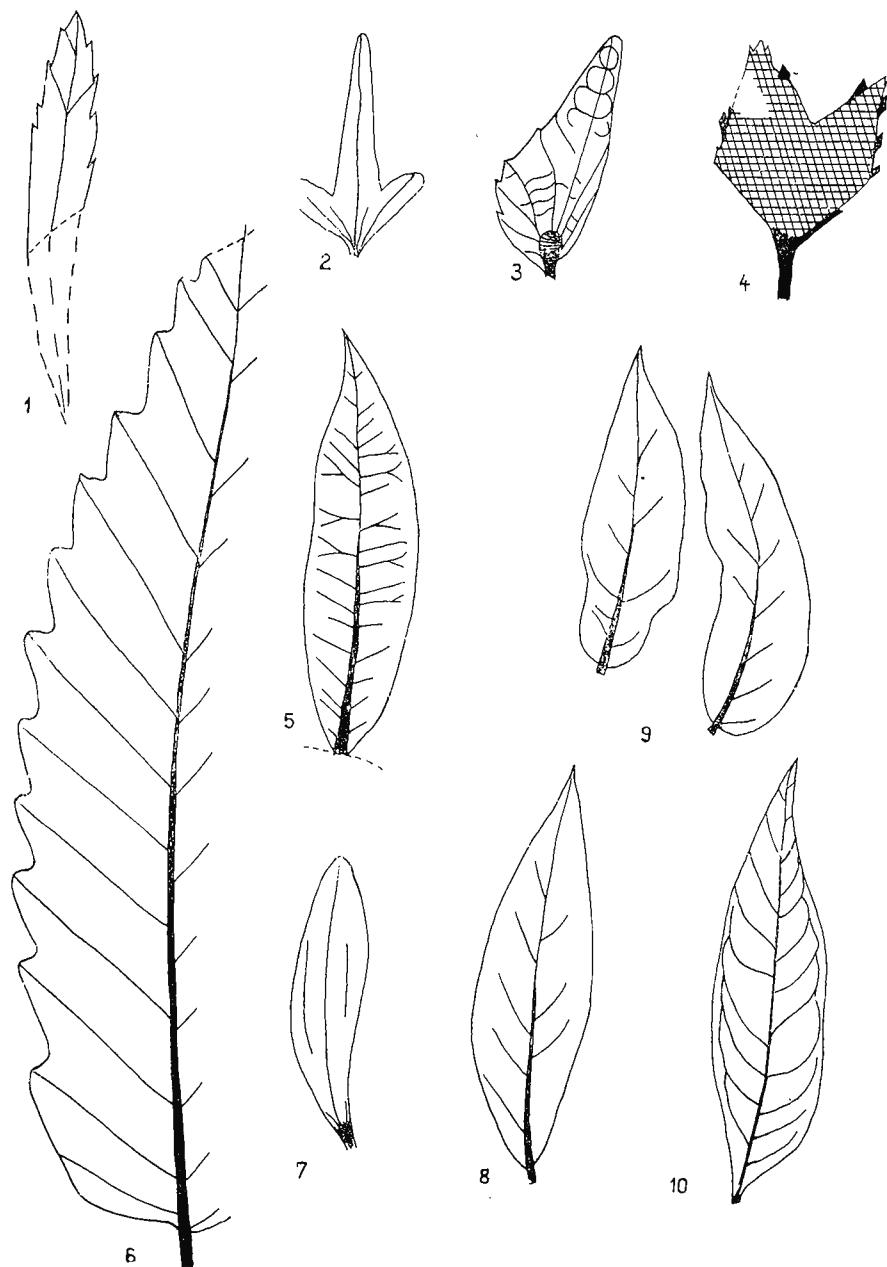
Dans la dernière partie de cet ouvrage on présente quelques conclusions qui s'en détachent concernant les conditions paléobotaniques de la forêt fossile du Bassin de Baraolt. On souligne ensuite l'importance de la connaissance de ces restes végétaux tant pour la réconstitution des conditions de milieu de jadis, que pour la compréhension de l'évolution floristique actuelle. Les données présentées nous renseignent plus clairement sur la manière dont les lignites de ce bassin se sont accumulés au dépens du matériel originel, ainsi que sur les conditions dans lesquelles ils se sont formés.

EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — *Myrica lignitum* (Ung.) Saporta. 1:1.
- Fig. 2. — *Carpinus pyramidalis* Gaudin- fructus. 1:1.
- Fig. 3. — *Carpinus kisseri* Berger- fructus. 1:1.
- Fig. 4. — *Fagus* sp.-cupula. 1:1.
- Fig. 5. — *Quercus neriifolia* Al. Br. 1:1.
- Fig. 6. — *Quercus castaneaefolia* C. A. Meyer. 1:1.
- Fig. 7. — *Viscum album* L. foss. lis. 1:1.
- Fig. 8, 9. — *Cassiophyllum phaseolites* (Ung.) Kräuse. 1:1.
- Fig. 10. — *Sapindus falcifolius* Al. Br. 1:1.



I. PETRESCU, Date noi asupra paleoflorei din bazinul Baraolt.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.



Institutul Geologic al României

ASUPRA PREZENȚEI SPECIEI PLEUROCERAS SOLARE
(ZONA SPINATUM) ÎN CALCARELE DOMERIANULUI AUTOHTON
DIN MUNȚII PERȘANI (CARPAȚII ORIENTALI)¹

DE

ELENA POPA²

Abstract

The Occurrence of Pleuroceras solare in the Perșani Mts. (East Carpathians) proves that the red autochthonous Domerian limestones of this area belong to the Spinatum zone, Apyrenum subzone.

Încă din 1916 H. Wachner menționează din valea Sărătii (munții Perșani) existența unor calcare nisipoase de culoare galben deschis-roșcat, din care E. Jekelius determină specia *Rhynchonella acuta* Sow. care ar indica Liasicul mediu. H. Wachner înclină totuși să creadă, în ciuda acestei determinări, că aceste calcare aparțin Liasicului superior.

Mai tîrziu, D. Patrulius (1960), precizează existența Domerianului în munții Perșani.

M. Dumitriu și Cristina Dumitriu (1964) menționează din aceeași regiune prezența unor calcare domerieiene cu *Pleuroceras cf. apyrenum* S. Buckman pe un affluent stîng al Comanei, în aval de valea Cascadelor.

În vara anului 1963, autoarea, împreună cu D. Patrulius și Ileana Popescu, a identificat în valea Sărătii, valea Cascadelor și valea Oalei, în autohtonul munților Perșani, noi iviri de Domerian conținând din calcare roșii și gălbui, fosilifere, din care s-a recoltat un bogat material paleontologic.

¹ Comunicare în ședință din 21 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff, 55, București.



Din aceste calcare s-a menționat (D. Patrulius, Elena Popa, Ileana Popescu, 1966) prezența unei asociații ce indică Domerianul superior cu : *Pleuroceras* sp., belemniti, lamelibranhiate (*Entolium*, *Chlamys*, *Liogryphaea*) și brahiopode (*Spiriferina alpina* Orell, *Spiriferina* sp. din grupa *S. tumida*, *Homeorhynchia acuta* (Sow.), *Zeilleria cornuta* Sow. *Gibbirhynchia* sp).

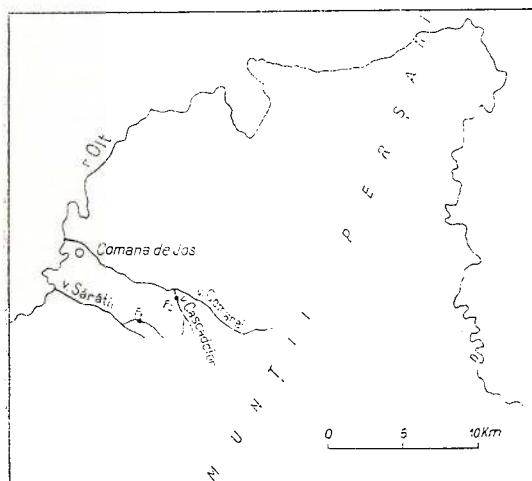


Fig. 1. — Schiță amplasării regiunii cu indicarea punctelor fosilifere.

Esquisse de l'emplacement de la région indiquant les points fossilifères.

Ulterior, noi exemplare de amoniți au fost recoltate din aceste calcare, în special din valea Sărătii, dintr-un punct ce nu apare indicat în vreuna din lucrările anterioare.

Materialul colectat oferă indicații încă mai precise asupra biostratigrafiei calcarelor domeriene din munții Perșani.

Specia *Pleuroceras solare* (Phillips), determinată din aceste calcare, indică subzona Apyrenum, de la partea inferioară a zonei Spinatum (M. K. Howarth 1958). Se poate afirma astfel că în munții Perșani este sigur reprezentată partea bazală a Domerianului superior. Partea terminală a acestui subetaj (subzona Hawskerense) nu a fost pusă încă în evidență aici, dar ea a fost semnalată în munții Pădurea Craiului, de către D. Patrulius³, unde peste nivelul cu *P. solare* s-a întîlnit specia *P. spinatum* care apare în partea superioară a subzonei Apyrenum cît și în subzona Hawskerense.

În munții Perșani specia *P. solare* este prezentă atât în valea Cascadelor cît și în valea Sărătii (fig. 1). În valea Cascadelor calcarile domeriene ce conțin asociația cu *P. solare* constituie umplutura unei crevase,

³ D. Patrulius. Terenurile mezozoice din partea centrală a Pădurii Craiului și zăcămintele lor de bauxită, 1965. Lucrare de disertație

lărgi de 5 m, în dolomitele triasice (D. Patrulius, Elena Popa, Illeana Popescu, 1966, fig. 2).

Cele mai multe exemplare de *P. solare* provin din valea Sărății, unde la 30 m amonte de punctul fosilifer din Toarcianul superior, (Elena Popa 1966, fig. 2) pe o mică viroagă din malul drept, se întâlnește o ivire (fig. 2) de calcar gălbui și roșcate, local oolitice de același tip cu cele existente în valea Cascadelor. Ele se dispun direct pe calcar subnoduloase (Anisian — Ladinian). Tot în valea Sărății la 60 m aval de punctul fosilifer din Toarcianul superior, indicat anterior, se găsește o altă ivire de calcar domeriene roșii și gălbui, oolitice, ce conțin numeroși belemniti și brahiopode. Față de indicațiile lui Wachner (1916) presupunem că din acest punct provine *Rhynchonella acuta* citată de autor.

S-a precizat cu altă ocazie de către D. Patrulius (D. Patrulius et al., 1966) faptul că fauna calcarelor roșii domeriene din Perșani prezintă afinități strinse cu cele de tip celto-suab și se distinge net de fauna calcarelor de Hierlatz. Prezența speciei *Pleuroceras solare* în Domerianul din Perșani, specie larg răspândită în Domerianul din provincia faunistică nord-vest europeană (W. T. Dean, D. T. Donovan, M. K. Howarth, 1961), vine să confirme această precizare.

Descriere sistematică

Familia Amaltheidae Hyatt, 1867

Genul *Pleuroceras* Hyatt, 1867

***Pleuroceras solare* (Phillips)**

(Pl., fig. 1 a, b, 2 a, b, 3 a, b, 4)

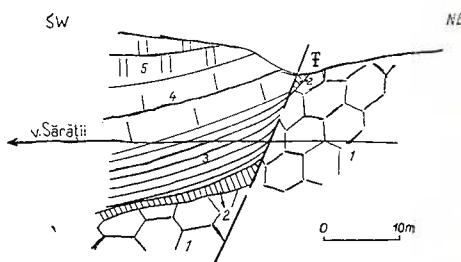


Fig. 2. — Secțiune în malul drept al văii Sărății cu indicarea punctului fosilifer din Domerian.

1, calcar subnoduloase (Anisian-Ladinian); 2, calcar roșii cu *Pleuroceras solare* (Domerian superior); 3, marne cenușii (Toarcian inferior); 4, calcar oolitice limonitice cenușii cu *Grammoceras thouarsense* (Toarcian superior); 5, calcar oolitică-limonitica cu ammoniti din zona cu *Tmetoceras scissum* și zona cu *Ludwigia murchisonae* (Aalenian)

Coupe géologique de la rive droite de Valea Sărății indiquant le point fossilière du Domérien.

1, calcaires subnoduleux (Anisien-Ladinien); 2, calcaires rouges à *Pleuroceras solare* (Domérien supérieur); 3, marnes sombres (Toarcien inférieur); 4, calcaires oolithiques-limonitiques cendrés à *Grammoceras thouarsense* (Toarcien supérieur); 5, calcaires oolithiques à ammonites de la zone à *Tmetoceras scissum* et la zone à *Ludwigia murchisonae* (Aalénien)

Referințe : 1958 *Pleuroceras solare* (Phillips), in Howarth M. K. : A monograph of the Ammonites... pag. 28, pl. V fig. 1 (Neotip) ; pl. V, fig. 2—7.

Dimensiuni : (specimentul din pl. fig. 1) : la 36 mm : 0,33, 0,36, 28 coaste.

Materialul recoltat cuprinde 6 exemplare ce aparțin acestei specii, cinci provenind din valea Sărății și unul din valea Cascadelor. Specimenul figurat în pl., fig. 1 a, b, prezintă cele mai multe caractere comune cu neotipul figurat de Howarth, dar este mai puțin comprimat față de acesta, caracter ce îl apropiște de topotipuri și de restul exemplarelor de *P. solare* descrise și figurate de același autor. Este exclusă o posibilitate de confuzie a acestui specimen din colecție cu *P. apyrenum* care este în general de talie mai mare și chiar la o talie asemănătoare este mai comprimat și prezintă un număr mai mare de coaste pe turul de spiră, fiecare coastă terminându-se cu o îngroșare la partea ventrală.

Specimenul figurat în pl. fig. 2 a, b, de talie mai mică, cu un diametru maxim de 23 mm, prezintă o costăție mai atenuată pe tururile interne pînă la diametrul de 15 mm. Aceasta constituie un caz particular considerat de Howarth ca posibil în cadrul variabilității specifice. De altfel și acest autor figurează un specimen care la un diametru redus are tururile interne aproape netede.

Exemplarul figurat în pl., fig. 4, ceva mai robust și cu coaste ce au o tendință de îngroșare către marginea ventro-laterală, este comparabil cu o formă de tranziție între *P. solare* s.s. și *P. solare* (Phillips) var. *trapezoidiforme* figurată de Howarth (1958) pl. V, fig. 8. Acest specimen din colecție are și o carenă cordată mai accentuată așa cum se poate observa la unul din exemplarele de *P. solare* figurate de Howarth (pl. V, fig. 6 b).

Ocurență : valea Sărății și valea Cascaierelor (fig. 1 ; F₁, F₂).

BIBLIOGRAFIE

- Dean W. T., Donovan D. T., Howarth M. K. (1961) The Liassic ammonite zones and subzones of the North-west European province. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology* 4, 10, London.
- Dumitriu M., Dumitriu Cristina (1964) Contribuții la geologia munților Perșani (Regiunea Comana — Cuciulata — Lupșa) *Acad. R.P.R. Stud. și Cerc. Geol.* 9. București.
- Howarth M. K. (1958) A monograph of the ammonites of the Liassic family Amaltheidae in Britain. *Paleontographical Society*. London.



- Patrulius D. (1960) La couverture mésozoïque des massifs cristallins des Carpates orientales. *Annales Instit. Geologici Publici Hungarici.* XLIX, 1. Budapest.
- Dimian-Popa Elena, Popescu-Dimitriu Ileana (1966) Serile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (munții Perșani). *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, București.
- Popa Elena (1967) Amonitii Toarcianului superior autohton (zona cu Grammoceras thouarsense) din munții Perșani (Carpății Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/2. București.
- Wachner H. (1918) Bericht über die im Sommer 1916 im Persányer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen. *Jber. d. kgl. ung. geol. R. A. für 1916*, Budapest.

SUR LA PRÉSENCE DE L'ESPÈCE PLEUROCERAS SOLARE
(LA ZONE SPINATUM) DANS LES CALCAIRES DU
DOMÉRIEN AUTOCHTONE DES MONTS PERŞANI
(CARPATES ORIENTALES)

PAR

ELENA POPA

(Résumé)

L'auteur signale dans les Carpates Orientales la présence de l'espèce *Pleuroceras solare* Phill. dans le calcaires rouges du Domérien autochtone des Monts Perșani.

Cette espèce indique la sous-zone Apyrenum (partie inférieure de la zone Spinatum). On peut affirmer ainsi que la partie basale du Domérien supérieur est sûrement représentée dans cette aire.



EXPLICĂȚIA PLANȘEI

Fig. 1 a, b, 2 a, b, 4. — *Pleuroceras solare* (Phillips). Valea Sărății. X 1.
Fig. 3 a, b. — *Pleuroceras solare* (Phillips). Valea Cascadelor X 2.



Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Pleuroceras solare, în Domerianul din munții Perșani.



1a



1b



2a



2b



3a



3b



4

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.



Institutul Geologic al României

DATE NOI ASUPRA PEŠTIILOR FOSILI DIN OLIGOCENUL
DE LA PIATRA-NEAMT

DE

M. CIOBANU¹

Abstract

New Data on Fossil Fish in the Oligocene of the Piatra Neamt Area. The paper presents a part of the rich fossil fish fauna collected by the author between 1957—1967 to be found in the collection of the Natural Science Museum of Piatra Neamt. The first part contains a brief historical review of the geological research, details on the sequence of Oligocene deposits in the region, as well as data regarding the fossil fish so far known. In the second part of the paper the research methods for fossil fish are presented, and the description of the material discovered is made. The author gives the description of seven species, new for the fossil fauna of Romania, among which *Idriussia carpiromanica*, *Vinciguerria macarovicii*, *Scopeloides pauca* and *Eomyctophum cozlae* represent new species for science. The analysis of the composition of the fauna discovered, the variation and richness in characteristic forms lead to important paleoecological and paleogeographical conclusions.

Regiunea cercetată cuprinde masivele muntoase Pietricica, Cozla și Cernești cu altitudini cuprinse între 580—825 m, ce înconjoară orașul Piatra Neamt, așezat la confluența pîriului Cuejdiu cu rîu Bistrița.

Primele date asupra geologiei împrejurimilor orașului Piatra Neamt le avem încă de la G. Cobălcescu (1883), urmat de N. I. Paianu (1900), I. Th. Simionescu (1904), R. Sevastos (1905), dar care astăzi prezintă mai mult valoare istorică.

Cercetările de ansamblu asupra acestei zone se datorează autorilor S. Athanasiu, Gh. Macovei și I. Athanasiu (1927), H. Gro-

¹ Muzeul de Științe Naturale, str. Lenin nr. 26, Piatra Neamt, regiunea Bacău.



zescu (1931), I. Popescu - Voitești (1943—1945), C. Olteanu (1948—1950), I. Băncilă (1958), O. Mirăuță (1962), T. Filimon și A. Damian (1965).

Concluziile acestor cercetători scot în evidență caracterele stratigrafice, variația litologică și aduc precizări asupra tectonicii regiunii.

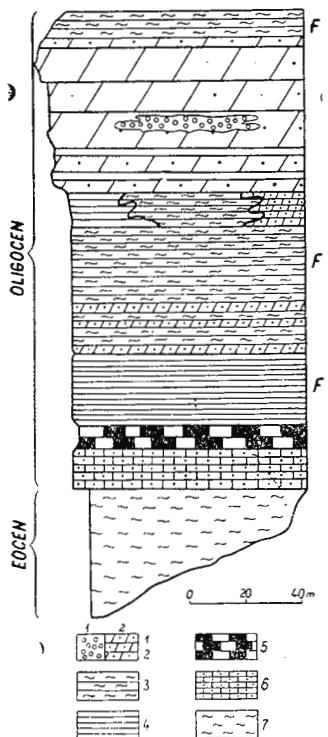


Fig. 1. — Coloană lito-logică a Oligocenului din dealul Pietricica.
1, conglomerate; 2, gresie de Kliwa; 3, șisturi disodilic peace; 4, marne brune bituminoase; 5, menilitice inferioare; 6, gresie de Lucăcești; 7, strate de Biseri-canii.

Colonne lithologique de l'Oligocène de la colline de Pietricica.
1, conglomérats; 2, grès de Kliwa; 3, schistes dysodiliques; 4, marnes brunes bitumineuses; 5, ménilites inférieures; 6, grès de Lucăcești; 7, couches de Bisericanî.

Regiunea, fiind din punct de vedere geologic amplu cercetată, noi nu vom mai face decât cîteva observații asupra succesiunii oligocene din dealul Pietricica, unde am descoperit cele mai multe aflorimente fosilifere, succesiune care de altfel se repetă atît în muntele Cozla cît și în Cernegura (fig. 1).

În dealul Pietricica peste stratele de Bisericanî eocene, urmează în continuare de sedimentare depozitele oligocene. Acestea au în bază orizontul gresiei de Lucăcești cu o grosime de 10—12 m; se prezintă sub forma unei gresii silicioase, gălbui-cenușii, uneori marnoasă, foarte slab micacee. Orizontul șisturilor menilitice inferioare urmează peste gresia de Lucăcești, trecerea se face gradat, au o grosime de 8—10 m. Sînt roci silicioase, tari, de culoare brună-neagră, în strate centimetriche

repetate. Între ele mai apar urme de material grezos-silicios sau marnos-silicios (fig. 1).

Orizontul marnelor brune bituminoase, cu o grosime totală de 20—25 m. Acest strat apare în dealul Pietricica la două nivele, unul situat imediat peste menilitele inferioare și altul mai sus în disodile. Ultimul se menține pe o lungime de circa 20 m trecind lateral la disodile. Acest lucru este relevat de I. Băncilă (1958) și în Oligocenul din semifereastra Putna — Vrancea.

Din aflorimentele fosilifere, descoperite în marnele brune bituminoase, am colectat un mare număr de specii de pești fosili, exemplare de *Proidothea haugi* Rac. et Sev. noi exemplare de Decapodae (crevete) în curs de studiu și determinare, dinți de *Odontaspis cuspidata* (A g.) maxilare și solzi. Majoritatea peștilor colectați, peste 200 exemplare, fac parte din familiile: Gonostomidae, Myctophidae, Gadidae și Clupeidae.

Bogata colecție ce o posedăm se află la Muzeul de Științe Naturale din Piatra Neamț.

Orizontul disodilelor inferioare urmează deasupra marnelor brune bituminoase, format din șisturi marnoase, argiloase, negrecioase, cu o grosime de 50 — 70 m, care se desfac în foi subțiri și pe a căror suprafață se observă eflorescențe de sulfăți și cristale de gips. În acest orizont, se intercalează trei nivele de cîte doi metri grosime, formate dintr-o gresie silicioasă de tipul gresiei de Kliwa, care se dezvoltă apoi puternic în orizontul următor. În acest orizont, am descoperit puternice aflorimente fosilifere, de unde am colectat un bogat material paleontologic de lamelibranhiate (peste 300 de exemplare) semnalate pentru prima dată, care vor face obiectul unei viitoare comunicări.

Orizontul gresiei de Kliwa are o grosime de 40—50 m substituind treptat șisturile disodilice, care la rîndul lor rămîn doar ca intercalări centimetrice. Gresia de Kliwa se prezintă ca o gresie silicioasă, cu bob fin, de o colorație albă sau alb ruginie. Se observă dezvoltări lenticulare de conglomerate cu elemente verzi de cîțiva metri grosime.

Aceste conglomerate, în anticlinalul Doamna, apar în grosimi mult mai mari, substituind în mare parte gresia de Kliwa, aşa cum se poate observa pe toți afluenții de pe clina estică a muntelui Cernegura.

Orizontul disodilelor superioare format din șisturi disodilice în grosime totală de 10 — 14 m, încheie coloana stratigrafică din dealul Pietricica. Noi nu am reușit, să identificăm orizontul menilitelor superioare, semnalate de O. Mirăuță (1962) sub forma unui petec în partea de NE a Pietricicăi.

Menționăm, că orizontul disodilelor superioare conține o bogată faună de pești fosili din familiile : Clupeidae, Syngnathidae, Serranidae, Carangidae, Trichiuridae și Echeneidae.

Dacă din punct de vedere geologic regiunea a fost amplu studiată de un mare număr de cercetători, studiile paleontologice sunt reduse, deși bogăția în pești fosili a acestei regiuni este de mult cunoscută atât în țară cât și peste hotare.

Studiile asupra peștilor fosili de la Piatra Neamț au fost începute de L. C. Cosmovici (1889) care a determinat din aflorimentele fosilifere de pe muntele Cozla și Pietricica următoarele specii : *Syngnathus incompletus* Cosm., *Glyphisoma caprossoides* Cosm.

Odată cu aceasta colectează un bogat material pe care îl pune la dispoziția laboratorului de geologie și paleontologie al Universității din Iași, și este prelucrat în anii 1904 — 1905 de către prof. I. Simionescu completând lista peștilor fosili cu următoarele forme : *Clupea* sp., *Clupea (Meletta) crenata* Heck., *Eomyrus cf. ventralis* Ag., *Caranx petrodave* Sim., *Scomber* sp., *Krambergeria lanceolata* Sim., *Labrax* sp., *Proantigonia longirostra* Kramb., *Proantigonia caprossoides* Cosm., *Thynnus albui* Sim., *Gobius elongatus* Sim.

Cunoașterea faunei de la Pietricica și Cozla permite autorului, să stabilească o legătură cu fauna descrisă de Kramberger din Croația. Între anii 1906—1931 N. Cosmovici și M. Stamatin (profesor de științe naturale la Liceul de băieți din Piatra Neamț) continuă colectarea de pești fosili din imprejurimile orașului.

Din această colecție prof. M. Paucă (1933—1934—1943) determină următoarele specii : *Lepidopus glarissianus* Blainv., *Mrazecia mrazecii* Paucă, *Ammodytes antipai* Paucă, *Serranus budensis* Heck, *Serranus simionescui* Paucă, *Scorpaenoides popovicii* Priem., *Alosa* sp. (*A. sculptata*? Weiler), *Rhombus stamatini* Paucă, *Sternopyx prisca* Paucă, *Ophidium longipinnatus* Paucă, *Holocentroides moldavicus* Paucă, *Argyropelecus cosmovicii* Paucă și Cosm.

De peste două decenii, nu au mai apărut la noi studii sistematice și paleobiologice asupra peștilor fosili, deoarece în această direcție se întâmpină multe dificultăți ca : raritatea lor, descoperirea fragmentară, starea proastă de conservare, ce împiedică și fac uneori imposibilă determinarea. Prelucrarea științifică a materialului paleoictiologic, necesită cunoașterea studiilor osteologice asupra peștilor actuali, care se întâlnesc foarte rar.

Lipsa unor studii monografice moderne asupra faunei de pești fosili de la noi din țară, îngreiază apariția de noi lucrări, iar determinările se fac pe bază de monografii străine și pe baza unor studii monografice asupra faunei ihtiologice actuale.

Studiile sistematice paleobiologice asupra peștilor fosili, pot contribui la apariția unor lucrări de biologie, privind dezvoltarea filogenetică a unor anumite familii de pești actuali, lucru deosebit de important pentru lucrările de biologie modernă, privind evoluția peștilor. Bazat pe un vast material descoperit cu ocazia cercetărilor noastre între anii 1957—1967, cu care ocazie am descoperit și colectat un număr de peste 500 exemplare pești fosili întregi și fragmentați foarte bine conservați, ne propunem, ca pe lîngă lucrarea de față să procedăm la o inventariere a întregii faune oligocene de la Piatra Neamț.

M e t o d e d e c e r c e t a r e

În metodele moderne de cercetare a peștilor fosili, ca și la cei actuali, pe lîngă studiile osteologice sunt luate în considerare două feluri de caractere : 1) caractere plastice sau somatice, care se referă la măsurători privind lungimea totală a corpului, lungimea corpului fără înnotătoarea caudală, înălțimea maximă și minimă a corpului, lungimea și înălțimea capului, diametrul orizontal al ochiului etc. și 2) caractere meristice, referitoare la numărul vertebrelor, numărul radiilor din înnotătoare etc.

Caracterele plastice se obțin măsurînd diverse părți ale corpului și raportînd între ele dimensiunile obținute. Rezultatele măsurătorilor plastice se exprimă printr-un raport centesimal. Acest raport se obține multiplicînd valorile cele mai mici cu 100, iar rezultatul obținut se împarte prin valorile mari, de exemplu : presupunem, că lungimea corpului unui pește fosil este de 8 cm, iar lungimea capului de 1,8 cm, raportul centesimal se va calcula astfel : $(1,8 \times 100) : 8 = 22,5\%$ și se exprimă prin cuvintele : „lungimea capului reprezintă 22,5% din lungimea corpului“.

O importanță deosebită în determinarea peștilor fosili am acordat scheletului postcranian și complexului datelor plastice. Orice dimensiune a corpului este în fond un caracter sistematic, putînd servi la determinarea peștilor fosili. Deoarece la majoritatea peștilor fosili, rare sunt cazurile cînd se pot observa bine oasele capului, ele fiind de cele mai multe ori puternic deformate și scoase din poziția lor normală, le-am acordat importanță în măsura în care ele au putut fi bine observate, în raport cu starea lor de conservare.



În descrierea materialului se folosește următoarea metodă : imediat după denumirea speciei și a sinonimilor, dacă acestea există, urmează formula numerică de bază a datelor asupra speciei studiate ; numărul vertebrelor, în care se include și urostilul indiferent de forma și alcătuirea lui, fiind socotit ca o vertebră.

În afară de numărul total al vertebrelor, în paranteză se arată numărul de vertebre separat pentru partea anteroară a corpului, partea abdominală și partea caudală. Această numerotare se face pentru partea anteroară a corpului de la prima vertebră pînă la verticală care trece prin prima radie a înnotătoarei ventrale. Pentru partea abdominală numărătoarea se face de la prima radie a înnotătoarei ventrale și pînă la ultima radie a înnotătoarei anale, iar pentru partea caudală de la ultima radie a înnotătoarei anale pînă la urostil.

Urmează numărul radiilor din înnotătoarele : dorsală (D), anală (A), ventrale (V) și pectorale (P) ; numărătoarea lor s-a făcut la lupa binoculară. Pentru peștii care posedă cîteva aripiore dorsale și anale, numărul lor se stabilește pentru fiecare aripioară separat, ordinea numărării făcindu-se din față spre spate și însemnîndu-se printr-o cifră romană : I D, II D, prima dorsală, a doua dorsală etc.

Aripiorele suplimentare ce se găsesc, se vor însemna cu cifre arabe. La formele fosile, care au radiile înnotătoarei caudale foarte apropiate, cum de fapt se întimplă de cele mai multe ori, numărul lor a fost dat aproximativ, neputînd fi determinat precis pentru fiecare specie. După descrierea materialului, urmează tabelele cu următoarele dimensiuni considerate de noi de importanță deosebită și care sunt de fapt, cele mai des utilizate în cercetările ihtiologice ale peștilor fosili și actuali. Aceste dimensiuni sunt (fig. 2) :

1. Lungimea totală a corpului, care se ia în linie dreaptă, de la vîrful botului pînă la linia care unește vîrfurile înnotătoarei caudale. Cînd caudala este asimetrică, lungimea se ia pînă la vîrful lobului celui mai lung.

2. Lungimea corpului sau lungimea fără caudală, se măsoară de la vîrful botului pînă la terminarea coloanei vertebrale inclusiv urostilul.

3. Înălțimea maximă a corpului se măsoară în regiunea cea mai înaltă a corpului ; în general acest punct e situat la inserția primei radii a înnotătoarei dorsale sau în fața ei.

4. Înălțimea minimă a corpului sau înălțimea tulpinei caudale, se măsoară în locul unde corpul are înălțimea cea mai redusă ; aceasta se află de obicei la nivelul pedunculului caudal în general înainte de baza caudalei.

5. Lungimea pedunculului caudal, se măsoară de la ultima radie a înnotătoarei anale pînă la sfîrșitul coloanei vertebrale.

6. Lungimea capului se măsoară de la vîrful botului pînă la marginea posterioară a aparatului opercular.

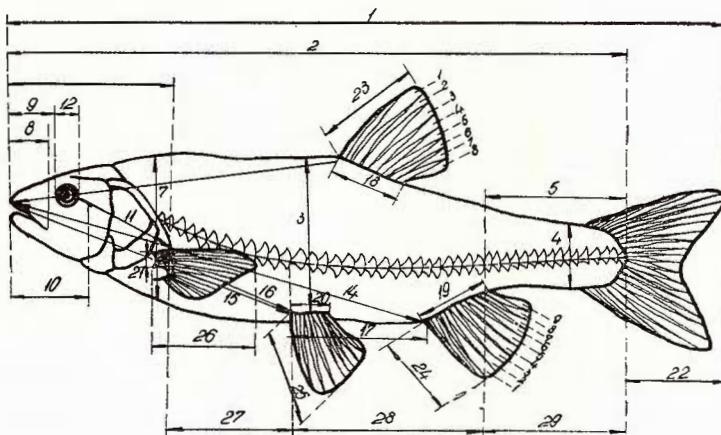


Fig. 2. — Schema măsurătorilor la peștii fosili :

1, Lungimea totală a corpului; 2, lungimea corpului fără înnotăarea codală; 3, înălțimea maximă a corpului; 4, înălțimea minimă a corpului; 5, lungimea pedunculului caudal; 6, lungimea capului; 7, înălțimea capului; 8, lungimea maxilarului superior; 9, distanța preorbitară; 10, lungimea maxilarului inferior; 11, distanța postorbitară; 12, diametrul orizontal al ochiului; 13, distanța predorsală; 14, distanța preanală; 15, distanța preventrală; 16, distanța pectoral-ventrală; 17, distanța ventral-anală; 18, lungimea bazei înnotătoarei dorsale; 19, lungimea bazei înnotătoarei anale; 20, lungimea bazei înnotătoarei ventrale; 21, lungimea bazei înnotătoarei pectorale; 22, lungimea înnotătoarei caudale; 23, lungimea radilor din înnotătoarea dorsală; 24, lungimea radilor din înnotătoarea anală; 25, lungimea radilor din înnotătoarea ventrală; 26, lungimea radilor din înnotătoarea pectorală; 27, numărul vertebrelor din partea anterioară a corpului; 28, numărul vertebrelor din partea caudală a corpului; 1–8, numărul radilor din înnotătoarea dorsală; 1–9, numărul radilor din înnotătoarea anală.

Schéma des mesurages chez les poissons fossiles :

1, Longueur totale du corps; 2, longueur du corps, nageoire caudale exclue; 3, hauteur maximum du corps; 4, hauteur minimum du corps; 5, longueur du pedoncule caudal; 6, longueur de la tête; 7, hauteur de la tête; 8, longueur du maxillaire supérieur; 9, distance préorbitaire; 10, longueur du maxillaire inférieur; 11, distance postorbitaire; 12, diamètre horizontal de l'œil; 13, distance prédorsale; 14, distance préanale; 15, distance préventrale; 16, distance pectorale-ventrale; 17, distance ventrale-anale; 18, longueur de la base de la nageoire dorsale; 19, longueur de la base de la nageoire anale; 20, longueur de la base de la nageoire ventrale; 21, longueur de la base de la nageoire pectorale; 22, longueur de la nageoire caudale; 23, longueur des rayons de la nageoire dorsale; 24, longueur des rayons de la nageoire anale; 25, longueur des rayons de la nageoire ventrale; 26, longueur des rayons de la nageoire pectorale; 27, nombre des vertèbres de la partie antérieure du corps; 28, nombre des vertèbres de la partie caudale du corps; 1–8, nombre des rayons de la nageoire dorsale; 1–9, nombre des rayons de la nageoire anale.

7. Înălțimea capului se măsoară pe verticală unirii craniului cu coloana vertebrală.

8. Lungimea maxilarului superior se măsoară între cele două extremități ale lui.

9. Lungimea botului (spațiul preorbitar), se măsoară de la vîrful botului pînă la marginea anteroiară a ochiului.

10. Lungimea maxilarului inferior, se măsoară de la vîrful botului pînă la osul pătrat.

11. Spațiul postorbital, se măsoară de la verticala marginii posterioare a ochiului, pînă la marginea aparatului opercular.

12. Diametrul orizontal al ochiului, se mășcară între cele două extremități ale cavității orbitare.

13. Distanța predorsală, preanală, preventrală, se măsoară în linie dreaptă de la vîrful botului pînă la marginea anteroiară a primei radii a înotătoarei respective.

14. Distanța pectoral-ventrală ; se măsoară în linie dreaptă, distanța dintre marginea anteroiară a pectoralei și a ventralei.

15. Distanța ventral-anală ; se măsoară în linie dreaptă, distanța dintre marginea anteroiară a ventralei și a analei.

16. Lungimea bazei înotătoarelor dorsale, anale, pectorale și ventrale ; se măsoară distanța în linie dreaptă dintre marginea anteroiară a primei radii și marginea posterioară a ultimei radii a înotătoarei respective. Prin baza fiecărei înotătoare se înțelege spațiul cuprins între cele două extremități ale înotătoarei respective.

17. Lungimea celor mai mari radii ale înotătoarelor : dorsale, anale, pectorale și ventrale ; se măsoară în linie dreaptă de la marginea anteroiară a primei radii pînă la vîrful celei mai lungi radii. Aceste dimensiuni exprimă de fapt înălțimea înotătoarelor respective (fig. 2 indică modul acestor măsurători, a caracterelor morfometrice la peștii fosili).

Interpretarea acestor caracteristici morfometrice trebuie făcută în raport cu altele. Drept lungime de bază la care se raportează toate, se ia lungimea corpului fără înotătoarea caudală, unii autori raportează dimensiunile la lungimea totală a corpului, care are însă dezavantajul, că nu se poate măsura prea exact, deoarece la mareea majoritate a peștilor fosili vîrfurile caudale sănt rupte.

Dimensiunile capului se raportează în mod obișnuit la lungimea capului ; iar diametrul ochiului se raportează cîte odată și la spațiul pre și postorbital.

Raportarea unei dimensiuni la alta se poate face fie sub forma unui raport folosind fracțiile zecimale (de exemplu : capul este cuprins în lungimea corpului de 4,24 ori), fie sub formă de procente. Noi am

folosit procente, care considerăm, că se pretează mai bine la calculele ulterioare (de exemplu : capul reprezintă 22,5% din lungimea corpului). Raporturile pot fi oricând transformate în procente și invers. Actualele cercetări paleoictiologice se fac pe un număr cît mai mare de indivizi, iar valorile obținute se prelucrează după metoda variației statistice, calculindu-se pentru fiecare specie în parte valoarea medie a caracterului.

Partea sistematică

Ordinul: *Clupeiformes*

Subordinul : **Clupeoidei** Cuvier 1817

Familia : **Clupeidae** Bonaparte 1831

Genul : **Pomolobus** Rafinesque 1820

Pomolobus facilis Daniltshenko 1960

(Pl. I, fig. 1—2)

Vertebre: 43 (18—21—4) ; D, 17 ; A, 22 ; P, 17—18 ; V, 8—9

Descriere : Prezintă corpul alungit, comprimat lateral, gura relativ mare, maxilarul inferior nu ajunge pînă la verticala marginii posterioare a ochiului, iar anterior este ceva mai înainte față de maxilarul superior. Operculul prezintă clar striuri radiare. Solzii ventrali prezintă o carenă bine dezvoltată anterior și posterior înnotătoarei ventrale. Ultimele radii ale înnotătoarei anale sunt scurte. Înotătoarea caudală adinc scobită.

Insetia înnotătoarei dorsale este situată cu puțin înaintea jumătății corpului, în dreptul vertebrei a 15—16-a numărind de la cap, formată din 17 radii cu interneuralli bine dezvoltate. Lungimea bazei înnotătoarei dorsale este egală cu lungimea a 8—9 vertebre, iar lungimea celor mai mari radii ale ei, corespunde cu lungimea a 8—10 vertebre. Anala se inseră în dreptul vertebrei a 7—8-a în urma marginii posterioare a dorsalei și începe din dreptul celei de a 13-a vertebră, numărind de la caudală. Prezintă 22 radii cu interhemalii subțiri, ultimele fiind mai scurte decât precedentele. Înotătoarele pectorale se găsesc imediat dincolo de cap pe partea ventrală a corpului. Înotătoarele ventrale se găsesc în dreptul mijlocului celei dorsale, la 4—5 vertebre de marginea anterioară a dorsalei și mai aproape de începutul înnotătoarei anale decât de baza celor pectorale.

Caudala adinc scobită, formată din 30—32 radii. Corpul este acoperit de solzi cicloizi, prezintind pe partea ventrală solzi carenați; în fața înnotătoarei ventrale se observă 10—11, iar între baza înnotătoarei



TABELUL 1

*Comparația caracteristicilor morfometrice ale speciei de *Pomolobus facilis* Danil. Cozla-Piatra-Neamț cu cea din Caucaz descrisă de Danillshenko P-G. (1960)*

Nr. crt.	Caracteristici (dimensiuni în mm)	<i>Pomolobus facilis</i> (Danil.) Cozla Piatra-Neamț				<i>Pomolobus facilis</i> (Danil.) Caucaz	
		Paratip 282 cz.		Paratip 283 cz.		Holotip	
		% din lung. corp.	% din lung. capu- lui	% din lung. corp.	% din lung. capu- lui	% din lung. corp.	% din lung. capu- lui
1	Lungimea totală a corpului	65	—	58	—	—	—
2	Lungimea corpului	50	—	45	—	—	—
3	Înălțimea maximă a corpului	11	22	—	10	22	—
4	Înălțimea minimă a corpului	5	10	—	5	11	—
5	Lungimea pedunculului caudal	5	10	—	3	7	—
6	Lungimea inotătoarei caudale	15	30	—	13	28–29	—
7	Lungimea capului	20	40	—	17	37–38	—
8	Înălțimea capului	14	—	70	12	—	70
9	Distanța preorbitală	5	—	25	4	23–24	24–26
10	Distanța postorbitală	8	—	40	7,5	—	44
11	Diametrul orizontal al orbitei	5	—	25	4	23–24	28–32
12	Lungimea maxilarului inferior	9	—	45	7	—	41
13	Distanța predorsală	23	46	—	21	46	—
14	Distanța preanală	38	76	—	35	77	—
15	Distanța preventrală	28	56	—	24,5	54	—
16	Distanța pectoral-ventrală	15	30	—	14,5	32	—
17	Distanța ventral-anală	12	24	—	10	22	—
18	Lungimea bazei inotătoarei dorsale	6	12	—	6	13	—
19	Lungimea bazei inotătoarei anale	8	16	—	8	17	—
20	Lungimea bazei inotătoarei pectorale	2	4	—	2	3–4	—
21	Lungimea bazei inotătoarei ventrale	1	2	—	1	2	—
22	Lungimea radiilor din inotătoarea dorsală	9	18	—	8,2	17	—
23	Lungimea radiilor din inotătoarea anală	5	10	—	4	9	—
24	Lungimea radiilor din inotătoarea pectorală	8	16	—	8	17	—
25	Lungimea radiilor din inotătoarea ventrală	6	12	—	6	13	—



ventrale și anale 12. Corpul prezintă coaste și numeroase oase intermusculare foarte fine.

Raporturi și diferențe. Această specie se deosebește de *Pomolobus curtus* D a n i l. prin înălțimea mai mică a corpului, gura mai mică, printr-un număr mai mare de vertebre și radii din inotătoarea dorsală și inotătoarele pectorale. Se aseamănă cu *Alosa sculptata* (Weiler) descrisă de M. P a u că (1934) deosebindu-se printr-un număr mai mare de radii, în special în inotătoarea anală, precum și prin forma corpului mult mai alungită. În tabelul 1, sunt prezentate comparativ caracteristicile morfometrice ale formelor noastre față de cele descrise din Caucaz de P. G. D a n i l t s h e n k o (1960).

Aflorimentul fosilifer : Cozla-Piatra Neamț orizontul disodilelor inferioare oligocene.

Răspândire geografică : Această specie este răspândită în depozitele oligocene din Europa. Se întâlnește în Caucazul de Nord, în Oligocenul mediu și superior.

Subordinul : Stomiatoidei

Familia : Gonostomidae Goode and Bean 1895

Genul : *Idrissia* Arambourg 1959

Idrissia carpiromanica n.sp.

(Pl. I, fig. 3—4)

Vertebre 38 (16-15-7) ; D, 11—12 ; A, 15 ; P, 10—11 ; V, 11—12.

Name : După numele tribului dacic „Carpii“ de la care se trage denumirea munților Carpați și numele țării unde a fost descoperit, „România“.

Holotypus : exemplarul notat cu nr. 265 și simbolul Cz. aflat în colecția Muzeului de Științe Naturale Piatra Neamț.

Locus typicus : Cozla — Piatra Neamț.

Stratum typicum : Orizontul disodilelor inferioare — Oligocen.

Paratypoide : Exemplarele notate cu numerele și simbolurile 264 Cz., 266 Cz. descoperite în același loc și orizont ca și holotipul, aflate în colecția Muzeului.

Diagnoza : Corpul îngust, capul mare, maxilarele cu dinți conici ascuți și mici. Înălțimea maximă a corpului se cuprinde în lungimea corpului, fără inotătoarea caudală de la 4,1 pînă la 5 ori. Capul lung caracteristic se cuprinde la *Idrissia carpiromanica* de 2,2 ori în lungimea corpului, fără inotătoarea caudală. Diametrul orizontal al orbitei este evident mai mare ca spațiu preorbitar și se cuprinde în lungimea capului



de trei ori. Dintre oasele craniului cel mai bine s-a păstrat parasfenoidul îngust și lung. Operculul este mare, cu marginea anteroară îngroșată, marginea anteroară a ramificației superioare a preoperculului prezintă o îngroșare pronunțată, iar conturul interoperculului nu poate fi observat bine.

Descriere : Coloana vertebrală este alcătuită din 38 de vertebre. Ultimele 5 vertebre sunt mai scurte decât celelalte. Coloana vertebrală se termină cu un urostil îndreptat în sus, observându-se 5—6 plăci hipurale. Neurapofizele ultimelor 10—12 vertebre sunt subțiri și lungi, ajungând pînă la marginea corpului, în timp ce neurapofizele vertebrelor trunchiului sunt mai scurte. Se observă coaste subțiri, lungi, ce ajung pînă aproape de marginea ventrală a corpului. Hemapofizele din partea caudală a corpului, apar inițial mai scurte, lungindu-se apoi treptat. În partea anteroară a corpului pe o lungime de aproximativ 20—21 vertebre numărind de la cap, se observă numeroase oscioare, pentru susținerea mușchilor (metaximioste), care nu se observă în partea posterioară a corpului.

Înotătoarele pectorale sunt situate imediat după cap, jos, pe marginea ventrală a corpului. Înguste, lungi, corespund cu lungimea a 9 vertebre ale trunchiului, alcătuite din 10—11 radii. Înotătoarele ventrale sunt alcătuite din 11—12 radii, a căror lungime corespunde cu 8 vertebre ale trunchiului, fiind ramificate către vîrf. Se găsesc așezate sub a 23-a vertebră numărind de la urostil și sub a 7—8-a radie a inotătoarei dorsale. Distanța preventrală variază între 50—60% din lungimea corpului, fără caudală. Inserția inotătoarei dorsale se află puțin către partea anteroară a centrului corpului, deasupra celei de a 26-a vertebră, numărind de la urostil. Distanța predorsală variază între 50—53% din lungimea corpului. Lungimea radiilor dorsale variază: primele 2 sunt mai scurte ca a 3-a și a 4-a, apoi celelalte descresc treptat. La exemplarele noastre se observă bine interneurale, observându-se un interneuraliu liber în fața dorsalei, situat mai oblic față de celelalte, iar la ultima radie nu se observă acest interneuraliu corespunzător ei. Radiile sunt ramificate către vîrf. Înotătoarea anală se inserează în dreptul celei de a 7-a vertebră în urma marginii posterioare a dorsalei și începe în dreptul celei de a 13-a vertebră numărind de la urostil. Prezintă 15 radii din care primele două sunt mai scurte, fiecare radie prezintă interhemalii subțiri și destul de lungi; prima și ultima radie sunt lipsite de ele. Distanța preanală variază între 78—80% din lungimea corpului. La toate exemplarele se observă foarte bine în fața inotătoarei anale terminația aparatului digestiv sub forma unei dungi de culoare neagră, ce se termină în dreptul celei de a 15-a vertebră numărind de la urostil. Înotătoarea

caudală este adânc scobită formată din 11 radii principale ramificate la vîrf, de fiecare parte și 12 radii scurte laterale de fiecare parte, bine păstrate la exemplarele noastre.

Corpul este acoperit în întregime cu solzi, observându-se foarte bine urmele sub formă de impresiuni ușor marcate. Pe partea anterioară a corpului, ventral, se observă urme foarte slabe de pigmenți sub forma unor pete mici.

Raporturi și diferențe. Din analiza comparativă a caracteristicilor morfometrice ale speciei descrise de noi, cu speciile descrise pînă acum în stare fosilă ale familiei Gonostomidae, *Idrissia jubae* A r a m b. din Cretacicul superior al Africii de Nord și *Idrissia carpathica* J e r z m. din Oligocenul de la Sobniow, Polonia, se observă, că formele noastre prezintă caracteristici morfometrice deosebite.

Apartenența formelor noastre la genul *Idrissia* a fost confirmată de Anna J e r z m a n s k a cu ocazia vizitei făcute la Piatra Neamț, în vara anului 1964, iar pe baza literaturii pusă la dispoziție cu multă amabilitate de către Domnia Sa, noi am ajuns la concluzia, că ele se raportează la o nouă specie, *Idrissia carpiromanica*. Această specie se deosebește de celelalte descrise pînă acum prin: un număr fix de vertebre (38), numărul radiilor din inotătoarele dorsala, anală, pectorale și ventrale, precum și prin caracteristici morfometrice. În tabelul 2 sunt prezentate comparativ caracteristicile morfometrice ale formelor descoperite de noi și cele descrise de A r a m b o u r g și A n n a J e r z m a n s k a (1960).

Aflorimentul fosilifer: Cozla-Piatra Neamț, orizontul disodilelor inferioare — Oligocen.

Răspîndire geografică: Speciile genului *Idrissia* au fost descoperite în Cretacicul superior din Africa de Nord și în Oligocenul de la Sobniow — Polonia.

Genul : *Vinciguerrria* G o o d e and B e a n e 1895

Vinciguerrria macarovicii n.sp²

(Pl. I fig. 5, 6, 7, 8)

Vertebre 42 (17-19-6); D, 16—18; A, 19—20; P, 10—12; V, 7.

Name : După prof. dr. docent N. Macarovici de la Univ., „Al. I. Cuza” Iași.

Holotypus : exemplarul aflat în colecția Muzeului Piatra Neamț sub numărul 275 și simbolul Pt.

Locus typicus : Pietricica-Piatra Neamț.

² Drept respect și recunoștință, profesorului meu, dr. docent N. Macarovici de la Univ. „Al. I. Cuza” Iași.

TABELUL 2
Compararea caracterelor morfometrice ale speciilor de *Idrissia*

Nr. crt.	Caracteristici (dimensiuni în mm)	<i>Idrissia carpiromanica</i> n.sp.						<i>Idrissia carpathica</i> Jezm. Polonia	<i>Idrissia jubae</i> (Aram b.)		
		Holo- tip 265 cz.	% din lung. corp.	264 Cz.	% din lung. corp.	Paratipuri	266 Cz.	% din lung. corp.	Holotip 164 os.	% din lung. corp.	Holotip 135
<i>Caractere plastice</i>											
1	Lungimea totală a corpului	56	—	61,2	—	54	—	—	—	—	—
2	Lungimea corpului	46	—	51	—	42	—	—	56,5	—	50
3	Înălțimea maximă a corpului	8,2	17	—	7	—	7	16	—	11,3	—
4	Înălțimea minimă a corpului	4	8	—	3	—	4	9	—	—	—
5	Lungimea pedunculului caudal	4	8	—	4	—	—	3,7	9	—	—
6	Lungimea capului	16	34	—	17	33	—	14,2	34	—	17,9
7	Înălțimea capului	10	—	60	10,5	—	61	8,9	—	60	—
8	Distanța preorbitală	4,8	—	30	5,2	—	30	4	—	33	5,4
9	Distanța postorbitală	7	—	43	7	—	41	6	—	42	—
10	Diametrul orbital ochiului	5	—	31	5,7	—	33	4,2	—	30	5,3
11	Lungimea maxilarului superior	4,8	—	30	5,2	—	30	4	—	29	—
12	Lungimea maxilarului inferior	6	—	37	6,2	—	37	5,5	—	36	—
13	Distanța predorsală	24	52	—	27	53	—	21	50	—	30
											50—53
											28
											55—56

14	Distanța preanală	37	80	—	40	78	—	34	80	—	38	70—81	—	85
15	Distanța preventrală	26	56	—	30	59	—	25,5	60	—	30	56—60	30	—
16	Distanța pectoral ventrală	10	22	—	10	20	—	9,8	23	—	—	—	—	—
17	Distanța ventral-anală	10	22	—	11	20	—	10	23	—	—	—	—	—
18	Lungimea inotătoarei caudale	10,5	23	—	11	20	—	12	28	—	12	—	11	—
19	Lungimea bazei inotătoarei dorsale	6	13	—	6	11	—	6	14	—	—	—	—	—
20	Lungimea bazei inotătoarei anale	7	15	—	7	13	—	7	16	—	—	—	—	—
21	Lungimea bazei inotătoarei pectorale	1	2	—	1,2	2	—	1	2	—	—	—	—	—
22	Lungimea bazei inotătoarei ventrale	1,2	2	—	1,2	2	—	1,2	2	—	—	—	—	—
23	Lungimea radilor din inotătoarea dorsală	8	17	—	9,8	18	—	9,5	20	—	—	—	—	—
24	Lungimea radilor din inotătoarea anală	6	13	—	6	11	—	6	14	—	—	—	—	—
25	Lungimea radilor din inotătoarea pectorală	8	17	—	8	15	—	8	19	—	—	—	—	—
26	Lungimea radilor din inotătoarea ventrală	7	15	—	8	15	—	7	16	—	—	—	—	—
	<i>Caractere meristice</i>													
27	Numărul vertebrelor	38	—	—	38	—	—	38	—	—	38—39	—	40	—
28	Numărul radilor din inotătoarea dorsală	11—12	—	—	11—12	—	—	11—12	—	—	10—11	—	13	—
29	Numărul radilor din inotătoarea anală	15	—	—	15	—	—	15	—	—	13—14	—	—	—
30	Numărul radilor din inotătoarea pectorală	10—11	—	—	10—11	—	—	10—11	—	—	14	—	18—20	—
31	Numărul radilor din inotătoarea ventrală	12	—	—	12	—	—	12	—	—	10	—	—	—

Stratum typicum : Orizontul marnelor brune bituminoase Oligocen.

Paratypoide : Exemplarele aflate în colecția Muzeului sub numărul 276 Pt. și 277 Pt. descoperite în același loc și strat ca și holotipul.

Diagnoza : Corpul relativ înalt, înălțimea maximă este cam în dreptul verteblei a 9-a numărind de la cap și este egală cu lungimea a 13—14 vertebre din partea de mijloc a coloanei vertebrale. Capul scurt, lungimea lui depășește cu 2 mm înălțimea maximă a capului. Ochii mari, având diametrul vertical ceva mai mare decât cel orizontal și marginea lui superioară corespunde cu profilul superior al capului. Gura mare, maxilarele late spre partea inferioară, prezintă supramaxilare bine dezvoltate. Maxilarul inferior îngust ieșe puțin înainte față de cel superior. Au dinți mari. Prezintă vertebre de formă aproape cilindrică cu neurapofizele corporale desfăcute în două; coastele subțiri, lungi, ajung aproape de profilul ventral al corpului. Se observă metaximioste.

Fotoforii sănt așezați în trei rînduri regulate și neintrerupte în partea anteroară a corpului pînă la prima radie a inotătoarei anale, iar de aici urmează două rînduri de fotofori regulate neintrerupti pînă la baza caudalei.

Descriere : Specia analizată este reprezentată prin pești de talie mică, deoarece lungimea exemplarului cel mai mare este de 36 mm fără inotătoarea caudală. Înălțimea maximă a corpului reprezintă 26—28% din lungimea corpului, cuprinzîndu-se de 3,6 ori în această lungime.

Craniul : Lungimea lui reprezintă 30—32% din lungimea capului, fiind relativ înalt. Diametrul orizontal al ochiului este ceva mai mic ca cel vertical. Maxilarul superior depășește verticala marginii inferioare a ochiului. Maxilarul inferior este ascuțit în partea anteroară și mai lat în partea posteroară, avînd o lățime mai mică ca diametrul ochiului. Dinții pe maxilare sănt subțiri și ascuțiti. Parasfenoidul reprezintă 45% din lungimea craniului, socotind de la capătul din față articulației pînă la unirea craniului cu coloana vertebrală.

Coloana vertebrală : alcătuită din 42 vertebre de formă cilindrică puțin gîtuite la mijloc, lungimea lor fiind mai mare ca înălțimea. Primele trei vertebre și ultimele cinci vertebre ale coloanei vertebrale sănt vizibil mai scurte decât celelalte din restul corpului. Neurapofizele vertebrelor corpului sănt bifurcate și inclinate înapoi. Prezintă 20—22 perechi de coaste lungi, subțiri, puțin inclinate înapoi, ultima pereche de coaste aparține celei de a 22-a vertebră, numărind de la partea terminală a coloanei vertebrale.

Inserția inotătoarei dorsale se află foarte puțin către partea anteroară a mijlocului corpului, deasupra celei de a 23-a vertebră numărind

de la partea terminală a coloanei vertebrale. Radiile în număr de 16—18 sunt sprijinate de pterigofore interneurale (interspinale) ale căror axonosturi la primele radii sunt puternic înclinate înainte, primul fiind dispus aproape paralel cu profilul dorsal al corpului, lungimea lui fiind egală cu trei vertebre. Lungimea radiilor variază: a doua și a treia sunt cele mai lungi, apoi descresc treptat.

Înotătoarea anală începe în dreptul celei de a 16-a vertebră numărind de la înotătoarea caudală, în dreptul verticalei ultimei radii a înotătoarei dorsale. Lungimea bazei sale fiind egală cu lungimea a 10 vertebre. Lungimea radiilor se micșorează progresiv, ultimele fiind foarte subțiri, slab dezvoltate și scurte.

Înotătoarele pectorale sunt dispuse imediat în urma capului la nivelul maxilarului inferior, lungimea radiilor ajungând pînă aproape de baza ventralei.

Înotătoarele ventrale se inseră în dreptul celei de a 17-a vertebră numărind de la cap, fiind dispuse înaintea verticalei primei radii a înotătoarei dorsale.

Înotătoarea caudală adinc scobită este formată din 12 radii principale puternice și 10 radii laterale scurte.

Organele luminoase s-au conservat foarte bine prezintindu-se sub formă de pete ovale de culoare neagră. Pe partea anterioară a corpului începînd de la marginea posterioară a maxilarului inferior pînă la începutul înotătoarei anale, se observă trei rînduri regulate și neîntrerupte de fotofori așezăți pe partea ventrală a corpului astfel: înaintea înotătoarei pectorale cinci fotofori așezăți pe două rînduri cu un diametru de 1 mm; de la baza înotătoarei pectorale, pînă la începutul înotătoarei ventrale, se observă distinct 10 fotofori dispusi pe trei rînduri. Fotoforii de pe primele două rînduri sunt aproape contopiți la unele exemplare. Între înotătoarea ventrală și cea anală se află 10 fotofori pe toate cele trei rînduri. Între înotătoarea anală și cea caudală se observă două rînduri de fotofori: în rîndul de jos se află 17—18 fotofori, iar în rîndul de sus 12 fotofori. La toate exemplarele se observă foarte bine aparatul digestiv, conservat sub forma unei substanțe organice de culoare neagră, care se termină în dreptul vertebrală a 13-a numărind de la cap. Unele exemplare prezintă corpul acoperit cu solzi, observîndu-se foarte slab urmele subformă de impresiuni.

Raporturi și diferențe: Din analiza comparativă a caracteristicilor morfometrice ale speciilor fosile cunoscute pînă în prezent, a literaturii cercetate și datorită unei bune conservări a exemplarelor noastre, am putut constata caracteristici noi cu totul deosebite față de ale celorlalte



TAABELUL 3

Compararea caracterelor morfometrice ale speciilor de *Vinciguerria*

Nr. crt.	Caracteristici (în mm)	<i>Vinciguerria macarovicii</i> n.sp						<i>Vinciguerria obscura</i> Danil.	V. merklini Danil.		
		Holotip 275 Pt.			Paratipuri						
		% din lung. lung. corp.	% din lung. lung. corp.	276 Pt.	277 Pt.	277 Pt.	% din lung. lung. corp.				
1	Lungimea totală a corpului	45	—	45	—	36	—	35—48	—		
2	Lungimea corpului	36	—	36	—	27	—	—	—		
3	Înălțimea maximă a corpului	9,5	27	—	10	28	—	—	—		
4	Înălțimea minimă a corpului	4	11	—	4	11	—	3	10—11		
5	Lungimea pedunculului caudal	4	11	—	4	11	—	—	—		
6	Lungimea capului	11	30	—	11,5	30	—	8,8	32		
7	Înălțimea capului	9	—	81	—	81	7,2	—	78—80		
8	Distanța preorbitală	3	—	27	4	—	33	—	—		
9	Distanța postorbitală	4,5	—	45	5	—	41	4	42—43		
10	Diametrul orizontal al orbitelor	3,5	—	31	4	—	33	—	—		
11	Diametrul vertical al ochilor	4	—	36	4,4	—	38	3,5	—		
12	Lungimea maxilarului superior	6,6	—	60	7	—	63	5,5	—		
13	Lungimea maxilarului inferior	9,5	—	86	9,7	—	84	7,5	—		
14	Distanța predorsală	21	58	—	21,5	58	—	16	59		
15	Distanța preanală	27	75	—	27	75	—	20,5	75		



16	Distanța preventrală	20	55	—	21	56	—	15	55	—	—	—	—	—
17	Distanța pectoral ventrală	10	28	—	9	25	—	7	26	—	26–28	—	19–20	—
18	Distanța ventral anală	6	16	—	6	16	—	5,2	18	—	20–22	—	15–16	—
19	Lungimea înotătoarei caudale	9	18	—	9	28	—	9	33	—	—	—	—	—
20	Lungimea bazei înotătoarei dorsale	6	16	—	6	16	—	4,5	16	—	16–17	—	—	—
21	Lungimea bazei înotătoarei anale	7,5	20	—	7	19	—	5	18	—	19–21	—	—	—
22	Lungimea bazei înotătoarei pectorale	2	5	—	2	5	—	1,5	5	—	—	—	—	—
23	Lungimea bazei înotătoarei ventrale	1,5	5	—	1,5	5	—	1,5	5	—	—	—	—	—
24	Lungimea radilor din înotătoarea dorsală	7	19	—	7	19	—	5	18	—	—	—	—	—
25	Lungimea radilor din înotătoarea anală	5	13	—	5	13	—	4	14	—	—	—	—	—
26	Lungimea radilor din înotătoarea pectorală	7	19	—	7	19	—	6	22	—	—	—	—	—
27	Lungimea radilor din înotătoarea ventrală	5	13	—	5	13	—	4	14	—	—	—	—	—
28	Numărul vertebrelor	42	—	—	42	—	—	42	—	—	40–42	—	—	35–37
29	Numărul radilor din înotătoarea dorsală	16–18	—	—	16–18	—	—	16–18	—	—	13–15	—	—	12–13
30	Numărul radilor din înotătoarea anală	19–20	—	—	20	—	—	20	—	—	16–18	—	—	13–14
31	Numărul radilor din înotătoarea pectorală	10–12	—	—	10–12	—	—	10–12	—	—	8–10	—	—	8–9
32	Numărul radilor din înotătoarea ventrală	7	—	—	7	—	—	7	—	—	7	—	—	7
33	Numărul radilor din înotătoarea caudală superioară	13–14	—	—	13–14	—	—	13–14	—	—	—	—	—	—
34	Numărul radilor din înotătoarea caudală inferioară	13–14	—	—	13–14	—	—	13–14	—	—	—	—	—	—

specii în special cele privind : numărul de vertebre, numărul radiilor din inotătoarele dorsală, anală, pectorale și ventrale, precum și dispoziția fotoforilor și numărul lor.

Aceste caractere deosebesc net formele noastre de cele descrise de P. G. Daniltshenko din stratele de Maikop-Caucaz și impun nevoie să stabilim unei specii noi, *Vinciguerria macarovicii*, care prezintă unele asemănări în special cu *Vinciguerria obscura* Danil. și *Vinciguerria merklini* Danil. În tabelul 3, sunt prezentate comparativ caracteristicile morfometrice ale formelor descoperite de noi și cele descrise de P. G. Daniltshenko din Caucaz (1960). Din materialele descoperite am ales ca holotip exemplarul 275 Pt., iar ca paratipuri exemplarele 276 Pt. și 277 Pt.

Aflorimentul fosilifer : Pietricica — Piatra Neamț, orizontul marnelor brune bituminoase — Oligocen.

Răspândire geografică : Speciile genului *Vinciguerria* au fost descoperite și descrise din Oligocenul din Caucaz, de pe malurile Cubanului, peninsula Kerci și Daghestan.

Genul : Scopeloides Wettstein 1886.

Scopeloides paucai n. sp.³

(Pl. II fig. 1, 3 ; Pl. III fig. 1, 2, 3 ; Pl. IV fig. 1, 2)

Vertebre 41 (17-19-5) ; D, 19 ; A, 31 ; P, 12 ; V, 10.

Name : După prof. dr. docent M. Paucă de la Institutul geologic București.

Holotypus : exemplarul aflat în colecția Muzeului sub nr. 273 și simbolul Pt.

Locus typicus : Pietricica — Piatra Neamț.

Stratum typicus : Orizontul marnelor brune bituminoase — Oligocen.

Paratypoide : exemplarele 267 Pt., 268 Pt., 269 Pt., 270 Pt. și 271 Pt. descoperite în același loc și strat ca și holotipul.

Diagnoza : Înălțimea corpului reprezintă 1/5 din lungimea lui fără inotătoarea caudală. Capul mare, a cărui lungime este de aproape două ori mai mare ca înălțimea lui, egală cu lungimea a 13—14 vertebre. Ochiul relativ mic așezat în partea din față a capului. Distanța preorbitară este mai mică decât distanța postorbitară. Gura largă, maxilarele prezintă premaxilare scurte strâns unite cu ele. Dinții pe ambele maxilare așezăți pe un rînd, relativ mari cu intervale între ei. Operculul îngust, preoperculul puternic înclinat înapoi către partea sa inferioară. Vertebre alungite,

³ Drept omagiu adus dr. doc. M. Paucă, unul dintre cei mai pasionați și neobosiți cercetători ai peștilor fosili din țara noastră.

gîtuite la mijloc cu neurapofize bifurcate subțiri și îndreptate înapoi. Coastele subțiri, lungi și slab îndoite. Prezintă metaximioste.

Înotătoarea dorsală înaltă, începe pe verticala celei de a 22-a vertebră numărind de la coadă, anala este inserată cu două vertebre în urma verticalei primei radii a înotătoarei dorsale.

Fotoforii se află așezați pe marginea de jos a corpului, în două rînduri continuă atât în partea anteroiară cît și în partea posteroiară a corpului.

Descriere : Ne vom opri numai asupra unor caractere de detaliu, ce n-au putut fi prinse în tabelul comparativ nr. 4 și în diagnoza dată mai sus. Specia analizată este reprezentată prin pești cu o mare variabilitate privind mărimea corpului, cuprinsă între 50—211 mm lungime totală ; din caracterele prezентate reiese că acești pești sunt înalți și lungi.

Coloana vertebrală este formată din vertebre cu corpul de 4 mm lungime, vizibil gîtuite la mijloc cu neurapofizele bifurcate. Coastele sunt bine dezvoltate așezate pe parapofize scurte și se observă între 13—15 perechi, subțiri, lungi și slab îndoite. Lungimea părții corporale a coloanei vertebrale este pronunțat mai mică decit partea caudală.

Radiile dorsale și anale se sprijină pe piese scheletice osoase, numite pterigofore sau radiale, interneurale și interhemale foarte bine dezvoltate. Se observă ușor alcătuirea lor astfel : un interneural este format din o parte bazală de 4—5 mm lungime, mai lat către partea inferioară a corpului, subțîndu-se treptat către baza radiilor, numit axonost, urmează o porțiune scurtă bazeostul și o porțiune rotunjită epibazeostul, pe care se articulează radia înotătoarei respective. Fiecarei radii a înotătoarei dorsale ii corespund un interneural, iar radiilor anale un interhemal. Înotătoarele pectorale sunt înguste, lungi și ajung pînă aproape de baza înotătoarei ventrale.

Înotătoarele ventrale sunt pronunțat mai aproape de baza analei decit de baza înotătoarelor pectorale. La unele exemplare cercetate, se observă foarte bine conservat aparatul digestiv, sub forma unei substanțe organice de culoare neagră ; terminîndu-se în dreptul vertebrei 20—30 numărind de la caudală, în funcție de dezvoltarea ontogenetică a formelor.

Înotătoarea caudală adînc scobită, simetrică formată din cîte 10 radii principale puternice, ramificate la virf ; atât în caudala superioară cît și în caudala inferioară se observă raze mai scurte laterale : 10 în caudala superioară și 8 în caudala inferioară.

Organele luminoase (fotoforii), la unele exemplare din colecția noastră s-au conservat bine sub formă de pete ovale de pigment de culoare neagră, putîndu-se astfel indica numărul lor. Se observă spre

TABELUL 4
Compararea caracteristicelor morfometrice ale speciilor de *Scopeloides paucai* n.sp. și *Scopeloides glarisanus* (A.g.)

Nr. crt.	Caracteristici (in mm)	<i>Scopeloides paucai</i> n.sp.										<i>Scopeloides glařisanus</i> (A.g.)
		Holotip 273 Pt.			Paratipuri							
		% din lung. corp.	% din lung. corp.	% din lung. corp.	% din lung. corp.	% din lung. corp.	% din lung. corp.	267 Pt.	% din lung. corp.	% din lung. corp.	% din lung. corp.	
1	Lungimea totală a corpului	211	—	—	145	—	—	118	—	81	—	—
2	Lungimea corpului	181	—	—	114	—	—	95	—	68	—	—
3	Inălțimea maximă a corpului	29	16	—	21	18	—	15	16	18	27	—
4	Inălțimea minimă a corpului	13	7	—	9,5	8	—	7	7	7	10	—
5	Lungimea pedunculului caudal	13,5	7	—	9,5	8	—	7	7	7	10	—
6	Lungimea capului	47	28	—	31	27	—	24	25	—	20	29
7	Inălțimea capului	36	19	70	25,2	22	81	18	19	75	17	25
8	Distanța preorbitală	11	—	23	7	—	22	6	—	25	4,8	—
9	Distanța posteriorbitără	26	—	55	17	—	54	12,5	—	52	11	—
10	Diametrul orizontal al orbitei	8	—	17	5	—	16	3,5	—	17	3,5	—
11	Lungimea maxilarului superior	28,5	—	61	17,5	—	56	13	—	54	13	—
12	Lungimea maxilarului inferior	36	—	74	26	—	83	19	—	79	16	—
13	Distanța predorsală	109	60	—	69	60	—	57	60	—	41	61
14	Distanța preanatală	113	63	—	74	65	—	60	63	—	45	64
15	Distanța preventrală	88	49	—	57	50	—	47	49	—	36	52

16	Distanța pectoral-ventrală	39	22	—	26,5	23	—	24	23	—	16	23	—	21–23	—
17	Distanța ventral-anală	25	13	—	16	13	—	13	13	—	9	13	—	11–21	—
18	Lungimea înnotătoarei caudale	37	20	—	27	22	—	24	25	—	20	21	—	—	—
19	Lungimea bazei înnotătoarei dorsale	25	14	—	15	13	—	11	11	—	8	11	—	10–11	—
20	Lungimea bazei înnotătoarei anale	56	30	—	36	31	—	29	30	—	21	30	—	20–23	—
21	Lungimea bazei înnotătoarei pectorale	5	3	—	4	3	—	3	3	—	3	4	—	—	—
22	Lungimea bazei înnotătoarei ventrale	3	2	—	2	2	—	2	2	—	2	3	—	—	—
23	Lungimea radiliilor din înnotătoarea dorsală	34	18	—	23	20	—	17	17	—	14	20	—	—	—
24	Lungimea radiliilor din înnotătoarea anală	29	16	—	21	18	—	16	16	—	16,5	19	—	—	—
25	Lungimea radiliilor din înnotătoarea pectorală	37	21	—	27	22	—	21	22	—	16,5	24	—	—	—
26	Lungimea radiliilor din înnotătoarea ventrală	23	12	—	13	11	—	10	10	—	9	13	—	—	—
27	Numărul vertebrelor	41	—	—	40	—	—	41	—	—	41	—	—	39	—
28	Numărul radiliilor din înnotătoarea dorsală	19	—	—	19	—	—	19	—	—	19	—	—	14	—
29	Numărul radiliilor din înnotătoarea anală	31	—	—	31	—	—	30	—	—	31	—	—	25–26	—
30	Numărul radiliilor din înnotătoarea pectorală	12	—	—	12	—	—	12	—	—	12	—	—	9–11	—
31	Numărul radiliilor din înnotătoarea ventrală superioară	10	—	—	10	—	—	10	—	—	10	—	—	7–8	—
32	Numărul radiliilor din înnotătoarea caudală superioară	17	—	—	17	—	—	17	—	—	17	—	—	—	—
33	Numărul radiliilor din înnotătoarea caudală inferioară	14	—	—	15	—	—	14	—	—	16	—	—	—	—

deosebire de specia descrisă pînă acum, că fotoforii sunt situați pe marginea de jos a corpului, observîndu-se clar de la baza capului pînă la baza înotătoarei caudale două rînduri neîntrerupte astfel: pînă la baza pectoralei 5, între înotătoarele pectorale și ventrale 10 sus și 10 în rîndul de jos, între înotătoarele ventrale și anale 5 în rîndul de sus și 5 în rîndul de jos, iar între anală și caudală cîte 23 fotofori, atît în rîndul de jos cît și în cel de sus.

Raporturi și diferențe: Exemplarele din colecția noastră sunt forme tipice ale genului *Scopeloides*. Față de speciile descrise pînă acum, *Scopeloides glarisianus* (A.g.) și *Mrazecia mrazecii* Paucă 1929 (*Scopeloides mrazecii*, Paucă) formele noastre se deosebesc prin caracteristici principale prezentate în tab. 4. Aceste deosebiri ca: numărul vertebralilor, numărul radiilor din înotătoarele dorsală, anală, pectorale și ventrale precum și numărul și dispoziția organelor luminoase impun necesitatea stabilirii unei specii noi, *Scopeloides paucaei*. În tabelul 4 sunt prezentate comparativ caracteristicile morfometrice ale formelor noastre și cele descrise de Agassiz (1844). Din materialul colectat s-a ales ca holotip exemplarul 273 Pt., iar ca paratipuri exemplarele: 269 Pt., 270 Pt., 271 Pt., 267 Pt. și 268 Pt., ele prezentînd diferite stadii de dezvoltare ontogenetică ale acestei specii.

Aflorimentul fosilifer: Pietricica — Piatra Neamț, orizontul marnelor brune bituminoase — Oligocen.

Răspîndire geografică: Speciile genului *Scopeloides* sunt caractereștiice Oligocenului mediu și superior din U.R.S.S. (Nordul Caucazului), sisturilor menilitice tipice de la Nikolicice și Speic—Moravia.

Ordinul: *Scopeliformes*

Familia: *Myctophidae* Gill 1893

Genul: *Eomyctophum* Danil. 1947

Eomyctophum cozlae n.sp.

(Pl. IV fig. 3, 4, 5)

Vertebre 34(12-15-7); D, 12; A, 16; P, 15; V, 8.

Name: După locul descoperirii lui pe muntele Cozla, Piatra Neamț.

Holotypus: exemplarul aflat în colecția Muzeului sub nr. 278 și simbolul Cz.

Locus typicus: Cozla-Piatra Neamț.

Stratum typicus: Orizontul disodilelor inferioare — Oligocen.



Paratypoide : exemplarele 279 Cz. și 280 Cz. descoperite în același loc și strat ca și holotipul.

Diagnoza : Toate exemplarele se caracterizează printr-un corp mai mult sau mai puțin îngust, capul mare, maxilarile late bine dezvoltate cu premaxilare, dinți mici și deși dispuși pe maxilare și pe oasele palatine. Maxilarul inferior întrece cu puțin în lungime maxilarul superior. Aparatul opercular complet.

Înotătoarea dorsală se inseră cu puțin înainte de centrul corpului. Înotătoarea anală este situată la distanță de trei vertebre dincolo de ultima radie a înotătoarei dorsale. Organele luminoase sunt în formă de solzi pigmentați dispuși în partea de jos a corpului.

Descriere : Înălțimea capului depășește cu puțin lungimea lui. Ochii sunt dispuși în partea anterioară a capului. Dinții sunt mărunți și deși, dispuși pe premaxilare, mandibulă și pe un puternic os dental, oasele palatine. Cavitatea bucală ajunge dincolo de marginea posterioară a orbitei.

Coloana vertebrală, prezintă vertebrele din partea anterioară a corpului aproape pătrate, în partea abdominală ele sunt alungite; în general corpul verterebei este mai lung decât înalt. Se observă coaste lungi, care ajung pînă aproape de marginea ventrală a corpului (12 perchi). Partea anterioară a coloanei vertebrale este puțin mai scurtă decât partea caudală. Pe întreaga lungime a părții dorsale a coloanei vertebrale, se observă prezența unor oase delicate, care susțin mușchii; pe partea ventrală aceste oase sunt vizibile, începînd de la baza înotătoarei ventrale pînă la sfîrșitul coloanei vertebrale. În afară de aceasta, de ambele părți ale coloanei vertebrale în partea posterioară a corpului se observă prezența unor oase fine pentru susținerea mușchilor, situate aproape paralel cu corpul verterebei.

Înotătoarele pectorale sunt situate mai sus de linia ventrală a corpului.

Înotătoarele ventrale se găsesc către mijlocul bazei înotătoarei dorsale, sub a 21—22-a vertebră, numărind de la înotătoarea caudală.

Înotătoarea dorsală se inseră înainte de centrul corpului deasupra celei de a 24—25-a vertebră numărind de la coadă. Lungimea bazei înotătoarei dorsale corespunde cu 7 vertebre toracale. Radiile acestei înotătoare sunt susținute de interneuralli dezvoltate, care sunt ramificate către vîrf.

Înotătoarea anală este situată la distanță de trei vertebre dincolo de ultima radie a înotătoarei dorsale, sub cea de a 14—15-a vertebră numărind de la urostil. Prezintă 16 radii ramificate la vîrf, iar lungimea

TABELUL 5

Compararea caracteristicilor morfometrice ale speciilor de *Eomyctophum* din P-Neamă și cele din Caucaz U.R.S.S. și Sobniow, Polonia

Caracteristici (in mm)	<i>Eomyctophum cozlae</i> n.sp.						<i>Eomyctophum</i> koraense (Danil.) U.R.S.S.			
	Holo tip 278 Cz			Paratipuri			<i>Eomyctophum</i> koraense (Danil.) U.R.S.S.			
	% din lung. corp.	% din lung. cap.	Cz.	% din lung. corp.	Cz.	280	% din lung. corp.	% din lung. cap.	$\frac{103 - \text{Omp}}{\text{Exemp}}$	% din lung. corp.
1 Lungimea totală a corpului	46	—	—	46	—	—	25	—	—	—
2 Lungimea corpului	35	—	—	35	—	—	19	—	—	32,6
3 Înălțimea maximă a corpului	7	20	—	7	20	—	4,2	22	—	6,8
4 Înălțimea minimă a corpului	4,8	14	—	4,8	14	—	2,7	14	—	—
5 Lungimea pedunculului caudal	4,5	12	—	4,5	12	—	2,4	12	—	—
6 Lungimea capului	13	37	—	13	37	—	7	36	—	33—37
7 Înălțimea capului	9,2	—	70	9,2	—	70	5	—	71	—
8 Distanța preorbitală	3	—	23	3	—	23	1,5	—	21	—
9 Distanța postorbitală	6	—	46	6	—	46	3,2	—	45	—
10 Diametrul orizontal al ochiului	2,2	—	17	2,2	—	17	1,8	—	25	—
11 Lungimea maxilarului superior	8	—	61	8	—	61	4	—	57	—
12 Lungimea maxilarului inferior	9	—	69	9	—	69	5	—	71	—
13 Distanța predorsală	18	51	—	18	51	—	9,5	50	—	47—51
14 Distanța preanală	24,5	70	—	24,5	70	—	13,5	71	—	65—70
15 Distanța preventrală	17	48	—	17	48	—	9	47	—	—



16	Distanța pectoral-ven- trala	4,5	13	—	4,5	13	—	3	15	—	—	—	—	—
17	Distanța ventral-anală	6	18	—	6	18	—	3,6	18	—	—	—	—	—
18	Lungimea înăstoarei caudale	11	31	—	11	31	—	6	32	—	—	—	—	—
19	Lungimea bazei înotă- toarei dorsale	5	14	—	5	14	—	3,2	12	—	—	—	—	—
20	Lungimea bazei înotă- toarei anale	6	18	—	6	18	—	4,2	22	—	—	—	—	—
21	Lungimea bazei înotă- toarei pectorale	1,2	3	—	1,2	3	—	1	5	—	—	—	—	—
22	Lungimea bazei înotă- toarei ventrale	1	3	—	1	3	—	1,5	5	—	—	—	—	—
23	Lungimea radilor din înotătoarea dorsală	8	22	—	8	22	—	4	21	—	—	—	—	—
24	Lungimea radilor din înotătoarea anală	5,5	15	—	5,5	15	—	3	15	—	—	—	—	—
25	Lungimea radilor din înotătoarea pectorală	5	14	—	5	14	—	2,5	13	—	—	—	—	—
26	Lungimea radilor din înotătoarea ventrală	7	20	—	7	20	—	4,2	22	—	—	—	—	—
27	Numărul vertebrelor	34	—	—	34	—	—	34	—	—	33–34	—	—	28–30
28	Numărul radilor din înotătoarea dorsală	12	—	—	12	—	—	12	—	—	10–12	—	—	11–12
29	Numărul radilor din înotătoarea anală	16	—	—	16	—	—	16	—	—	12–13	—	—	12–13
30	Numărul radilor din înotătoarea pectorală	16–17	—	—	16–17	—	—	16	—	—	15	—	—	—
31	Numărul radilor din înotătoarea ventrală	8	—	—	8	—	—	8	—	—	8	—	—	—
32	Numărul radilor din înotătoarea caudală superioară	19	—	—	19	—	—	19	—	—	—	—	—	—
33	Numărul radilor din înotătoarea caudală inferioră	19	—	—	19	—	—	19	—	—	—	—	—	—

bazei sale este egală cu lungimea a 8 vertebre. Se observă interhemalii dezvoltate, primele lungi, restul scurtindu-se treptat.

Înotătoarea caudală, adînc scobită, simetrică, formată din 11—12 radii principale și 10—11 radii laterale. Se observă 5 plăci hipurale.

Organele luminoase se prezintă sub formă interesantă, de solzi pigmentați, observîndu-se resturile unei substanțe organice de culoare neagră. Acești solzi pigmentați sunt dispuși aproape regulat pe partea ventrală a corpului. Proasta conservare a lor nu ne permite, să stabilim exact anumite considerații privind numărul și așezarea lor decât cu aproximativitate, lucru ce a fost arătat în tabelul 5. Si formele noastre prezintă pe partea inferioară a maxilarului inferior patru solzi pigmentați destul de bine evidențiați. Asemenea fotofori sub maxilarul inferior sunt caracteristici pentru toate Myctophidaele actuale.

Raporturi și diferențe : Formele noastre prezintă caractere tipice genului *Eomyctophum*. Față de speciile descoperite și descrise pînă în prezent, din Caucaz și Sobniow — Polonia, exemplarele din colecția noastră se deosebesc printr-un număr fix de vertebre, 34, prin numărul radiilor din înotătoarele dorsală, anală, pectorale precum și prin disposiția și lungimea radiilor cît și prin numărul și poziția fotoforilor. Toate aceste caracteristici sistematice diferite de celelalte forme descoperite pînă în prezent, ne impun necesitatea stabilirii unei specii noi, *Eomyctophum cozlae*. În tabelul 5 sunt prezentate caracteristicile morfometrice comparativ cu ale speciilor descrise de P. G. Daniltshenko (1960).

Aflorimentul fosilifer : Cozla — Piatra Neamț, orizontul disodilelor inferioare — Oligocen.

Răspîndire geografică : Speciile genului *Eomyctophum* au fost descoperite și descrise din Oligocenul din Caucaz, de pe malurile Cubanului și de la Sobniow — Polonia.

Ordinul: *Gadiformes*

Familia : *Gadidae*

Palaeogadus intergerinus Danil.

(Pl. V fig. 1)

Palaeogadus intergerinus Danil.; Daniltshenko (1960)

pag. 57, tabel 5, fig. 1—2 (cum syn).

Vertebre 46(18-27-28); I, D, 11; II, D, 42; A; 42; P; 16; V, 7.

Descriere : Pînă în prezent la noi nu a fost descoperită această formă fosilă. Prezintă corpul alungit comprimat lateral, înălțimea maximă

formând 15% din lungimea corpului fără inotătoarea caudală, iar înălțimea minimă 6%. Partea ventrală slab rotunjită. Capul mare, lungimea lui reprezentă 24% din lungimea corpului. Pedunculul caudal scurt. Coloana vertebrală este alcăuită din vertebre alungite, cilindrice, întinse la mijloc și lărgite la capete. Neurapofizele vertebrelor corpului sunt late și scurte, lungimea lor este cu puțin mai mare ca lungimea vertebrelor. În partea posterioară a corpului parapofizele sunt mai înguste. Prima inotătoare dorsală începe în dreptul vertebrei a 4-a numărind de la cap. A 2-a inotătoare dorsală începe pe verticala vertebrei a 13—14-a fiind despărțită de capătul posterior al primei inotătoare dorsale printr-o distanță egală în lungime cu două vertebre. Inotătoarea anală, începe pe verticala vertebrelor 11—12 numărind de la cap, cu o vertebră înaintea verticalei primei raze a inotătoarei a două dorsale. Inotătoarele pectorale sunt lungi. Inotătoarea caudală este de formă rotunjită, nescobită la mijloc.

Raporturi și diferențe : Față de specia descrisă din Caucazul de Nord, n-am observat nici un fel de deosebiri esențiale între exemplarele noastre și exemplarele tipice ale acestei specii. În tabelul 6 sunt prezentate comparativ caracteristicile morfometrice ale formelor din colecția noastră, față de formele descoperite și descrise din Caucaz. Exemplarele noastre sunt conforme descrierii și figurației prezentate de P. G. Daniltshenko.

Aflorimentul fosilifer : Pietricica — Piatra Neamț, orizontul marnelor brune bituminoase — Oligocen.

Răspândirea geografică : Depozitele oligocene din Caucazul de Nord.

Ordinul: *Perciformes*

Subordinul : *Percoidei*

Familia : *Priacanthidae*

Pristigenys spinosus (Blainville)

(Pl. V fig. 2, 3)

Daniltshenko (1960) pg. 105, tab. 10 fig. 3 (cum syn).

Vertebre : 23 (6-13-4) D IX-X — 11 ; A III 10 ; P 15—17 ; V 1 + 5.

Descriere : Corpul mai mult sau mai puțin comprimat lateral, acoperit cu solzi ctenoizi. Capul înalt, botul scurt, ochii mari așezăți la jumătatea capului. Gura mare și oblică. Maxilarele prezintă dinți mici de formă conică. Operculul se îngustează în partea sa inferioară, preoperculul se îngustează la capete, observându-se lățit la mijloc. Parasfenoidul este pronunțat îndoit. Coloana vertebrală este formată din vertebre scurte. Inotătoarea dorsală începe în dreptul primei vertebre a coloanei vertebrale



TABELUL 6

*Comparația caracterelor morfometrice ale speciei de *Palaeogadus intergerinus* (Danil.) din Pietricica — P-Neamț R.S.R. cu cea din Caucaz U.R.S.S.*

Nr. crt.	Caracteristici (în mm)	<i>Palaeogadus intergerinus</i> (Danil.) Pietricica P-Neamț			<i>Palaeogadus intergerinus</i> (Danil.) Caucaz U.R.S.S.		
		Paratip 274 Pt.	% din lungimea corpului	% din lungimea capului	Holotip N2 9a 318	% din lungimea corpului	% din lungimea capului
1	Lungimea totală a corpului	274	—	—	111—370	—	—
2	Lungimea corpului	247	—	—	—	—	—
3	Înălțimea maximă a corpului	37	15	—	—	17—20	—
4	Înălțimea minimă a corpului	15	6	—	—	5—6	—
5	Lungimea pedunculului caudal	18	7	—	—	—	—
6	Lungimea capului	61	24	—	—	25—28	—
7	Înălțimea capului	41	—	67	—	—	—
8	Distanța preorbitară	22	—	36	—	—	34—36
9	Distanța postorbitară	26	—	42	—	—	40—42
10	Diametrul ochilor	14	—	23	—	—	23—24
11	Lungimea maxilarului superior	27	—	44	—	—	43—44
12	Lungimea maxilarului inferior	40	—	65	—	—	65—67
13	Prima distanță predorsală	80	32	—	—	31—33	—
14	A doua distanță predorsală	114	46	—	—	46—48	—
15	Distanța preanală	110	44	—	—	44—46	—
16	Distanța ventral anală	46	18	—	—	—	—
17	Lungimea bazei primei inotătoare anale	27	11	—	—	—	—
18	Lungimea bazei primei inotătoare dorsale	27	10	—	—	8—9	—
19	Lungimea bazei a doua inotătoare dorsale	112	45	—	—	41—42	—
20	Lungimea bazei inotătoarei anale	129	52	—	—	44—45	—
21	Lungimea bazei inotătoarei pectorale	6	2	—	—	—	—
22	Lungimea bazei inotătoarei ventrale	5	2	—	—	—	—
23	Lungimea radiilor primei inotătoare dorsale	27	10	—	—	—	—
24	Lungimea radiilor a 2-a inotătoare dorsale	30	12	—	—	—	—
25	Lungimea radiilor inotătoarei pectorale	32	13	—	—	—	—
26	Lungimea radiilor inotătoarei ventrale	35	13	—	—	—	—
27	Numărul vertebrelor	46	—	—	—	—	—
28	Numărul radiilor din prima inotătoare dorsală	11	—	—	—	—	—
29	Numărul radiilor din a 2-a inotătoare dorsală	42	—	—	—	—	—
30	Numărul radiilor din inotătoarea pectorală	16	—	—	—	—	—
31	Numărul radiilor din inotătoarea ventrală	7	—	—	—	—	—
32	Numărul radiilor din inotătoarea anală	42	—	—	—	—	—
33	Numărul radiilor din inotătoarea caudală	35—36	—	—	—	—	—

și cuprinde două părți : prima parte spinoasă și a doua formată din radii moi ramificate. Atât radiile spinoase cît și cele moi sunt susținute de interneurale dezvoltate. Partea spinoasă a dorsalei este alcătuită din 10 radii, primele și ultimele radii sunt mai scurte ; radiile moi sunt în număr de 11. Înotătoarea anală se inseră în dreptul celei de a 4-a radii moi a dorsalei. La început prezintă trei spini, dintre care primul e cel mai scurt și al treilea cel mai lung, după care urmează 10 radii ramificate. Înotătoarele pectorale sunt situate sus pe părțile laterale ale corpului, alcătuite din 15—17 radii. Înotătoarele ventrale sunt situate jos sub înotătoarele pectorale, formate dintr-o radie țepoasă bine dezvoltată și cinci radii moi lungi, ajungind pînă aproape de începutul înotătoarei anale. Exemplarul nostru prezintă solzi pe tot corpul, remarcîndu-se o mărime a lor pe părțile laterale. Linia laterală se observă bine, prezentînd o curbură în sus în dreptul radiilor spinoase mijlocii ale înotătoarei dorsale.

În fauna actuală speciile genului *Pristigenys* sunt răspîndite în zona tropicală și subtropicală a oceanelor și mărilor deschise, întîlnindu-se de obicei la anumite adîncimi.

Raporturi și diferențe : Față de specia descrisă de P. G. Daniłtshenko (1960) din U.R.S.S. n-am observat deosebiri esențiale. Pînă în prezent nu a fost descoperită și descrisă la noi această specie. În tabelul 7 sunt prezentate caracterele morfometrice ale formelor din colecția noastră.

Aflorimentul fosilifer : Pietricica—Piatra Neamț, orizontul marnelor brune—Oligocen.

Răspîndire geografică : Depozitele oligocene din Elveția și U.R.S.S.

Cîteva considerații din punct de vedere paleoecologic

Analizînd componența și caracterele biologice ale ihtiofaunei oligocene descoperită și descrisă pînă în prezent la Piatra Neamț (31 specii), se poate constata că ea este foarte variată și bogată în diferite forme caracteristice, care ne permit să aducem unele precizări asupra caracterelor hidrofizice și biologice ale mării oligocene din fîșul Carpaților.

Luînd în considerare adîncimea actuală a mediului în care se dezvoltă unele specii de pești din familia Sternopychidae, Myctophidae, Gonostomidae etc. reprezentate prin forme batipelagice cu organe lumenioase, ce trăiesc la o mare adîncime, considerate caracteristice pentru măriile adînci, putem conchide pe baza componenței materialului fosil, descoperit la Piatra Neamț, că marea oligocenă prezenta o adîncime considerabilă.



TABELUL 7

*Caracteristicile morfometrice ale speciei de Pristigenys spinosus (Blainville)
de la Piatra-Neamț*

Nr. crt.	Caracteristici	<i>Pristigenys spinosus (Blainville)</i> Pietricica Piatra-Neamț		
		Paratip		
		dimensiuni in mm	% din lung. corpului	% din lung. capului
1	Lungimea totală a corpului	80	—	—
2	Lungimea corpului	61	—	—
3	Înălțimea maximă a corpului	22	36	—
4	Înălțimea minimă a corpului	8	13	—
5	Lungimea pedunculului caudal	9	15	—
6	Lungimea capului	19	31	—
7	Înălțimea capului	21	—	110
8	Distanța preorbitală	4,5	—	23
9	Distanța postorbitală	9	—	46
10	Diametrul orizontal al orbitei	8,5	—	44
11	Lungimea maxilarului superior	9,5	—	50
12	Lungimea maxilarului inferior	10,5	—	55
13	Distanța preanală	43	70	—
14	Distanța preventrală	35	37	—
15	Distanța ventral-anală	16	27	—
16	Lungimea inotătoarei caudale	19	31	—
17	Lungimea bazei părții tari a inotătoarei dorsale	20	33	—
18	Lungimea bazei părții moi a inotătoarei dorsale	17	27	—
19	Lungimea bazei inotătoarei anale	12	19	—
20	Lungimea bazei inotătoarei ventrale	4	6—7	—
21	Lungimea bazei inotătoarei pectorale	4	6—7	—
22	Lungimea radiilor tari din inotătoarea dorsală	22	36	—
23	Lungimea radiilor moi din inotătoarea dorsală	18	30	—
24	Lungimea radiilor din inotătoarea anală	17	20	—
25	Lungimea radiilor din inotătoarea ventrală	20	33	—
26	Lungimea radiilor din inotătoarele pectorale	12	19	—
27	Numărul vertebrelor	23	—	—
28	Numărul radiilor din partea spinoasă a inotătoarei dorsale	9—10	—	—
29	Numărul radiilor din inotătoarea dorsală	11	—	—
30	Numărul radiilor din inotătoarea anală	3 spini și 10 radii moi	—	—
31	Numărul radiilor din inotătoarea pectorală	15—17	—	—
32	Numărul radiilor din inotătoarea ventrală	1 spin și 5 radii	—	—

Referindu-ne la factorul temperatură și salinitate pe baza materialului descoperit, putem afirma, datorită faptului că reprezentanții actuali ai genurilor fosile sunt forme caracteristice măriilor și oceanelor cu salinitate normală, ce nu suferă modificări în această privință (Oc. Atlantic, Indian, Pacific, Marea Mediterană) că marea oligocenă avea o salinitate apropiată de cea oceanică, iar temperatura ei apropiată de cea a măriilor actuale.

Faptul că asociația faunistică este foarte variată și bogată în specii, înseamnă că și cantitatea de hrană, care a stat la dispoziția acestor organisme a fost abundantă, remarcindu-se forme carnivore (din familiile : Carcharidae, Clupeidae, Gonostomidae, Gadidae, Trichiuridae, Serranidae, etc.) și ierbivore (din familiile : Syngnathidae, Cyprinidae, Centriscidae etc.).

Concluzii

Dacă ne referim la frecvența formelor oligocene de pești de la Piatra Neamț, în comparație cu formele citate din depozitele oligocene din alte regiuni : Caucaz, Sobniow—Polonia, Croația, Elveția, Europa de Sud, Iran etc., constatăm o asemănare din punct de vedere faunistic, fapt care ne arată, că această mare nu era un bazin închis și izolat, ci prezenta legături directe cu toate bazinurile din sistemul mării Tethys, fără deosebire, în regimul lor de salinitate și temperatură.

Din analiza paleoecologică a faunei de pești descrisă pînă în prezent, rezultă că ne găsim într-o regiune de mare întinsă și adincă, unde datorită condițiilor de mediu optime s-a dezvoltat o bogată și variată faună ihtiologică.

Toate speciile de pești determinați și descriși în această lucrare sunt noi pentru fauna fosilă a României dintre care : *Idrissia carpiromanica*, *Vinciguerria macarovicii*, *Scopeloides pauca* și *Eomyctophum cozlae*, reprezentă specii noi pentru știință.

BIBLIOGRAFIE

- Agassiz L. (1833—1844) Recherches sur les poissons fossiles, Neuchâtel.
 Arambourg C. (1965) Considérations nouvelles au sujet de la faune ichthyologique paléoméditerranéenne. *Senckenbergiana Lethaea* B. 46 a. Frankfurt a Main.
 Athanasiu S., Macovei Gh., Athanasiu I. (1927) La zone marginale du flysch, dans la partie inférieure du bassin de la Bistriza. *Assoc. pour*



- L'avanc. de la Géologie des Carpates, 2-ème réunion. Guide des excursions.* Bucureşti.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaţilor Orientali, Edit. Știinţifică. Bucureşti.
- Bănărăscu P. (1964) Fauna R.P.R. Pisces-Osteichthyes (peşti ganoizi şi osoşi) XIII, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti.
- Cosmovici L. (1889) Les couches à poissons des Monts Pietricica et Cozla, District de Neamtz ville de Piatra. *Bul. Soc. de Méd. Nat. An. I*, 3, Iaşi.
- Paucă M. (1943) Ein neuer fossiler Fisch mit erhaltenen Leuctorganen: *Argyropelecus cosmovicii*. *Acad. Roum. Bull. Sect. Sci. XXVI*, 4. Bucureşti.
- Daniltshenko P. G. (1960) Kostistie rîbî maicopschih otlojenii Kavkaza. *Tr. Paleont. Inst. Akad. Nauk. XXVIII*, Moskwa.
- Filimon T., Damian A. (1965) Geologia regiunii Bicaz — Piatra Neamţ. *S. S. N. G. Com. de Geol. III*. Bucureşti.
- Grozescu H. (1931). Geologia zonei marginale a flişului între Moineşti şi Piatra Neamţ. *D. S. Inst. Geol. Rom. XVIII*. Bucureşti.
- Jerzmanowska Anna (1958) Stan badan nad rybami trzeciorzedowymi w Płosce Kwart. *Geol. 2*, 1. Warszawa.
- (1960). Ichthiofauna ląpkow jasielskich z Sobniowa *Acta Pal. Pol. V*, 4, Warszawa.
- Jucha S. (1963) Stanowisko ryb w ląpkach Jasielskich z Lubna Kolo Dynowa. *Rolk. Tow. Geol. XXXIII*, Krakow.
- Mirăuță O. (1962) Stilul tectonic al Flişului marginal și al molasei subcarpatice Piatra Neamţ. *D. S. Com. Geol. XLVIII*. Bucureşti.
- Olteanu C. (1948—1949) Cercetări între valea Bistriței, pîrul Cuejdiului și pîrul Pingărăciorului (Jud. Neamţ). *D. S. Com. Geol. XXXVI*. Bucureşti.
- Paiaru I. N. (1900) Contribuţii la studiul Judeţului Neamţ. *Bul. Soc. Ing. din România*. Bucureşti.
- Paucă M. (1933) Des nouveaux poissons fossiles dans l'Oligocène de Piatra Neamţ. *C. R. Inst. Géol. Roum. XIX*. Bucureşti.
- (1934) Die fossile Fauna und Flora aus dem Oligozän von Suslăneşti Muscel în Rumänien. *An. Inst. Geol. Rom. XVI*. Bucureşti.
- (1934) Über die fossile Fischgattung *Mrazecia* Paucă. *Notat Biol. II*, 3. Bucureşti.
- (1934) Originea și evoluția faunelor de pești terțiari din Europa. *Bul. Soc. Naturaliștilor*, 7. Bucureşti.
- (1938). Peștii fosili din șisturile neozoice și importanța lor paleobiologică. *Natura*, XXVI. Bucureşti.
- Popescu-Voiteşti I. (1943—1945) Contributions à la stratigraphie du Fliș marginal de la vallée de la Bistritza. *C. R. Acad. Sc. Roum. VII*. Bucureşti.
- Simionescu Th. I. (1904) Asupra cîtorva peşti fosili din terziarul Românesc. *Acad. Rom. Publ. Fond. Adamachi*, 12. Bucureşti.
- Weiler W. (1928). Fische aus den rumänischen Tertiär. *Senckenbergiana X*, 1—2. Frankfurt am Main.



NOUVELLES DONNÉES CONCERNANT LES POISSONS FOSSILES
DE L'OLIGOCÈNE DE PIATRA-NEAMȚ

PAR
M. CIOBANU
(Résumé)

La région qui fait l'objet de ces recherches est située dans la zone de contact entre les Carpates orientales et la région des collines subcarpathiques comprenant les massifs montagneux des alentours de la ville de Piatra-Neamț.

Des études géologiques sur la région sus-mentionnée sont dues à : Gr. Cobălcescu (1883), I. Simionescu (1904), S. Athanasiu, Gh. Macovei et I. Atanasiu (1927), H. Grozescu (1931), I. Popescu-Voitești (1934—1945), C. Olteanu (1948—1950), I. Băncilă (1958) et O. Mirăuță (1962).

L'auteur de cet article présente quelques observations de détail qui envisagent la succession oligocène de la colline de Pietricica. Il y découvre de nombreux affleurements fossilifères et en collectionne plus de 200 exemplaires de poissons fossiles complets, bien conservés, des maxillaires et des écailles de poissons, d'isopodes, de décapodes, de lamellibranches etc.

La plupart des poissons prélevés appartiennent aux familles : Gonorostomidae, Myctophidae, Gadidae, Clupeidae, Syngnathidae, Serranidae, Carangidae, Trichiuridae, Echeneidae etc.

Une contribution importante à l'étude des poissons fossiles doit être considérée celle des auteurs ultérieurs : L. Cosmoviči, I. Simionescu et M. Paucă qui ont décrit les espèces suivantes : *Syngnathus incompletus* Cosm., *Glyphisoma caprossoides* Cosm., *Clupea* sp., *Clupea crenata* Heck, *Eomyrus cf. ventralis* Ag., *Caranx petrodavae* Sim., *Scomber* sp., *Krambergeria lanceolata* Sim., *Labrax* sp., *Proantigonion longirostra* Kramb., *Gobius elongatus* Sim., *Thynnus albui* Simm., *Lepidopus glarissianus* Blainv., *Mrazecia mrazecii* Paucă, *Ammodytes antipai* Paucă, *Serranus budensis* Heck, *Serranus simionescui* Paucă, *Scorpaenoides popovici* Priem., *Alosa* sp. (*A. sculptata*) ? Weiler, *Rhombus stamatini* Paucă, *Sternopyx prisca* Paucă, *Holocentroides moldavicus* Paucă, *Argyropelecus cosmovicii* Paucă et Cosm.

Dans cet article l'auteur présente premièrement les méthodes modernes d'investigation utilisées pour l'étude des poissons fossiles et passe ensuite à la description du matériel examiné.

Sept espèces nouvelles pour la faune de Roumanie sont identifiées et décrites, parmi lesquelles : *Idrissia carpiromanica*, *Vinciguerria macarovicii*, *Scopeloides paucai* et *Eomyctophum cozlae* représentent des espèces nouvelles pour la science.

Nos exemplaires appartenant aux espèces : *Pomolobus facilis* Danil., *Palaeogadus intergerrinus* Danil., *Pristigenys spinosus* (Blainville) sont conformes à la description et à la figuration de P. G. Daniltshenko.

Idrissia carpiromanica n. sp.

Nomen : d'après le nom de la tribue dace „Carpi“ et le nom du pays où ce fossile a été découvert „Roumanie“.

Holotypus : exemplaire enregistré sous le nr. 265 et le symbole Cz qui se trouve dans la collection du Musée d'Histoire Naturelle de Piatra-Neamț.

Stratum typicum : horizon des schistes dysodiliques inférieurs -- Oligocène.

Paratypoïde : les exemplaires enregistrés sous les numéros et les symboles : 264 Cz, 266 Cz découverts dans le même endroit et le même horizon que l'holotype appartenant à la collection du Musée.

Diagnose : corps étroit, tête grosse, maxillaires à petites dents coniques et aiguisees. La longueur du corps, la nageoire caudale exclue, est de 4,1 à 5 fois plus grande que la hauteur maximum du corps. La longueur du corps, la nageoire caudale exclue, d'*Idrissia carpiromanica* est de 2,2 fois plus grande que sa tête allongée, caractéristique. Le diamètre horizontal de l'orbite est visiblement plus grand que l'espace pré-orbitaire, représentant un tiers de la longueur de la tête. Parmi les os du crâne le mieux conservé est le parasphénoïde étroit et long. L'opercule est grand avec le bord antérieur épais ; le bord antérieur de la ramification supérieure du préopercule présente un épaississement marqué, le contour de l'interopercule n'est pas trop visible.

Vinciguerria macarovicii n. sp.

Nomen : d'après le nom du professeur dr. N. Macarovici.

Holotypus : l'exemplaire appartient à la collection du Musée de Piatra-Neamț enregistré sous le nr. 275 et le symbole Pt.

Locus typicus : Pietricica, Piatra-Neamț.

Stratum typicum : horizon des marnes brunes bitumineuses de l'Oligocène.



Paratypoïde : les exemplaires appartiennent à la collection du Musée de Piatra-Neamt sous le nr. 276, 277 et le symbole Pt découverts dans le même endroit et la même couche que l'holotype.

Diagnose : corps étroit relativement haut, dont l'hauteur maximum est à peu près à la neuvième vertèbre. Tête courte, sa longueur ne dépassant que de deux mm son hauteur maximum. Yeux gros dont le diamètre vertical dépasse à peine le diamètre horizontal. La gueule béante, aux maxillaires élargis vers la partie inférieure, présente des supra-maxillaires bien développés. Le maxillaire inférieur étroit dépasse un peu celui supérieur. Dents grosses.

Les vertèbres sont de forme à peu près cylindrique à néuroapophyses corporales bifurquées, les côtes minces, longues, atteignent la ligne médio-ventrale du corps. On observe des métaximiostes.

Trois rangées régulières et ininterrompues de photophores s'observent dans la partie antérieure du corps jusqu'au premier rayon de la nageoire anale. À partir de cet endroit jusqu'à la base de la nageoire caudale suivent deux rangées régulières et ininterrompues de photophores.

Scopeloides pauca n. sp.

Nomen : d'après le nom du professeur dr. M. P a u c ă.

Holotypus : exemplaires figurant dans la collection du Musée de Piatra-Neamt sous le nr. 273 et le symbole Pt.

Locus typicus : Pietricica, Piatra-Neamt.

Stratum typicum : horizon des marnes brunes bitumineuses de l'Oligocène.

Paratypoïde : exemplaires figurant sous les nr. 267, 268, 269, 270 et 271 et le symbole Pt collectionnés au même endroit et dans la même couche que l'holotype.

Diagnose : la hauteur du corps représente 1/5 de la longueur, nageoire caudale exclue. Tête grosse, dont la longueur est approximativement deux fois plus grande que la hauteur. L'œil relativement petit se trouve dans la partie antérieure de la tête. La distance préorbitaire est sensiblement inférieure à la distance postorbitaire. Gueule large, à maxillaires présentant des prémaxillaires cours étroitement soudés.

Les dents relativement grosses sont disposées d'une manière assez espacée sur une seule rangée. L'opercule est étroit et le préopercule fortement incliné en arrière. Vertèbres allongées, étranglées au milieu, avec des néuroapophyses bifurquées minces et dirigées en arrière. Les côtes minces et allongées sont légèrement courbées. Les métaximiostes sont également présentes.



La nageoire dorsale est haute et commence à partir de la 22^e vertèbre (comptant postéro-antérieur) ; la nageoire anale est articulée de deux vertèbres en arrière du premier rayon de la nageoire dorsale.

Les photophores sont disposés sur le bord inférieur du corps en deux rangées continues, autant dans la partie antérieure que dans la partie postérieure du corps.

Eomyctoplium cozlae n. sp.

Nomen : d'après l'endroit de son prélèvement, Mont Cozla Piatra-Neamț.

Holotypus : exemplaire déposé dans la collection du Musée sous le nr. 278 et le symbole Cz.

Locus typicus : Cozla, Piatra-Neamț.

Stratum typicum : l'horizon des schistes dysodiliques inférieurs de l'Oligocène.

Paratypoïde : exemplaires 279 Cz et 280 Cz prélevés au même endroit et à la même couche que l'holotype.

Diagnose : tous les exemplaires se caractérisent par un corps plus ou moins étroit, une tête grosse, des maxillaires puissantes avec des prémaxillaires, dents petites et serrées, disposées sur les maxillaires ainsi que sur les os palatins.

Le maxillaire inférieur dépasse légèrement la longueur du maxillaire supérieur. L'appareil operculaire est complet.

La nageoire dorsale est articulée un peu avant le centre du corps. La nageoire anale est située à une distance de trois vertèbres en arrière du rayon de la nageoire dorsale. Les photophores se présentent sous forme d'écailles pigmentées, disposées dans la partie inférieure du corps.

Considérations paléoécologiques. En analysant le contenu en espèces et les caractères biologiques de la faune ichtyologique de l'Oligocène découverte et analysée jusqu'à présent à Piatra-Neamț (31 espèces), on peut constater qu'elle est fort variée et riche en formes caractéristiques qui permettent à l'auteur de donner certaines précisions sur les caractères hydrophysiques et biologiques de la mer oligocène du flysch carpathique.

Vu la profondeur actuelle du milieu dans lequel se développent certaines espèces de poissons appartenant aux familles de : Sternopychidae, Myctophidae, Gonostomidae etc. représentés par des formes bathi-pélagiques à photophores, qui mènent leur vie à une grande profondeur, considérés caractéristiques pour les mers profondes, on peut



conclure en nous basant sur l'association fossile examinée, que la mer oligocène était assez profonde.

En raison du fait que les représentants actuels des genres susmentionnés aiment les eaux à salinité normale, sans modifications en ce qui concerne la température et la salinité, on peut affirmer que la mer oligocène, elle aussi, était d'une salinité proche de celle des mers et des océans actuels.

Le fait que l'association faunique est très variée et riche signifie que la nourriture se trouvant à la disposition de ces organismes était abondante.

Conclusions. Si l'on envisage la fréquence des formes oligocènes de poissons de Piatra-Neamț en comparaison des formes citées présentes dans les dépôts oligocènes des autres régions : Caucase, Sobniow (Pologne), Croatie, Suisse, Europe méridionale etc. on constate une ressemblance au point de vue faunistique. Ce fait nous démontre que la mer susmentionnée n'était pas un bassin fermé et isolé mais qu'elle était directement liée avec tous les bassins du système de la mer Tethys, leur régime de salinité et température ne présentant aucune différence.

Les résultats des analyses paléoécologiques de la faune des poissons ont prouvé qu'il s'agirait d'une région de mer étendue et profonde ou grâce aux conditions de milieu optimes une riche et variée faune ichtyologique y a pu se développer.





Institutul Geologic al României

PLANSĂ I

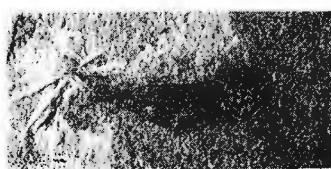
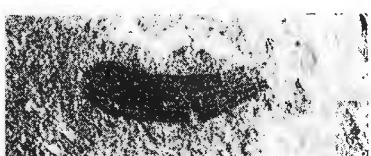
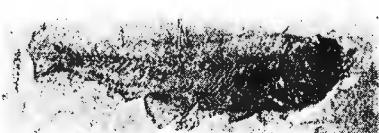
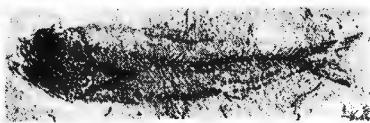
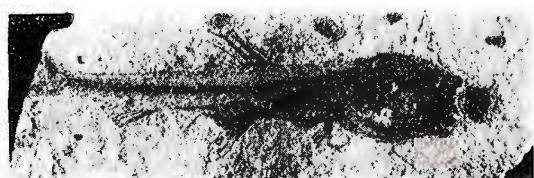
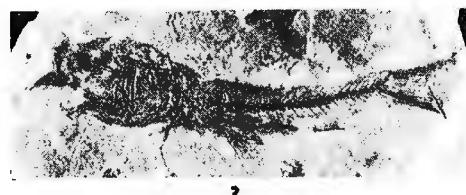
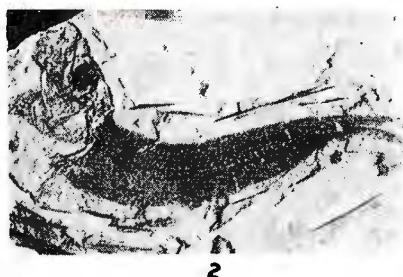
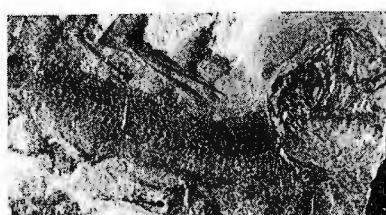


Institutul Geologic al României

PLANŞA I

- Fig. 1. — *Pomolobus facilis* D a n i l. paratip exemplarul 282 Cz.
Fig. 2. — *Pomolobus facilis* D a n i l. paratip exemplarul 283 Cz.
Fig. 3. — *Idrissia carpiromanica* n. sp. holotip exemplarul 265 Cz.
Fig. 4. -- *Idrissia carpiromanica* n. sp. paratip exemplarul 264 Cz.
Fig. 5. — *Vinciguerria macarovicii* n. sp. holotip exemplarul 275 Pt.
Fig. 6. -- *Vinciguerria macarovicii* n. sp. paratip exemplarul 277 Pt.
Fig. 7. — *Vinciguerria macarovicii* n. sp. paratip exemplarul 278 Pt.
Fig. 8. — *Vinciguerria macarovicii* n. sp. paratip exemplarul 277 Pt
Toate formele în mărime naturală.





Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.

PLANŞA II

- Fig. 1. — *Scopeloides paucai* n. sp., holotip exemplarul 273 Pt. (Originalul are o lungime totală de 211 mm).
- Fig. 2. — *Scopeloides paucai* n. sp., fragment la care se observă foarte bine interneuraliile și interhemaliile.
- Fig. 3. — *Scopeloides paucai* n. sp. paratip exemplarul 268 Pt. mărime naturală.



Institutul Geologic al României



1



2



3

PLANŞA III

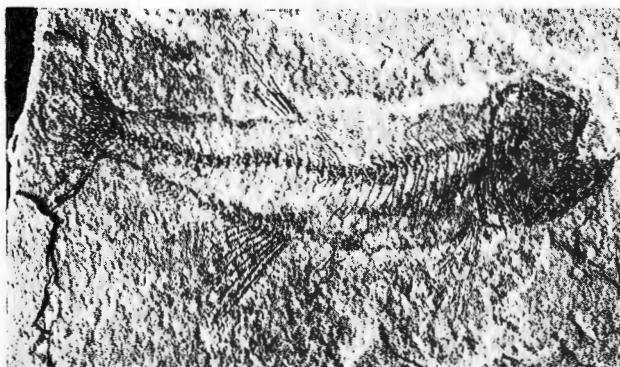
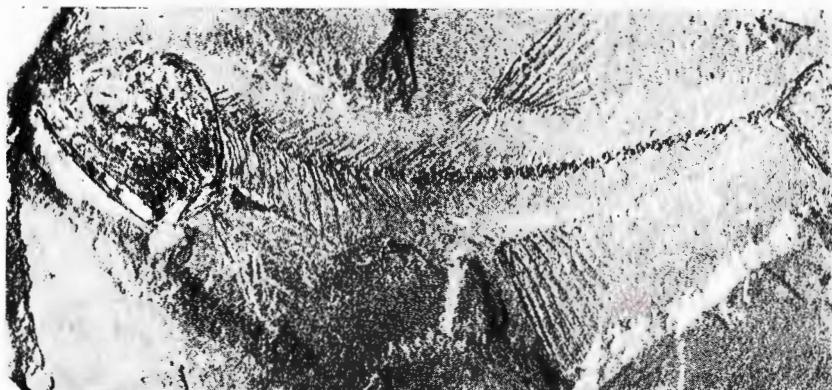
Fig. 1. — *Scopeloides paucai* n. sp., paratip exemplarul 269 Pt. (Originalul are o lungime totală de 145 mm).

Fig. 2. — *Scopeloides paucai* n. sp., paratip exemplarul 266 Pt. mărime naturală.

Fig. 3. — *Scopeloides paucai* n. sp., paratip exemplarul 267 Pt. mărime naturală.



Institutul Geologic al României



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.

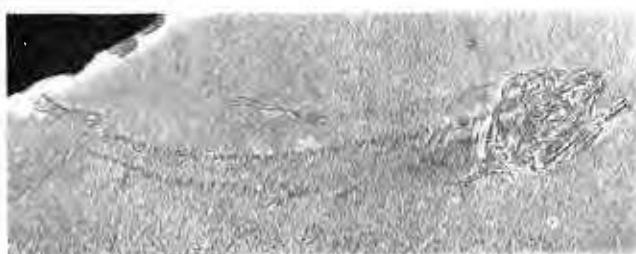
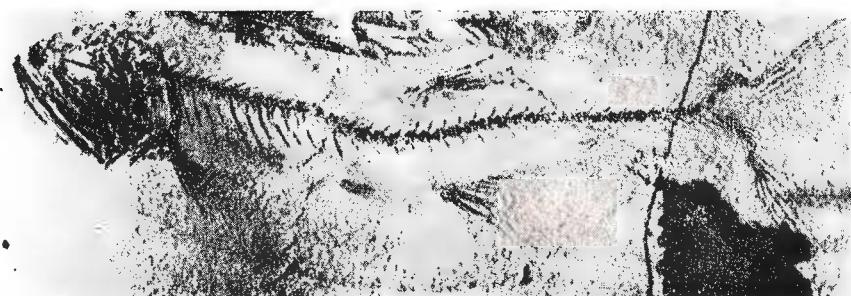
PLANŞA IV

- Fig. 1. — *Scopeloides paucai* n. sp., paratip exemplarul 271 Pt.
Fig. 2. — *Scopeloides paucai* n. sp., paratip exemplarul 270 Pt.
Fig. 3. — *Eomyctophum cozlae* n. sp., holotip exemplarul 278 Cz.
Fig. 4. — *Eomyctophum cozlae* n. sp., paratip exemplarul 279 Cz.
Fig. 5. — *Eomyctophum cozlae* n. sp., paratip exemplarul 280 Cz.

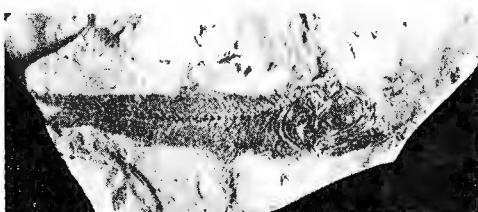
Toate formele în mărime naturală.



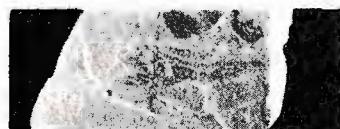
Institutul Geologic al României



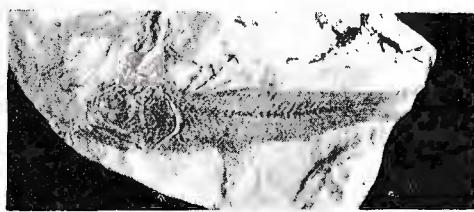
2



3



4



5

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.

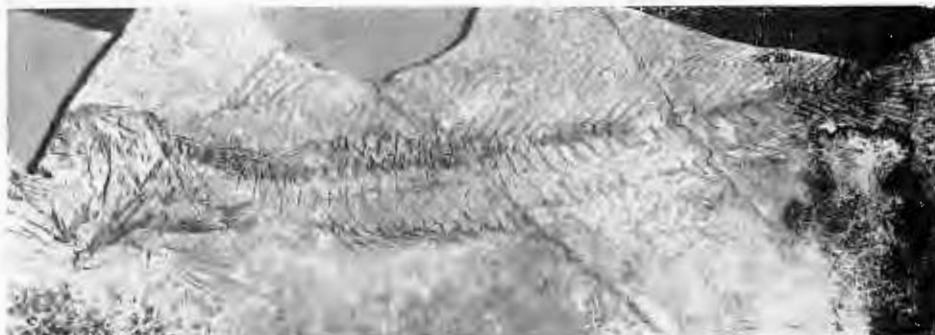
PLANŞA V

Fig. 1. — *Palaeogadus intergerinus* Danil. paratip exemplarul 274 Pt. (originalul are o lungime totală de 274 mm).

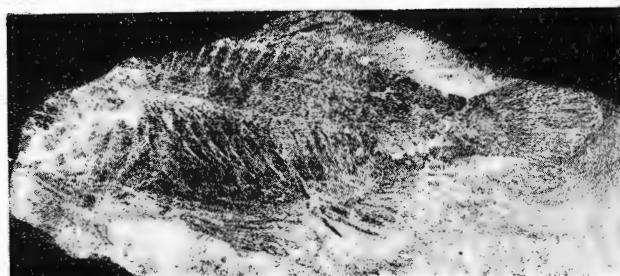
Fig. 2—3. — *Pristigenys spinosus* Blainville paratipuri exemplarele 285 și 286 Pt. mărime naturală.



Institutul Geologic al României



1



2



3

Dări de Seamă ale ředinjelor, vol. LIV/2.

O NOUĂ INSULĂ DE CRISTALIN ÎN NORD-VESTUL
TRANSILVANIEI¹

DE
H. ASVADUROV²

Abstract

A New Crystalline Rock Island in the North-West Transylvania. A new crystalline rock island in the North-West Transylvania represents the ninth known horst in this part of Romania (fig. 1).

După cum se știe, în vederea întocmirii hărților pedologice, se urmărește și substratul litologic pe care evoluează diferitele soluri. În urma unor astfel de cercetări, la sud de Satu-Mare, am întâlnit îngă cetatea de la Ardud o insulă de cristalin. Șisturile cristaline sunt acoperite de o cuvertură de roci sedimentare; ele au fost scoase în evidență mai ales prin săpăturile efectuate în anii 1965—1966, de către S.M.T. Ardud. Deoarece, pînă în prezent, hărțile și literatura geologică nu le menționează, am considerat că semnalarea prezenței unor roci metamorfice, în cel mai nord-vestic colț al țării noastre, va putea interesa pe specialiști (fig. 1).

Această ivire insulară a cristalinului se prezintă ca o suprafață erozivo-structurală, care înaintează spre cîmpie ca un pinten. Ea domină cîmpia joasă doar cu 10 — 15 m și are o suprafață aproximativ de 0,4 km². Stratele au aproximativ o direcție nord-est spre sud-vest și o cădere de cca 20° spre nord-vest, iar altitudinea la care se apreciază apariția la zi a acestei iviri este de 130 m.

¹ Comunicare în ședință din 10 martie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.



Rocile cristaline sunt reprezentate prin paragnaise muscovitice, șisturi cuarțitice cu muscovit și biotit, micașisturi cuarțoase (fig. 2),

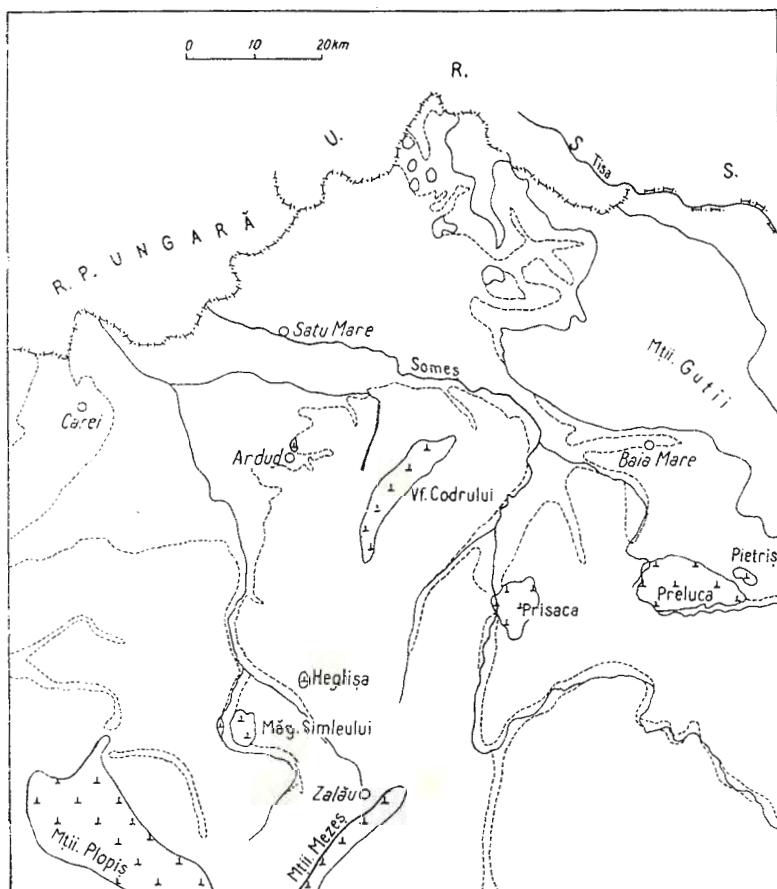


Fig. 1. — Horsturile cristaline din nord-vestul Transilvaniei și poziția geografică a insulei de cristalin de la Ardud.
Horts cristallins du nord-ouest de la Transylvanie. Position géographique de l'île cristalline d'Ardud.

intercalății cuarțitice rare și sporadic paragnaise diaftoritice. Paragnai-sele diaftoritice, după cum remarcă mineralogul Vasilica Pieptea care a studiat secțiunile sușuri respective, prezintă cristale larg dezvoltate de albit cu maclațiuni polisintetice după legea albit și după legea

periclin ; de asemenea se constată prezența feldspațiilor potasici care în urma fenomenului de diaftoreză prezintă o sericitizare avansată, o abundantă a cuarțului și un conținut scăzut de muscovit (fig. 3).

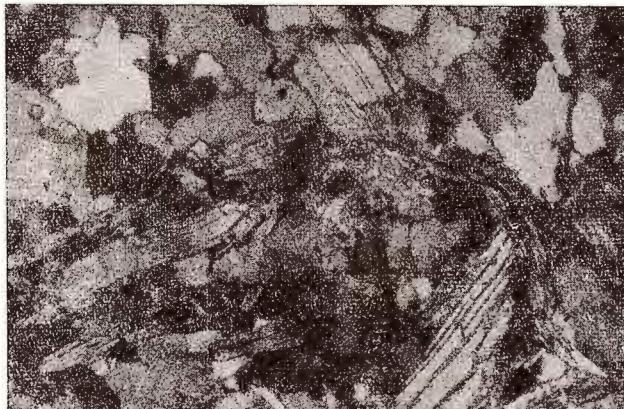


Fig. 2. — Micașist cuartos (se observă curbarea lamelelor de mică). N +; $\times 70$.

Micaschiste quartzeux (on remarque l'incurvation des lamelles de mica). N +; $\times 70$.



Fig. 3. — Paragnais diaftoritic (cristalele larg dezvoltate de albă prezintă maclătuni polisintetice ; sericitizarea feldspațiilor potasici este avansată. Albătul este asociat cu cuarțul. Cristalele de muscovit apar în mod subordonat). N +; $\times 10$.

Paragneiss diaphoritique (les cristaux d'albite largement développés présentent des macles polysynthétiques ; la séricitisation des feldspaths potassiques est avancée. L'albite s'associe au quartz (les cristaux de muscovite apparaissent de manière subordonnée))
N +; $\times 10$.

Şisturile cristaline de la Ardud aparțin probabil aceluiași facies mezozonal cu metamorfism retrograd intens, care după T. h. Kräutner (1935), caracterizează Culmea Vîrful Codrului (350—550 m) situată la 15 Km mai la est. Cu toate acestea micul martor de la Ardud formează un bloc cristalin distinct. Cu această ocazie menționăm că „Harta izobatelor fundamentalui cristalin din zona Mădăraş“³ indică în acest sector un masiv ridicat, mărginit de grabene (ex. la Beltiug, fundamental cristalin se află la 1600 m) și acoperit de roci sedimentare; după interpretarea rezultatelor forajelor se apreciază că sectorul cel mai ridicat al blocului cristalin s-ar afla la Ardud, la 0 m alt. abs. Deoarece la Ardud, șisturile cristaline se găsesc de fapt la zi, adică la 130 m alt. abs., poziția și forma blocului cristalin conturat pe această hartă a izobatelor, poate fi precizată mai bine.

În general, putem considera că la Ardud ne aflăm în fața unui mic martor de cristalin, care reprezintă un horst îngropat sub depozite neogene și cuaternare. Acest horst, care sub forma unei trepte erozivo-structurale apare totuși la zi, poate fi considerat, alături de cele opt insule de cristalin cunoscute (M. Paucă), ca un horst nou descoperit al munților Apuseni ascunși. Fără îndoială, că această insulă de cristalin situată la contactul dintre cîmpia Crasnei și relieful colinar se află în lungul unei linii drepte și paralele cu faliile ascunse din bazinul Baia-Mare (M. Paucă, 1964) care continuă spre vest (împreună cu valea culoar a Erului) seria faliilor de direcție pannonică. Totodată prezența unui horst la Ardud presupune în mod implicit existența unui graben între culmea Vîrful Codrului și acest horst.

BIBLIOGRAFIE

- Kräutner Th. (1935) Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Bîcul, du Heghiș et dans l'île cristalline de la Măgura, près de Șimleul Silvaniei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXIII. București.
- Paucă M. (1964 a) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a regiunii de NW a Ardealului. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1. București.
- (1964 b) Problemele geologice în bazinile Copalnic și Tg. Lăpuș. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1. București.

³ Rapoartele lunare ale șantierului Odoreu — Mădăraș (1964—1965). Arhiva Com. Stat. Geol. București.



NOUVELLE ÎLE DE CRISTALLIN DANS LE NORD-OUEST
DE LA TRANSYLVANIE

PAR

H. ASVADUROV

(Résumé)

Aux confins nord-ouest de la République Socialiste de Roumanie (voir la figure) se trouve un plateau érosivo-structural peu étendu, affleurant à une altitude absolue de 130 m, qui ne domine la „Cîmpia Tisei“ que de 10 à 15 m. Ce complexe de schistes cristallins appartient au même faciès mésozonal (à métamorphisme rétrograde) rencontré 15 km plus à l'ouest dans la Culmea Virful Codrului. Ce témoin cristallin de dimensions réduites représente le neuvième horst de la série de ceux connus dans cette région (Monts Apuseni dissimulés).



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

DATE NOI FURNIZATE DE FORAJUL BARNAR CU PRIVIRE LA
STRATIGRAFIA ȘI POZIȚIA ÎN PÎNZĂ A CRISTALINULUI EPIMETA-
MORFIC DIN MUNȚII BISTRITÉI¹

DE

ELVIRA BERCIU, FLORENTINA KRÄUTNER²

Abstract

New Data Supplied by the Barnar Drilling Regarding the Epimetamorphic Crystalline Nappe in the Bistrița Mts. Due to the drilling carried out in the Barnar Valley, Triassic dolomites located at a depth of 1082 m underlying an important breccia zone, overthrust by epimetamorphic crystalline formations, have been intercepted. The overthrust plane being thus pointed to is considered to represent the southern extension of the Delnița — Valea Putnei — Giurnalău Zone. The drilling crossed the lower part of the acid sedimentary vulcanogenous series confirming the existence of the two facies in the framework of the (C₄) complex, as well as the vertical tectonic contact between the central epimetamorphic unit and the Pietrosu dyke.

Forajul Barnar săpat în vederea cunoașterii formațiunilor epimetamorfice inferioare acelora care aflorează în partea sudică a munților Bistriței, a furnizat o serie de date noi care ridică probleme importante privind stratigrafia șisturilor cristaline și tectonica de ansamblu a zonei cristalino-mezozoice din această regiune.

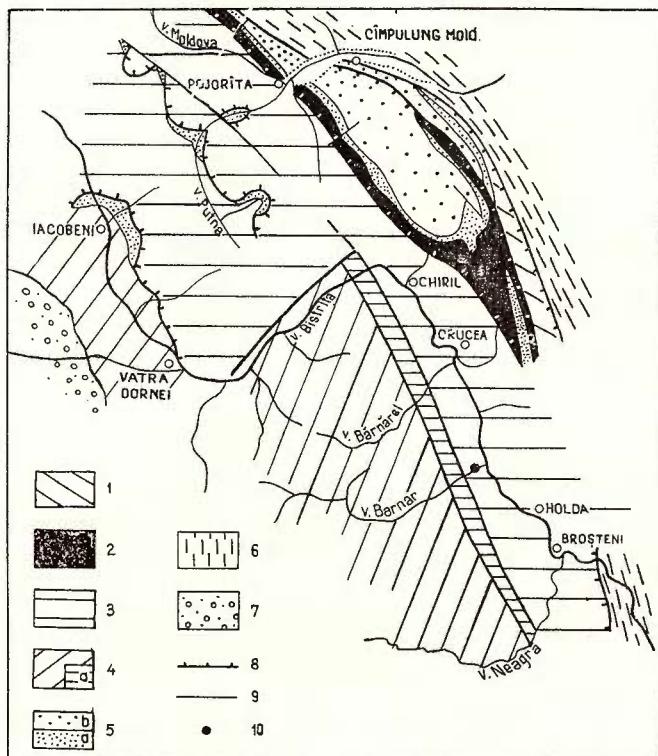
Forajul executat de către I.S.E.M. (locația 28102/2) a fost amplasat pe valea Barnarului, la cca 500 m în amonte de confluența acesteia cu valea Bistriței (vezi fig.). Din punct de vedere geologic, este situat în unitatea epimetamorfică centrală a zonei cristalino-mezozoice din munții Bistriței și anume în apropiere de falia estică a porfiroidelor de Pietrosu.

¹ Comunicare în ședința din 14 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.



Această dislocație importantă separă unitatea epimetamorfică centrală de unitatea mezometamorfică centrală (I. Berciu et al. 1967).



Schița geologică structurală a zonei cristalino-mezozoice din sudul munților Bistriței cu amplasarea forajului Barnar (după I. Berciu, Elvira Berciu, H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan):

1, unitatea epimetamorfică marginală ; 2, unitatea gnaieselor de Rărău ; 3, unitatea epimetamorfică centrală ; 4, unitatea mezometamorfică centrală ; 4 a, dykeul porfiroidal de Pietrosu ; 5, formațiunile sedimentare ale zonei cristalino-mezozoice : 5 a, Triasic ; 5 b, depozite post-triasice ; 6, depozitele zonei flișului ; 7, formațiunile sedimentare ale bazinului Bîrgău ; 8, incălecări ; 9, falii ; 10, forajul 28102/2 Barnar.

Esquisse géologique structurale de la zone cristallino-mésozoïque du sud des Monts de Bistrița indiquant la place du forage de Barnar (selon I. Berciu, Elvira

Berciu, H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan) :

1, unité épimétamorphique marginale ; 2, unité des gneiss de Rărău ; 3, unité épimétamorphique centrale ; 4, unité mésométamorphique centrale ; 4 a, dyke des porphyroïdes de Pietrosu ; 5, formations sédimentaires de la zone cristallino-mésozoïque, 5 a, Trias ; 5 b, dépôts post-triasiques ; 6, dépôts de la zone de flysch ; 7, formations sédimentaires du bassin Bîrgău ; 8, chevauchements ; 9, failles ; 10, forage nr. 28102/2 de Barnar.

Principalele studii cu privire la geologia acestei regiuni au fost efectuate de M. Savul (1938), D. Constantinor et al.³, Marcela Dessila Codarcea et al. (1964) și I. Bercia et al. (1967).

Studiul petrografic al forajului Barnar a fost întreprins în ultimii ani de Silvia Iliescu⁴.

1. Succesiunea străbătută de foraj

Forajul Barnar a străbătut pînă la adîncimea de 1082 m șisturi cristaline epimetamorfice, după care a interceptat dolomite triasice, în care s-a oprit la adîncimea de 1092 m. Între formațiunile cristaline și cele triasice a traversat pe o grosime de cca 10 m o zonă de brecie și milonite.

Şisturile cristaline aparțin seriei sedimentogen-vulcanogene acide din unitatea epimetamorfică centrală a cristalinului Bistriței. Din succesiunea stratigrafică generală a acestei serii (I. Bercia et al. 1967), forajul a străbătut (pl. II) :

Complexul vulcanogen inferior (C_3) de la 0—500 m.

Complexul cuarțitelor negre cu mangan (C_2) de la 500—710 m.

Orizontul superior al complexului detritogen bazal (C_1b) de la 710—1078 m.

Din complexul vulcanogen inferior, de la m 0 la m 50 au fost străbătute cuarțitele rubanate care aflorează în valea Barnarului la cca 100 m amonte de locație. Pînă la m 105 urmează o zonă de șisturi calcaroase cuarțitice cu sericit, clorit și biotit. În acest interval, între m 50 și m 77, rocile calcaroase cuarțitice conțin spessartin, granați din seria spessartin-almandin asociați local cu dannemorit. Biotitul este reprezentat printr-un termen manganifer de tipul manganesehyllitului. Uneori aceste roci sunt slab grafitoase. Sub această zonă, pînă la m 177, forajul a străbătut șisturi terigene sericito-cloritoase și sericito-grafitoase. Urmează pînă la m 251, pe o grosime de 74 m, o brecie tectonică corespunzătoare probabil unei importante dislocații direcționale. Partea inferioară a complexului vulcanogen inferior, străbătută de la m 251 pînă la m 500, este constituită din șisturi terigene sericito-cloritoase-cuarțitice și șisturi seri-

³ D. Constantinof, N. Bîra, V. Puiu, Al. Manea, Maria Puiu, L. Dlujnewski. Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în regiunea Panaci — Crucea — Ostra. 1960. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

⁴ Silvia Iliescu. Raport asupra documentării mineralogice și petrografice a forajelor nr. 28102/2 efectuat de I.S.E.M. la Barnar 1964. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

Silvia Iliescu. Raport asupra documentării mineralogice și petrografice a forajelor nr. 28102/2 Barnar și 28101/1 Crucea, efectuate de I.S.E.M. 1965. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

cito-grafitoase, în care se intercalează între m 317—322 și m 342—429 nivale de metatufuri și metatufite acide (porfiogene), iar între m 464—467, roci metaeruptive bazice cu porfiroblaste de albit.

Din complexul cuarțitelor negre cu mangan (C_2) au fost străbătute între m 500 și m 564 cuarțite negre, în care în intervalul 526 — 549 m au fost interceptate șisturi cu silicați și carbonați de mangan constituite din rodocrozit, rodonit, granat manganifer, dannemorit, stilpnomelan (pe fisuri), cuarț, clorit. Silvia Iliescu⁵ menționează în această zonă și prezența piroxmangitului și a baritinei. Până la m 616 urmează șisturi sericito-cloritoase-cuarțitice, după care s-a străbătut un alt doilea nivel de cuarțite negre între m 616 și m 657. Sub acest nivel de cuarțite negre, apar șisturi terigene sericito-cloritoase-cuarțitice, care spre baza complexului alternează cu cuarțite negre și cuarțite albe, pînă la m 710.

Din orizontul superior al complexului detritogen basal ($C_1\text{b}$) s-a străbătut pînă la m 828 un pachet de șisturi terigene sericito-cloritoase-cuarțitice cu o intercalație de cuarțite albe la m 781. Între m 828 și m 838 urmează cuarțite negre străbătute de două filoane de lamprofir (spessartite) intens transformate hidrotermal (fenocristalele de plagioclazi și hornblendă sunt calcitizate și transformate în clorit și magnetit). Sub cuarțitele negre, pînă la m 870 unde începe o brecie tectonică groasă de 25 m predominant șisturi sericitoase-grafitoase. La m 847 a fost întîlnită, pe 1 m grosime, o zonă de sulfuri — pirită compactă și subordonat calcopirită (S. Iliescu⁶) — probabil de natură hidrotermală. În jurul acestei zone se observă filonașe și diseminări de pirită în rocile cristaline. Este de presupus că sulfurile întîlnite se pot corela din punct de vedere al originii lor cu acumulările de pirită cunoscute la Delnița.

Sub brecie pînă la m 1075, se traversează un pachet de șisturi terigene sericito-cloritoase-cuarțitice cu o intercalație de metatufuri acide între m 928—930 și intercalații de șisturi sericito-grafitoase (m 916—943, m 1000—1010, m 1051—1075). Între m 1002—1003 a fost interceptat un filon de lamprofir asemănător acelora întîlnite mai sus.

Brecia tectonică, care apare între formațiunile cristaline și dolomitele triasiche (m 1075—1082) este constituită în partea superioară din elemente de șisturi cristaline, iar în partea inferioară predominant din elemente de dolomite triasice prinse într-o matrice milonitică de culoare neagră (pl. I, fig. 1). Trebuie remarcat faptul că se poate constata în această brecie o șistozitate dinamică slab inclinată. Această brecie

⁵ Op. cit., pct. 4.

⁶ Op. cit., pct. 4.

marchează un plan tectonic important, slab inclinat, după care cristalinul încălecă peste depozitele triasice.

Triasicul în care s-a oprit forajul, este reprezentat prin dolomite cenușiu-brune, masive, fin granulare, identice cu dolomitele triasice cunoscute la suprafață în munții Bistriței — în unitatea gnaieselor de Rărău și în zona Delnița — Valea Putnei — Giumalău (pl. I, fig. 2). În apropierea planului de încălecare dolomitele sunt intens fisurate și străbătute de diaclaze umplute cu calcit.

2. Problemele geologice pe care le ridică forajul

În urma examinării datelor furnizate de forajul Barnar se ridică o serie de probleme importante care privesc : tectonica de ansamblu a zonei cristalino-mezozoice din partea de sud a munților Bistriței și stratigrafia formațiunilor epimetamorfice.

a) *Problema tectonică majoră* pe care o ridică forajul rezultă din interceptarea la adâncimea de 1082 m a dolomitelor triasice sub șisturile cristaline epimetamorfice. Prezența formațiunilor triasice la această adâncime, implică admiterea unui plan important de încălecare, ce nu apare la suprafață în regiune atât datorită faliei estice a porfiroidelor de Pietrosu, cât și probabil datorită inclinării mici a planului de încălecare. Existența acestui plan este confirmată și de prezența zonei de brecie pe o grosime de aproximativ 10 m deasupra dolomitelor triasice. Brăcia tectonică conține numeroase elemente de dolomite triasice într-o matrice milonitică neagră, în partea ei inferioară, în timp ce spre partea superioară este constituită exclusiv din elemente de șisturi cristaline. Întrucât forajul nu a străbătut întreaga grosime a Triasicului, oprindu-se în dolomite — fără a intercepta conglomeratele werfeniene din baza acestora — nu posedăm informații nici asupra grosimii depozitelor triasice de sub planul de încălecare, nici asupra naturii fundamentului cristalin autohton.

Punerea în evidență a Triasicului sub cristalinul epimetamorfic din zona văii Barnar, reprezintă un nou caz de raporturi tectonice de încălecare în zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței, caz care se adaugă numeroaselor observații similare din ultimul timp în zona Delnița — valea Putnei — Giumalău (I. Bercea et al., 1967 ; I. Rădulescu et al.⁷ ;

⁷ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Pojorîta-Fundul Moldovei-Breaza (1959) Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Puiu, Maria Puiu. Raport de sinteză preliminar. „Cercetări geologice în cristalinul Carpaților orientali — Cîrlibaba, Gheorghieni“ 1965. Com. Stat Geol. București.

Silvia Mînzatu et al.⁸⁾ precum și a celor cunoscute în regiunea Iacobeni (R. Dimitrescu 1960, 1965).

Cercetările recente (I. Bercea et al., 1967) au arătat că aceste situații tectonice care la început erau interpretate drept accidente locale și izolate (I. Rădulescu et al.⁹⁾; Silvia Mînzatu et al.¹⁰⁾) se încadrează de fapt într-o încălecare importantă de amploarea unui șariaj. Considerăm că interceptarea Triasicului sub cristalin în forajul Barnar, la cca 30 km sud de valea Putnei, în continuarea aliniamentului Delnița —Giumalău, poate constitui un argument pentru recunoașterea extinderii spre sud a planului de șariaj amintit. În acest fel, amploarea încălecării capătă un caracter regional. De asemenea considerăm, că acest șariaj ca de altfel toate încălecările de acest tip puse în evidență în zona cristalino-mezozoică reprezintă pînze de forfecare.

O altă problemă tectonică importantă pe care o rezolvă forajul Barnar este aceea a naturii relațiilor tectonice dintre unitatea epimetamorfică centrală și unitatea mezometamorfică centrală. Întrucît forajul nu a interceptat dykeul porfiroidelor de Pietrosu¹¹⁾, rezultă că dislocația tectonică care-l separă de unitatea epimetamorfică centrală este un plan aproape vertical, așa cum a fost considerată încă din 1962 de Marcela Coarda et al. și nu un plan paralel șistozitatii (deci cu inclinare estică) cum fusese considerat în 1960 de D. Constantinof et al.¹²⁾. Luînd în considerare și diferența de nivel actuală pînă în culmea Barnar, în care se dezvoltă porfiroidele de Pietrosu, se poate estima amploarea deplasării pe verticală în lungul faliei estice a porfiroidelor de Pietrosu, la peste 2000 m.

Amplasarea forajului în unitatea epimetamorfică centrală nu poate aduce lămuriri în problema „pînzei de Barnar“ admisă de M. Savul (1938), întrucît formațiunile considerate în pînză de acest autor se dezvoltă în unitatea mezometamorfică centrală.

⁸⁾ Silvia Mînzatu, E. Mînzatu. Cercetări geologice în regiunea masivului Giumalău. 1959. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

⁹⁾ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Pojarita-Fundul Moldovei-Breaza. 1959. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

¹⁰⁾ Silvia Mînzatu, E. Mînzatu. Cercetări geologice în regiunea masivului Giumalău. 1959. Com. Stat Geol. Arh. Inst. Geol. București.

¹¹⁾ Silvia Iliescu descrie între rocile interceptate de foraj și „apofize ale gnaisului de Pietrosu“. Studiul carotelor arată însă că suntem în prezență unor roci „porfirogene“ din seria sedimentogen-vulcanogenă acidă.

¹²⁾ Op. cit., pct. 3.

b) *Problemele de stratigrafie ale formațiunilor epimetamorfice* pe care le ridică forajul, rezultă din interceptarea șisturilor cu silicati de mangan asociate cu cuarțite negre. Stiva de șisturi cristaline străbătută de foraj pînă la Triasic, aparține în întregime seriei sedimentogen-vulcanogene acide. Din succesiunea stratigrafică generală a acestei serii, succesiune stabilită pentru munții Bistriței de I. Bercia et al. (1967), forajul a străbătut partea inferioară și anume : o parte din complexul vulcanogen inferior, complexul cuarțitelor negre cu mangan și o parte din complexul detritogen bazal.

Complexul cuarțitelor negre cu mangan a fost interceptat în poziție stratigrafică normală, sub complexul de cuarțite negre și șisturi grafitoase care aflorează în versantul stîng al văii Bistriței, între Crucea și Holdița, și care suportă complexul vulcanogen superior cu zăcăminte de sulfuri complexe de la Leșul Ursului. Această informație corelată cu datele geologice de suprafață indică prezența continuă în profunzime a complexului cuarțitelor negre cu mangan între Chiril la nord și Valea Neagră la sud, deci pe o distanță de cel puțin 25 km, zonă în care pînă în prezent nu au existat alte informații în această privință.

Datele obținute prin foraj confirmă încadrarea în complexul cuarțitelor și al rocilor carbonatice (C_4) (I. Bercia et al. 1967), a cuarțitelor negre și a șisturilor grafitoase din versantul stîng al văii Bistriței, care au fost considerate de Marcela Dessila Codarcă et al. (1964) drept complexul manganifer din epizona Carpaților orientali. Rocile grafitoase din versantul stîng al văii Bistrița, reprezintă faciesul cuarțitic grafitos al complexului C_4 , care în partea de nord a munților Bistriței trece într-un facies carbonatic. Se confirmă deci existența celor două faciesuri ale complexului C_4 .

Datele forajului Barnar infirmă ipotezele conform cărora cuarțitele negre din valea Bistriței ar sta în sinclinal stratigrafic peste porfiogenele cu zăcăminte de sulfuri¹³, deoarece aceste formațiuni nu au fost interceptate. Forajul nu a pus în evidență existența în vecinătatea porfiroidelor de Pietrosu, a unui fundament mezometamorfic sub cristalinul epimetamorfic, în această regiune, pînă la 1000 m adîncime.

3. Concluzii

În urma cercetării succesiunii străbătute de forajul Barnar rezultă următoarele concluzii principale :

¹³ Op. cit., pct. 3.

Existența unui plan de șariaj de-a lungul căruia cristalinul epimetamorfic din regiunea Chiril — Broșteni încalcă peste dolomitele triasice necunoscute la suprafață în zona respectivă.

Prezența unui autohton constituit din formațiuni triasice și un fundaament cristalin asupra căruia nu posedăm informații. Triasicul se prezintă în faciesul dolomitic de tipul celui autohton din sinclinalul marginal al Rarăului și din zona Delnița — Valea Putnei — Giumalău.

S-a pus în evidență următoarea succesiune stratigrafică în partea inferioară a seriei sedimentogen-vulcanogene acidă din unitatea epimetamorfică centrală, confirmind astfel succesiunea stabilită anterior pentru munții Bistriței : orizontul superior al complexului detritogen bazal (C_1b) ; complexul cuarțitelor negre cu mangan (C_2) ; complexul vulcanogen inferior (C_3).

Se confirmă existența celor două faciesuri ale complexului cuarțitelor și al rocilor carbonatice (C_4) : un facies carbonatic și un facies cuarțitic.

Se confirmă contactul tectonic vertical între dyke-ul porfiroidelor de Pietrosu și unitatea epimetamorfică centrală.

Până la data apariției lucrării, în nomenclatura stratigrafică s-au produs următoarele modificări (I. Ber cia et al.¹⁴) : seria vulcanogen-sedimentogenă acidă = seria de Tulgheș ; complexul vulcanogen inferior (C_3) = complexul vulcanogen mediu ; orizontul superior al complexului detritogen bazal (C_1b) = complexul vulcanogen inferior.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Ber cia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Com. Geol.* LIII, 1. București.
- Codarcea Dessila Marcela, Ber cia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (regiunea Bârnărel — Holdița). *D. S. Com. Geol.* L, 2 (1962—1963). București.
- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *S.S.N.G. Comunicări de Geol. Geogr.* I (1957—1959). București.
- (1965) Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* LI, 1 (1963—1964). București.
- Savul M. (1938) Le cristallin de Bistrița. *Ann. Scient. de l'Univ. de Iassy, Sect. P.T.*, XXIV, 1. Iași.



NOUVELLES DONNÉES FOURNIES PAR LE FORAGE DE BARNAR
SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA POSITION EN NAPPE DU CRISTAL-
LIN ÉPIMÉTAMORPHIQUE DES MONTS DE BISTRITA

PAR

ELVIRA BERCIÀ, FLORENTINA KRÄUTNER

(Résumé)

Le forage de Barnar placé sur la vallée du Barnar a été exécuté pour faire des investigations concernant les formations épimétamorphiques, inférieures aux formations qui affleurent du côté méridional des Monts de Bistrița. Ce forage traverse une grande partie des termes de la série sédimentaire-volcanogène acide de l'unité épimétamorphique centrale du cristallin de Bistrița au voisinage de la faille orientale des porphyroïdes de Pietrosu. Cette dislocation importante sépare l'unité épimétamorphique centrale de l'unité mésométamorphique centrale (I. Berçia et collab., 1967).

Des investigations antérieures concernant la géologie de cette région sont dues à M. Savul, (1938), D. Constantinoiu et collab¹ (1964) Marcela Dessila Codarcă et collab. et I. Berçia et collab. (1967). L'étude pétrographique des formations cristallines traversées par le forage est due dernièrement à Silvia Iliescu².

Le forage a traversé jusqu'à 1082 m de profondeur les schistes cristallins épimétamorphiques, pour entrer ensuite dans les dolomies triasiques, où à 1092 m de profondeur il a été arrêté. Entre les formations cristallines et celles triasiques le forage a traversé une zone de brèches et de mylonites, épaisse d'environ 10 m. Cette zone contient, de manière prédominante à la partie supérieure des éléments de schistes cristallins, tandis qu'à la partie inférieure, des dolomies triasiques.

De la succession stratigraphique générale de la série sédimentogène-volcanogène acide ont été traversés les complexes stratigraphiques suivants : (voir planche II) :

Complexe volcanogène inférieur (C_3) à partir de 500 m ; complexe des quartzites noirs à manganese (C_2) de 500 à 710 m ; complexe détritogène basal (C_1) horizon supérieur (C_1 b) de 710 à 1075 m.

En tenant compte du fait que le forage n'a pas traversé le dycke des porphyroïdes de Pietrosu il s'ensuit que la faille orientale qui sépare celui-ci de l'unité épimétamorphique centrale constitue un plan presque

¹ voir note 3.

² voir note 4.



vertical tel que Marcela Dessila Codarcea et collab. le considèrent depuis 1962.

Les quartzites noirs à manganèse interceptés en position stratigraphique normale sous le complexe volcanogène supérieur à gisements de sulfures complexes de Leșul Ursului indiquent la présence continue dans les profondeurs de l'alignement des quartzites noirs à manganèse dans la zone située entre Chiril et Valea Neagră.

Les données fournies par le forage ont confirmé que les roches graphiteuses qui y affleurent dans le versant gauche de la Bistrița considérées antérieurement (Marcela Dessila Codarcea et collab., 1964) comme „Complexe manganésifère de l'épizone des Carpates Orientales“ représentent le faciès quartzitique graphiteux du complexe C₄. Ce complexe (des roches quartzitiques et carbonatées) passe vers le N des Monts de Bistrița à un faciès carbonaté, notamment : les dolomies et les calcaires de Cîrlibaba — Tibău.

La succession stratigraphique de la série sédimentogène-volcanogène acide établie antérieurement (I. Berchia et collab., 1965—1967) est, elle aussi, confirmée.

Le forage n'a pourtant pas traversé un soubassement mésozonal sous les formations épimétamorphiques. Mais il a mis en évidence l'existence d'un autochtone constitué de formations triasiques dont le soubassement cristallin n'a pas été intercepté. Le Trias se présente sous faciès dolomitique du même type que celui du synclinal de Rărău et de la zone de Delnița-Valea Putnei-Giumalău.

Des chevauchements du cristallin épimétamorphique sur le Trias ont été mentionnés dans la zone de Delnița-Valea Putnei-Giumalău par Silvia Minzatu (1959), I. Radulescu et collab. (1959) et dans la région de Iacobeni par R. Dimitrescu (1960—1965) étant considérés comme des chevauchements locaux. I. Berchia et collab. (1967) ont montré que le chevauchement de Valea Putnei a l'ampleur d'un charriage (rétrocharriage).

Le Trias intercepté sous le cristallin épimétamorphique par le forage de Barnar à environ 30 km au sud de Valea Putnei en continuation de l'alignement de Delnița — Giumalău, dans lequel on connaît des rapports de chevauchement analogues, est un fait qui constitue un argument en faveur du caractère régional de ce chevauchement. Nous considérons que ce charriage, d'ailleurs comme tous les autres charriages du même type, mis en évidence dans la zone cristallino-mésozoïque, représente des nappes de cisaillement.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Profil du forage de Barnar :

1, schistes séricito-chloriteux-quartzitiques ; 2, schistes séricito-graphiteux ; 3, schistes calcaires-biotitiques-chloriteux (\pm spessartine \pm manganésophyllite \pm dannemorite) ; 4, calcaires ; 5, quartzites blancs ; 6, quartzites noirs ; 7, mineraï de manganèse ; 8, métatufs et métatuffites acides associés aux schistes séricito-chloriteux ; 9, roches météruptives basiques ; 10, brèches ; 11, dolomies triasiques ; 12, lamprophyres (spessartites) ; 13, Py, pyrite \pm chalcopyrite ; 14, Mn, silicates et carbonates de manganèse.



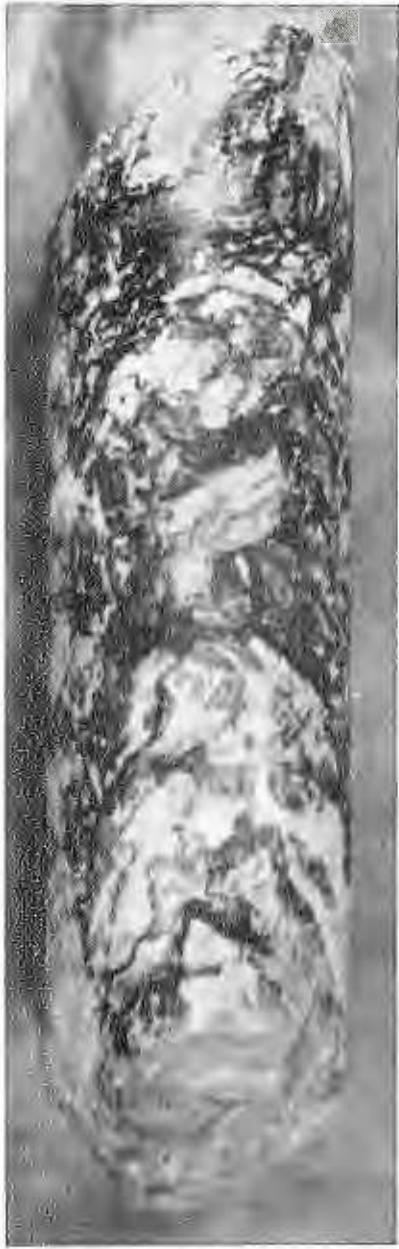
EXPLICATIA PLANSEI

- Fig. 1. — Brecie tectonică cu elemente de dolomite triasice (carotă din forajul Barnar, adîncimea : 1080 m). Mărime naturală.
Brèche tectonique à éléments de dolomies triasiques (carotte du forage de Barnar, profondeur : 1080). Grandeur naturelle.
- Fig. 2. — Dolomit triasic, adîncimea : 1090 m ; secțiune. N II. \times 72.
Dolomie triasique, profondeur : 1090 m ; section, N. II. \times 72.

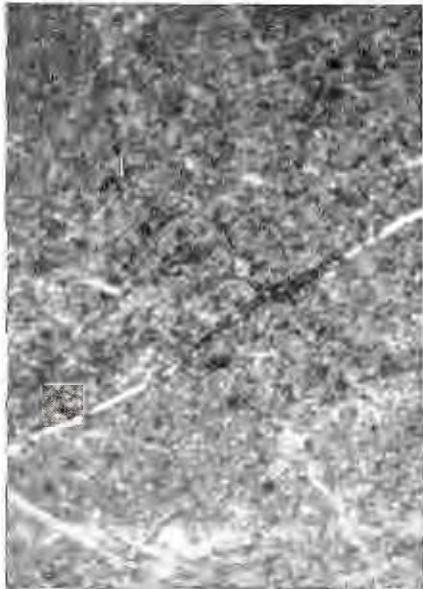


Institutul Geologic al României

ELVIRA BERCIU, FLORENTINA KRAUTNER. Cristalinul epimetamorfic din munții Bistriței. Pl. I.



1



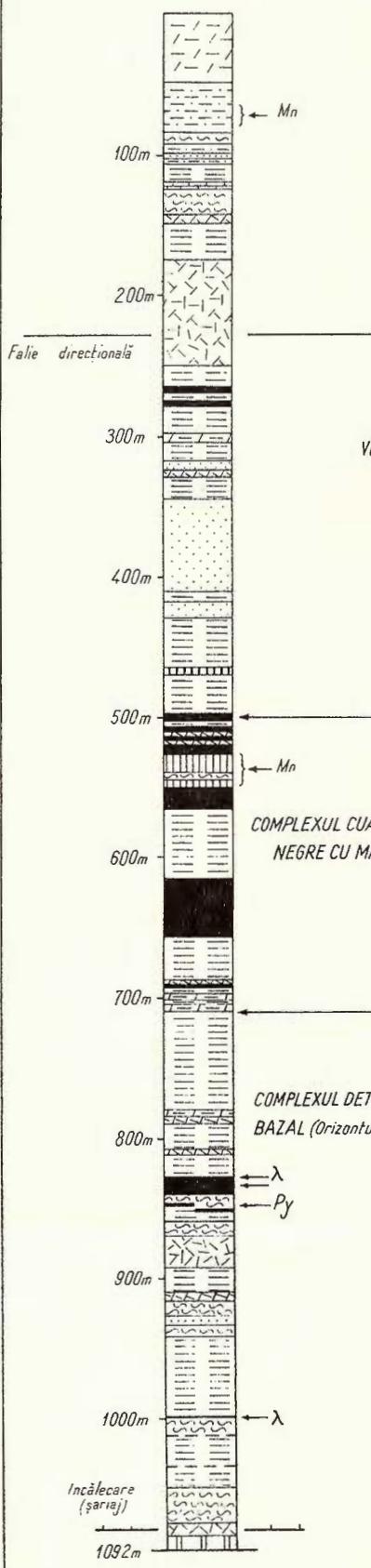
2

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LV/2.



Institutul Geologic al României

PROFILUL FORAJULUI BARNAR



**COMPLEXUL
VULCANOGEN INFERIOR**

**COMPLEXUL CUARTITELOR
NEGRE CU MANGAN**

**COMPLEXUL DETRITOGEN
BAZAL (Orizontul superior)**

LEGENDA

- | | |
|--|--|
| | <p>1 Sisturi sericito-cloritoase-cuارتيلice</p> <p>2 Sisturi sericito-grafitoase</p> <p>3 Sisturi calcaroase-biotitice-cloritoase (spessartin +manganophyllit +dannemorit)</p> <p>4 Calcare</p> <p>5 Cuartite albe</p> <p>6 Cuartite negre</p> <p>7 Minerale de mangan</p> <p>8 Metafufuri și metatufite acide, asociate cu sisturi sericito-cloritoase</p> <p>9 Rocii metaeruptive bazice</p> <p>10 Brecii</p> <p>11 Dolomite triasice</p> <p>12 Lamprofir (spessartite)</p> <p>13 Pirite + calcopirite</p> <p>14 Silicati și carbonați de mangan</p> |
|--|--|

ASUPRA SISTEMELOR DE FRACTURI ÎN NEOERUPTIVUL DIN
ZONA CICIRLĂU (BAIA MARE)¹

DE

I. KALMÁR², E. BĂLAŞA³

Abstract

On the Neoeruptive Fracture Systems in the Cicirlău Zone (Baia-Mare). By statistic studies carried out regarding the orientation of mineralized fractures in the zone situated at the Cicirlău Valley head, three systems have been made obvious: NW — SE (the oldest Middle Sarmatian) with cupriferous mineralization; NE — SW (Lower Pannonian) with common sulphide mineralization and N—S (Upper Pannonian) with complex mineralization or calcite-kaolin filling. Vein and fracture groups are described; the emplacement phases of the Seini-Piscuiatu and Ilba andesite, outcropping in the perimeter, are parallelized. The paper includes figures with rosettes showing the fall directions and their projection in a stereometric diagram.

Partea de vest a neoeruptivului maramureşan a fost studiată cu diverse grade de detaliere începând din sec. XIX (G. Szellemei, 1894, I. Gessel 1892, M. von Pálfy 1914—1918, etc.).

Începând din 1950⁴ cercetările se axează pe descifrarea structurii regionale de ansamblu (D. Rădulescu 1958, D. Giuşcă 1958, 1960), studiindu-se detaliat zone caracteristice de dezvoltare a termenilor erupтиви (Gr. Cioflica 1956, N. Gherasi 1961—1963, N. Stan, V. Bîrlilea 1964, S. Seiceanu⁵).

¹ Comunicare în şedinţă din 31 martie 1967.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni, Calea Griviței nr. 64, București.

³ Întreprinderea geologică de prospecțiuni, D.G.P.E.M., Șos. N. Titulescu nr. 85—87 București.

⁴ D. Giuşcă. Raport geologic preliminar asupra prospecțiunilor geologice miniere din regiunea Baia Mare. 1950. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁵ S. Seiceanu. Raport asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Baia Mare — Seini. 1955. Arh. Com. Stat Geol. București.



Sistemele de fracturi au fost supuse discuției în Chidul Excursiilor (V. Ianoaici și colab. 1961), evidențiindu-se un sistem NNE—SSW, E—W, (fracturi longitudinale cu caracter regional) și un sistem secundar NW—SE. Studii microtectonice și structural-petrologice au fost efectuate de Amalia Szöke pe valea Firizei (1963), Chiuzbaia și în apropierea Cicirlăului, la Ilba (1965).

Regiunea de care se ocupă prezenta notă a făcut obiectul unor cercetări geologice complexe, constând din : prospecțiuni geologice de mare detaliu, lucrări miniere de explorare și foraje de adâncimi medii. Rezultatele acestor lucrări au fost consemnate de : N. Butucescu și colab. (1963), N. Dumă și colab. (1961—1962) precum și în rapoarte⁶.

Ca rezultat al acestor lucrări s-a stabilit succesiunea eruptionsilor, datarea lor, structura de detaliu a aparatelor vulcanice și dezvoltarea corpuriilor filoniene de sulfuri complexe.

Regiunea cercetată de noi se întinde în partea de SW a masivului eruptiv, pe cursul superior al văii Cicirlăului pe ambii versanți ai acesteia, între dealul Bondor, culmea Sălhij, Ouș și Plopăț ; la sud se delimitază pe valea Geroldy II și galeria Geroldy Est.

Rocile eruptive

Rocile eruptive din regiune s-au pus în loc în trei etape principale : în Tortonian (piroclastite riadacitice), în Sarmatian (andezite piroxenice) și în Pannonian (andezite cuarțifere de Piscuiatu și andezitul bazaltoid de Ilba.)

Rocile piroclastice riadacitice apar în lungul văii Cicirlăului și al principalilor afluenți ai acestuia. Forajele au interceptat aceste piroclastite intercalate în marne și tufite marnoase tortoniene.

Urmează andezitele piroxenice de Seini (N. Stan, V. Birlea 1964) în bună parte afectate de metamorfismul hidrotermal. Pe culmile mai înalte, andezitul de Seini suportă pete de andezit cuarțifer de Piscuiatu ; între ele s-a observat existența unui nivel discontinuu de aglomerate în parte alterate (feroxidate). Andezitele piroxenice bazaltoide constituie coșuri și dyke-uri ce străbat atât andezitul de Seini cît și andezitul cuarțifer de Piscuiatu.

⁶ N. Dumă, C. Costache. Rapoartele echipelor geologice din Ilba, 1960—1965. Arh. D.G.P.E.M. București.

E. Bălașa, I. Kalmár. Raportul de sinteză al echipei geologice de prospecțiuni T.P.E.M., 1964. Arh. I.P.L. București.

S. Rădulescu și colab. Rapoartele Expl. Min. Ilba, 1963—1965, Nistr. 1961—1965. Arh. Tr. Minier B. Mare.

Dislocații majore

Tectonica este complicată datorită prezenței unor dislocații majore la care se asociază numeroase alte fracturi și falii mai mult sau mai puțin importante. D. Rădulescu (1958) a constatat prezența a 3 sisteme de fracturi cu caracter regional, legate de structura fundamentului, fracturi pe care au venit erupțiunile și s-au format filoanele.

Astfel la Cicirlău (vezi planșa) se evidențiază un sistem de trei fracturi majore, orientate NNE—SSW. În subteran, fractura vestică a fost prinsă în galeria 23 August (valea Geroldy I); sistemul mijlociu în galeria VI și în direcționala filonului Ioan (din galeria VI) pe care-l deplasează vizibil. Fracturile sunt însoțite de o zonă intens caolinizată și brezifiată (transversala 2 N).

Fracturi mineralizate

În compartimentul central și estic se localizează o serie de fracturi mineralizate cu diverse orientări.

Astfel pe interfluviul Bolditău — Sălhij apar filoanele Geroldy, 286, Aida și Venera. Ele prezintă caracteristici comune: sunt orientate NW—SE, cu căderi atât spre NE cât și spre SW și sunt constituite din cuart cenușiu — verzui, mineralizat cu pirită, calcopirită și subordonat, minerale de plumb și zinc. Notăm intensa cloritizare a rocii înconjurătoare așa cum s-a observat și în cazul altor filoane cuprifere (N. Dumă 1961, V. Manilici și colab. 1965). Filoanele grupului sunt întreținute de filonașe transversale cu umplutură caolinoasă calcitică cu pirită, care le deplasează pe distanțe variabile de la cîțiva centimetri la mai mulți metri. Orientarea preferențială a sistemului de fracturi din grupul Geroldy — Venera, apare bine individualizată pe rozeta direcțiilor căderii (vezi planșa).

La extremitatea vestică a filonului Venera, în apropierea unor stâlpi de andezit piroxenic de Ilba, se observă un sistem de fracturi orientate NE—SW din care filonul Ramură cu mineralizație complexă, întreține sistemul NW—SE (fig. 1b). Pe rozeta direcțiilor căderii se evidențiază cele două sisteme de fracturi, precum și altele, orientate NNW—SSE care întrețin ambele sisteme.

În partea centrală a regiunii, între văile Sălhij și Nucuț, pe piciorul Nucuț, se desenează un grup de filoane de orientări diferite.

Un prim grup a cărui orientare oscilează între E-W și NE—SW începe în apropierea cotului nordic al văii Sălhijului, prin filonul 23. Urnează filoanele Ioan, I, Alexandru și Baltoș. Acest sistem este între-



tăiat de altul, orientat N—S sau NNE—SSW (filoanele 2 Nord și 2 Sud, Prospecțiuni etc) și deplasat pe distanțe de mai mulți metri. În rozeta nr. 6 se văd clar cele două sisteme fisurale dispuse între 225° și 330° (vezi pl.).

Un aspect deosebit prezintă filonul Ioan (fig. 1 a). La orizontul galeriei Prospecțiuni, pe direcționala estică se poate urmări filonul bine

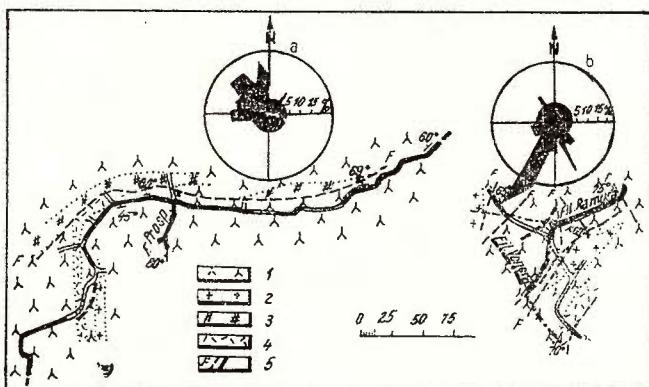


Fig. 1. — Extremitatea de NW a filonului Ioan (a) și Venera (b) din galeria Geroldy II cu rozeta direcțiilor căderii.

1, andezite piroxenice de Seini, hidrotermalizate ; 2, andezit piroxenic de Ilba, dyke și coș ; 3, zonă intens brecifiată ; 4, caolinizată ; 5, filon de sulfuri (F = fâlie);

Extrémité NW du filon Ioan (a) et Venera (b) de la galerie Geroldy II avec rosette des direction du pendage.

1, andésites pyroxéniques de Seini, hydrothermalisées ; 2, andésite pyroxénique de Ilba, dyke et cheminée ; 3, zone intensément bréchifiée ; 4, kaolinisée ; 5, filon de sulfures (F = faille).

dezvoltat, orientat NEE—SWW. Pe direcționala vestică după un fragment E—W, filonul execută o întoarcere de 90° orientându-se spre sud. După o nouă întoarcere de 90° și o fractură puternică filonul ia direcția NEE—SWW ; urmează o a treia cotitură și în front filonul e orientat NNW—SSE.

În realitate, examinându-se constituția mineralizației se constată că segmentele E—W au o mineralizație alcătuită din blendă, galenă, pirită, calcopirittă și mispichel în gangă de cuarț cenușiu și de baritină în cui-buri. Segmentele N—S, întocmai ca și filonul Prospecțiuni, sănătătoare din cuarț violaceu mineralizat cu pirită, wurtzit, sulfo-săruri, marcasit, galenă, având și cuiburi de calcit alb și roz.

În coperișul filonului intilnim o zonă de caolin orientată E—W, cu oglinzi de fricțiune, conjugat cu o zonă de brecii, cu elemente de andezit, cuarț și caolin. Un dyke de andezit piroxenic flanchează filonul în partea lui de maximă sinuoitate.

La nivelul galeriei VI găsim aceeași complicație, cu deosebirea că apar o serie de fracturi N—S și NNE—SSW, cu umplutură caolinoasă calcitică cu pirită care deplasează filonul Ioan cu mai mulți metri.

Rozeta nr. 2 (vezi pl.) evidențiază cele două sisteme de fracturi pentru filonul Ioan iar rozeta nr. 3, orientarea preferențială a direcțiilor căderii pentru filonul Prospețiuni.

În colțul sud-estic al grupului Nucuț se aliniază filoanele Alexandru, Ramura Alexandru și Baltoș, orientate NE-SW, întreținute de sistemul N—S al filonului Prospețiuni care le deplasează pe cîțiva metri. Notăm zona intens brecifiată din culcușul filonului Alexandru, cu orientarea N—S și existența unui dyke de andezit piroxenic de Ilba în coperiș (vezi planșa, rozetele nr. 4 și 5). Astfel de zone brecioase de contact sunt citate și de A m á l i a S z ö k e pe cursul inferior al văii Ilba (1965).

La sud de valea Ouț, pe versantul estic al Văii Mari-Cicirlău, se desenează un al treilea grup de filoane din care fac parte filonul Mircea, 80, L.I.T., și filonul valea Teuzului.

Și aici se pun în evidență cele două sisteme de fracturi. Filonul de la gura galeriei Baltoș I și II, precum și filonul 80 fac parte din sistemul N—S în timp ce filonul Mircea, L.I.T. și valea Teuzului, din sistemul NE — SW. Remarcăm zona intens brecifiată cu orientare NNW — SSE în galeria Baltoș II, în apropierea unui dyke de andezit piroxenic de Ilba, numeroase fisuri și filonașe din galeria Geroldy Est și brecifierea pe direcție a filonului valea Teuzului din aceeași galerie (rozetele 7 și 8, vezi pl.).

Diagrame de fracturi mineralizate

Avînd la dispoziție un număr destul de mare (peste 500) de măsurători sistematice de orientări pentru filoane și fracturi mineralizate, am încercat ca printr-un studiu statistic (în spătă, construirea unor rozete), să urmărim direcțiile preferențiale de tectonizare a neoeruptivului din perimetru cercetat. În ansamblu (rozeta nr. 9, vezi pl.) se observă frecvența mare a fracturilor orientate NW—SE (cadranul I) NE — SW (cadranul IV) și N — S (cadranul III + IV). Menționăm că fracturi analoge cu primele două sisteme au fost puse în evidență de către S z ö k e A m á l i a (1965) în cărierele de la Seini și Ilba.



Proiecția stereometrică a 351 măsurători, confirmă existența celor trei direcții preferențiale (fig. 2). În cadranul I un maxim pronunțat (conjugat cu simetricul lui din cadranul III) evidențiază sistemul NW — SE, cu căderi între 60° — 75° . Maximele din partea dreaptă — superioară a cadranului IV, indică existența sistemului NE — SW respectiv NEE —

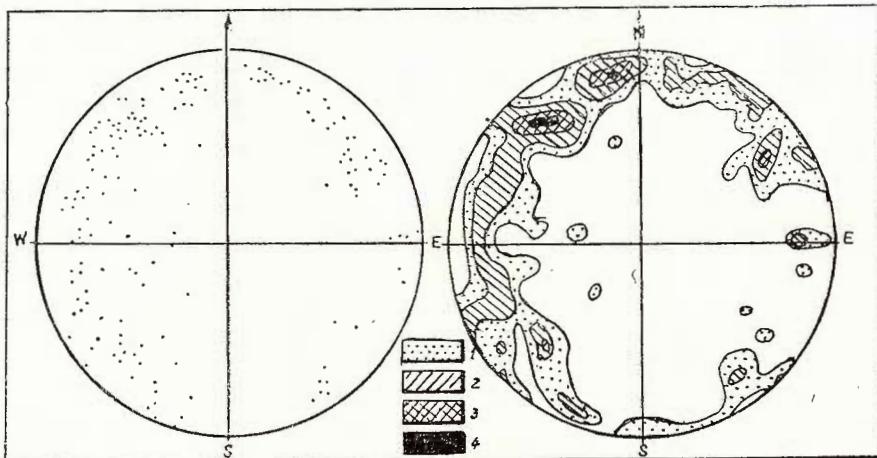


Fig. 2. — Proiecția stereometrică a direcțiilor căderii pentru fracturile din perimetrul Cicirlău.

1, între 0—1 p; 2, între 1—2 p; 3, între 2—4 p; 4, peste 4 p.

Projection stéréométrique des directions du pendage pour les fractures du perimètre Cicirlău.

1, entre 0—1 p; 2, entre 1—2 p; 3, entre 2—4 p; 4, plus de 4 p.

SWW, cu căderi între 70° — 85° . În sfîrșit, zona de maxim în jurul punctului W, se datorează fracturilor orientate între NNW—SSE și NNE—SSW.

Examinând natura fracturilor pentru fiecare sistem constatăm o corelare perfectă între natura mineralizației și direcția fracturii.

Fracturile orientate NW — SE, aşa cum am remarcat, sînt purtătoare de mineralizație cupriferă, chiar și cele de dimensiuni reduse (filonul 286). Umplutura filoniană a fracturilor NE — SW este plumbo-zinciferă iar cele N — S ori nu sînt mineralizate (umplutură caolinoasă sau calcitică), ori au o umplutură de cuarț violaceu rubanat cu sulfuri și sulfo-săruri de temperaturi scăzute. Notăm faptul că peste variația mineralizației în funcție de poziția fracturii se suprapun și variații pe verticală în sensul creșterii conținutului de cupru odată cu adincimea favorizată de un gradient geotermic mare (N. Dumă și colab. 1962).

Pe baza relațiilor spațiale între cele trei sisteme, se poate preciza că sistemul cel mai vechi este cel NW — SE, întreținut de celelalte două. Urmează sistemul NE — SW, care la rîndul lui este mai vechi ca sistemul N—S. O situație deosebită apare în galeria Prospecțiuni unde zona caolinizată frâmîntată din coperișul filonului Ioan cu orientarea E — W este evident mai nouă decît toate celelalte sisteme, întrucât fracturează și intrerupe chiar și filonul Prospecțiuni. Aceeași situație o găsim și la filonul valea Teuzului.

Prezența dyke-urilor de andezit piroxenic de Ilba în vecinătatea tuturor fracturilor orientate N—S, este caracteristică (Culmea Nucuț, galeria Baltoș I și Baltoș II, extremitatea filonului Venera). Se știe din practica de teren că prezența unor astfel de corpuri aduce după sine o intensă brecificare a rocilor înconjurațoare, caolinizarea lor și dispersarea mineralizației din fracturile NE — SW. Rezultă deci că fracturile N — S sunt contemporane cu punerea în loc a dyke-urilor de andezite de Ilba (pannoniene superioare, D. Rădulescu — 1958) iar celelalte, anterioare acestora. La concluzii asemănătoare a ajuns și N. Dum a și colab. la Ilba — Handal (1961).

Deoarece filonul valea Teuzului nu aflorează decît pînă la limita cu andezitele cuarțifere de Piscuiatu, se poate preciza că acest sistem fractural este anterior punerii în loc a rocilor respective. Această constatare este valabilă și pentru grupul de filoane de la Nistru care de asemenea nu aflorează pe zonele ocupate de curgerile andezitelor de Piscuiatu. Cît despre sistemul NW — SE se poate afirma cu certitudine doar faptul că sunt ulterioare erupției andezitelor piroxenice de Seini sarmațiene medii, care le cantonează.

Concluzii

1. În perimetru Cicirlău se confirmă prezența celor trei sisteme de fracturi : NW — SE, NE — SW și N — S, caracteristice regiunii (D. Rădulescu 1958) ;

2. Cele trei sisteme de fracturi au umplutură filoniană diferită : cele NW — SE sunt purtătoare de mineralizație cupriferă, cele NE—SW de sulfuri comune, iar cele N — S, mineralizație de sulfuri complexe, cuarț violaceu, calcit și caolină ;

3. Cele mai vechi sunt fracturile NW — SE, urmează NE — SW și apoi cele N — S ;

4. Fracturile mineralizate NW — SE sunt posterioare andezitelor de Seini (sarmațiene medii) cele NE — SW, anterioare andezitului cuarțifer

de Piscuiatu (Pannonian inferior) iar cele nord — sud, penecontemporane punerii în loc a andezitelor piroxenice de Ilba ;

5. Prezența simultană a celor trei sisteme de fracturi complică urmărirea mineralizărilor. Din acest punct de vedere regiunea Cicârlău apare ca un „nod“ tectonic în cadrul părții sud — vestice a eruptivului din regiunea Baia Mare, observație anterioară (D. Rădulescu 1958) confirmată și în lucrări miniere.

BIBLIOGRAFIE

- Butucescu N., Bonea Lidia, Botnarencu Al., Stoicescu G., Stoicescu Florica (1963) Mineralizația cu telururi auro-argentifere din zăcămîntul Băița-Nistru (Baia Mare). *Rev. Min.* XIV 5. București.
- Cioflica Gr. (1956) Studiul geologic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Băița (Baia-Mare). *An. Univ. C. I. Parhon, Seria Șt. Nat.* 11. București.
- Dimitrescu R. (1954) Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapă (Baia-Mare). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII (1950—1951). București.
- Duma N., Bădescu I., Antonescu A. (1961) Considerații privind metalogeneza filonului Firizan (Ilba). *Rev. Min.* XII 2. București.
- Socolescu M., Andronescu A. (1962) Noi observații mineraologice privind mineralizația polimetalică din zăcămîntul Ilba-Handal. *Rev. Min.* XIII, 9. București.
- Gessell A. (1892) Montangeologische Aufnahme des Erzdistriktes von Nagybanya. *Jahresb. d. Kgl. ung. geol. Anst.* 1890. Budapest.
- Gherasi N. (1963) Contribuții la cunoașterea eruptivului neogen în reg. Baia-Mare *D.S. Com. Geol.* L. București.
- Gheorghita Ioana, Dofescu Margareta (1961) Cercetări geologice în regiunea Firiza-Izvoare-Crăcești. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959), București.
- Giuşcă D. (1958) Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia-Mare. *Congr. Asoc. Carpato-Balcanice.* Kiev.
- (1960) Adularizarea vulcanitelor din reg. Baia-Mare. Acad. R.P.R. *Studii și Cercet. geol.* 3, București.
- Ianovici V., Giuşcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghita I., Dimitrescu R. (1961) *Ghidul Excursiilor Congr. Asoc. Carpato-Balcanice. A. Baia-Mare. Ses. V.* București.
- Iorgulescu Th. (1955). Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a reg. Baia-Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, 1951—1952, București,
- Manilici V., Lupei N. (1954) Studiul geologic al sectorului Baia Sprie-Capnic (reg. Baia-Mare). *D.S. Com. Geol.* XXXVIII 1950—1951, București.
- (1963) Contribuții la studiul rocilor efuzive din zona Baia-Sprie — Dănești — Bloaja (reg. Baia-Mare). *D.S. Com. Geol.* XLIV, București.



- Giușcă D., Stiopol V. (1965) Studiul zăcămîntului de la Baia-Sprîie (reg. Baja-Mare). *Inst. Geol. Mem.* VII. București.
- Pálfy M. von (1917) Die Montangeologische Verhältnisse von Nagybànya, Borpatak, Felsöbanya und Kissbànya. *Jahresb. der Kgl. ung. Geol. Anst.* (1915). Budapest.
- Paucă M. (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia-Mare. *D.S. Com. Geol.* XXXIX. București.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din reg. Seini-Ilba-Nistru (Baia-Mare). *An. Com. Geol.* XXXI. București.
- Szellemi G. (1894) Mineritul în împrejurimile Bălii-Mari. (trad. I.D.T. din l. maghiară).
- Stan N., Bîrlea V. (1964) Asupra caracterului piroxenic al andezitelor sarmatiene din reg. Racșa-Seini. (Baia Mare). *D.S. Com. Geol.* L/2. (1962—1963). București.
- Szöke Amália (1963) Cercetări structurale și de analiză petrologică în valea Firizei (Baia Mare). *Acad. R.S.R. Stud. și Cercet. Geol.* VIII/1. București.
- (1965) Observații petrografice, microtectonice și structural petrologice în regiunea văii Ilbei (munții Gutii). *Acad. R.S.R. Stud. și Cercet. geol.* X/2. București.
- (1965) Cercetări petrografice și structural petrologice în valea Chiuzbaia și împrejurimi (Baia-Mare). *Acad. R.S.R. Stud. și Cercet. Geol.* X/2. București.

SUR LE SYSTÈME DE FRACTURES DU NÉOÉRUPTIF DE LA ZONE DE CICIRLĂU (BAIA MARE)

PAR

I. KALMÁR, E. BĂLAŞA

(Résumé)

Il s'agit d'une étude succincte des fractures minéralisées comprises dans une des zones les plus tectonisées de la chaîne de l'éruptif de Gutin.

Après avoir présenté la géologie de la région, grâce à certains diagrammes de fissures on effectue la localisation dans l'espace des principales fractures interceptées par les travaux miniers.

Il y a trois directions de fractures à savoir : NW — SE, NE — SW et du NNW — SSE au NNE — SSW avec pendage vers la NE, NW, respectivement vers l'W. La valeur des pendages oscille de 55° à 85° . À ces trois systèmes de fractures correspondent trois paragenèses distinctes.

Le premier système NW — SE se caractérise par une minéralisation cuprifère dans laquelle le quartz gris est imprégné de pyrite et chalcopyrite (filon de Venera).

Le second système NE—SW est rempli de quartz gris avec des rides de barytine et minéralisation de pyrite, galène, blende etc. (filons d'Ivan, d'Alexandre, de Baltoş etc.).

Le troisième système du NNW—SSE au NNE — SSW se caractérise par la présence de la kaoline, de la calcite, du quartz violacé, des sulfures et des sulfosels de basse température (le filon des Prospections, les segments du filon de Ioan orientés N — S etc.).

Les relations réciproques entre les fractures, autant que les relations entre les systèmes de fractures et les termes des éruptions d'andésites sont à la base des considérations concernant l'âge de la formation des fractures. Ainsi les fractures NW — SE sont-elles considérées postérieures aux andésites de Seini, sarmatiennes moyennes ; les formations NW — SE, antérieures aux andésites quartzifères de Piscuiatu, pannoniennes inférieures, et les, fractures N—S, contemporaines à la mise en place des dykes d'andésite d'Ilba.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la région de l'origine de la vallée de Cicirlău, avec rosettes d'orientation des fractures.

1, pyroclastites rhyodacitiques ; 2, a) andésite pyroxénique de Seini ; b) zone de la chéminée de celle-ci ; 3, andésite quartzifère de Piscuiatu ; 4, cheminée et dykes d'andésite pyroxénique d'Ilba-Igniş ; 5, filons ; 6, faille majeure ; 7, galéries ; 8, forage ; 9, éboulis.

Liste des rosettes : 1, groupe des filons Geroldy-Venera ; 2, filon Ioan ; 3, filon des Prospections ; 4, filon d'Alexandru ; 5, filon de Baltoş ; 6, groupe de Nucuť ; 7, filon de Mircea ; 8, group du sud-est ; 9, périmètre de Cicirlău.

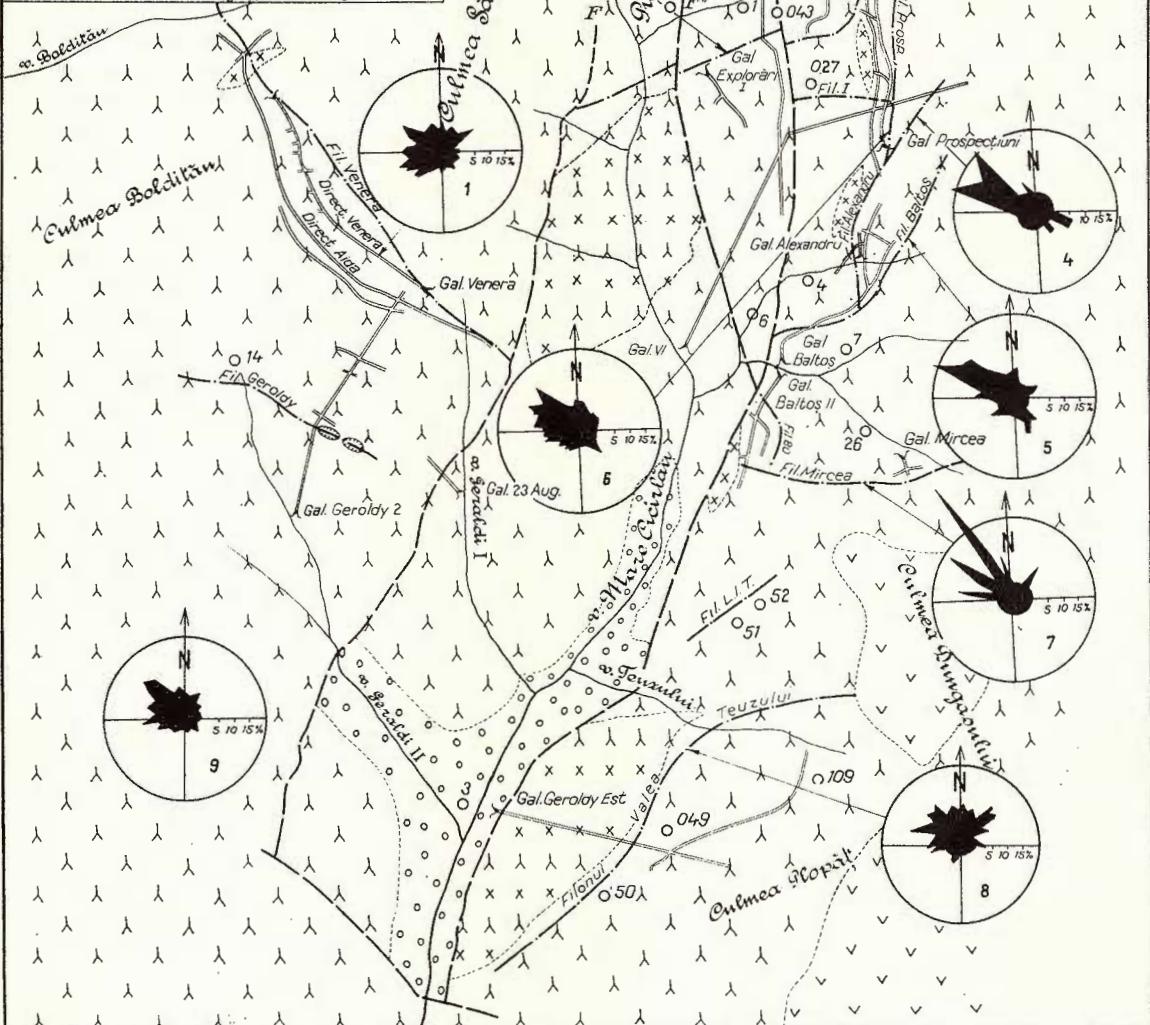
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII DE LA OBÎRSIA VĂII CICIRLĂU

CU ROZETE DE ORIENTARE A FISURILOR

SCARA

LEGEND

- | | | | | | | | | |
|---|---|--|---|---|--|---|-------------------------------------|----------|
| 1 | <input checked="" type="checkbox"/> <input checked="" type="checkbox"/> | Piroclastite
riodacice. | 3 | <input checked="" type="checkbox"/> <input checked="" type="checkbox"/> | Andezit cur-
tifer de Piscu-
latu. | 5 | <input checked="" type="checkbox"/> | Filoane |
| 2 | <input checked="" type="checkbox"/> <input checked="" type="checkbox"/> | a. Andezit piro-
xenic de Seini.
b. Zonă de cas. | 4 | <input checked="" type="checkbox"/> <input checked="" type="checkbox"/> | Cosuri și dyk-urii
(Andezitele de lăba
(Pănis)). | 6 | <input checked="" type="checkbox"/> | Falii |
| | | | | | | 7 | <input checked="" type="checkbox"/> | Galerii |
| | | | | | | 8 | <input checked="" type="checkbox"/> | Foraje |
| | | | | | | 9 | <input checked="" type="checkbox"/> | Surpătur |



STRUCTURA GEOLOGICA ȘI STRATIGRAFIA CRISTALINULUI PĂRȚII DE E A MUNȚILOR RODNEI¹

DE

I. RĂDULESCU, LUDMILA RĂDULESCU²

Abstract

Geological Structure and Stratigraphy of the Crystalline Schists in the Eastern Part of the Rodna Mts. The paper refers to the crystalline schists of the connection zone between the Bistrița Mts and the Rodna Mts. In the first part the authors present the stratigraphy of the metamorphic formations on the basis of the sedimentary characters of the pre-metamorphic pile, as well as based on the location relations and metamorphic intensity of the two crystalline series. In the second part the authors describe the main tectonic structures in the region, and analyse the structural character of the crystalline zone in the East Carpathians, taking into account the latest results, stress being laid on the lack of overthrust nappes.

Introducere

Cercetarea detaliată a masivului cristalin din munții Rodnei (partea de E) și interpretarea datelor obținute, în sensul noilor vederi asupra evoluției metamorfismului în Carpații Orientali, ne-a condus la o imagine stratigrafică și structural-tectonică a șisturilor cristaline, cu totul diferită de cele cunoscute pînă în prezent. Observațiile noastre se referă în special la teritoriul cuprins în bazinul văii Lala și regiunea de izvoare a Someșului Mare, inclusiv aria șisturilor cristaline din extremitatea

¹ Comunicare în ședința din 14 aprilie 1967.

² Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Calea Griviței, nr. 64, București.



estică a masivului (vîrful Ineu) și zona de legătură cu munții Bistriței, dar principalele concluzii la care am ajuns, sănt valabile pentru o mai mare parte a cristalinului munților Rodnei.

Regiunea la care ne referim este limitată la N de creasta ce des- cinde din vîrful Ineu în valea Bistriței Aurii la confluența cu valea Lala, la E și S de sedimentarul eocen al sinclinalului Rotunda și al munților Bîrgăului, iar la W de creasta vîrful Ineu — vîrful Roșu — rîul Someșul Mare, la confluența cu valea Măriilor. Teritoriul astfel delimitat cuprinde o zonă exclusiv muntoasă, cu altitudini între 660 m (Someșul Mare) și peste 2000 m (creasta vîrful Roșu — vîrful Ineu), adânc sculptată de afluenții rîului Bistrița Aurie (valea Lala) și văile de la obîrșia rîului Someșul Mare (izvorul Păltiniș, valea Prelucilor, valea Gagii, valea Măriilor, etc.).

Exceptind publicațiile cu caracter general, referitoare la ansamblul munților Rodnei și al Carpaților Orientali, în care este inclusă și regiunea noastră (P. v. Partsch 1826, F. v. Richtofen 1860, F. v. Pošepny 1864, 1895, G. Primics 1885, H. Zapadowicz, 1886, P. Rozłozsnick 1907, M. Reinhardt și I. Tanasiu 1927, K. Paul 1876, B. Walter 1876, V. Uhlig 1897—1917, etc.), valoroase date asupra structurii șisturilor cristaline din partea de est a munților Rodnei, găsim în lucrările lui Th. Kräutner (1923—1924, 1924—1925, 1926—1927) publicate în 1930 și în special în studiul monografic (1938) asupra întregului masiv. Autorul menționat, împarte șisturile cristaline din regiune în două serii : mezozonală și epizonală (în sensul admis de Grubenmann și Beké), serii care stau între ele în raporturi tectonice, mezozona încălcând peste epizonă. În partea de est a masivului, același autor interpretează existența unei pînze de șariaj de ampoloare, de vîrstă probabil hercinică, mezozona din sectorul vîrful Ineu constituind un mare petec de acoperire. Vom reveni în cursul expunerii, asupra concepției petrografice și tectonice cuprinsă în lucrările lui Th. Kräutner, întrucît acesta reprezintă punctul de vedere în general admis pînă în prezent. S. t. Ghika (1951—1952) publică în 1955 un studiu asupra regiunii sudice a masivului Rodnei, în care admite superpoziția mezozonei (ca facies petrografic) din petecul de acoperire de la vîrful Ineu, ca fiind normală. Autorul consideră întreaga stivă a șisturilor cristaline ca fiind formată în aceleași condiții de metamorfism regional, deosebirile de facies dintre cele două serii, datorindu-se chimismului diferențiat al stivelor sedimentare din care provin și nu intensității factorilor de transformare metamorfică. Lu-crările de prospecțiune detaliată și reviziile întreprinse în masivul Rod-

nei de I. Rădulescu³ și colab. (1960—1965) au furnizat noi date de ordin petrografic și structural, care permit considerarea structurii masivului cristalin din partea de E a munților Rodnei dintr-un punct de vedere diferit de al autorilor precedenți; principalele rezultate ale cercetărilor amintite sunt prezentate în lucrarea de față.

I. Stratigrafia șisturilor cristaline

Abordarea studiului șisturilor cristaline din partea de E a munților Rodnei, ținând seama îndeosebi de stratigrafia stivelor sedimentare pre-metamorfice și de relațiile poziționale și de metamorfism dintre cele două serii cristaline existente în regiune, ne-au condus la separarea unui fundament cristalin vechi, care suportă transgresiv șisturi epimetamorfice formate ulterior. În alcătuirea petrografică a fundamentului intră exclusiv șisturi cristaline mezometamorfice, consolidate anterior sedimentării transgresive a stivei din care provin șisturile seriei epimetamorfice. Admitem formarea masivului de șisturi cristaline în două cicluri metamorfice independente, succesive și cu efecte diferite, în funcție de intensitatea factorilor care au acționat. În acest sens se deosebesc două serii: una mezometamorfică și alta epimetamorfică, provenind din transformarea în șisturi cristaline a unor stive sedimentare cu independență stratigrafică.

A) Seria șisturilor mezometamorfice. În această serie am cuprins toate șisturile care vădesc formarea lor prin procese metamorfice de intensitate ridicată corespunzînd faciesului amfibolitic, situate pozitional în fundamentul cristalin vechi. O parte din aceste șisturi nu mai prezintă azi caractere net mezometamorfice, fiind intens afectate de procese retromorfe ulterioare formării lor, dar apartenența la fundamentul vechi și compoziția mineralogică inițială (preretromorfă), stabilite cu rigurozitate

^{3a} I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, P. Costache, F. Barbu, D. Constantinof. Raport asupra prospecțiunilor pentru fier și sulfuri complexe în reg. Cîrlibaba-Iacobeni-Șesuri-Lucina-Bahna. 1960. Arh. Com. Stat Geol. București. resti.

^{3b} I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, Domnița Tofan. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier și neferoase în reg. vîrful Omul, izvorul Someșului, vîrful Ineu. 1961. Arh. Com. Stat Geol. București.

^{3c} I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu, V. Ignat, I. Focșa, Felicia Focșa. Cercetări geologice în munții Rodnei. (Raport geologic preliminar). 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.



ne confirmă gradul ridicat al metamorfismului în care au luat naștere. Teritorial, șisturile seriei mezometamorfice, ocupă partea centrală și de W a perimetrlui la care ne referim, cu dezvoltare caracteristică pe valea Lala și afluenții pe dreapta ai râului Someșul Mare.

În cadrul acestei serii se disting două complexe stratigrafice : unul inferior (granatifer-amfibolic) și altul superior (micaceu-cuarțos), stând în relații normale de superpoziție.

1. *Complexul inferior, granatifer-amfibolic.* Face parte din complexul inferior al seriei mezometamorfice, stivu de șisturi provenită pe seama unei serii sedimentogene, unitară în ce privește natura materialului și condițiile de depunere, situat la baza edificiului cristalin (în sens stratigrafic) deschis prin eroziune. Stratigrafic corespunde „complexului șisturilor granatifere cu intercalații amfibolice“ separat de noi⁴ anterior, incluzind în cea mai mare parte „șisturile mezozonale din petecul de acoperire de la Ineu și șisturile de Bretila de la Șesdros“ (versant drept al râului Someșul Mare amonte de confluența cu valea Măriilor) descrise de Th. Kräutner (1938). Limita superioară a complexului nu coincide întru totul cu conturul „petecului de acoperire“ figurat pe harta autorului menționat ; ea corespunde schimbării faciesului inițial de sedimentare și nu cu o delimitare a unor unități tectonice sau de facies metamorfic.

Complexul inferior este alcătuit în cea mai mare parte dintr-o alternanță repetată de pachete cu grosimi mari (zeci pînă la 200—300 m) formate din micașisturi faneroblastice cu granați și nivele puternice de amfibolite cu biotit și granați. La acestea se adaugă intercalații subțiri (metrice, pînă la cîteva zeci de metri) de micașisturi cu amfiboli (separate de Th. Kräutner sub numele de Hornblendengarbenschiefer), paragnaise biotitice cu granați, șisturi cuarțito-biotitice etc. În ce privește natura materialului premetamorfic, este evidentă proveniența rocilor cristaline din acest complex pe seama unei stive sedimentare detritice-pelitogene, predominant argiloasă, cu numeroase și bine dezvoltate orizonturi marnoase. Constanța impresionantă a compozitiei mineralogice pe grosimi mari demonstrează omogenitatea depozitelor initiale, fără mari fluctuații în ce privește natura materialului, formate probabil în condiții de sedimentare invariabile în timp îndelungat.

Șisturile complexului inferior sunt mai puțin afectate de transformări retromorfe ; acestea se disting îndeosebi în zonele Șesdros, valea Prelucilor și izvorul Păltinișului, unde diaftoreza are caractere pregnante,

⁴ Op. cit. pct. 3 b.

manifestindu-se mai mult prin schimbări mineralogice (cloritizarea biotitului și granaților, descompunerea plagioclazilor calcici în albit și clinozoizit, recristalizarea cuarțului, etc.), fără a afecta prea mult structura primară. Extinderea zonelor de retromorfism este în strînsă legătură cu relieful vechi al fundamentalului, diaftoreza fiind mai avansată în imediata vecinătate a suprafeței acestuia.

2. Complexul superior, micaceu-cuarțos. În acest complex am inclus totalitatea șisturilor formate pe seama unei stive sedimentare, variată în ce privește natura materialului detritic din care provine, și situată stratigrafic deasupra complexului granatifer-amfibolic, prin procese metamorfice de intensitate ridicată. Limita inferioară a complexului corespunde schimbării regimului liniștit de sedimentare al stivei argiloase-marnoase cu altul mai agitat, în care predomină depunerile detritice grosiere (nisipuri cuarțoase și arcoziene, pietrișuri fine), în alternanță cu altele pelitice (argile, marne, calcare) slab dezvoltate. Limita superioară ne este necunoscută, șisturile fiind acoperite transgresiv de formațiunile seriei epimetamorfice. În ce privește relațiile dintre cele două complexe mezometamorfice, în regiunea noastră par să fie normale, formațiunile sedimentare inițiale fiind în continuitate de sedimentare. Acest lucru este foarte greu de stabilit cartografic, mai ales dacă avem în vedere procesele ulterioare de metamorfism și apoi diaftoreză care afectează profund întreaga zonă; menționăm totuși că spre SW, în sectorul Blazna-Cobășel (în afara regiunii noastre) am surprins unele indicii care conduc la interpretarea unei transgresiuni a stivei sedimentare superioare, peste cea a complexului inferior.

Complexul superior se caracterizează prin alcătuirea sa din șisturi mezometamorfice, fără indoială, predominant cuarțoase, cu frecvențe intercalării feldspatice (paragnaise), intens diaftorizante, la care se adaugă intercalării reduse de amfibolite și calcar albe. Include o mică parte din „mezozona petecului de acoperire de la Ineu“ (Th. Kräutner 1938), în cea mai mare parte reprezentând acele șisturi despre care autorul menționat subliniază că „este foarte greu de stabilit dacă aceste roci reprezintă termenii unei stări de metamorfism ai seriei epizonale, sau dacă la ele este vorba de părți din pătura mezozonală șariată, cutată și încleștată în epizonă, care ulterior au suferit o diaftoreză“ (pag. 205). Astfel de șisturi sînt citate în versantul drept al Someșului Mare, la Prelucile Gagii și pe culmea din stînga văii Lala (dealul Pleșcuții-Munceluț), zone unde Th. Kräutner (1938) consideră că „delimitarea seriei mezozonale de cea epizonală este cel mai greu de întreprins“

(pag. 238). Cartarea foarte detaliată a acestor sectoare (scara 1 : 5.000) și studiul microscopic minuțios ne-au permis să stabilim cu certitudine că este vorba de șisturi mezometamorfice intens diaftorizate. Noi am descris aceste roci⁵ ca micașisturi cuarțoase cu două mice, micașisturi biotitice, șisturi cuarțito-micacee, paragnaise micacee, amfibolite cu epidot și granați, calcare cristaline, etc., subliniind aspectul lor deosebit datorită intensității transformărilor retromorfe. În descrierea profilului geologic pe creasta din stînga văii Lala (dealul Pleșcuții — Munceluțul — virful Ciungii — virful Ineu) Th. Kräutner (1938) menționează că începând chiar de la cota 1585 m șisturile au cînd caracter de epizonă, cînd de mezozonă, incluzindu-le totuși în seria epizonală; numai de la virful Ciungilor spre virful Ineu, unde caracterul mezometamorfic al micașisturilor cu granați și al amfibolitelor este mai pregnant datorită slabiei diaforeze, autorul consideră că există șisturile mezozonale ale petecului de acoperire. Reluarea aceluiși profil și studierea amănunțită a zonelor adiacente ne-au confirmat caracterul diferențiat al diaforezei în funcție de compoziția mineralologică inițială a șisturilor: zonele mai bogate în cuarț (micașisturi cuarțoase, cuarțite, șisturi cuarțito-micacee și unele paragnaise), păstrează și la o diaforeză pronunțată caracterul structural primar, transformările mineralogice cu caracter retromorf, cîrind numeroase relicte provenite pe seama unor sedimente și pseudo-morfoze caracteristice. Dimpotrivă, șisturile argiloase (micașisturi foioase) și marnoase (amfibolite) sunt profund transformate, pe lîngă schimbări mineralogice suferind și schimbări structurale, fiind aproape imposibil de deosebit de rocile similare formate în condiții epimetamorfice. Aceste diferențieri conduc în cazul alternanțelor strînse și repetitive (caracteristice în complexul superior micaceu-cuarțos), la impresia falsă a unor intercalări succesive de șisturi cristaline formate în condiții de metamorfism deosebite. În ansamblu, intensitatea diaforezei scade treptat spre interiorul ariei ocupate de șisturile seriei mezometamorfice și este foarte accentuată în imediata apropiere a șisturilor seriei epimetamorfice, vădind legătura acestor transformări cu metamorfismul de intensitate scăzută al seriei cristaline superioare.

Șisturile complexului superior din fundamentul mezometamorfic, ocupă partea centrală a regiunii studiate de noi, avind cea mai mare extindere pe cursul mijlociu al văii Lala și în bazinul văii Prelucilor.

B) Seria șisturilor epimetamorfice. Peste fundamentul vechi, format exclusiv din șisturi cu un grad ridicat de metamor-

⁵ Op. cit. pct. 3 b.

fism, avind o structură tectonică deja schițată, s-au dispus transgresiv formațiunile care la finele unui al doilea ciclu metamorfic sunt transformate în șisturi epimetamorfice. Aceiași factori provoacă și retro-morfismul părții imediat subjacente a fundamentului, afectând șisturile mezometamorfice pe o adâncime însemnată, indiferent de constituția lor petrografică. Amploarea acestui fenomen este evidențiată de aria însemnată pe care o ocupă șisturile diaftorizate, arie localizată fără excepție în vecinătatea limitei dintre cele două serii cristaline. În tot cuprinsul teritoriului cercetat de noi, seria cristalină transgresivă are un caracter net epimetamorfic, nefiind puse în evidență nicăieri roci care să fi suferit vreodată un metamorfism regional mai intens. Caracterul transgresiv al acestei serii rezultă atât din existența în partea sa inferioară a unor formațiuni caracteristice (sernifite) ce remaniază roci din funda-ment, cît și din conturele cartografice ale formațiunilor (în valea Lala limita șisturilor epimetamorfice intersectează clar formațiunile mezometamorfice, iar în valea Prelucilor seria superioară acoperă succesiv ambele complexe stratigrafice ale fundamentului). Tot în sprijinul acestei poziții, pledează și discordanța netă între faciesurile metamorfice ale celor două serii, fără a exista între ele un contact tectonic și îndeosebi continuitatea stratigrafică a șisturilor seriei epimetamorfice din regiune cu cele din munții Bistriței, unde transgresivitatea acestei serii a fost pe deplin argumentată (C. Ionescu 1962, I. Rădulescu 1967).

Stratigrafic, seria epimetamorfică este alcătuită din două complexe distințe: unul inferior, cu caracter net terigen-cuarțitic grosier și altul superior, în care apar formațiuni vulcanogene-acide și iau amploare mari formațiunile organogene.

1. *Complexul inferior terigen cuarțos.* Corespunde stratigrafic părții inferioare a seriei sedimentogene, transgresivă pe soclul cristalin vechi, caracterizată prin: alcătuirea să din formațiuni exclusiv terigene, frecvența structurilor psamitice cu treceri totale la psefite tipice și prin larga participare a cuarțului în toate tipurile de roci ce o alcătuiesc. Limita inferioară a complexului o constituie suprafața de transgresiune ce separă cele două serii cristaline; acolo unde această suprafață nu este ușor de identificat, am considerat complexul inferior ca începând odată cu prezența cuarțitelor negre în șisturile sericito-cuarțoase (valea Someșului). Limita superioară coincide cu schimbarea regimului de sedimentare și începutul activității vulcanice acide.

Complexul inferior este alcătuit dintr-o succesiune neîntreruptă de șisturi sericito-cuarțoase, șisturi cuarțito-cloritice, cuarțite negre și



șisturi sericito-grafitoase, avind pe alocuri în bază formațiuni conglomeratice și șisturi sernifitice. Spre deosebire de echivalentul lor din munții Bistriței⁶, cuarțitele negre din complexul inferior al seriei epimetamorfice din munții Rodnei nu au asociate minereuri de mangan, fapt remarcat și de cercetătorii anteriori (Th. Kräutner, 1938). În cadrul acestui complex se separă două orizonturi caracteristice: unul discontinuu sernifitic bazal, și altul blasto-detritic cuarțos superior.

Orizontul bazal sernifitic apare sporadic în regiunea noastră, fiind pus în evidență numai în bazinul izvorului Păltiniș prin prezența conglomeratelor metamorfozate de tip cuarțitic (I. Rădulescu, 1967) și a unor șisturi conglomeratice cu remanieri de roci din fundament.

Orizontul superior, la care se face trecerea de la cel precedent prin îndințări și recurențe, apare constant la limita dintre cele două serii cristaline; prezența sa se urmărește neîntrerupt din culmea Muncelului spre S, traversând valea Lalii, valea Prelucilor Mici și rîul Someșul Mare, de unde se curbează spre SSW în valea Măriilor. Este alcătuit îndeosebi din șisturi sericito-cuarțoase blasto-detritice, care conțin numeroase minerale și fragmente de minerale mezometamorfice remaniate din fundație, în care apar sporadic intercalații de cuarțite negre, cuarțite cloritoase și șisturi sericito-grafitoase.

2. *Complexul superior, terigen-vulcanogen-organogen.* În acest complex este cuprinsă stiva groasă de șisturi epimetamorfice pelitogene cu numeroase intercalații de vulcanite acide și roci calcaroase, care formează partea terminală a seriei epimetamorfice din regiune. și stratigrafic și petrografic corespunde întru totul complexului median vulcanogen din munții Bistriței⁷, fiind alcătuit în general din șisturi sericito-cloritoase cu intercalații frecvente de metatufuri și metatufite acide (porfiogene), șisturi grafitoase, dolomite și calcare dolomitice, care se dispun normal stratigrafic peste complexul inferior. Pe direcție, unitatea stratigrafică a acestui complex cu cel median din munții Bistriței este confirmată pe teren de către continuitatea orizonturilor caracteristice de calcare din valea Lala pe sub sinclinalul eocen de la Rotunda și prin extremitatea sa de S către zona de la obârșia văii Rusăia⁸.

⁶ I. Rădulescu și colab. Cercetări geologice în cristalinul Carpaților Orientali (sinteză). 1965. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁷ Op. cit. pct. 6.

⁸ Op. cit. pct. 3 a.

II. Structura geologică

Masivul cristalin al munților Rodnei, în ciuda aparentei izolări față de zona axială de șisturi cristaline din Carpații Orientali, se dovedește ca făcind parte integrantă din aceasta. La o analiză regională a elementelor structurale, constatăm că atât sedimentarul din sinclinalul Rotunda, cît și cel din bazinul văii Măriilor — dealul Bindireasa, nu reprezintă altceva decât resturi ale grandioasei transgresiuni eocene pe un soclu cristalin unitar, format din masivele munților Rodnei și ai Bistriței. Forma și dimensiunile arilor ocupate de formațiunile eocene este în directă legătură cu tectonica disjunctivă post-lutejană, care provoacă deplasări mari de compartimente și a contribuit în cea mai mare măsură la definitivarea aspectului structural-tectonic al Carpaților Orientali.

În ce privește masivul de șisturi cristaline este neîndoileloc faptul că structura sa este mult mai veche: trebuie să admitem că în cea mai mare parte, această structură s-a definitivat încă în timpul transformării stivelor sedimentare primordiale în șisturi cristaline, că este deci sinmetamorfică. Nu se poate concepe ca în fazele orogenice post-metamorfice, cînd șisturile cristaline erau constituite ca atare într-un bloc rigid, mobil numai la scară regională și în măsură redusă, să se formeze în cadrul lor structuri locale, de detaliu, fără să fie afectată însăși esența metamorfică a șisturilor cristaline. Cum nu cunoaștem în Carpații Orientali cicluri metamorfice post-triasice, este evident că structurile plicative de detaliu din șisturile cristaline sunt anterioare acestei perioade geologice, iar paroxismele orogenice mezozoice și neozoice nu contribuie la arhitectura blocului cristalin decât prin accentuarea unor structuri regionale deja existente și prin dislocații rupturale.

În masivul cristalin al munților Rodnei, cel puțin în partea sa de E, constatăm continuitatea structurilor din munții Bistriței cu aceleași caractere: seriile metamorfice, deși constituise independent, la mare distanță în timp între ele, formează structuri majore coaxiale. În seria mai tînăă, (epimetamorfică) nașterea structurilor plicative s-a făcut sub directă influență a nucleelor vechi din fundament, aşa cum ulterior s-a întîmplat și în cuvertura sedimentară mult mai recentă.

În cadrul teritoriului cercetat de noi, se menține direcția NW — SE a structurilor, caracteristică întregului masiv est-carpatic; numai în partea de W constatăm o redresare pronunțată spre S, provocată probabil de jocul compartimentelor tectonice determinate de marile dislocații transversale. Atât în bazinul văii Lala cît și în zona de izvoare a Some-

șului Mare (văile Păltiniș, Preluci, Gagii, Balota, etc.), eroziunea a deschis pe o arie însemnată fundamentalul mezometamorfic, înălăturind complet seria transgresivă acoperitoare; seria epimetamorfică se menține pe cursul inferior al văii Lala și în versantul stîng al Someșului, unde suportă gresiile și conglomeratele eocene pe sub care se continuă nemijlocit în munții Bistriței. Ca element structural major se distinge în zona vîrful Ineu o culminăție anticinală complexă, cu caracter de anticlinoriu, similară celei din zona Rusaia-Bretila situată la E, în paralel. Axul acestei structuri se urmărește de la E de vîrful Ineu, din circul văii Lala spre SE, trecind pe la obîrșia izvorul Gagii, la E de vîrful Roșu, de unde se recurgează spre S și SW ieșind din cadrul perimetrlui studiat. Caracterul anticinal al structurii este bine scos în evidență de căderile șisturilor constant contrarii de o parte și de alta a zonei axiale, ca și de către succesiunea stratigrafică simetrică de pe flancuri. Ca element reper, se remarcă orizonturile de amfibolite. În regiunea noastră flancul de W este cercetat mai puțin, numai în zona crestei dintre vîrful Roșu și vîrful Ineu, unde prezintă căderi constante spre W și SW cuprinse între 32° și 45° . Flancul estic este bine dezvoltat și se urmărește în văile Lala și Gagii, vădind un caracter complex, iar axul principal al structurii fiind dublat de culminații subordonate, paralele, uneori inclinate spre W. Pe acest flanc au fost măsurate în șisturile din apropierea axului principal căderi spre E de 42° — 65° , iar în cele din bazinul Bistriței inclinările scad treptat pînă la 30° , șisturile mezometamorfice dînd o falsă impresie de monoclin. Studiul elementelor microstructurale și observarea cutelor de antrenare au permis identificarea, în stiva de șisturi aparent monocinală, a unei succesiuni de cute strînse, inclinate spre W, șisturile mezometamorfice vădind același stil de cutare ca și în munții Bistriței.

Șisturile seriei epimetamorfice, transgresive pe structura amințită, ocupă larga zonă sinclinală schițată între anticinalul descris și zona anticinală de la Rusaia — Bretila situată la E. Ele se continuă neîntrerupt spre SE în munții Bistriței, la obîrșia văii Rusaia și spre NW în valea Bilei și Tomnatic din munții Rodnei, păstrîndu-și caracterele distinctive de serie stratigrafică caracteristică. Axul zonei sinclinale este evidențiat în cursul inferior al văii Lala de căderile contrare în ansamblu și de dispoziția simetrică a orizonturilor de calcare și șisturi cuartitice grafitoase, care spre S reapar de sub Eocenul din sinclinalul Rîtunda la E de vîrful Scorușu și se continuă în afara teritoriului cercetat. În acest sector șisturile păstrează constant direcția NW—SE, pe cînd la S, în valea Măriilor se redreseză spre S și SW schițind închiderea periclinală a structurii anticinale amintite.

Imaginea structurală la care am ajuns cercetând zona de legătură a munților Bistriței cu munții Rodnei, se integrează perfect în concepția structural-tectonică a cristalinului Carpaților Orientali, aşa cum rezultă din interpretarea corectă a multitudinii datelor geologice de amănunt acumulate în ultima vreme. Cartarea amănunțită și interpretarea argumentelor petrografice, stratigrafice și de metamorfism din această zonă, în conexiune cu cele cunoscute de noi în regiunile învecinate (munții Rodnei și munții Bistriței), ne conduc la abandonarea concepției alcăturii în pînze de șariaj a cristalinului est-carpatic.

Existența pînzelor de șariaj în masivul cristalin al Carpaților Orientali a fost argumentată de Th. Krăutner (1938) cu date locale insuficiente după părerea noastră, și sprijinită pe interpretări regionale ce suferă de aceeași carență. Concepția autorului menționat, concretizată în „Schița tectonică a cristalinului Carpaților Orientali“ (pag. 240) se rezumă astfel: peste un autohton constituit din șisturi mezozonale (Bretila—Iacobeni) și epizonale (seria de Tulgheș-Rodna) stînd în relații normale de superpoziție, se dispune anormal, în pînză de șariaj, o masă de cristalin mezozonal înrădăcinată spre W undeva în bazinul Transilvaniei. În munții Rodnei autorul consideră ca zonă de rădăcină a masei șariate spre E, aria de cristalin mezozonal din colțul de SW, din bazinul văii Rebra; spre S, zona de rădăcină ar fi acoperită de depozitele sedimentare și formațiunile eruptive mai noi ale bazinului Transilvaniei. Ca argumente în acest sens sunt prezentate: existența unui petec de acoperire la virful Ineu și a „pînzei din zona Barnar-Dîrmoxa“ (M. Savul 1938), a căror alcătuire petrografică este asemănătoare. Pentru a justifica identitatea petrografică dintre mezozona autohtonului (seria de Bretila) și cea din pînză, Th. Krăutner (1938) admite existența în cristalinul Carpaților orientali „a unei structuri complicate, de pînze multiple“ (pag. 243). Cercetările geologice ulterioare în Carpații Orientali au pus în evidență noi date care infirmă această ipoteză structurală. În acest sens, R. Dumitrescu (1960) constată legătura directă dintre zona de Bretila de la Iacobeni-Șarul Dornei (ce stă normal sub șisturile epizonale) cu cristalinul mezozonal de la Barnar-Dîrmoxa, considerat de M. Savul (1938) în pînză și paralelizat de Th. Krăutner (1938) cu „petecul de acoperire de la Inău“. În virtutea acestei evidențe, autorul menționat presupune legătura dintre mezozona de la Bretila cu cea de la virful Ineu pe sub seria șisturilor epizonale, punind la îndoială poziția tectonică (în pînză de șariaj) a șisturilor mezozonale de la Ineu, (îndoială sugerată de însăși secțiunile geologice din această regiune, publicate de Th. Krăutner în 1938). În continuare spre S,

D. Constantino⁹ și colaboratorii remarcă poziția normală a mezozonei de Barnar-Dîrmoxa sub șisturile seriei epizonale, pe care numai local le incalcă de-a lungul unor fracturi majore; sensul de încălecare este constant de la ENE spre WSW, contrar sensului șariajului admis de Th. Kräutner și M. Savul. I. Rădulescu (1967) argumentează poziția normală, transgresivă, a întregii serii epimetamorfice din munții Bistriței și parte de E a munților Rodnei, peste un fundament cristalin vechi, reprezentat prin șisturile mezometamorfice de la Ineu, Bretila, Iacobeni, Șarul Dornei, Barnar, Dîrmoxa, care constituie o singură unitate structural-tectonică.

Revenind în zona de legătură a munților Rodnei cu munții Bistriței, constatăm, în sectorul Rusaia — Bretila (I. Rădulescu, L. Rădulescu 1967), existența, la W de principala structură anticinală, a unor structuri subordonate, paralele între ele, în simburele cărora apar la zi șisturi mezometamorfice de aceeași natură. În izvorul Păltinișului situația se repetă, pentru ca, în preajma vîrfului Ineu, șisturile mezometamorfice să schițeze o nouă structură majoră, paralelă cu cea de la Bretila. La fel ca în zona Barnar — Dîrmoxa, și în această parte a cristalinului munților Bistriței (pîriul Tibăuș) au fost detectate falii inverse, cu caracter de încălecări locale, care aduc șisturile fundamentului peste seria epimetamorfică (mai tînără): sensul acestor încălecări este tot de la E spre W. În estul munților Rodnei, astfel de situații nu au fost puse în evidență pînă în prezent: este foarte probabil să aibă caracter de încălecare locală dislocația ce limitează tranșant mezozona de la Inau spre WNW, în bazinile văilor Izvorul Roșu (Somes) și Bilei (Bistrița), dislocație presupusă de Th. Kräutner în 1938 (pag. 228, 229, 231) și localizată pe teren de noi¹⁰ în bazinul văii Bila. În acest caz, putem admite în zona vîrful Ineu cel mult existența unor încălecări locale de la E spre W, cu înrădăcinarea șisturilor fundamentului (mezometamorfice) în partea de E, unde sunt acoperite normal de seria epimetamorfică. O astfel de situație, presupusă anterior de R. Dimitrescu (1960), este posibilă, fiind în perfectă concordanță cu structurile similare din munții Bistriței.

În concluzie, se constată că toate datele faptice obținute prin lucrările geologice detaliante întreprinse în ultima vreme în munții Bistri-

⁹ D. Constantino, N. Bîra, V. Puia, Al. Manea, Maria Puia, L. Dlujnewschi. Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în sectorul Panaci-Crucea-Ostra. 1960. Arh. Com. Geol. București.

¹⁰ Op. cit. pct. 3 c.

ței și munții Rodnei concură la ideea că zona cristalină a Carpaților Orientali este un edificiu tectonic relativ simplu, la a cărui constituire nu au luat parte fenomene ample de șariaj.

BIBLIOGRAFIE

- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Comunic. de Geol.—Geogr. S.S.N.G.* 1957/1959. București.
- Ghika St. (1955) Structura muntelui Curățelu în Masivul Rodnei, D.S. Com. Geol. XXXIX (1951/1952). București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cîrlibaba-Ciocănești-Iacobeni. D.S. Com. Geol. XLVII București.
- Kräutner Th. (1930 a) Cîteva date asupra geologiei munților Rodnei și Bîrgăului, cu o privire critică asupra literaturii geologice a acestei regiuni. D.S. Inst. Geol. Rom. XII (1923/1924). București.
- (1930 b) Studii geologice în munții Rodnei. D.S. Inst. Geol. Rom. XIII (1924/1925). București.
- (1930 c) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, văii Tibăului și Cîrlabiei. D.S. Inst. Geol. Rom. XV (1926/1927). București.
- (1938) Das Kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). An. Inst. Geol. Rom. XIX. București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila (1967) Zona anticinală Rusaia-Bretila; structură și metamorfism (cristalinul Carpaților Orientali). D.S. Com. Stat. Geol. LIV/1. București.
- (1967) Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpații Orientali; poziția și semnificația geologică. Acad. R.S.R. Studii și Cercetări, Seria Geologie. (Sub tipar).
- Savul M. (1938) Le Cristallin de Bistrița. Ann. Scie. de l'Univ. Jassy XXVI, II, 1. Iași.

STRUCTURE GÉOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIE DU CRISTALLIN DE LA PARTIE ORIENTALE DES MONTS DE RODNA

PAR

I. RÂDULESCU, LUDMILA RÂDULESCU

(Résumé)

Dans l'ouvrage présent les auteurs envisagent la zone des schistes cristallins situés du côté oriental des Monts de Rodna et dans le secteur



qui relie ces monts à ceux de Bistrița, dont la structure géologique a été considérée par les chercheurs antérieurs compliquée, en nappes de charriage. Dans cette étude l'attention des auteurs se dirige vers les éléments géologiques qui illustrent le mieux la structure normale des schistes cristallins, où les amples phénomènes tectoniques de charriage sont absents. Le territoire qui fait l'objet de ces investigations comprend le bassin de Valea Lala (affluent de gauche de la Bistrița Aurie) et la zone des sources de Someșul Mare, y compris la structure des schistes cristallins qui se trouvent entre Virful Ineu (Monts Rodna) et Virful Omul (Monts Bistrița). En tenant compte tout spécialement de la stratigraphie des piles sédimentaires prémetamorphiques et des relations de position et de métamorphisme entre ces deux séries cristallines connues dans la région, on a séparé un soubassement cristallin ancien, à la constitution duquel participent exclusivement les schistes mésométamorphiques —, recouvert transgressivement par des schistes épimétamorphiques formés ultérieurement. Dans ce sens, les deux séries cristallines dont on étudie la stratigraphie, ne représentent pas seulement une séparation d'après l'intensité des transformations mésométamorphiques, mais elles constituent des unités structurales distinctes.

La série des schistes mésométamorphiques inclut la totalité des schistes formés par des processus de métamorphisme régional intense, situés dans l'ancien soubassement cristallin. Une partie de ces schistes est affectée par la diaphorèse, notamment ceux situés immédiatement sous la série transgressive, réfléchissant l'adaptation de la partie supérieure du bloc mésométamorphique aux conditions du métamorphisme plus faible qui a affecté la série supérieure. Dans la série mésométamorphique on a séparé deux complexes stratigraphiques: un inférieur, grenatifère-amphibolique, et un autre supérieur. Le complexe inférieur est constitué par une alternance répétée de gros paquets (200 à 300 m) de micaschistes phanéroblastiques à grenats et niveaux puissants d'amphibolites à biotite et grenat, tandis que le complexe supérieur est formé de micaschistes quartzeux à intercalations fréquentes de paragneiss fins et quartzites micacés.

La série des schistes épimétamorphiques, résultés par la métamorphose, dans les conditions du faciès des schistes verts, d'une pile sédimentaire transgressive sur le soubassement mésométamorphique, inclue une succession de schistes séricito-quartzéux et séricito-chloriteux à intercalations répétées de quartzites noirs, calcaires et roches volcanogènes acides (porphyrogènes). Le caractère transgressif de la série ainsi que sa métamorphose indépendante, par rapport au socle qui la supporte, ressort-

tent tant de l'existence, à sa partie inférieure, d'un niveau conglomeratique avec des remaniements du soubassement, que de la discordance nette de métamorphisme entre cette série et la série sous-jacente, sans transitions aucunes. Dans cette série on a séparé deux complexes stratigraphiques : l'un inférieur, terrigène-quartzé, constitué par un niveau basal serniphitique qui se continue par le niveau terrigène avec intercalations fréquentes de quartzites noirs, et un complexe supérieur caractérisé par l'alternance répétée de schistes séricito-chloriteux pélitogènes, à roches orogéniques (calcaires) et volcanogènes acides (porphyrogènes).

L'analyse des éléments structuraux, tenant compte de la disposition des complexes stratigraphiques ainsi que du caractère spécifique du niveau serniphitique, conduit à interpréter le zone des schistes cristallins de cette région comme ayant une structure normale, similaire à la structure des Monts de Bistrița. On constate la continuité, sans intermédiaire, des schistes épimétamorphiques des Monts de Bistrița par dessous le sédimentaire de Rotunda, sur le versant NE des Monts de Rodna, où ils revêtent le flanc oriental de la culmination anticlinale mésométamorphique de Virful Ineu. Cet anticlinorium est disposé parallèlement à la zone de Rusaia — Bretila ; les schistes épimétamorphiques entre eux ayant une disposition synclinale.

Le rattachement correct des schistes cristallins aux deux unités primaires (de soubassement et transgressive) formées indépendamment (fait relevé par l'analyse minutieuse du faciès métamorphique initial et par la découverte des zones à diaphorèse) ainsi que la poursuite des structures plicatives majeures mettent hors de discussion la possibilité d'interpréter la zone des schistes mésométamorphiques de Virful Ineu comme nappe de charriage. À cause de l'érosion, celle-ci affleure normalement de sous la série épimétamorphique supérieure, dans le noyau d'une zone anticlinale à caractère complexe. Les structures disjonctives y confirment aussi l'existance d'une tectonique rupturale parallèle à celle des Monts de Bistrița, à vergences orientées vers l'W.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique-structurale du cristallin de la partie orientale des Monts Rodna.

Série des schistes mésométamorphiques, complexe supérieur : 1, schistes mésométamorphiques à diaphorèse ; 2, micaschistes quartzéux à deux micas, mi-

caschistes biotitiques \pm grenats ; 3, schistes quartzitiques-micacés ; 4, paragneiss muscovitiques ; 5, calcaires cristallins ; 6, amphibolites, schistes amphibolitiques ; *complexe inférieur* : 7, micaschistes phanéroblastiques à grenats ; 8, amphibolites à grenats et biotite.

Série des schistes épimétamorphiques, complexe supérieur : 9, schistes séricito-chloriteux, schistes chlorito-quartzzeux et chlorito-graphiteux ; 10, schistes graphiteux, schistes quartzito-graphiteux ; 11, calcaires, calcaires dolomitiques, schistes calcaires ; 12, volcanites acides (porphyrogènes) ; *complexe inférieur* : 13, schistes séricito-quartzzeux, schistes quartzitiques, quartzites ; 14, quartzites noirs, schistes séricito-graphiteux ; 15, schistes serniphitiques, métaconglomérats.

Formations sédimentaires : 16, Quaternaire : a) alluvions, b) graviers glaciaires ; 17, Éocène : conglomérats, grès, calcaires organogènes ; 18, brèches tectoniques ; 19, position ; 20, synclinal ; 21, anticlinal ; 22, faille ; 23, coupe géologique.

Planche II

Coupes géologiques dans la partie orientale des Monts Rodna.

Éocène : 1, conglomérats, grès, marnes, calcaires.

Série des schistes épimétamorphiques, complexe supérieur : 2, schistes séricito-chloriteux, schistes chlorito-quartzzeux et chlorito-graphiteux ; 3, schistes graphiteux, schistes quartzito-graphiteux ; 4, calcaires, calcaires dolomitiques, schistes calcaires ; 5, volcanites acides (porphyrogènes) ; *complexe inférieur* : 6, schistes séricito-quartzzeux, schistes quartzitiques, quartzites ; 7, quartzites noirs, schistes graphiteux ; 8, schistes serniphitiques, métaconglomérats.

Série des schistes mésométamorphiques, complexe supérieur : 9, micaschistes quartzzeux, schistes quartzito-muscovitiques \pm biotite ; 10, amphibolites épidotiques, amphibolites à biotite, gneiss amphibolitiques ; 11, calcaires marmoréens. *Complexe inférieur* : 12, micaschistes à grenats ; 13, amphibolites à grenats et biotite ; 14, faille.

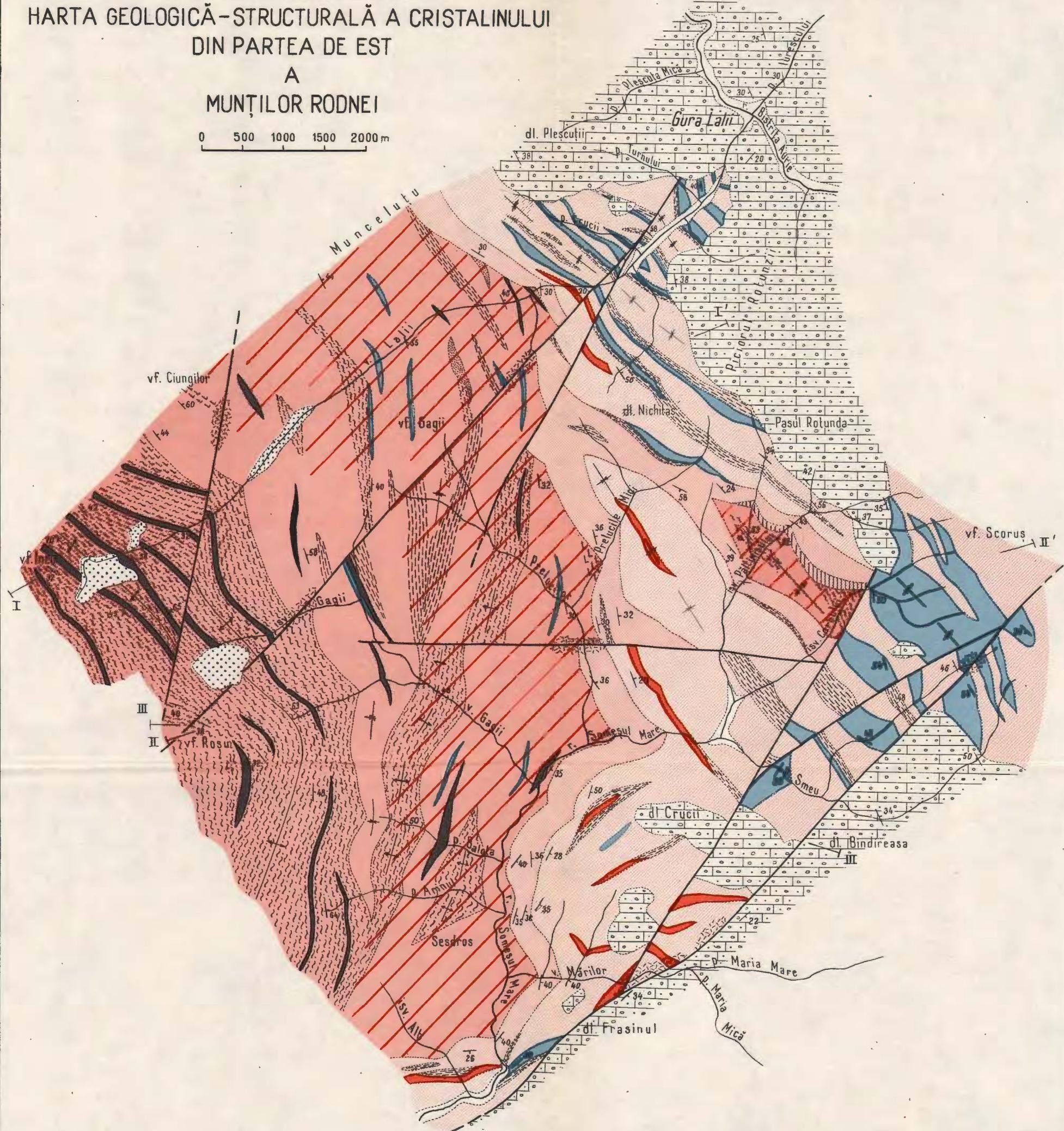


IOAN RĂDULESCU - LUDMILA RĂDULESCU

HARTA GEOLOGICĂ-STRUCTURALĂ A CRISTALINULUI DIN PARTEA DE EST

A MUNTILOR RODNEI

0 500 1000 1500 2000 m



LEGENDA

SERIA SISTURILOR EPIMETAMORFICE

- 1.- Sisturi mezometamorfice diafitorizate.

2.- Micașisturi cuarțoase cu două mice, micașisturi biotitice ± granați.

3.- Sisturi cuarțitice - micacee.

4.- Paragnaise muscovitice.

5.- Calcare cristaline.

6.- Amfibolite, sisturi amfibolice.

7.- Micașisturi feneroblastice cu granați

8.- Amfibolite cu granați și biotit

COMPLEXUL SUPERIOR

COMPLEXUL INFERIOR

9.- Sisturi sericito - cloritoase, sisturi clorito - cuarțoase și clorito - grafitoase

10.- Sisturi grafitoase, sisturi cuarțito - grafitoase

11.- Calcare, calcare dolomitice, sisturi calcaroase.

12.- Vulcanite acide (porfiogene).

13.- Sisturi sericito - cuarțoase, sisturi cuarțitice, cuarțite.

14.- Cuarțite negre, sisturi sericito - grafitoase.

15.- Sisturi sernifitice, metaconglomerate

FORMATIUNI SEDIMENTARE

- a** **b**

16.- Cuaternar
a = aluvioni.
b = pietrișuri
glaciare.



17.- Eocen: congo-
merate, gresii,
calcare organogene.



18.- Brecii tectonice



19.- Poziție



20.- Sinclinal



21.- Anticlinal



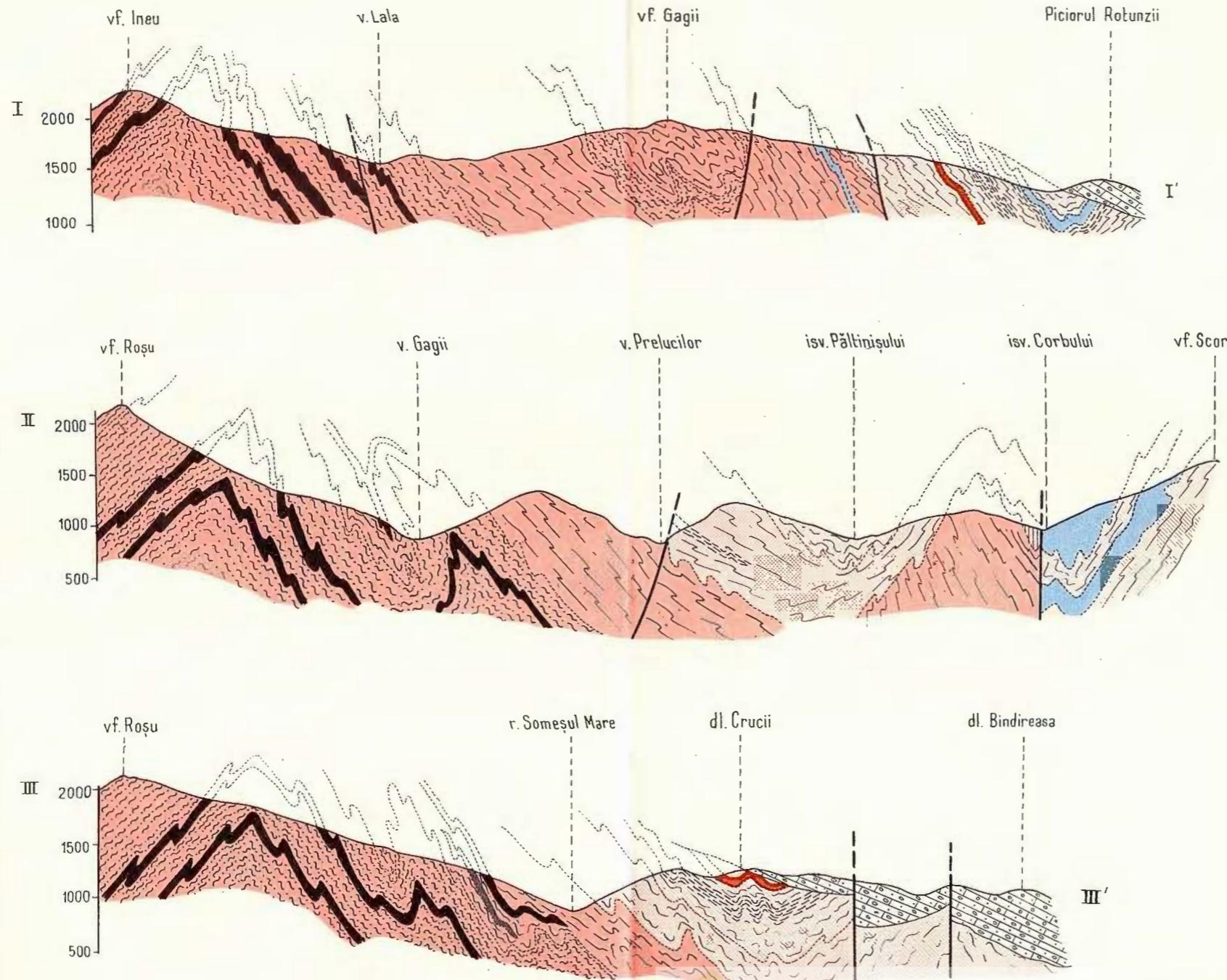
22.- Falie



23.- Secțiuni geologice

RĂDULESCU ION - RĂDULESCU LUDMILA
SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN PARTEA DE EST A MUNTILOR RODNEI

0 500 1000 1500 2000 m



L E G E N D A

EOCEN

- 1.- Conglomerate, gresii, mărne, calcare
- 2.- Sisturi sericito-cloritoase, sisturi clorito-cuarțoase și clorito-grafitoase.
- 3.- Sisturi grafitoase, sisturi cuarțito-grafitoase.
- 4.- Calcare, calcare dolomitice, sisturi calcaroase.
- 5.- Vulcanite acide (porfirogene)
- 6.- Sisturi sericito-cuarțoase, sisturi cuarțitice, cuarțite.
- 7.- Cuarțite negre, sisturi grafitoase.
- 8.- Sisturi sernifitice, metaconglomerate.
- 9.- Micăsisturi cuarțoase, sisturi cuarțito-muscovitice + biotit.
- 10.- Amfibolite epidotice, amfibolite cu biotit, gnaisse amfibolice.
- 11.- Calcare marmoreene.
- 12.- Micăsisturi cu granati
- 13.- Amfibolite cu granati și biotit
- 14.- Falie

UNELE DATE ȘI COMENTARII PRIVIND STRUCTURA ZONEI
FLIȘULUI ÎNTRE VALEA DOFTANEI ȘI VALEA IALOMIȚEI¹

DE

M. ȘTEFĂNESCU²

Abstract

Data and Comments Regarding the Structure of the Flysch Zone between the Doftana and Ialomița Valleys. The purpose of this paper is to present the interpretation of geological sections in the Prahova Valley basin (section A—A₁), and Ialomița basin (section B—B₁). According to the interpretation of these sections it is considered that the deposits from the interior of the line V represent the westwards extension of the formations which build up the Bratocea Nappe. The fracture delimiting outwards the Măgura Nebunii — Boncua syncline (line V) is interpreted as being the intersection with the surface of an overthrust plane on which the approach of the Sinaia Beds and the Black Schists was possible. In this paper the intersedimentation phenomenon of a nappe (Macla Nappe) within the upper formations of the Oligocene is ascertained, and the existence of a similar phenomenon at the base of the Bucegi Mts., at the contact between the Leaota Crystalline and the Cretaceous Flysch, is to be presumed.

Interpretarea structurală a datelor geologice obținute prin cartare în regiunea dintre valea Teleajenului și valea Dîmboviței, este foarte variată, de la șariajele de mare ampioare pînă la structuri normale afectate numai de fracturi cu importanță locală. Această gamă variată de interpretări se datorează în bună măsură unor cauze obiective, cum sint: transgresiunile, intrasedimentarea pînzelor (respectiv a părților lor frontale), trecerea fracturilor printr-un același tip litologic de formațiune, cauze care au îngreunat extrem de mult depistarea liniilor tectonice, dar mai ales urmărirea lor pe direcție.

¹ Comunicare în ședința din 3 februarie 1967.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55, București.



Vom încerca și noi să contribuim la lămurirea structurii acestei zone prin cîteva date de detaliu ce ne-au condus la interpretarea de adin- cime, redată în secțiunile anexate. Discutarea acestor secțiuni formează de fapt obiectul notei de față.

Datele stratigrafice și hărțile pe care le-am folosit la interpretare, aparțin următorilor autori : D. M. Preda (1927), G. Murgeanu (1934), G. Murgeanu și D. Patrulius (1959), D. Patrulius (1952), Gr. Popescu (1954, 1958), Gr. Popescu et al. (1962)³, M. Ștefănescu et al. (1963, 1964)⁴, Șt. Airinei (1959), foile Brașov și Cimpina ale hărții geologice 1:100.000 editate de Comitetul Geologic.

Vom începe cu o descriere sumară a formațiunilor și a relațiilor dintre acestea, observabile pe profilul văii Prahova (secțiunea A—A') între Comarnic și Posada, profil de curind redeschis prin exploatarea aluviunilor (pl. I).

Regiunea de care ne ocupăm, prezintă o zonă centrală mai ridicată, ocupată în cea mai mare parte de stratele de Sinaia (Berriasian-Hauterivian) și care din punct de vedere morfologic se suprapune peste suprafața munților Baiu-Zamura și a prelungirii acestora către valea Dimboviței.

Această zonă centrală ridicată este flancată la NW (spre interior) și SE (la exterior) de alte două zone, care au o poziție mai coborâtă în raport cu prima, în ele fiind dezvoltate depozite de la Barremian pînă la Senonian inclusiv. Astfel în zona internă aflorează depozite barremian-aptiene în faciesul complexului marno-grezos, ruginiu și depozite albiene în faciesul „conglomeratelor de Bucegi“, fiind numite astfel după masivul muntos ce se ridică abrupt în versantul drept al văii Prahova și în care sînt larg dezvoltate.

Cealaltă zonă coborîtă, adică zona externă, este ocupată de diferite depozite de fliș, cunoscute sub următoarele denumiri: strate de Comar-

³ Gr. Popescu, Cecilia Butnăreanu, A. Butac, M. Ștefănescu, Marina Zamfirescu, Al. Lăcătușu, E. Avram. Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi, sare și săruri de potasiu în pinza de Tarcău și zona flișului cretacic din munții Buzăului. Arh. Com. Stat. Geol. București, 1962.

⁴ M. Ștefănescu, Cecilia Butnăreanu, Mariana Zamfirescu, V. Matei, E. Avram. Prospecțiuni geologice pentru hidrocarburi în zona flișului paleogen și cretacic din Teliu-Bratocea-Teșila și valea Prahovei. Com. Stat. Geol. Arh. Inst. Geol. București, 1963.

M. Ștefănescu, C. Butnăreanu, M. Zamfirescu, V. Matei, E. Avram. Prospecțiuni pentru hidrocarburi în zona flișului cretacic-paleogen dintre valea Buzăului și valea Dimboviței. Com. Stat. Geol. Arh. Inst. Geol. București, 1964.

nic (Barremian — Bedoulian), complexul marno-grezos, ruginiu (Apṭian), strate de Podu Vîrtos (Apṭian superior), conglomerate de Ciucăș-Zăganu (Albian), seria de Bobu (Albian-Vraconian inferior), seria de Teleajen (Albian-Vraconian inferior) și seria de Macla (Vraconian — Turonian). Tot în această zonă în Cretacicul superior au o largă dezvoltare depozitele pelagice: seria de Dumbrăvioara (Vraconian superior — Cenomanian), marne și marno-calcare albe-cenușii, roșii și negre (Turonian) și marnele roșii de Gura Beliei (Senonian superior).

Acstea depozite pelagice formează zonele depresionare din morfologia destul de ridicată a depozitelor de fliș care formează munții Ciucușului, Bobu, vîrful Paltinul, vîrful Secăriei, etc.

Pentru a avea o imagine cât mai clară a vîrstelor diferitelor faciesuri, precum și a repartizării acestora pe unități, am redactat un tabel sintetic (pl. II), tabel ce a fost alcătuit conform datelor stratigrafice din lucrările cuprinse în bibliografie, precum și a datelor personale.

În dreptul fabricii de ciment de la Comarnic, în firul văii, aflorează Eocen în facies de Șotrile. De la acesta, se trece în amont prin intermediul unei fracturi (linia VI-a), trasată pentru prima dată pe „harta văii Prahova între Cîmpina și Comarnic“ anexată la Ghidul excursiilor din 1927, ia o serie de fliș (stratele de Podul Vîrtos) aparținând Aptianului superior. Această serie înclină în general normal amont și suportă discordant un pachet lipsit de stratificație, foarte micaceu, cu intercalări de marno-calcare sideritice groase, pachet ce trece la marne cenușii pătate cu verde, sau verzi și roșii. Ansamblul litologic descris este cunoscut sub numele de „seria de Dumbrăvioara“ (G. R. Popescu 1954), și are o vîrstă vraconian superioară-cenomanian (M. Ștefănescu, Marina Zamfirescu 1964). În continuare, aflorează marne cenușii, negre și albicioase aparținând probabil Turonianului.

Mai departe, în susul văii se trece la un pachet de fliș eocretacic răsturnat, în căre inclinările sunt spre sud cu valori în general mici. Este evident că între Eocretacic și Neocretacicul din aval, există o altă fractură (linia V) demonstrată prima dată de către G. Murgea anu (1934). În pachetul de la N de linia V, există solzificări dese la care participă mai întâi stratele de la limita Barremian-Hauterivian (stratele de Comarnic, respectiv orizontul cu *Lamellaptychus angulocostatus*, al straturilor de Sinaia), iar apoi și pachete din orizontul grezos al straturilor de Sinaia, care sunt limitate către nord de linia Va.

Cercetarea microcutelelor și existența succesiunilor Hauterivian-Barremian răsturnate, cu inclinări de 10—30° spre sud, indică apartenența pa-



chetului de strate cuprins între liniile V și Va, la un flanc invers⁵.

De fapt, stratele dintre liniile V și Va, reprezintă un rest din flancul invers al unui anticlinal, al cărui flanc normal este reprezentat de masa mare de depozite neocomiene ce formează munții Baiu. Bineînțeles, anticlinalul culcat inițial a fost extrem de mult complicat ulterior prin numeroase recutări și fracturi, dintre care unele au evoluat pînă la pînze.

Urmărind spre est de valea Prahovei linia V, constatăm că la peste 1 km, ea se unește cu linia Va, ca apoi să se continue pînă la versantul stîng al văii Secăria, de unde, după ce intersectează linia IVa, este greu de detectat în masa stratelor de Sinaia.

Dar aînt aici, unde se pierde cartografic în masa stratelor de Sinaia, cît și în valea Prahovei, linia V, separă două zone diferite, după cum urmează :

O zonă nordică în care depozitele formează o succesiune continuă de la Berriasian pînă la Aptian, iar mai spre interior chiar pînă la sfîrșitul Albianului ;

O zonă sudică, în care există o mare lacună stratigrafică în baza Clansayssianului.

În versantul stîng al văii Prahova (bazinul văii Sarului), de sub sinclinalul larg de Eocen-Senonian de la exteriorul liniei IVa, ies următoarele complexe : seria de Dumbrăvioara, complexul marno-grezos, mica-ceu cu siderite (Vraconian inferior) și complexul de marne și gresii calcaroase (Albian) al seriei de Bobu.

Complexul din urmă se aşază direct pe stratele de Sinaia (Berriasian — Hauterivian) dovedind astfel lacuna de care amintim. Dar pentru a fixa mai precis timpul corespunzător acesteia, este necesar să ne deplasăm spre NNE, urmînd zona ocupată de seria de Bobu prin valea Secăria, pînă în valea Doftanei. În bazinul ultimei văi de sub seria de Bobu, apare normal un pachet de strate asemănătoare celor de Podu Vițos și care stau direct pe stratele de Sinaia. Acest pachet a fost datat paleontologic (E. Arvam, V. Mateti 1964) ca aparținând Clansayssianului. Deci, lacuna corespunde Aptianului mediu și inferior, și cel puțin unei părți din Barremian.

Urmărind mai departe seria de Bobu, din bazinul văii Doftana spre NNE, constatăm că aceasta intră în semifereastra Cheia, sub „pînza

⁵ La această concluzie a ajuns D. Patru lius împreună cu M. Ștefănescu în timpul campaniei de teren a anului 1966.

de Bratocea“ ale cărei depozite cretacic-inferioare sunt dispuse în aceeași succesiune continuă ca și în compartimentul de la Nord de linia V, din valea Prahovei.

Acet fapt ne-a determinat să considerăm că falia pe care am notat-o cu V în valea Prahovei nu reprezintă altceva decât continuarea spre sud a liniei Bratocea, linie ce separă două zone cu mișcări diferențiate în timp și cu faciesuri diferite la același nivel stratigrafic.

În regiunea Bratocea -- Zăganu, după datele lui G r. Popescu, care a demonstrat pentru prima dată existența pînzei de Bratocea (1958), aceasta repauzează direct și în succesiune normală peste depozite neocretacice, în timp ce în valea Prahovei se interpune un nou element și anume restul flancului invers, care aparține tot pînzei, dar avînd acum poziția unei lame de impingere.

Prezența flancului invers din valea Prahovei ne dă certitudinea existenței în flișul cretacic a unor cute inițial culcate și care au evoluat ulterior la șariaje. Ținem să subliniem acest fapt, deoarece modul de dezvoltare al seriei de Bobu, cît și contactul său tectonic cu seria de Teleajen prin intermediul termenilor stratigrafici mai noi, ne-a determinat să interpretăm și seria de Bobu ca formînd un alt anticlinal culcat (fig. 1), care reprezintă ceea ce am denumit unitatea de Bobu.

Contactul tectonic dintre seria de Bobu și seria de Teleajen, este justificat de următoarele situații :

1 Seria de Teleajen vine în contact cu seria de Dumbrăvioara din flancul extern al sinclinalului Măgura Nebunii-Boncuța prin părțile sale mai profunde.

2 Faciesul diferit al celor două serii vecine care vin în contact. Diferența nu poate fi explicată satisfăcător cu ajutorul unei schimbări laterale de facies, care în acest caz trebuie admisă ca fiind surprinzător de rapidă.

3 Substratul diferit al seriilor albian-vraconian inferioare. Pe cînd sub seria de Bobu, Aptianul este reprezentat de către stratele de Podu Vițos iar Neocomianul de stratele de Sinaia, sub seria de Teleajen depozitele de la Aptian în jos sunt în faciesul stratelor de Toroclej și al șisturilor negre (M. Sandulescu, Jana Sandulescu 1965).

4 Mișcările diferite la care au fost supuse cele două arii inițiale de sedimentare. Așa după cum am mai arătat, în domeniul seriei de Bobu există o mare lacună în timpul Aptianului inferior și mediu. Spre deosebire de acesta, în domeniul seriei de Teleajen, acolo unde se cunoaște



substratul ei, există continuitate de sedimentare de la Barremian pînă în Cenomanian.

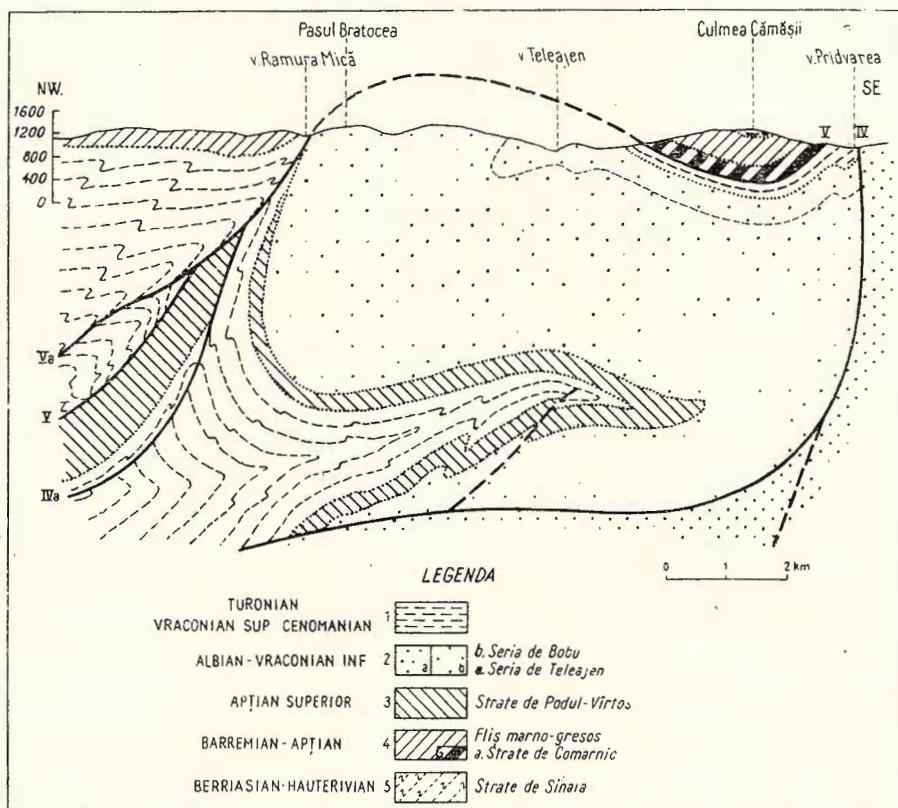


Fig. 1. — Secțiune geologică de interpretare în regiunea Cheia, între valea Ramura Mică și valea Pridvarea.

Coupe géologique d'interprétation dans la région de Cheia, entre la vallée de Ramura Mică et la vallée de Pridvarea.

1, Turonien, Vraconien supérieur-Cernomanien; 2, Albien-Vraconien inférieur: a, série de Bobu, b, série de Teleajen; 3, Aptien supérieur = couches de Podu-Vîrtos; 4, Barremien-Aptien = flysch marno-gréseux; 5, Berriassien-Hautervien = couches de Sinaia.

Bazați pe aceste argumente, dar mai ales pe fazele de mișcări care indică o tendință de ridicare a părții externe a domeniului stratelor de Sinaia încă din Aptian, considerăm limita tectonică dintre seria de Bobu

și cea de Teleajen⁶, ca reprezentând în spațiu, planul după care a fost apropiat prin șariaj sistemul de structuri al Dacidelor de cel al Moldavidelor⁷. Datorită acestui șariaj a fost posibilă învecinarea unor domenii diferite ca facies și ca momente ale mișcărilor de cutare.

În timpul acestei apropiere, flișul din porțiunea externă a Dacidelor a fost și el cutat, fracturat, iar diferite compartimente ale lui, șariate unele peste altele, formind astăzi unități distințe : pînza de Bratocea și unitatea de Bobu.

Mai mult chiar, în cadrul aceleiași unități, s-au format compartimente net diferite. Astfel, în cadrul unității de Bobu, în bazinul văii Prahova, se pot separa două compartimente ce vin în contact tectonic (linia IVa) unul cu celălalt : un compartiment intern în care au o largă dezvoltare stratele de Podu Virtos și un compartiment extern alcătuit predominant din seria de Bobu, serie care în compartimentul intern pare să fie reprezentată numai de conglomeratele și gresile groase din versantul nordic al dealului Lînei.

Raporturile tectonice observate în valea Prahovei se pot recunoaște și spre vest pe valea Leurzei (secțiunea B---B') precum și în valea Țișa.

Pe valea Leurzei, de sub Senonianul din flancul nordic al sinclinalului de Slănic, afloreză din aval în amonte adică de la S spre N, următoarele depozite : seria de Dumbrăvioara, strate de Podu Vîrtos. Acestea din urmă sunt foarte cutate și au o înclinare în general normală spre nord. Ele suportă discordant un nou pachet de serie de Dumbrăvioara cu un tectofacies identic cu cel din valea Prahovei de la sud de linia V ; apoi urmează conglomerate șaptiene, strate de Comarnic și în fine strate de Sinaia. Amont (la nord) de ambele iviri ale depozitelor seriei de Dumbrăvioara, există accidente tectonice importante, corespunzătoare ca poziție liniilor V și IVa, din valea Prahovei.

⁶ În zona sinclinalului Măgura Nebunii-Boncuța la W și SW de valea Telcajului au mai fost figurate liniile tectonice importante. Astfel : M. G. Filipescu (1955) și I. Bâncilă (1958), trasează la interiorul acestui sinclinal prelungirea sud-vestică a pînzei de Bratocea (linia dintre digitația superioară și cea inferioară a flișului intern, respectiv linia Lutu Roșu). L. Contescu susține existența unei lini împreună între seria de Bobu și cea de Teleajen, pe care o trasează pe schița anexată lucrării cu semnul unui contact vizibil la suprafață prin axul sinclinalului Măgura Nebunii—Boncuța (1966). Acest autor consideră că seria de Bobu formează împreună cu depozitele din munții Bodoc o subunitate a pînzei de Ceahlău, subunitate pe care o denumește „subunitatea de Bobu-Bodoc“.

⁷ Termeni adoptați în sensul creat de I. Dumitrescu (I. Dumitrescu et al. 1962).

Știind că în valea Prahovei linia V are poziția liniei din fruntea pînzei de Bratocea, putem afirma că linia Bratocea se continuă pînă în bazinul văii Ialomița prin intermediul corespondentei sale, linia V.

Întrucît de sub flancul sudic al sinclinalului de Slănic în valea Ialomiței aflorează seria de Teleajen, trebuie să presupunem că linia IV,

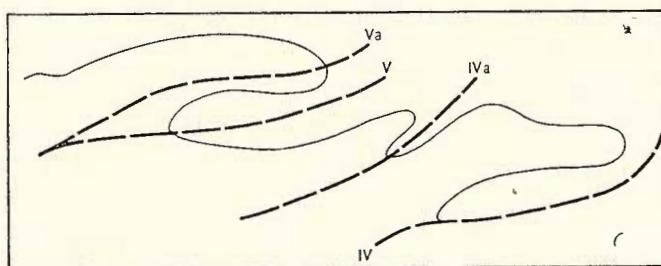


Fig. 2. — Cufe embrionare ale pîzelor
Plis embryonnaires des nappes

care marchează fruntea unității de Bobu, rămîne ascunsă sub sinclinal ca și continuarea structurală a compartimentului sudic al acestei unități, situație care a și fost figurată în secțiunea B—B'.

Tot edificiul structural de la interiorul liniei Dacidelor, se pare că s-ar fi format prin evoluția către şariaj a unor cute culcate (fig. 2).

Din cel mai intern anticlinal culcat s-a format pinza de Bratocea și lama de împingere a flancului invers, iar din cel extern a luat naștere unitatea seriei de Bobu.

Diferențele faciale și de mișcări dovedesc o evoluție diferită a cutelor ce au început să se formeze din Hauerivian și au continuat să se dezvolte pînă în Vraconianul inferior, de cînd, faciesurile se uniformizează, ca de altfel și mișcările. Această uniformizare este mai generală, cuprinzînd și zona Moldavidelor.

De fapt, structurile discutate pînă acum (adică pinza de Bratocea și unitatea de Bobu), reprezintă complicații tectonice ale acelaiași domeniul al stratelor de Sinaia, care în Carpații Moldovei formează unitatea structurală majoră cunoscută sub numele de „pinza de Ceahlău“.

Asupra existenței contactelor tectonice dintre ceea ce numim astăzi seria de Teleajen și seria de Macla, precum și dintre aceasta din urmă și flișul paleogen, nu mai este nevoie să insistăm întrucît ele au fost susțin-

nute încă din 1927 de D. M. Preda și din 1931 de către G. Murg și anume cel al pînzei de Macla cu depozitele oligocene superioare.

Ne vom opri însă asupra naturii unuia dintre aceste două contacte și anume cel al pînzei de Macla cu depozitele oligocene superioare.

În valea Ialomiței, de sub flancul sudic al sinclinalului de Slănic, apar sporadic marne cenușii asociate cu marno-calcare lenticulare (seria de Dumbrăvioara), gresii masive cu nivele de brecii sedimentare precum și gresii cu textură diagonală în alternanță cu marne cenușii. Acest ansamblu litologic alcătuiește pînza de Teleajen (pinza flișului curbicortical) care încearcă spre sud peste pînza de Macla, alcătuită din argile negre foioase, gresii masive, pelite vișinii și verzi în alternanță cu gresii, subțiri, oliv. Aceasta la rîndul ei șariază peste părțile superioare ale Oligocenului ce aparține continuării vestice a pînzei de Tarcău.

Urmărind spre est depozitele cretacice ce formează pînza de Macla, se constată că acestea încep în bazinul văii Ursei să suporte depozite oligocene. Atât Oligocenul peste care încearcă cît și cel pe care îl suportă discordant pînza de Macla, este adesea invadat de brecii sedimentare sau de mari olistolite. Prezența depozitelor seriei de Macla între două pachete ale aceleiași succesiuni de Oligocen, ale cărui depozite normale sunt perturbate spre partea superioară de brecii sedimentare, dovedește că unitatea acestei serii a fost pusă în loc (în această zonă) în timpul sedimentării Oligocenului superior și ne determină să o considerăm ca fiind o pînză intrasedimentată⁸.

Urmărind în continuare depozitele pînzei de Macla spre est, se observă că ele se subțiază pînă la dispariție, apropierea părții frontale a pînzei fiind trădată în valea Prahovei numai de brecii sedimentare și de olistolite.

Bazîndu-ne pe faptul că formarea breciilor sedimentare legată de punerea în loc a unei pînze nu este un fenomen singular, am presupus existența unei situații similare de intrasedimentare a unei pînze și sub munții Bucegi, la contactul dintre formațiunile cristalino-mezozoice și zona flișului (linia VI-secțiunea A—A').

⁸ Detalii în legătură cu existența contactelor tectonice din fruntea unităților de Teleajen și Macla, precum și în legătură cu forajele executate în regiunea de care ne ocupăm se găsesc în rapoartele de prospectiune.

⁹ Pe foaia Cîmpina a hărții geologice 1:100.000 editată de Comitetul Geologic, situația pachetelor de depozite cretacice desprinse din corpul pînzei de Macla și prinse între sedimentele oligocene este extinsă și la masa principală a pînzei care a fost figurată ca un uriaș olistolit.

Astfel, pe flancul estic al sinclinalului conglomeratelor de Bucegi, deși există continuitate de la Berriasian pînă la Albian, se constată totuși prezența unor olistolite și brecii sedimentare, care au tulburat sedimentarea normală a geosinclinalului flișului și care ar putea fi martorele unor mișcări de apropiere între cristalinul Leaotei (adică al domeniului getic) și zona flișului.

Olistolitele de cristalin de tip Leaota de la Zamura, Valea Mărului și munții Prislop (existența acestuia din urmă fiind semnalată pentru prima dată, de către C. Vinogradov), prin poziția lor în cadrul depozitelor haueriviene, ne dă prima indicație de deplasare a cristalinului Leaotei, deoarece impulsul inițial pentru punerea în loc a olistolitelor nu poate fi atribuit decit unor mișcări tectonice.

Deci, prima avansare a pînzei din această regiune a avut loc în timpul Hauerivianului, după care partea frontală a pînzei a fost acoperită discordant de pachetele superioare ale stratelor de Sinaia. Fruntea pînzei a rămas astfel intrasedimentată în fliș.

Apoi sedimentarea continuă neîntreruptă, pînă spre partea superioară a Aptianului, unde se întâlnesc din nou pachete de brecii și olistolite uriașe de Triasic-Jurasic în faciesul celui de pe cristalinul Leaotei.

Faptul că olistolitele din partea superioară a Aptianului provin numai din cuvertura mezozoică a pînzei, cit și lipsa unor indicații de deplasare la nivelul primei faze de înaintare (nivelul olistolitelor de cristalin), ne-a determinat să considerăm că în cea de a doua fază principală de mișcare, partea frontală a pînzei nu a mai glisat pe vechiul plan de șariaj, ci s-a produs o dublare a acesteia pe o fractură secundară¹⁰ pe care s-au ridicat părți mai interne ale pînzei, peste porțiunea frontală, veche a acesteia, care a rămas astfel intrasedimentată în stratele de Sinaia.

Deci structura regiunii în legătură cu care am discutat, prezintă complicații tectonice importante, de ordinul șariajelor (fig. 3). Unele dintre liniile tectonice mai importante pot fi demonstate din bazinul văii Doftana pînă în bazinul văii Ialomița, de unde spre vest nu mai pot fi detectate la suprafață deoarece sunt acoperite de depozitele pliocene ce stau discordant atât pe zona flișului cât și pe domeniul getic.

Existența complicațiilor tectonice cu valoare de șariaj și la vest de limita depozitelor pliocene ce aparțin avanfosei, (I. Dumitrescu

¹⁰ M. Sandulescu presupune că sub Bucegi „zona cristalino-mezozoică” ia contact tectonic cu flișul aptian superior printr-un sistem de falii de încălcare spre E.

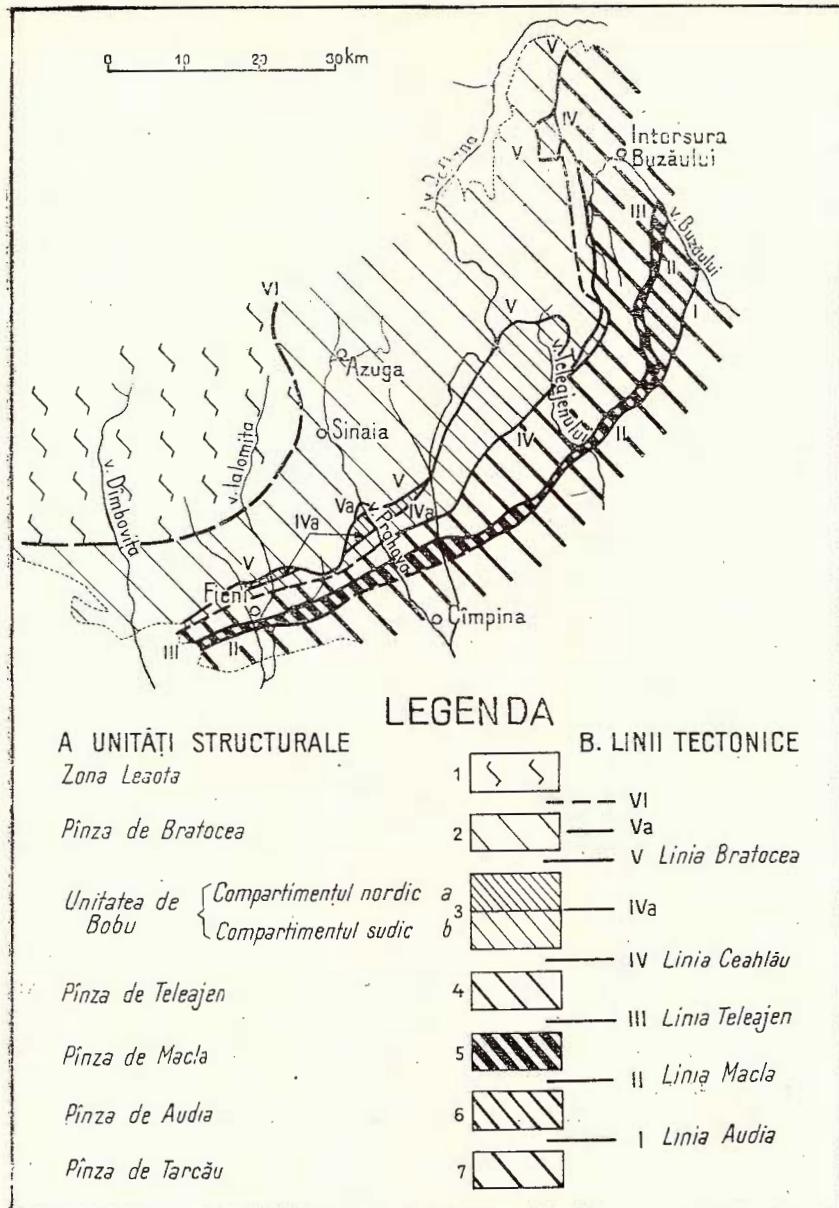


Fig. 3. — Schița tectonică a regiunii dintre valea Buzăului și valea Dâmboviței

A) Unități structurale; 1, zona Leaota ; 2, pinza de Bratocea ; 3, unitatea de Bobu (a, compartimentul nordic ; b, compartimentul sudic); 4, pinza de Teleajen ; 5, pinza de Macla ; 6, pinza de Audia ; 7, pinza de Tarcău. B) Linii tectonice; I, linia Audia ; II, linia Macla ; III, linia de Teleajen ; IV, linia de Ceahlău ; V, linia Bratocea ; VI, linia getică.

Esquisse tectonique de la région comprise entre la vallée du Buzău et la vallée de la Dâmbovița

A) Unitées structurales; 1, zone de Leaota ; 2, nappe de Bratocea ; 3, unité de Bobu (a, compartiment septentrional ; b, compartiment méridional); 4, nappe de Teleajen ; 5, nappe de Macla ; 6, nappe de Audia ; 7, nappe de Tarcău. B) Lignes tectoniques; I, ligne de Audia; II, ligne de Macla; III, ligne de Teleajen; IV, ligne de Ceahlău; V, ligne de Bratocea ; VI, ligne getique.



et al., 1962) a fost demonstrată recent de un foraj al M.I.P. săpat în regiunea Stilpeni, foraj pus pe o ridicare structurală ce reprezintă continuarea vestică a depozitelor neocomiene (strate de Sinaia) de la Pietroșița.

Acest foraj a intrat sub Pliocen, la 878 m, într-o stivă de depozite ce au în bază strate de Sinaia, și care reprezintă continuarea celor de la interiorul liniei V, adică a pînzei de Bratocea. Sub stratele de Sinaia, s-a intrat la 2450 m, într-o serie de marne cenușii fin micacee, care mai jos conține o intercalătie de gresie fină și marno-calcare. Pentru această serie microfauna primelor carote indică Senonianul, iar apoi direct Aptian-Barremianul. Aspectul litologic al pachetelor, al căror conținut micro-paleontologic indică Aptianul, ne îndreptățește să le paralelizăm cu stratele de Podu Vîrtoș. Aceasta înseamnă că intervalul dintre 2450 m și 3000 m a fost săpat prin compartimentul intern al unității de Bobu. Mai greu de explicat este prezența Senonianului dintre 2450 m și 2800 m întrucât se cunoaște de la suprafață că în sectorul de la W de valea Dofteanei tot Senonianul discordant pe formațiuni mai vechi, este de obicei în faciesul marnelor roșii de Gura Beliei, care reprezintă Senonianul superior. Tot din profilele la zi, se știe că peste stratele de Podu Vîrtoș urmează discordant Vraconianul, dezvoltat în faciesul unor marne cenușii, fapt care ne face să presupunem că o bună parte din intervalul 2450—2800 m reprezintă Vraconian-Cenomanianul, poate chiar Turonianul, iar ceea ce a fost atribuit Senonianului în sens larg, să fie de fapt partea inferioară a acestuia, care nu participă la transgresiunea marnelor roșii.

La 3000 m sonda a intrat și a rămas pînă la talpă într-o serie alcătuită predominant din pelite fin micacee de o culoare verde, caracteristică depozitelor seriei de Macla. Microfauna care indică pentru pelitele verzi ca vîrstă Vraconian-Cenomanianul, vine în sprijinul echivalării litologice făcută mai sus.

Din punct de vedere structural, aceasta înseamnă că acel compartiment nordic al unității de Bobu, bine deschis în valea Prahovei, stă direct peste pînza de Macla.

Aceasta fiind situația, se naște imediat întrebarea : ce s-a întîmplat cu zonele echivalente ale compartimentului extern al unității de Bobu și al unității de Teleajen ? Există mai multe soluții care pot explica într-un mod mai mult sau mai puțin satisfăcător, această situație. Noi însă, vom insista, raliindu-ne unei ipoteze susținută în ultima vreme de către M. Ksiazkiewicz (1956). Aceasta presupune că datorită subîmpingerii platformei, flișul a fost decolat față de substratul său, deci pînzele flișului ar fi complet dezrădăçinate. În cazul nostru, comparti-

mentul extern al unității de Bobu și pînza de Teleajen, ar fi și ele dezrădăcinat, plutind acum peste pînza de Macla.

Deci, datele forajului de la Stîlpeni confirmă continuarea spre vest de valea Dimboviței pe sub depozitele terțiare ale depresiunii getice, a unor linii tectonice importante din regiunea de curbură a Carpaților.

BIBLIOGRAFIE

- Airinei S. (1959) Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbură pentru Carpații orientali și Tara Bîrsei. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.* V, I, București..
- (1963) Structura fundamentului hercinic al curburii Carpaților orientali în lumina anomaliei cîmpurilor gravimetrice și geomagnetice. *Comunicări științifice. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. Congresul V, Secția V Geofizică.* București.
 - (1966) Imagini și relații statistice privind termenii anomaliei magnetice din subcarpații Munteniei orientale. *Com. Geol. Stud. tehn. econ.* D. 5 București.
- Avram E., Matei V. (1964) Date paleontologice noi privind flișul cretacic din partea de NE a bazinului văii Doftana. *Acad. R.P.R. Stud. și Cerc. Geol. Geof. și Geogr. seria Geol.*, IX, 2. București.
- Băncilă I. (1958) Geologia Carpaților orientali. Ed. Științifică, București.
- Codarcea A. I. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du plateau du Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX. București.
- Contescu L. (1966) Flișul cretacic din partea de N a Munților Baraoltului. *Acad. R.S.R. Stud. și Cerc. Geol. Geof. Geogr., seria Geol.*, XI, 1. București.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzăroiu V., Mirăuță O., Paulliu S., Georgescu C. (1962) Memoriu la tectonica României. *An. Com. Geol.*, XXXII, București.
- Filipescu M. G. (1955) Vederi noi asupra tectoniciei flișului Carpaților orientali. *Rev. Univ. C. I. Parhon, Seria Șt. Nat.* 6—7, București.
- Ksiązkiewicz M. (1956) Geologia Carpaților Nordici. *Geologische Rundschau*, Berlin.
- Murgeanu G. (1927) Cretacicul și Terțiul în imprejurimile Pietroșitei și Bezdădului (Dimbovița). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV, București.
- (1934) La nappe interne du flysch dans les environs de Comarnic et de Teșila. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, București.
 - Patruliș D. (1959) Flișul cretacic din regiunea Pasului Predeluș. *Stud. și Cerc. Acad. R.P.R.*, IV, 1, București.
 - Ștefănescu M., Avram E., Matei V., Zamfirescu Marina, Butnăreanu Cecilia (1964) Natura ivirilor de șisturi cristaline din reg. Zamura-Prislop. *Acad. R.S.R. Stud. și Cerc. Geol. Geof. și Geogr. Seria Geologie*, IX, 2, București.



- Olteanu F.I. (1952) Structura geologică a regiunii Ursei-Cîmpina. *D. S. Com. Geol.*, VI (1948—1949), Bucureşti.
- Patrulius D. (1952) Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi. *D.S.Com. Geol.*, XVI, Bucureşti.
- Popescu G.r. (1954) Asupra unor breci cu blocuri în flișul cretacic din bazinul văii Prahova. *Bul. Șt. al Acad. R.P.R.*, VI, 2. Bucureşti.
- (1958) Contribuționi la stratigrafia flișului cretacic dintre valea Prahovei și valea Buzăului cu privire specială asupra văii Teleajenului. *Acad. R.P.R., Stud. și Cerc. de Geologie*. III, 3—4, Bucureşti.
- Freda D. M. (1927) Géologie de la vallée du Teleajen dans la région des collines subcarpathiques. *Association pour l'avancement de la géologie des Carpates. Guide des excursions*. Bucureşti.
- Protescu O., Murgeanu G. (1927) Géologie de la vallée de Prahova entre Cîmpina et Comarnic. *Association pour l'avancement de la géologie des Carpates. Guide des excursions*. Bucureşti.
- Săndulescu M. (1964) Structura geologică a masivului Postăvaru-Runcu (Munții Brașovului). *An. Com. Geol.* XXXIV, II, Bucureşti.
- Săndulescu Jana (1965) Les nappes internes de la zone du flysch dans la partie centrale des Carpates Orientales. *Carpato-Balcan Geological Association. VII Congress Sofia, septembrie 1965, Reports, part. I*.
- Ștefănescu M., Zamfirescu Marina (1964) Iviri noi de Vraconian-Cenomanian în zona conglomeratelor de Ciucăș-Zăganu. *Acad. R.P.R., Stud. și cerc. de Geol. Geof., Geogr., Seria Geologie*, IX, 1, Bucureşti.
- Avram E., Ștefănescu Marina (1965) Contribuționi la cunoașterea faunelor fosile din flișul cretacic dintre valea Teleajenului și valea Ialomiței. *Stud. și Cerc. de Geol. Geof., Geogr., Seria Geologie*, X, 2, Bucureşti.
- * * * (1961) *Ghidul excursiilor B. Carpații orientali*. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. Congresul V, Bucureşti.
- * * * (1961) *Ghidul excursiilor C. Carpații meridionali*. Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congresul V, Bucureşti.
- * * * (1958) Harta geologică a R.P.R., scara 1:100.000 Foaia Cîmpina, Comitetul Geologic, Bucureşti.
- * * * (1958) Harta geologică a R.P.R., scara 1:100.000 Foaia Brașov, Comitetul Geologic, Bucureşti.



QUELQUES DONNÉES ET COMMENTAIRES CONCERNANT LA STRUCTURE DE LA ZONE DE FLYSCH COMPRISE ENTRE LES VALLÉES DE DOFTANA ET DE IALOMIȚA

PAR

M. ȘTEFĂNESCU

(Résumé)

La région qui fait l'objet de cette étude présente une zone centrale exondée, constituée pour la plupart par des couches de Sinaia (Barrémien — Hauerivien) qui au point de vue morphologique recouvrent les monts Baiu-Zamura ainsi que les prolongements de ceux-ci vers la vallée de la Dîmbovița.

Cette zone centrale exondée est flanquée au NW (vers l'intérieur) et au SE (vers l'extérieur) par deux autres zones. Celles-ci, par rapport à la première zone, sont plus affaissées et comportent des dépôts du Barrémien jusqu'au Sénonien, y compris. Dans la zone interne affleurent les dépôts du Barrémien-Aptien sous faciès du complexe marno-gréseux, rouilles et des dépôts albiens sous faciès des conglomérats de Bucegi. Ceux-ci sont nommés ainsi d'après le massif montagneux escarpé qui s'élève sur le versant droit de la vallée de la Prahova, où ils sont largement développés.

L'autre zone affaissée, c'est à dire la zone externe est occupée par différents dépôts de flysch connus sous les noms suivants : couches de Comarnic (Barrémien-Bédoulien) ; complexe marno-gréseux rouille (Aptien) ; couches de Podu Virtos (Aptien supérieur) ; conglomérats de Ciucas-Zăganul (Albien) ; série de Teleajen (Albien-Vraconien inférieur); série de Macla (Vraconien-Turonien). Dans cette même zone au cours du Crétacé supérieur se développent largement les dépôts pélagiques suivants: série de Dîmbovicioara (Vraconien supérieur-Cénomanien) ; marnes et marno-calcaires blanc gris, rouges et noirs (Turonien) et les marnes rouges de Gura Beliei (Sénonien supérieur).

Ces dépôts pélagiques constituent les zones dépressionnaires, morphologiquement assez élevées, des dépôts de flysch qui constituent les monts de : Ciucas, Bobu, sommets Paltinu et Secărie etc.

Pour nous faire une image des plus exactes sur l'âge des différents faciès, ainsi que sur la répartition des faciès par unités nous avons dressé le tableau (voir pl. II), redigé d'après les données stratigraphiques des travaux compris dans la bibliographie et celles personnellement acquises.

Par suite des recherches effectuées dans la région comprise entre les vallées de la Doftana et de la Ialomița, on a obtenu certains renseign-

nements de détail qui nous conduisent à l'interprétation structurale ci-dessous résumée.

En partant de la zone qui s'étend entre Comarnic et Posada, de la coupe de la vallée de la Prahova, on constate que la faille dénommée ligne V sépare deux zones, notamment :

une zone interne ou septentrionale où les dépôts constituent une succession continue du Barrémien jusqu'au Aptien, vers l'intérieur, même jusqu'à la fin de l'Albien ;

une zone méridionale où se trouve une grande lacune stratigraphique en base du Clansayssien.

Poursuivant vers le NE les dépôts développés dans la zone méridionale on constate que ceux-ci, dans la demi-fenêtre de Cheia s'enfoncent sous la „nappe de Bratocea“. Pourtant les dépôts de cette dernière laissent voir la même succession continue tout comme celle qui se trouve au N de la ligne V de la vallée de la Prahova. Ce fait nous porte à considérer que la ligne V ne représente que la continuation vers le SW de la ligne de Bratocea, ligne qui sépare deux zones à mouvements différents comme âge et à faciès différents dans le même intervalle stratigraphique.

Dans la région de Bratocea-Zăgăniu, la succession normale des dépôts de la nappe de Bratocea repose directement sur les dépôts néocrétacés de la série de Bobu.

Dans le bassin de la vallée de la Prahova, entre les dépôts à succession normale de la nappe de Bratocea et ceux de la série de Bobu s'interposent deux nouvelles complications structurales, notamment :

entre la ligne Va et V le plan invers de l'anticlinal initial, a présent presque complètement laminé, à caractère de lambeau de poussée ;

entre les lignes V et IVa une écaille constituée principalement par des couches de Podu Vîrtos, donc un faciès de l'Aptien supérieur analogue à celui de la zone largement développée de la série de Bobu, fait qui conduit à attribuer cette écaille à la série de Bobu, représentant le compartiment septentrional de cette unité.

L'importance de cette écaille est toute particulière, car à cause du faciès propre à l'Aptien supérieur (couches de Podu Virtos) celle-ci nous donne la possibilité de constater la présence de la ligne V (ligne de Bratocea) aussi dans le bassin de la vallée de la Ialomița (vallée de la Țîta et vallée de Leurzi — coupe BB') où les dépôts néocomiens de la nappe de Bratocea chevauchent le Crétacé supérieur de l'écaille à couches de Podu Virtos.

Dans la région située au NE de la vallée de la Prahova la série de Bobu, à l'extérieur, se rapproche de la série de Teleajen, toutes les deux



d'âge albien-vraconien inférieur. Entre ces deux séries il y a une ligne tectonique dont la présence est prouvée par le fait que le Néocrétacé de la série de Bobu du synclinal de Măgura Nebunii-Bratocea prend contact avec les secteurs plus profonds de la série de Teleajen.

Nous interprétons ce contact tectonique comme représentant la ligne frontale d'une nappe de charriage, tenant compte des faits suivants :

1) Le faciès différent des deux séries voisines de l'intervalle albien-vraconien inférieur (Bobu et Teleajen) impossible à expliquer de manière suffisante par un changement latéral de faciès. Pourtant si ce changement a eu lieu on ne saurait l'admettre effectué que de manière extrêmement rapide.

2) Le substratum différent des séries ci-dessus envisagées. L'Aptien des dépôts sur lesquels repose la série de Bobu est représenté par les couches de Podu Vîrtos et le Néocomien par les couches de Sinaia, tandis que les dépôts surmontés par la série de Teleajen, à partir de l'Aptien vers le bas sont sous faciès des couches de Toroclej et des schistes noirs.

3) Les mouvements différents subis par les deux séries de sédimentation. Comme il a été déjà indiqué, dans la série de Bobu il y a une grande lacune au cours de l'Aptien moyen, inférieur et d'une partie du Barrémien.

En tenant compte de tous ces arguments on attribue à la ligne IV le caractère d'une ligne de charriage, charriage qui a fait possible le rapprochement de domaines si différents comme faciès et comme phases de mouvements. On peut poursuivre la ligne IV dès les sources de la rivière du Buzău jusque dans le flanc gauche de la vallée de la Prahova (versant septentrional, de la crête de Corhănia). Vers l'W cette ligne n'apparaît plus, étant recouverte par un empilement de dépôts transgressifs qui débutent par le Sénonien supérieur.

Dans la vallée de la Dimbovița, de sous le flanc méridional du synclinal de Slănic affleurent les dépôts de la nappe de Teleajen. Etant donné que dans l'autre flanc de sous les dépôts du Crétacé supérieur affleurent les couches de Podu Vîrtos, qui caractérisent l'unité de Bobu au cours de l'Aptien supérieur, il faut admettre que la ligne IV se continue en dessous des dépôts du synclinal de Slănic sans toutefois être reprise au cours des phases subhercyniennes.

A l'E de la vallée de la Ialomița les paquets qui constituent la „nappe de Macla“ sont engagés, sous forme de lambeaux de poussée, dans les dépôts de la partie supérieure de l'Oligocène de la continuation occidentale de la nappe de Tarcău. C'est là la raison pour laquelle on a attribué le caractère de „nappe intrasédimentaire“ à la nappe de



Macla. La mise en place de cette nappe a été accompagnée de puissantes perturbations dans la sédimentation normale de l'Oligocène, perturbations manifestées par la formation de brèches sédimentaires à olistolithes, qui ont précédé et succédé à la phase principale de mouvement de la nappe. Dans la vallée de la Prahova le voisinage de la nappe de Macla n'est trahi que par la présence des brèches et des olistolithes.

Un parallèle entre les phénomènes de la formation des brèches au voisinage du front de la nappe de Macla et la présence de pareils dépôts et olistolithes cristallins dans le bassin supérieur de la vallée de la Prahova, nous portent à présumer l'existence d'une situation analogue d'intrasédimentation d'une nappe aussi sous les monts de Bucegi, notamment au contact entre le cristallin de Leaota et la zone du flysch.

Parmi les lignes tectoniques plus importantes de la région on peut reconnaître plusieurs coupes dès le bassin de la vallée de la Prahova jusque dans le bassin de la vallée de la Ialomița, d'où vers l'W celles-ci ne peuvent plus être détectées en surface, étant recouvertes par les dépôts de l'avant-fosse.

La continuation de quelques unes de ces failles aussi à l'W de la limite des dépôts pliocènes a pourtant été démontrée par un sondage effectué par le M.I.P. placé sur la „surélévation de Stilpeni“. Ce forage a traversé premièrement la couverture pliocène, ensuite une pile de dépôts à couches de Sinaia en base, qui représentent la continuation anticlinale de Pietroșita, c'est à dire de la nappe de Bratocea. Il a traversé ensuite un paquet de couches qu'on pourrait équivaloir lithologiquement à celui qui participe à la constitution de l'écaille située entre la ligne V et IV, pour pénétrer ensuite directement dans la nappe de Macla dans les dépôts de laquelle le fond du puits a été arrêté.



EXPLICATION DE LA PLANCHE

Coupes géologiques d'interprétation dans le bassin de la vallée de la Pra-hova (A—A') et le bassin de la vallée de la Ialomița (B—B').

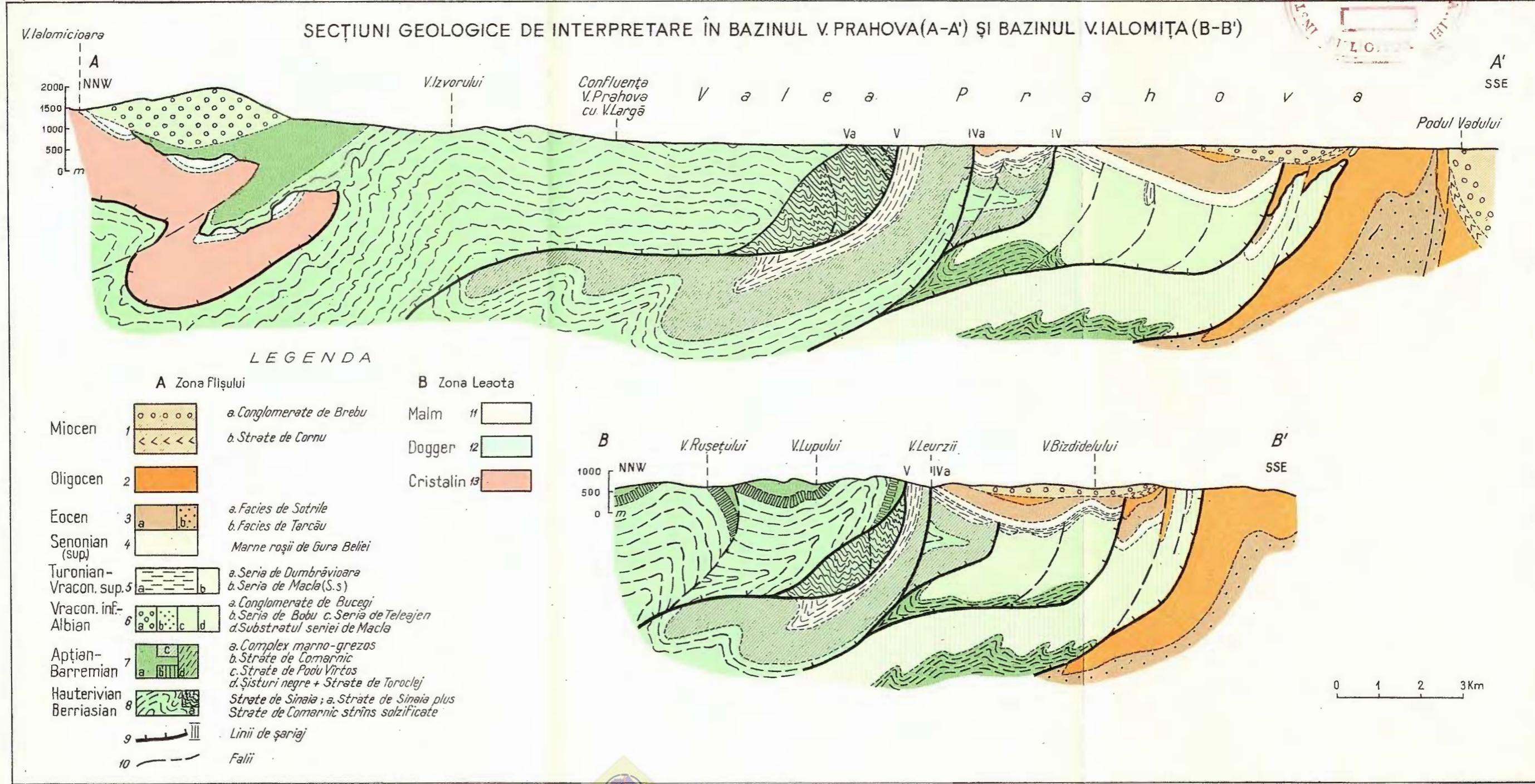
A, zone du *flysch* ; 1, Miocène (a, conglomérats de Brebu ; b, couches de Cornu) ; 2, Oligocène ; 3, Eocène (a, faciès de Șotrile ; b, faciès de Tarcău) ; 4, Sénonien, marnes rouges de Gura Beliei ; 5, Turonien — Vraconien supérieur (a, série de Dumbrăvioara partiellement ; b, série de Macla) ; 6, Vraconien inférieur — Albien (a, conglomérats de Bucegi ; b, série de Bobu ; c, série de Teleajen ; d, substrat de la série de Macla), 7, Aptien — Barrémien (a, complexe marno-gréseux ; b, couches de Comarnic ; c, couches de Podu Vîrtos ; d, schistes noirs + couches de Toroclej) ; 8, Hautevien — Berriassien, couches de Sinaia : (a, couches de Sinaia + couches de Comarnic à écaillage serré) ; 9, ligne de charriage ; 10, faille.
B, zone de Leaota : 1, Malm ; 2, Dogger ; 3, cristallin.





Institutul Geologic al României

7320 X



<i>Unități Virste</i>	Zona Leaota	Pinza de Bratocea	Unitatea de Bobu	Pinza de Teleajen	Pinza de Macla
SENONIAN	marne roșii și cenusii gresii glauconitice	Marne	roșii și verzi	de tip Gura Beliei	
TURONIAN	marne și marno-calcare albe, și roșii	marne și marno-calcare albe, negre și roșii	argile roșii și gresii masive		
CENOMANIAN		Seria de Cotenești			
VRACONIAN	Conglomerate de Bucegi	Dumbrăvia	Complexul marno-grezos, micaceu cu siderite	gresii de tip Sili	alternanță ritmică de gresii și mărne cenușii uneori negrioase
ALBIAN	Ciucas		gresii și conglomerate masive	Fliș cu gresii curbicortice	
APTIAN		Fliș marno-grezos ruginiu	Complexul de mărne și gresii calcaroase	gresii cu gresii curbicort.	
BARREMIAN		Strate de Comarnic			? șisturi negre
HAUTERIVIAN					
VALANGINIAN					
BERRIASIAN					
MALM	Calcare albe cu aspect masiv		Strate de Sinaia		
DOGGER	marne, gresii și calcare		c. Orizontul cu <i>Lamellaptychus angulocostatus</i> (superior)		
CRISTALIN	Cristalin de Leaota		b. Orizontul grezos (mediu)		
			a. Orizontul calcaros (inferior)		

TABEL SINTETIC DE CORELARE A DEPOZITELOR CRETACICE
DIN REGIUNEA CUPRINSĂ ÎNTRE V. DOFTANEI ȘI V. DÎMBOVIȚEI

Dări de Seamă ale Ședințelor
Vol. LIV/2 (1966—1967)

ZACĂMINTE

STUDIUL STRUCTURAL ȘI GENETIC AL ZACĂMINTELOR METALLIFERE DIN ȘISTURILE CRISTALINE ALE CARPAȚILOR ORIENTALI¹

DE

A. GURĂU²

Abstract

Structural and Genetic Study of Metalliferous Deposits within the Crystalline Schists in the East Carpathians. The metalliferous deposits within the epimetamorphic crystalline schists in the East Carpathians are conformable or uncoformable with respect to the schists. The manganese and metal sulphide deposits are grouped among the deposits lying conformably with respect to the host rocks. Detailed structural geological studies correlated with data on regional mapping and those on mining works have pointed to boudinage structures, formed during the regional metamorphism, for the manganese deposits, whereas pseudoboudinage structures, formed subsequently to the regional metamorphism, are evident for the metal sulphide deposits. The postmetamorphic age of these deposits is shown by: exfoliated minor secondary folds including ore bodies which intersect the synmetamorphic folds; the presence of schist blocks in the ore bodies, of the synmetamorphic quartz boudinages, and the hydrothermal alteration around the ore bodies. The Laramian fractures and those transverse on schists have served as channels of access for the metalliferous solutions which had accumulated in the zones with a maximum exfoliation of the long slopes in the postmetamorphic subsidiary folds marking a staggered arrangement on the dip.

Printre zăcăminte metalifere situate în provincia metalogenetică a Carpaților orientali, probleme deosebite privind modul lor de formare se ridică pentru zăcăminte de sulfuri complexe, pirite cuprifere compacte și de impregnație cupriferă din zona șisturilor cristaline. Studiind geneza acestor zăcăminte am inceput cu descifrarea genezei formelor structurale, lenticulare, caracteristice atât corpurilor de minereu din zăcăminte de sulfuri polimetalice cît și celor de mangan.

¹ Comunicare în ședința din 21 aprilie 1967.

² Ministerul Minelor — Oficiul Geologic, București, B-dul Magheru 33.



În cele ce urmează vom discuta aceste probleme având la bază cercetările structurale întreprinse în cursul mai multor ani, corelate cu datele obținute din lucrările de explorare geologică și exploatare cît și cu rezultatele obținute de alți cercetători pentru aceste zăcăminte.

Evoluția cunoașterii genezei zăcămintelor de sulfuri polimetalice din cristalinul Carpaților orientali

În cadrul șisturilor cristaline din Carpații orientali se cunosc pe teritoriul țării noastre începînd de la sud spre nord, următoarele zăcăminte de sulfuri polimetalice : zăcămîntul cuprifer compact și de impregnație de la Bălan, zăcămîntele de pirită cupriferă compactă, minereu compact de sulfuri complexe și de impregnație cupriferă de la Leșul Ursului, Fundul Moldovei, Burloaia și Novicior-Novăț (fig. 1). Pe teritoriul U.R.S.S. acest tip de zăcăminte a fost pus în evidență în continuarea șisturilor cristaline spre nord, în masivul Rahov (zăcămîntele Kobilek și Kosovsk studiate de E. K. Lazareno, 1963). Ca toate zăcămîntele similare din alte regiuni ale globului și aceste zăcăminte de la noi au constituit în trecut dar și în prezent obiectul unor ample discuții privitor la geneza lor. Rezolvarea acestor probleme este strins legată de practica lucrărilor geologice din această regiune, lucrări care în ultimii ani s-au intensificat simțitor. Paralel cu aceasta au fost utilizate și cele mai moderne metode de cercetare menite să ridice gradul de studiere al acestor zăcăminte. Pe lingă numeroasele rapoarte geologice scrise referitor la zăcămîntele menționate și zonele de mineralizație metaliferă, se cunosc o serie de studii unde părerile autorilor asupra genezei sunt foarte variate. Astfel, după sursa substanțelor minerale utile, timpul și procesul de formare al zăcămintelor, părerile autorilor s-au afiliat atât ipotezei singeneticice cît și celei epigeneticice. După modul concret cum sunt explicate aceste ipoteze ele se subîmpart la rîndul lor în două subgrupe și anume :

Unii cercetători explică modul singenetic prin procesul de sedimentare al substanțelor minerale utile într-un bazin maritim. Acest punct de vedere a fost împărtășit de către C. Doepter (1915) pentru zăcămîntul de la Bălan, Th. Kräutner³ pentru zăcămîntele de la Fundul Moldovei, Pojorita și Valea Colbului, Ghica Budesti (1954), M. Savul, G. Mastacan, I. Idriceanu⁴ pentru zăcămîntul de la Fundul Mol-

³ Th. Kräutner. Raport asupra zăcămintelor de pirită din reg. Fundul Moldovei — Pojorita — Valea Colbului. 1942—1943. Arh. Com. Stat Geol. București.

⁴ M. Savul, G. Mastacan, I. Idriceanu. Raport preliminar asupra zăcămintului de sulfuri din reg. Fundul Moldovei — Pojorita. 1952—1953. Arh. Com. Stat Geol. București.

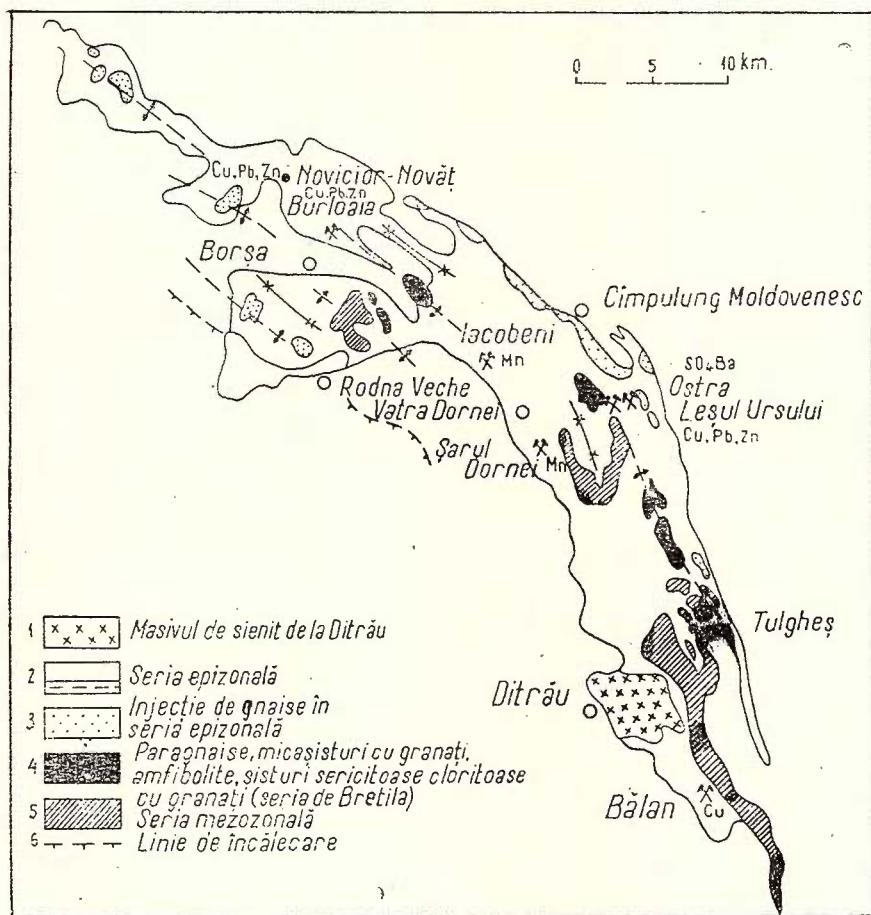


Fig. 1. — Răspândirea zăcămintelor de sulfuri metalice și de mangan în șisturile cristaline din Carpații orientali.

1, masivul de syenit de la Ditrău; 2, seria épizonale ; 3, injections de gneiss dans la série épizonale; 4, paragneiss, micaschistes à grenats, amphibolites, schistes sériciteux, chloriteux à grenats (série de Bretila); 5, série mésozionale; 6, ligne de chevauchement (élaborée selon N. Oncescu).

Extension des gisements de sulfures métalliques et de manganèse dans les schistes cristallins des Carpates orientales.

1, massif de syenit de Ditrău; 2, série épizonale; 3, injections de gneiss dans la série épizonale; 4, paragneiss, micaschistes à grenats, amphibolites, schistes sériciteux, chloriteux à grenats (série de Bretila); 5, série mésozionale; 6, ligne de chevauchement (élaborée selon N. Oncescu).

dcvei și Pojorîta, C. Gheorghiu (1953, 1958), I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu⁵, V. Patriciu, I. Popa⁶, A. Costa-Foru et al.⁷ pentru toate zăcămintele din șisturile cristaline ale Carpaților orientali.

Cu privire la sursa metalelor s-a acceptat în general remanierea lor de pe continent. C. Gheorghiu (1958) a considerat că „sărurile metalice din apele marine au provenit atât din activitatea de transport a apelor fluviale din spălarea rocilor din bazinile de recepție cât și din alterarea produselor de origină magmatică ca aport al vulcanismului submarean”. H. Savu, Al. Vasilescu (1954) pentru zăcămintele Burloaia, Puiu și Cornidei, Marcela Codarcea, I. Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan (1963) și H. Kräutner (1965) pentru toate zăcămintele, V. Manilici, P. Ciorniei et al. (1965) pentru zăcămîntul de la Novicior-Novăț, au atribuit o geneză vulcanogen — sedimentară, legată de activitatea hidrotermală a magmatismului premetamorfic al rocilor porfirogene. Zăcămintele s-au format, după acești autori, prin depunerea sulfurilor în mediul marin, în urma unui aport de soluții hidrotermale. Forma actuală, lenticiformă a corpurilor de minereu din aceste zăcămînte, este considerată de autorii mai sus menționați ca un efect al depunerii primare și metamorfismului regional.

Asupra modului de formare epigenetic al acestor zăcămînte, de asemenea nu există o unitate deplină de vederi. Discuțiile în cadrul acestei ipoteze se referă în general la timpul de depunere din soluțiile hidrotermale a substanțelor metalifere. Astfel, după N. Petruțian, Livia Steclaci (1966 a, b), Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă^{8 9 10} zăcă-

⁵ I. Rădulescu, Ludmila Rădulescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe în regiunea Pojorita, I. M. Breaza. 1959. Arh. Com. Stat. Geol. București.

⁶ V. Patriciu, I. Popa. Contribuții la studiul genezei zăcămintelor de sulfuri polimetallice din provincia metalogenetică a Carpaților orientali. Comunicare la sesiunea științifică a TPEM, 1963, București.

⁷ A. Costa-Foru, B. David, Z. Vlaicu. Utilizarea în cercetarea geologică a metodei paleomagnetismului și rezultatele obținute. Comunicare la sesiunea tehnico-științifică a TPEM, 1964. București.

⁸ Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă. Considerații asupra mineralizațiilor de sulfuri de la Leșul Ursului. Comunicare la sesiunea științifică a TPEM, 1961–1962, București.

⁹ Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă, Ioana Isăilă. Studiu mineralizației pirotoase și cuprifere complexe de la Leșul Ursului. Sesiunea științifică a TPEM, 1963, București.

¹⁰ Fl. Ionescu-Balea, I. Samoilă, A. Grosu. Asupra genezei mineralizațiilor de la Leșul Ursului. Comunicare la sesiunea științifică a TPEM, 1963–1964, București.

mîntul de la Leșul Ursului s-a format din soluții hidrotermale înaintea metamorfismului regional. Forma atât de capricioasă a acestor zăcăminte s-ar datora metamorfozării lor regionale împreună cu rocile înconjurătoare transformate în șisturi cristaline. Un punct de vedere similar l-au admis în 1954 și H. Savu cu A.I. Vasilescu pentru ivirile de pe valea Cislei (Baia Borșa). Alți autori au admis o vîrstă mai nouă, pentru aceste zăcăminte, ulterioră metamorfismului regional. G. Pantoi, A. Földvári (1950), pentru zăcămîntul de la Bălan, M. Socolescu (1961), M. Socolescu, N. Butucescu (1962), M. Socolescu, A. Gurău (1965 a, b), A. Gurău¹¹ (1965, 1966, 1967 b, c), pentru toate zăcămîntele de acest tip din Carpații orientali. Punerea în evidență a zăcămîntului de baritină de la Ostra de către F.I. Tanăsescu, G. Pitulea (1962), care conține în centrul filonului de baritină un corp compact de sulfuri complexe de tipul celor din șisturile cristaline, au făcut pe acești autori să exprime un punct de vedere similar și cu privire la formarea și vîrsta zăcămîntului de la Leșul Ursului. Zăcămîntului de baritină de la Ostra, fiindcă străbate atît formațiunile cristalofiliene cît și depozite triasicice, i s-a atribuit de către acești autori o vîrstă post-triasică — faza austriacă. Discuțiile în cadrul ipotezei de formare pe cale hidrotermală a acestor zăcăminte, ulterior metamorfismului regional, n-au putut lămuri însă originea acestor soluții. M. Socolescu (1961) consideră că mineralizațiile de sulfuri complexe din șisturile cristaline din Carpații orientali, sunt puse în loc de soluțiile hidrotermale alcaline sau alcaline acide fierbinți. Soluțiile hidrotermale ar aparține unui bazin magmatic al Carpaților orientali, care la suprafață s-a manifestat mai slab (1965 b). Vîrsta acestui bazin magmatic, după M. Socolescu, „ar fi probabil mezocretacică sau ceva mai veche“ (1961). În 1963 R. Dimitrescu a emis un punct de vedere mai nou. El admite posibilitatea regenerării de tip alpin, în timpul orogenezei mezocretacice, a unor zăcăminte mai vechi metamorfozate, acceptînd această posibilitate pentru toate zăcămîntele de acest tip din șisturile cristaline ale Carpaților orientali. Ca și M. Socolescu (1961) acest autor consideră că vîrsta zăcămîntelor de acest tip din Carpații orientali este mezocretacică. După acest autor, orogenezei mezocretacice i-a lipsit însă un magmatism sinorogen, dar a fost urmată de un magmatism subsecvent (R. Dimitrescu, 1963). Problema regenerării unor zăcăminte vechi în Carpații orientali, au admis-o pentru prima dată V. Ianovici și D. Giușcă et al. (1957)

¹¹ A. Gurău. Structurile de budinaj din cristalinul Carpaților orientali și legătura lor cu mineralizațiile. Sesiunea științifică a T. M. Mureș, Miercurea Ciuc, 1965.

pentru zăcămîntul de sulfuri complexe de la Gemenea — Slătioara. Zăcămintele de sulfuri polimetalice din regiunea Gemenea sînt depuneri hidrotermale după acești autori, care se deosebesc de ivirile similare din șisturile cristaline ale Carpaților orientali. Autorii consideră că acest zăcămînt are origine secundară, rezultat din mobilizarea unor zăcăminte mai vechi de tipul celor cunoscute în șisturile cristaline.

Un punct comun pentru marea majoritate a cercetătorilor care au studiat zăcămintele de sulfuri din șisturile cristaline ale Carpaților orientali, este prezența în loc a zăcămintelor și natura lor hidrotermală. Zăcămînt regenerate, secundare, pe o distanță aşa de mare care să formeze corpuri compacte cu o bogată gamă a elementelor metalice și cu un conținut ridicat, sunt tocmai elementele care contrazic această ipoteză (C. Andreatta 1947, F. I. V olfson 1962).

Cu privire la metodele care se impun în cercetarea genezei zăcămintelor de sulfuri metalice din șisturile cristaline ale Carpaților orientali

În studierea acestor zăcămînte am început cu descifrarea formelor structurale lenticulare caracteristice atît corpurilor de minereu din zăcămîntele de sulfuri metalice cît și celor de mangan la zăcămîntele unde acestea se exploatează. Este necesar să amintesc că măsurătorile care se fac în mod obișnuit cu busola geologică nu pot da rezultate concluzante pentru formațiunile strîns cutate, aşa cum este cazul și în Carpații orientali, unde șistozitatea de stratificație formează cute asimetrice, tectiforme sau sinusoidale, congruente. Imaginea cu privire la direcția și inclinarea stratelor obținută în astfel de cazuri cu măsurătorile obișnuite nu este reală. De aceea a fost necesar să aducem unele modificări în metodologia de efectuare a măsurătorilor. În studiu de față ne propunem să dezvoltăm mai pe larg cauzele care au condus la formarea actualelor forme lenticulare ale corpurilor de minereu, pentru cele două tipuri de zăcămînte de mangan și sulfuri polimetalice cît și pentru cuarturile concordante și să aducem unele date în plus pentru a întregi răspunsul la întrebarea care se pune atît de des pentru zăcămîntele de sulfuri polimetalice cu privire la relațiile lor cu tectonica și metamorfismul regional al șisturilor cristaline.

Studiile asupra genezei formei corpurilor de minereu prin aplicarea metodelor geologice structurale sînt recomandate ca metode eficiente în rezolvarea problemei genezei zăcămintelor, prin descifrarea structurilor (N. G. Sudovicov, 1964, E. A. Biuricov și A.D. Racceev, 1965). Aceleași forme însă, ale corpurilor de minereu din zăcămînt pot avea



cauze diferite. În descifrarea acestei laturi am respectat condițiile de bază ale metodei microtectonice : 1) identificarea corectă pe teren a elementelor structurale microtectonice ; 2) respectarea unui grad de reprezentativitate optim al măsurătorilor pe unitatea geologică structurală ; 3) recunoașterea celor elemente care datorită gradului lor de dezvoltare se impun în descifrarea structurii zăcămintelor (A. Gurău, 1965). Pentru zăcăminte metalifere concordante din cristalinul Carpaților orientali, aceste elemente sunt structurile de budinaj și de pseudobudinaj.

Caracteristicile structurilor de budinaj și pseudobudinaj din cristalinul Carpaților orientali

În literatura noastră de specialitate, fenomenul de budinaj a inceput să fie cunoscut odată cu preocuparea pentru studii microtectonice. Pentru prima dată în Carpații orientali el a fost descris în bazinul văii Vaserului (A. Gurău, Gh. Popa, Maria Hirnea¹²). În geologie, termenul de budinaj a fost introdus de către M. Lohest (1909) și atribuit structurilor de formă elipsoidală ale unor gresii studiate de acest autor în regiunea Boston. Fenomenul a mai fost observat și studiat tot de el, în formațiunile metamorfice din Groenlanda și Norvegia. Structurile de pseudobudinaj au fost analizate pentru prima dată la noi în cristalinul Carpaților orientali¹³ (1965, 1966 b, 1969). Denumirea aceasta am dat-o structurilor întrucîntă asemănătoare cu structurile de budinaj, care se dezvoltă în aceeași unitate structurală metalogenetică cu zăcăminte de mangan budinate. Cauzele care au dus la formarea acestor structuri sunt însă altele. La aceste structuri depunerea mineralizațiilor metalifere este ulterioră formării structurilor plicative. Schema structurilor de budinaj și pseudobudinaj obținută prin generalizarea cazurilor întâlnite în Carpații orientali, arată în mod sugestiv configurația și mecanismul formării acestor structuri. Astfel din fig. 2 se poate observa că în strătele moi, incluse între două pachete de strate dure tectonic, s-au format cute minore în timpul cutării lor. În cadrul acestor cute se pot distinge trei zone unde sistozarea a fost de intensitate maximă. Una din zone are poziția diagonală în fiecare din flancurile lungi ale cutelor mici, separând astfel de o parte și de alta a ei, două zone cu exfolieri maxime de formă lenticulară. Legătura între zonele diagonale sistozate

¹² A. Gurău, Gh. Popa, Maria (Puiu) Hirnea — Raport asupra studiilor microtectonice din bazinul văii Vaserului între pîrul Ivășcoaia și pîrul Miraj, 1959, Arhiva Com. Stat Geol. București.

¹³ Op. cit., pct. 11.



din fiecare flanc lung al cutei minore se face prin flancurile lor scurte. Aceste flancuri deseori în cartarea geologică anterioară, au fost considerate

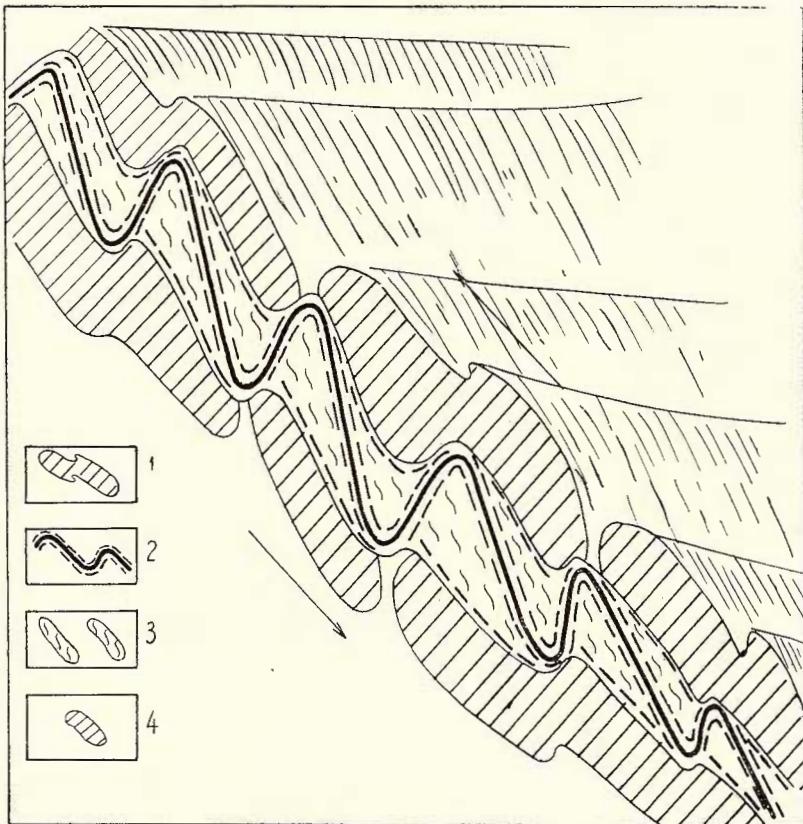


Fig. 2. — Mecanismul formării structurilor de budinaj și pseudobudinaj în șisturile cristaline din Carpații orientali.

1, budine cu flexuri ; 2, zone de maximă laminare tectonică a cutelor secundare; 3, zone de maximă exfoliere tectonică a cutelor secundare în care se depun soluțiile metalifere hidrotermale (structuri de pseudobudinaj); 4, budine lenticulare.

Mécanisme de la formation des structures de boudinage et de pseudoboudinage dans les schistes cristallins des Carpates orientales.

1, boudins à flexure; 2, zone de lamination tectonique maximum des plis secondaires; 3, zone d'exfoliation tectonique maximum des plis secondaires dans lesquels s'accumulent les solutions hydrothermales (structures de pseudoboudinage); 4, boudins lenticulaires.

rate drept falii (*hol*). Flancurile scurte ale acestor cute sunt în realitate zone de maximă laminare (șistozare tectonică după direcția *hol*). Celelalte două zone apar la contactul stratului incompetent cu cele două pachete

de roci mai dure tectonic din culcuș și acoperiș, care au fost budinate. În secțiune transversală structurile de budinaj ale acestor strate formează uneori flexuri de forma unor șarniere care corespund de fapt cu zonele (*hol*) de maximă șistozare tectonică din stratul incompetent cutat (fig. 2). În cazurile cînd laminările au fost foarte intense, s-a produs fracturarea budinelor în direcția șarnierei și astfel s-au format budine de formă lenticulară (fig. 2).

Structurile de budinaj ale zăcămintelor de mangan. Zăcămintele de mangan în cristalinul Carpaților orientali, apar în complexul cuarțitelor negre, la Iacobeni, Arșița, Argestruț, Dealul Rusului. Asupra originii primare a acestor zăcăminte și metamorfozării lor regionale odată cu röcile din jur, părerile specialiștilor converg. Forma lenticulară a corporilor de minereu din aceste zăcăminte, este sigur efectul inecanic al metamorfismului regional. Contribuții însemnante privitor la chimismul și geneza acestor zăcăminte le-au adus V. I a n o v i c i (1957), M. S a v u l și V. I a n o v i c i (1956). Dimensiunile lentilelor (budinelor) corporilor de minereu, ajung pînă la 200 m pe direcția axei *b* (pl. V, A, B, C, D, E, F, G). Distanța între budine pe direcția axei *b* variază între 60—150 m (pl. V, A, B, C) fig. 2 A, B, C. Grosimea corporilor de mangan budinate măsurată pe direcția axei *c*, ajunge pînă la 25—30 m (pl. V, E, I) iar lățimea măsurată pe direcția axei *a*, ajunge pînă la 100—120 m (pl. V, E, I). Se pot stabili astfel, următoarele raporturi dimensionale ale budinelor, corporilor manganifere între lungimea, lățimea și grosimea budinelor. Lungimea față de lățime este de 1—1,4 ori mai mare și cam de 8 ori mai mare decit grosimea lor. Lățimea față de grosimea budinelor este de cca: 5—6 ori mai mare $\left(\frac{b}{c} = \frac{8}{1}; \frac{b}{a} = \frac{1-1,4}{1}; \frac{a}{c} = \frac{5,6}{1} \right)$.

Forma generală a budinelor este elipsoidală, cu îngroșări și efilări către extremități. Pe direcția axei *b*, budinele orizontului manganifer au terminațiile în formă de apofize cu efilări treptate pînă la dispariție, uneori zdrențuite (pl. V, D). Această formă a budinelor este efectul presiunilor exercitate transversal pe strat, concomitent curgerii plastice a șisturilor inconjurătoare care le-au mulat. Legătura între două budine principale pe direcție, adesea se face printr-o serie de budine mai mici (budine sateliți) izolate între ele și dispuse mai puțin regulat una față de cealaltă (pl. V, G). Pe inclinare, în sensul axei tectonice „*a*“, budinele au contur crestat și sănt dispuse eșalonat pe inclinare, datorită formării cutelor de indoire cu alunecare concentrică (pl. V, E, I). Confirmarea



acestui fapt o constituie înclinarea către est, dinspre șarnieră a flexurilor din partea inferioară (culcușul) a budinelor și înclinarea către vest, înspre șarnieră, a flexurilor din partea superioară (coperișul) a stratului budinat (pl. V, E). Aceste șarniere ale cutelor minore slab dezvoltate au grosimea în jur de 5—15 m și lungimea pînă la 20 m.

Structurile de budinaj ale filoanelor de cuarț. În regiune sunt foarte răspindite structurile de budinaj ale filoanelor de cuarț. Formele cele mai caracteristice au putut fi studiate în secțiune transversală pe axa b. Dintre acestea predomină formele lenticulare (elipsoidale), (pl. I, fig. 1). Budinele de cuarț în majoritatea cazurilor sunt despărțite între ele (fig. 3) dar există și situații cînd unele din ele nu s-au despărțit complet, făcîndu-se legătura printr-o zonă de strangulare (fig. 4). În afară de formele lenticulare mai apar budine, care în secțiune (ac) au forma unei lentile, care după ce se subțiază la extremități, se termină cu porțiuni îngroșate (pl. I, fig. 2). În budinele cuarțului se observă adesea un sistem de microfisuri de tipul clivajului de forfecare. Prezența acestor fisuri, forma budinelor în majoritate lenticulară, cît și distanța dintre ele, este un argument al formării cutelor prin îndoire cu alunecare concentrică în timp îndelungat. Ca urmare a acestui fapt, unele budine s-au rotit în jurul axei b în timpul cutării, astfel că se

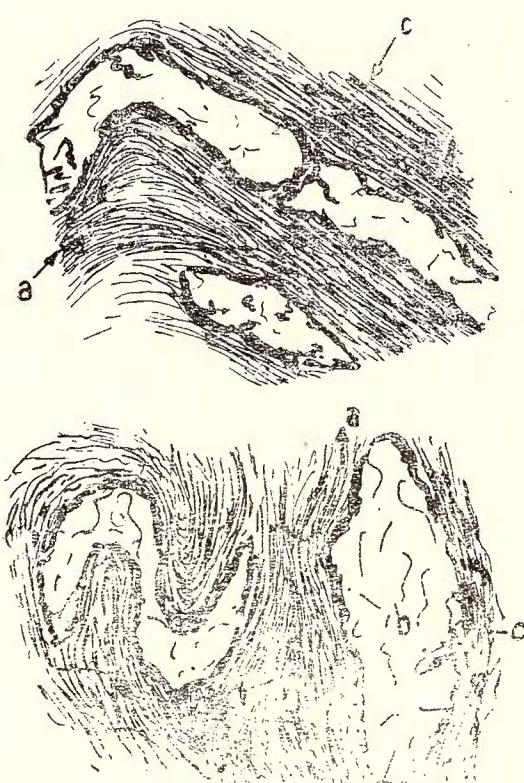


Fig. 3. — Diferite forme de lentile de cuart, concordant cu șisturile cristaline (secțiuni transversale pe axa b).

Différents formes de lentilles de quartz concordantes aux schistes cristallins (coupe transversale le long de l'axe b).

mai pot observa în ele, urmele mișcărilor predominant lenticulară a budinelor cuarțului, arată pe de o parte că dife-

rență dintre modulul de elasticitate al cuarțului și al șisturilor în care ele s-au format, nu a fost prea mare. Sunt cu totul rare cazurile cînd în

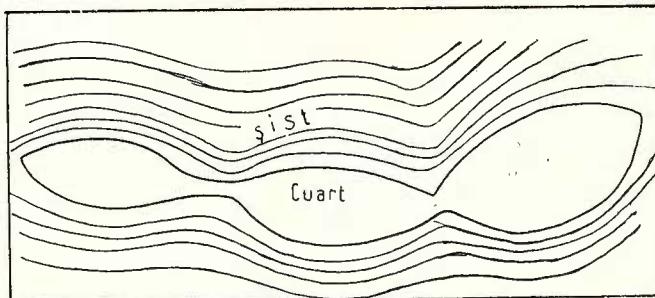


Fig. 4. — Budine de cuarț lenticulare, continui, cu zone de strangulare. (Leșul Ursului, galeria nr. 2 nișa nr. 11 E).

Boudins de quartz lenticulaires, continus, avec des zones d'étranglement. (Lesul Ursului, galerie nr. 2, niche nr. 11 orientale).

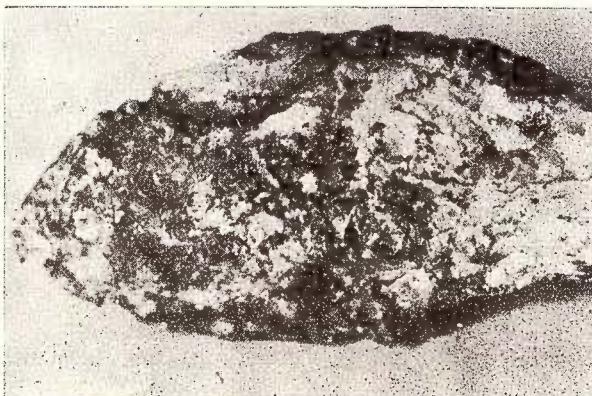


Fig. 5. — Budină lenticulară de cuarț cu urme de rulare a materialului, în timpul cutării sincrone metamorfismului regional.

Boudin lenticulaire de quartz avec des traces de roulage du matériel au cours du plissement synchrone au métamorphisme régional.

secțiunile ac se poate observa o ușoară tendință de curgere plastică a budinelor, cu formarea unor flexuri slab pronunțate (pl. I, fig. 3).

În secțiunile transversale pe axa b a budinelor de cuarț, de cele mai multe ori granulele cuarțului au o extincție în aceeași poziție la rotirea

platinei microscopului. Prezența structurilor de budinaj ale cuarțului este un argument împotriva formării cuarțului pe calea secreției laterale în timpul metamorfismului regional. Aceste structuri implică deja existența

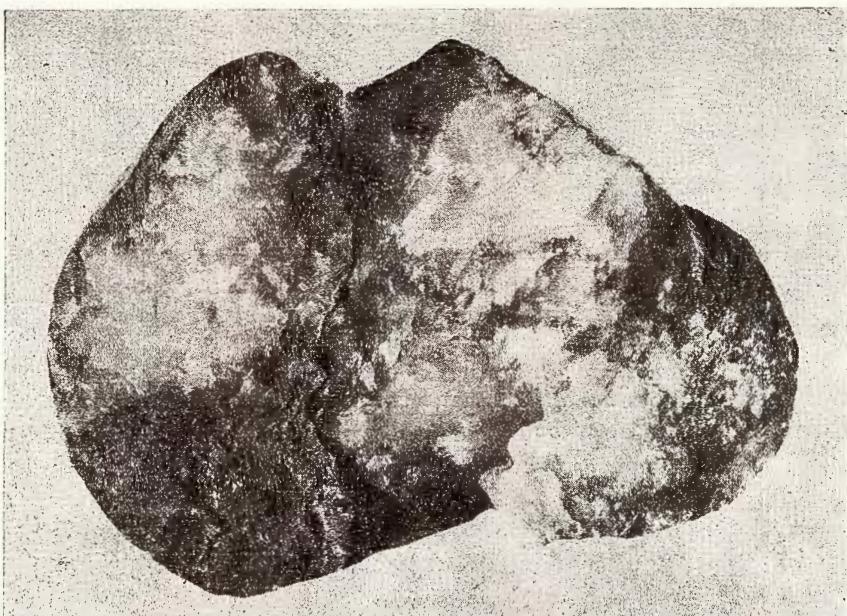


Fig. 6.— Budină de cuarț cu antrenarea în materialul budinat a rocilor sistoase.

Boudin de quartz avec l'entraînement des roches schisteuses dans le matériel boudiné.

filoanelor de cuarț stratiforme în formațiuni necutate și nemetamorfozate regional.

În șisturile cristaline am întâlnit și lentile de cuarț a căror origine, după caracteristicile care au fost stabilite, poate fi considerată, secreția laterală. Aceste lentile — acumulații de SiO_2 — sunt întrețesute cu diferite minerale provenite din șisturi. De obicei acest cuarț nu are extincție ondulatorie. Culoarea lor este de obicei cenușie, cenușie închisă, în timp ce cuarțul hidrotermal budinat are culoare albă, curată, fără impurități. Structurile de budinaj ale cuarțului considerăm că s-au format spre perioada de desăvîrșire a metamorfismului regional. Argumentul în favoarea acestei concluzii îl constituie antrenarea mecanică, uneori, a materialului ștos, metamorfozat, în budinile de cuarț, pe fisuri sau la periferia lor (fig. 6). Structurile de budinaj ale cuarțului se găsesc de

regulă în șisturile cuarțitice cloritoase, clorito-sericitoase. Structuri de budinaj au mai fost semnalate în orizontul calcaros al complexului șisturilor negre și al șisturilor grafitoase spre galeria Isipoaia — Leșul Ursului și șisturile amfibolice din perimetru Leșul Ursului de către Marcela-Dessila Codarcea, I. Bercia și alții (1964). Fără îndoială structurile de budinaj sunt caracteristice și pentru alte strate care s-au comportat în timpul cutării, ca un mediu mai dur din punct de vedere tectonic față de rocile înconjurătoare lor.

Structurile de pseudobudinaj ale zăcămintelor de sulfuri metalice.

Un exemplu evident de astfel de structuri, îl constituie corporile eșalonate de sulfuri metalice, care formează zăcămîntul de cupru de la Bălan (pl. VI). Din studiile microtectonice pe care le-am efectuat în zăcămîntele Leșul Ursului, Novicior-Novăț și unele observații asupra zăcămîntului de la Fundul Moldovei, reiese că și în aceste zăcămînte, structurile corporilor de minereu sunt similare. Ca urmare a cercetărilor întreprinse s-a putut demonstra că: mineralizațiile metalifere care alcătuiesc corporile de minereu eșalonate pe înclinarea stratelor, s-au format în zonele de exfoliere din flancurile lungi ale unor cute solzi (cute minore dizarmonice). Aceste cute, pretutindeni în cristalinul Carpaților orientali, s-au format numai în șisturile moi, incompetente, incluse între strate cu duritate mai mare, formațiuni care în timpul cutării flexurale s-au comportat ca medii mai dure tectonic. De obicei, aceste formațiuni sunt reprezentate prin roci porfiogene, sau cuarțite, iar corporile metalifere eșalonate, sunt localizate în formațiunile moi, plastice, incluse între strate mai dure. Sincron metamorfismului regional au luat naștere microcutele și cel mult cutele minore de ordinul decimetrilor și al metrilor. Cutele solzi de ordinul II ar putea fi efectul continuării cutării ulterior metamorfismului regional sub un unghi diferit al exercitării forțelor tectonice. Dispoziția și exfolierea flancurilor lungi ale cutelor minore a influențat forma corporilor metalifere hidrotermale. Spațiul structural — cum s-ar putea spune — era deja format. Cutele minore de ordin superior din șisturile în care s-au format zăcămîntele cuprifere și polimetalice, prezintă un flanc mai scurt și mai subțire, puternic laminat și un flanc mai lung cu grosimi mai mari dar puternic exfoliat (fig. 2 ; pl. VI). Grosimea șarnierelor acestor cute este mai mare decât grosimea flancurilor lor. Sensul în care sunt îndreptate șarnierele acestor cute indică și sensul mișcărilor diferențiale de alunecare în timpul formării lor. Structura zăcămîntului de la Bălan poate fi paraleлизată cu structura zăcămîntului cuprifer de la Elizabeth de lingă Vermont (S.U.A.). Explicind forma-



rea structurii geologice a acestui zăcămînt, P. F. Howard (1954) a arătat că în timpul cutării de îndoire cu alunecare concentrică, s-au format zone de exfoliere în cutedele dizarmonice minore, care au constituit mai tîrziu spații apte de mineralizare. Zonele de exfoliere în cadrul cutedelor dizarmonice minore de la Bălan, s-au format în șarniera acestor cutede,

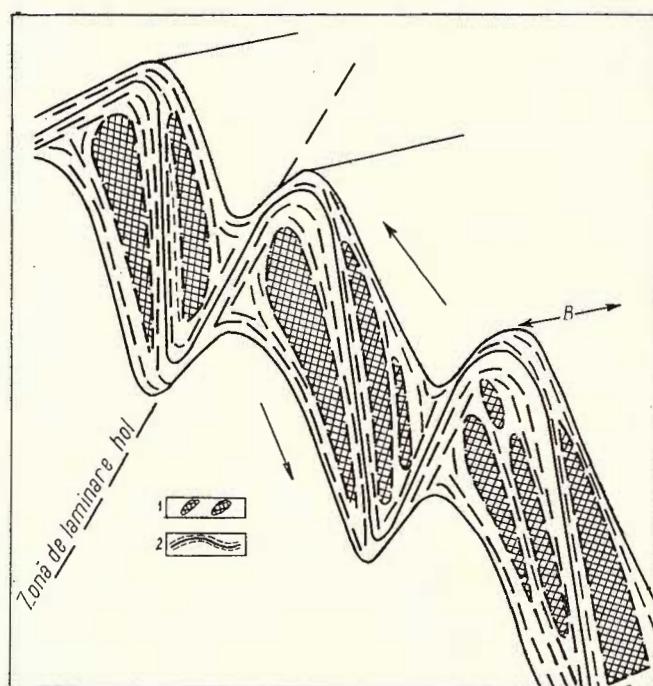


Fig. 7. — Invadarea soluțiilor metalifere hidrotermale în zonele exfoliate ale cutedelor secundare.

1, minereu masiv šistos; 2, zone a lamination tectonique maximum et à imprégnation métallifère minimum.

L'invasion des solutions métallifères hydrothermales dans les zones exfoliées des plis secondaires.

1, minerais massif schisteux; 2, zone a lamination tectonique maximum et à imprégnation métallifère minimum.

extinzîndu-se mult în flancurile lungi exfoliate din partea estică. Din această cauză, soluțiile hidrotermale venite ulterior pe falii transversale de tip ac, au format corpuri metalifere alungite, lentiliforme, dispuse eşalonat către est ca și flancurile lungi ale cutedelor minore de curgere din cadrul flancului estic al cutedei majore. În secţiune transversală pe direcţia structurii, aceste corpuri lasă imaginea unor structuri de pseudobudinaj. Lungimea lor pe înclinare în sensul axei tectonice a este impusă de mărimea flancurilor lungi ale cutedelor minore. În medie, lungimea este cuprinsă între 50—100 m, ajungînd uneori pînă la 200 m în sensul axei tectonice, iar pe direcţie, dimensiunile ajung pînă la 400 m. Este caracteristic faptul că în cadrul flancurilor mari ale cutedelor minore, sint uneori mai multe corpuri de minereu care de asemenea se dispun paralel și eşalonat către est (fig. 7). În flancurile scurte ale acestor cutede, datorită

laminării puternice din timpul metamorfismului regional, n-au existat condiții favorabile de formare a mineralizațiilor metalifere. Deseori aceste zone de șistozare intensă, sunt considerate zone de faliere de tipul *hol* care ar fi deplasat corpurile metalifere inițial stratiforme în poziții eșalonate.

Studiile microtectonice au pus în evidență la Bălan, Leșul Ursului, Novicior prezența unor astfel de zone de laminare în cutele minore (A. Gurău¹⁴, 1965, 1966 b, 1969 b). La zăcământul de la Novicior-Novăț se evidențiază o structură anticinală majoră cu un unghi de deschidere în jur de 125° . Atât în flancul estic cât și în flancul vestic sunt prezente cutele minore de ordinul II (fig. 8a) și (fig. 9a, b). În ambele flancuri, fisurile *hol*, și clivajele, se dezvoltă paralel cu zonele diagonale de maximă șistozare din flancurile lungi ale acestor cufe (fig. 8b, c). Intersecțiile *B* ale flancurilor scurte laminate, cu flancurile lungi exfoliate din cutele minore de ordinul II, dau maxime în diagramele microtectonice care nu se suprapun peste maximele liniărilor *b*₁, sinmetamorfice din șisturile epizonale (fig. 9, a, b, c). Ele fac un unghi în jur de 35° în planul nord-vestic și de 145° în planul nord-estic. Această situație demonstrează că la formarea cufelor minore de ordinul II, gradul de plasticitate a scăzut cât și faptul că sensul acțiunii forțelor tectonice postmetamorfice, a fost diferit de direcția acțiunii forțelor tangențiale din timpul metamorfismului regional. În diagrama complexă din fig. 9a, unde au fost proiectate nediferențiat sisteme de liniile *b*, și axe de cufe a foliațiilor cufelor minore secundare, s-a pus în evidență pentru aceste elemente, un maxim cu densitatea de peste 1% în cadrul căruia s-au delimitat două maxime *b*₁ și *B* cu densitatea de peste 5% și respectiv peste 19%. Maximul *B* însă (fig. 9a), se suprapune perfect cu maximul rezultat din intersecția foliațiilor cufelor minore secundare (fig. 8a), cu intersecția planelor medii trasate după maximele polilor acestor foliații (fig. 9b), cu direcțiile de afundare a corpurilor de minereu (fig. 10 a), cu axele *B* măsurate în galeria nr. 4 (fig. 9d) cât și cu intersecțiile foliațiilor cufelor minore secundare din această galerie (fig. 10 b).

Considerăm că zăcămintele de sulfuri metalice, cu corpuri lentice esalonate pe inclinare, s-au format ulterior fazei de cufare, postmetamorfice, care s-a manifestat în toată zona șisturilor cristaline epizonale, dind naștere cufelor secundare de ordin superior. Amintim cu această ocazie rezultatele similare obținute de C. Ionescu (1962) asupra existenței unei a două faze de cufare în regiunea Cîrlibaba, Ciocă-

¹⁴ Op. cit. pet. 11.

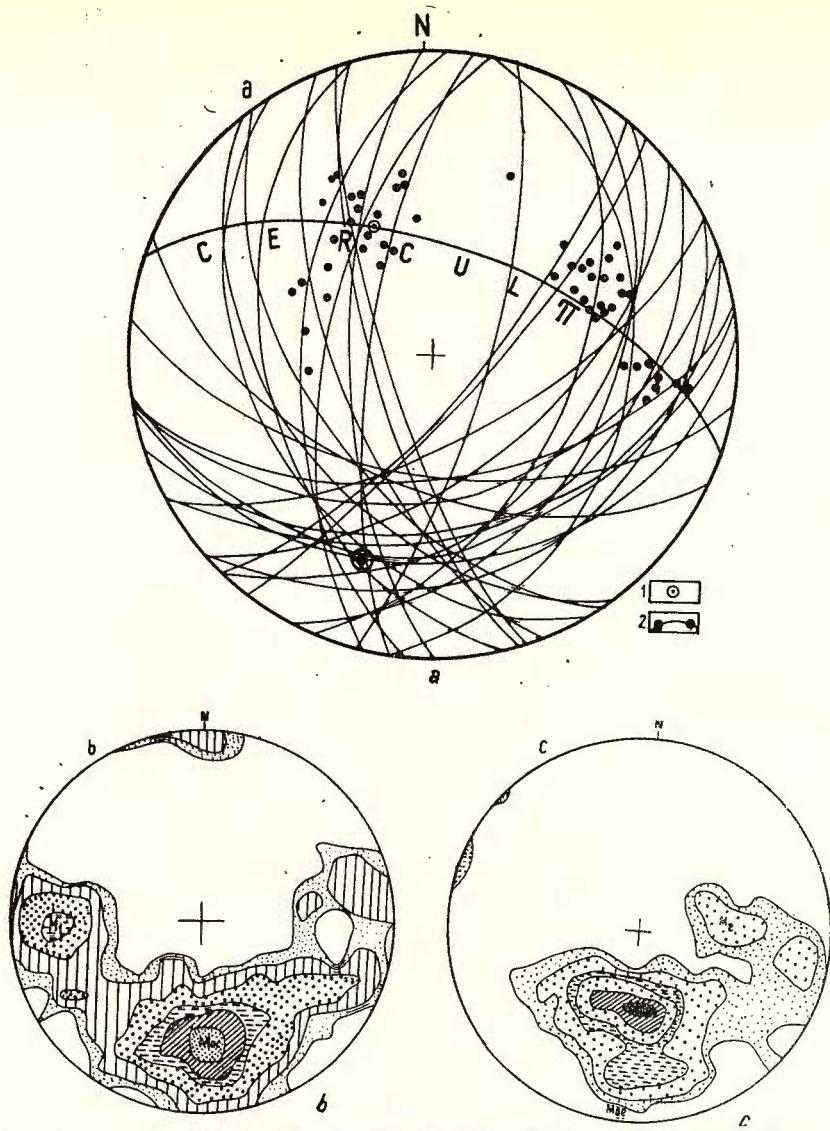


Fig. 8. — a) Diagrama foliațiilor cutelor secundare din galeria nr. 1 a zăcămîntului Noviciar (100 măsurători) : 1, polul π ; 2, cercul π
 b) Diagrama fisurilor în galeria nr. 1 (529 măsurători de la m 10 la m 150) : Mac, fisuri *ac*; M_1 , fisuri *hol*; conture, 0,2—0,5—1,5—4—6—10%.
 c) 225 fisuri : M_2 , fisuri *hol*; Mac, fisuri *ac*, de la m 150 la m 200 ; conture, 0,5—1,5—4—6—10—14%.
 Proiecțiile au fost făcute în emisfera superioară.
 a) Diagramme des foliations des plis secondaires de la galerie nr. 1 du gisement de Noviciar (100 mesurages).
 1, pôle π ; 2, cercle π .
 b) Diagramme des fissures de la galerie nr. 1 (529 mesurages de m 10 à m 150) : Mac, fissures *ac*; M_1 , fissures *hol*; contours, 0,2—0,5—1,5—4—6—10%.
 c) 225 fissures : M_2 , fissures *hol*; Mac, fissures *ac*, de m 150 à m 200 ; contours, 0,5—1,5—4—6—10—14%.

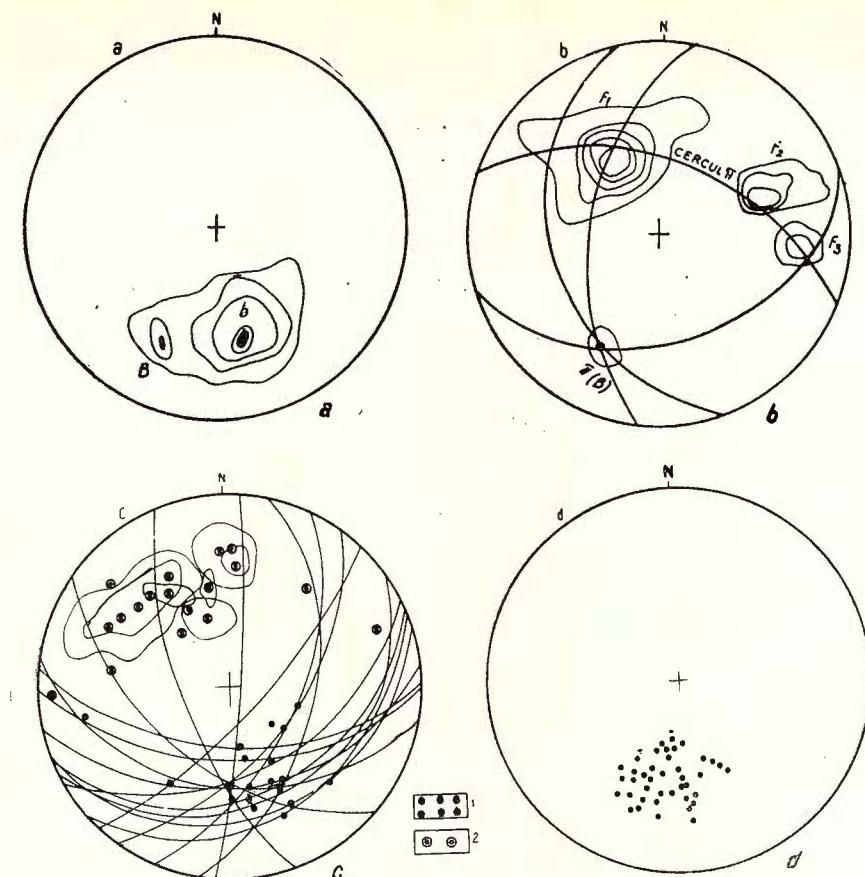


Fig. 9. — a) Diagrama comună a liniațiilor b , sincrone metamorfismului regional (100 măsurători) și a axelor B ale cutelor secundare din galeria nr. 1 Noviciar : conture, 1—5—10—24%.

b) Diagrama intersecției planelor medii ale foliațiilor cutelor secundare din galeria nr. 1 (100 măsurători) : F_1 , F_2 , F_3 , maximele foliațiilor ; π , polul π care coincide cu maximul β ; cercul π ; conture, 1—9—14—19—29%.

c) Media a 126 liniații b , sinmetamorfice și a 133 foliații tautozonale a cutelor secundare din galeria nr. 1 și nr. 4 Noviciar : 1, media liniațiilor b_1 ; 2, media foliațiilor.

d) Diagrama axelor B în galeria nr. 4 de la m 40 la m 250.

a) Diagramme commun des linéations b , synchrones au métamorphisme régional (100 mesurages), et des axes B des plis secondaires de la galerie nr. 1 de Noviciar ; contours, 1—5—10—24%.

b) Diagramme de l'intersection des plans moyens des foliations des plis secondaires de la galerie nr. 1 (100 mesure) : F_1 , F_2 , F_3 , maximum de foliation ; π le pôle π qui coïncide au maximum β ; cercle π ; contours, 1—9—14—19—29%.

c) Moyenne pour 126 linéation b synmétamorphiques et pour 133 foliations tautozonales des plis secondaires de la galerie nr. 1 et nr. 4 de Noviciar : 1, moyenne des linéations b_1 ; 2, moyenne des foliations.

d) Diagrammes des axes B pour la galerie nr. 4 à partir de m 40 à m 250.

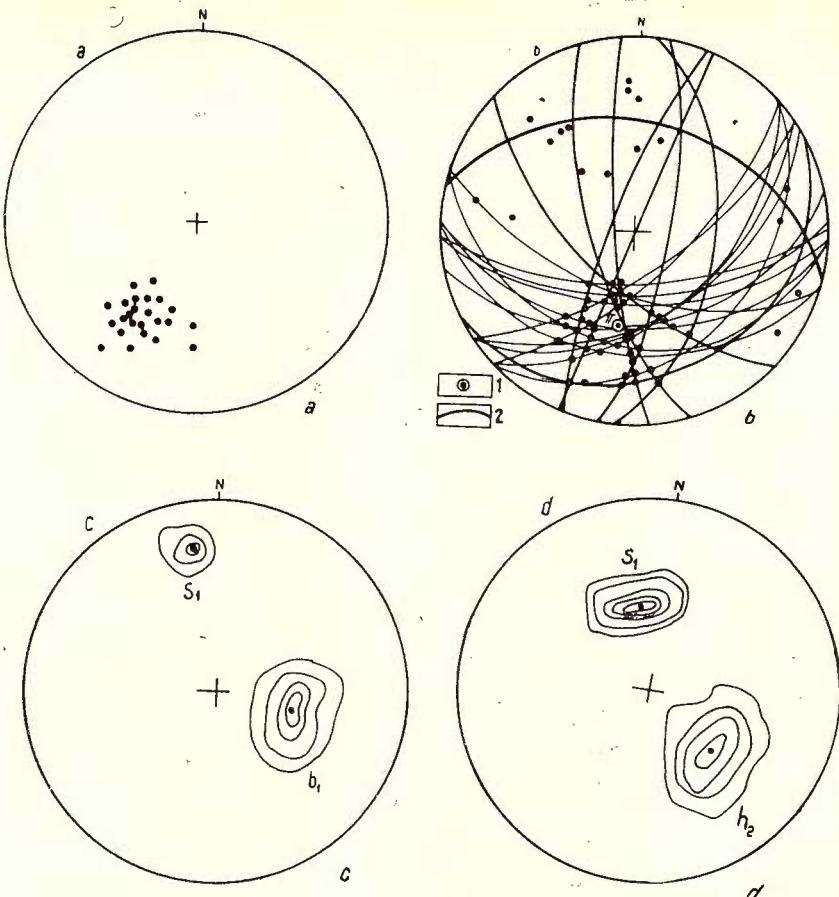


Fig. 10. — a) Diagrama afundărilor axiale a pseudobudinelor de minereu compact (Noviciar).

b) Diagrama foliațiilor tautozonale a cutelor secundare din galeria nr. 4 a zăcământului Noviciar de la m 40 la m 253 ; 1, axa medie de zonă (polul π) ; 2, cercul π .

c—d) Diagramele liniațiilor sinmetamorfice în șisturile mezozonale de pe valea Noviciarului.

c) b_1 , 47 liniații ; conture, $2-8-16-20\% <$; s_1 , 21 foliații ; conture, $5-20-35\% <$.

d) b_1 , 61 liniații ; conture, $3-10-37-47,6\% <$; s_1 , 42 foliații ; conture, $5-15-25-35-45\% <$.

a) Diagramme des affaissements axiaux des pseudoboudins de minerais compact (Noviciar).

b) Diagramme des foliations tautozonales des plis secondaires de la galerie nr. 4 du gisement de Noviciar à partir de m 40 à m 253 ; 1, axe moyen de zone (pôle π) ; 2, cercle π .

c—d) Diagrammes des linéations synmétamorphiques pour les schistes mésozonaux de la vallée de Noviciar.

c) b_1 , 47 linéations ; contours, $2-8-16-20\% <$; s_1 , 21 foliations ; contours, $5-20-35\% <$.

d) b_1 , 61 linéations ; contours, $3-10-37-47,6\% <$; s_1 , 42 foliations ; contours, $5-15-25-35-45\% <$.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.

PLANŞA II

Fig. 1.— Minereu piritos compact substituind şisturile microcutate (Leşul Ursului).

Mineral pyriteux substituant les schistes micro-plissés (Leşul Ursului)

Fig. 2.— Pseudobudine compacte de minereu compact complex cu cuarţ (Novicior).
Pseudoboudins compacts de minerai compact complexe à quartz (Novicior).



Institutul Geologic al României



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.

PLANŞA III

Fig. 1.— Minereu compact de pirită cupriferă, rezultat din substituirea șisturilor exfoliate (Burloaia).

Minerai compact de pyrite cuprifère, résulté de la substitution des schistes exfoliés (Burloaia).

Fig. 2. — Budină de cuarț incluzând brecii de pirită cupriferă (Noviciar).

Boudin de quartz englobant des brèches de pyrite cuprifère (Noviciar).



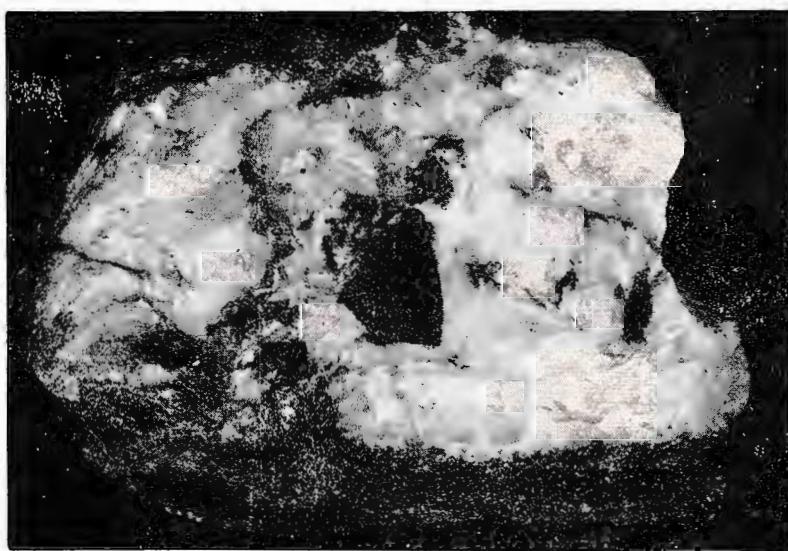
Geology



Institutul Geologic al României



1



2

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.

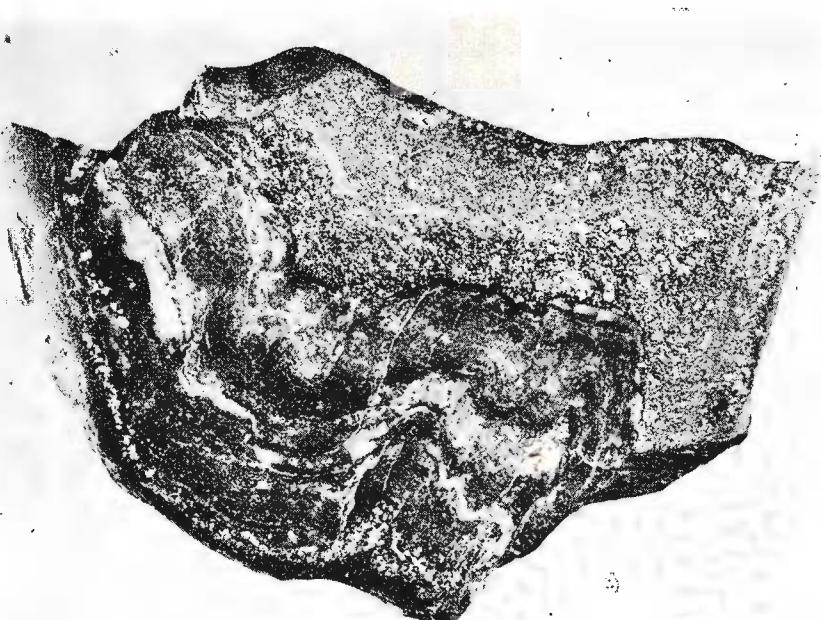
PLANŞA IV

Fig. 1. — Strat concordant de pirită rezultat prin substituția selectivă a șistului, se observă textura rubanată în minereu — partea superioară (Leșul Ursului).

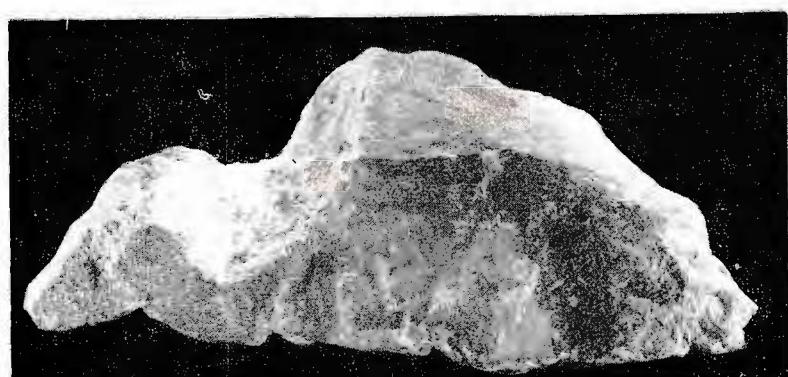
Couche concordante de pyrite résultée de la substitution selective du schistes ; on remarque la texture rubanée dans le mineraï — partie supérieure (Leșul Ursului).

Fig. 2. — Pseudobudine „cutate“ de minereu compact complex (Leșul Ursului). Pseudoboudins „plissés“ de mineraï compact complexe (Leșul Ursului).





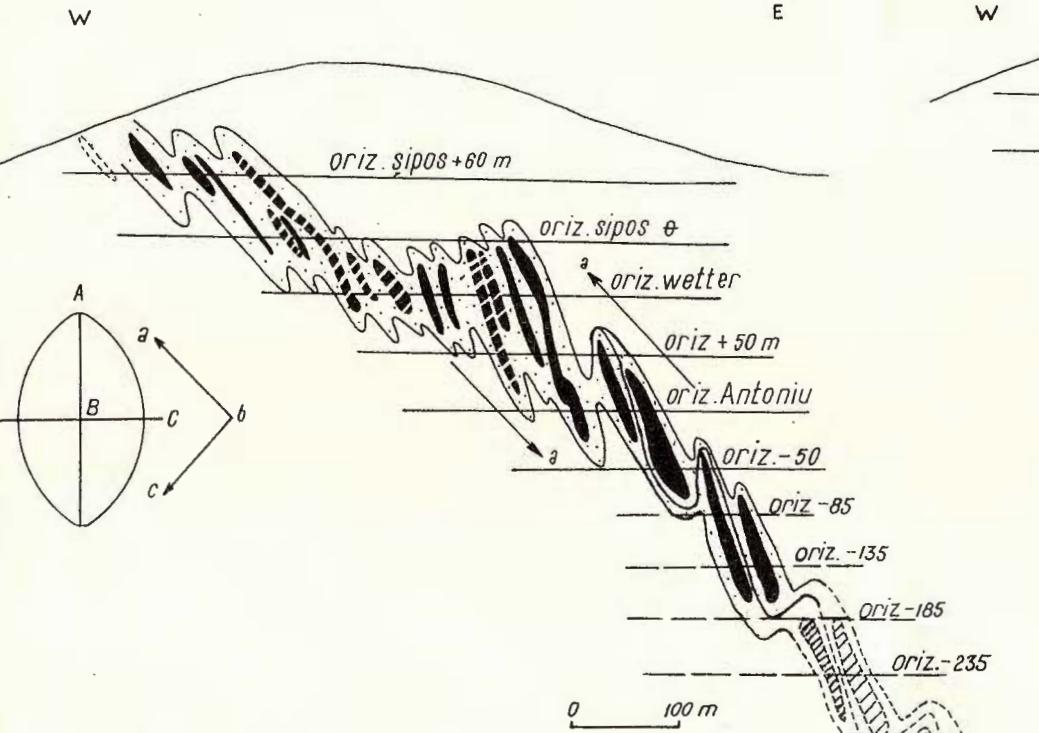
1



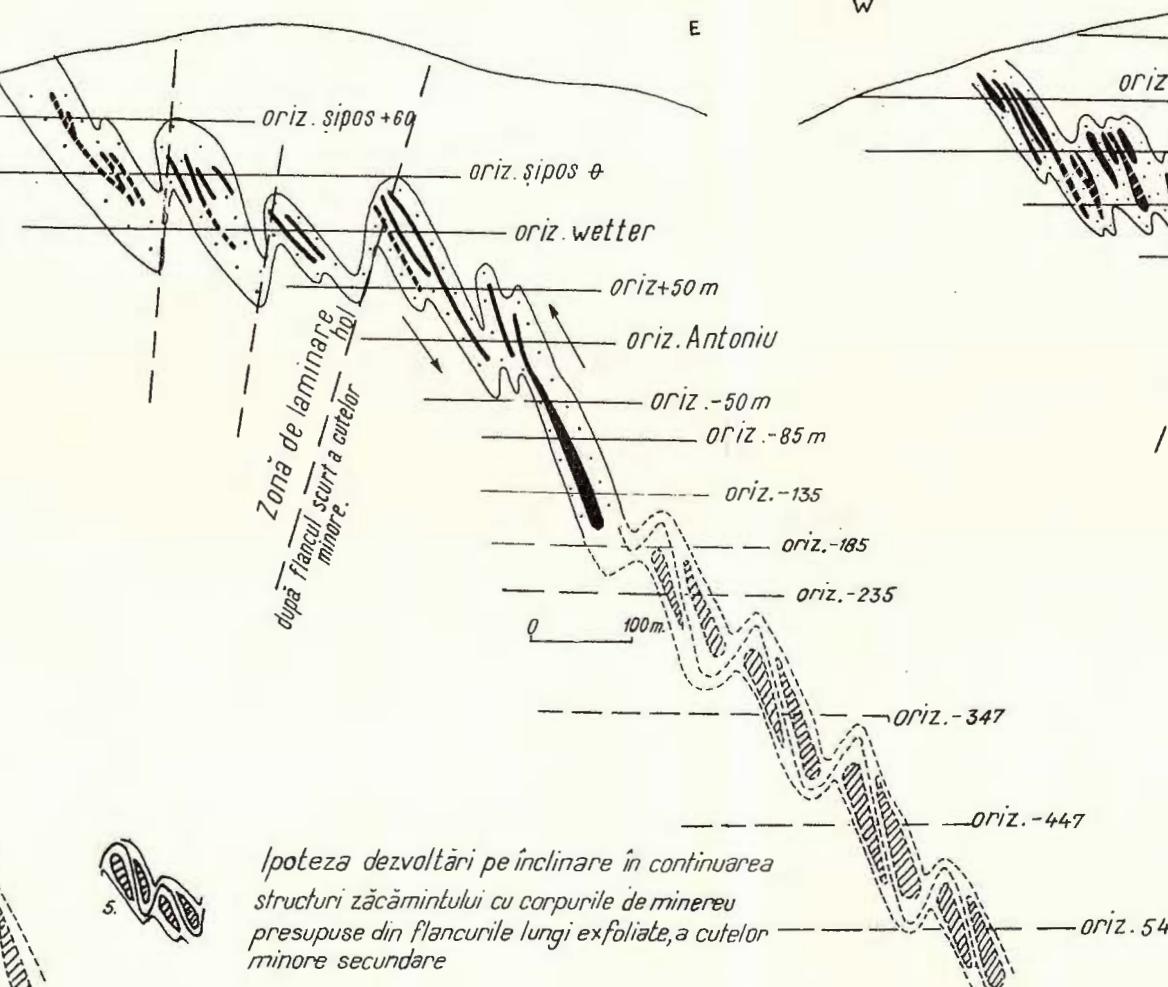
2

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.

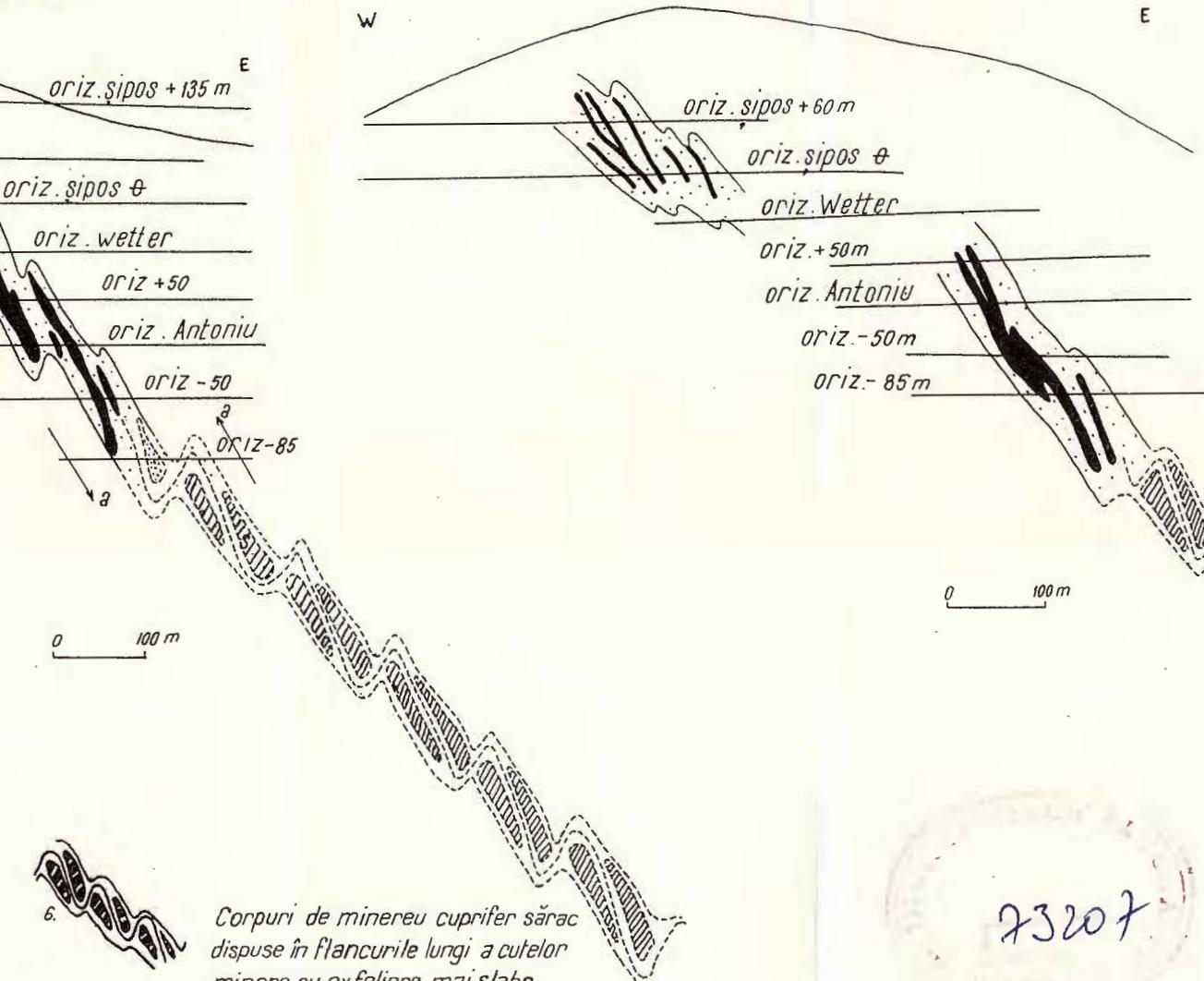
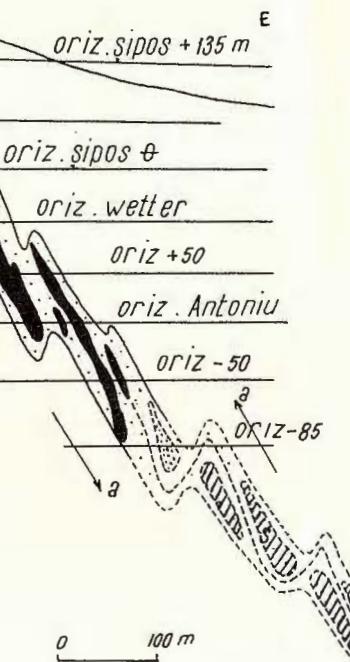
A. GURĂU
STRUCTURI DE PSEUDOBUDINAJ ÎN ZĂCĂMINTUL CUPRIFER DE LA BĂLAN



1. Secțiuni geologice transversale pe axa B tectonică a zăcămîntului cuprifer de la Bălan.
2. a = direcția de transport mecanic în timpul cutării orizontului incompetent de șisturi cloritoase
3. A-B-C = Poziția axelor elipsoidului de deformare a structurii zăcămîntului
4. Conturul corporilor de minereu cuprifer bogat, dispuse în flancurile lungi din cutile minore a șisturilor incompetent



Ipoză dezvoltări pe înclinare în continuarea structurii zăcămîntului cu corpurile de minereu presupuse din flancurile lungi exfoliate a cutelor minore secundare

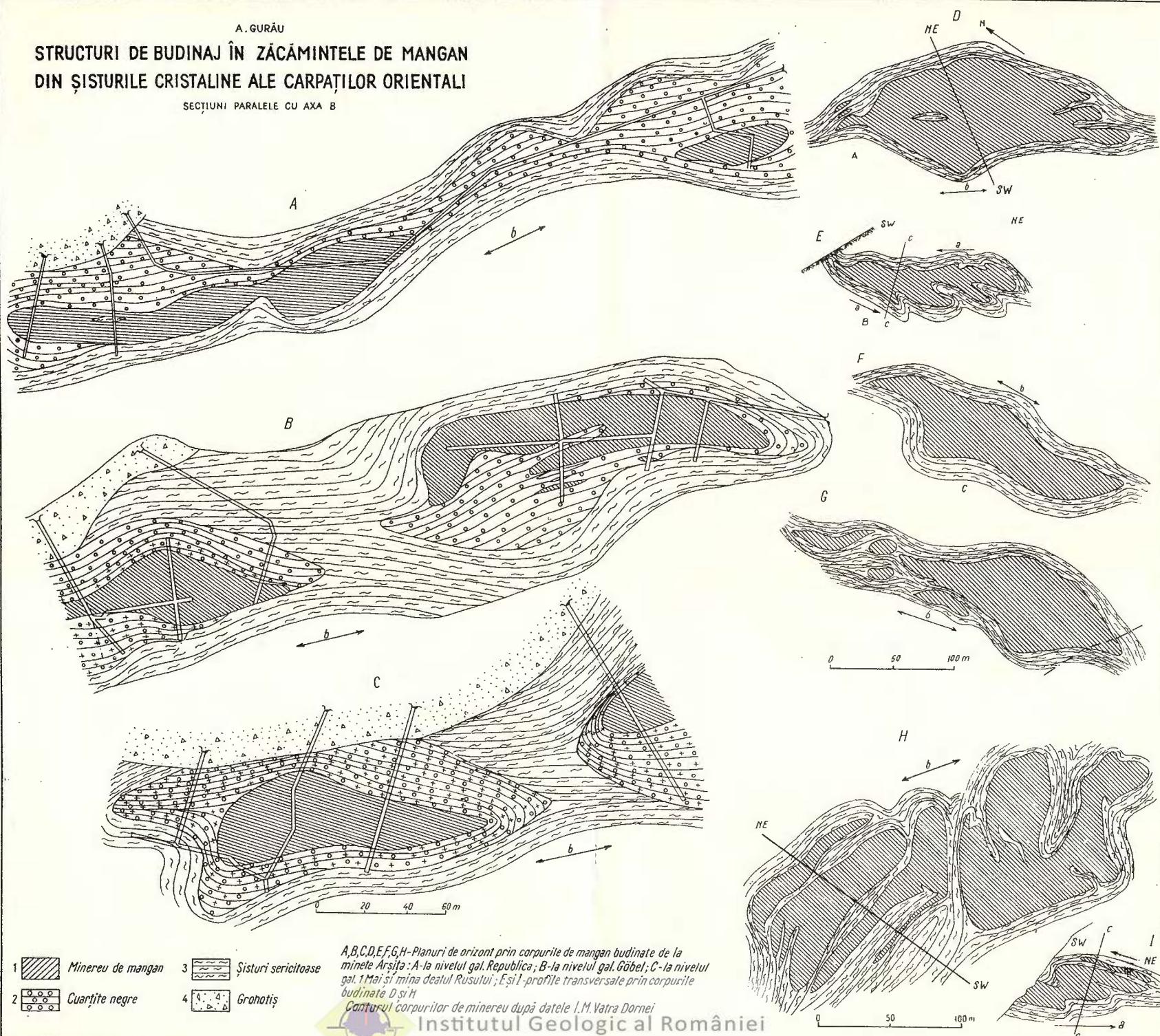


Corpuri de minereu cuprifer sărac dispuse în flancurile lungi a cutelor minore cu exfoliere mai slabă

A.GURĂU

STRUCTURI DE BUDINAJ ÎN ZĂCĂMINTELE DE MANGAN DIN SISTURILE CRISTALINE ALE CARPAȚILOR ORIENTALI

SECȚIUNI PARALELE CU AXA B



A,B,C,D,E,F,G,H-Planuri de orizont prin corporurile de mangan budinate de la minereu Arsija : A-la nivelul gal. Republica; B-la nivelul gal. Göbel; C-la nivelul gal. 1 Mai și mina dealul Rusuui; E și I-profile transversale prin corporurile budinate D și H
Gantul corporilor de minereu după datele I.M. Vatra Dornei

- | | | | |
|---|-------------------|---|---------------------|
| 1 | Minereu de mangan | 3 | Sisturi sericitoase |
| 2 | Cuartite negre | 4 | Grohotiș |



Institutul Geologic al României

nești, Iacobeni, marcată prin prezența unor axe *B* din zona Novicior cercetată de noi, cît și cu sistemul de liniații (axe de cute) NE—SV semnalate de R. Dimitrescu (1965) în seria epizonală din regiunea Iacobeni, care de asemenea pot fi puse pe seama unei faze noi de cutare a șisturilor epizonale.

Fără a face o analiză statistică prin metode structurale, nu se poate evidenția succesiunea de cute minore, care atunci cînd sunt mineralizate formează structuri de pseudobudinaj. Prezența unor cute strînse, fără să le atribuie însă unei faze noi de cutare, a descris-o I. Rădulescu (1966) în șisturile seriei epimetamorfice din regiunea Pojorita — Fundul Moldovei. Este o caracteristică generală, prin urmare, prezența unor cute minore secundare în seria șisturilor epizonale din Carpații orientali.

În ceea ce privește seria mezozonala, cercetată de noi pe valea Noviciorului, liniațile b_1 au direcția generală NV—SE cu inclinări nordice în jur de 45° (fig. 10 c, d). Pe porțiunea cercetată nu au fost evidențiate cute secundare de mărimea celor din șisturile epimetamorfice. Aceste roci au o structură monoclinală. Nu este însă exclusă, posibilitatea existenței unor cute minore de ordin superior și în aceste șisturi, atunci cînd ele sunt intercalate între stive cu duritate tectonică mai mare. Existența unor structuri de pseudobudinaj eșalonate în cadrul unor cute minore, dizarmonice, formate ulterior metamorfismului este demonstrată astfel de metoda microtectonică ca și de lucrările de exploatare a lentilelor de sulfuri metalice.

Foziția unor corperi lenticulare de sulfuri metalice aşa cum apare în secțiunile transversale din șisturile cristaline epizonale, intercalate între rocile porfirogene în Carpații orientali, nu poate fi explicată nici ca rezultat al depunerii primare prin sedimentare și nici ca rezultat al pulsărilor sau lentilizării în timpul metamorfismului regional, aşa cum se consideră uneori. Vîrsta mai nouă a mineralizațiilor din aceste zăcăminte (Bălan, Leșul Ursului, Fundul Moldovei, Novicior, Burloaia, Gura Băii) față de structura plicativă a șisturilor moi, o susținem și pe baza următoarelor observații: prezența în minereul compact a anclavelor din șisturile inconjurătoare cutate și metamorfozate regional (fig. 11, 12, 13), prezența dezordonată a budinelor de cuarț în minereul compact (fig. 13), prezența mulajului perfect al unor mineralizații compacte, cu structurile microcutate ale șisturilor (pl. II, fig. 1), (pl. III, fig. 1). Alterarea hidrotermală zonară în șisturile din jurul corpurilor de minereu.

Anclavele de sist în minereul compact complex sunt destul de frecvente la aceste zăcăminte. La contactul lor cu mineralizațiile, se observă o zonalitate paralelă cu conturul lor, evidențiindu-se astfel reacția cli-



mică dintre soluțiile hidrotermale mineralizate și blocurile de șist (fig. 11). Elementele liniare b_1 din aceste blocuri nu au aceeași orientare cu linia-

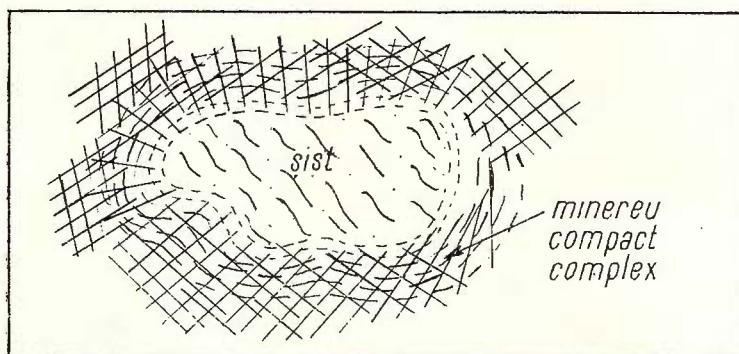


Fig. 11.— Bloc de șist metamorfozat regional inclus în corpul de minereu compact complex cu aureolă de transformare hidrotermală (Leșul Ursului, galeria nr. 3 bis, intrarea în nișa 3 E.)

Bloc de schistes à métamorphisme régional, inclus dans le corps de minerai compact complexe à auréole de transformation hydrothermale (Leșul Ursului, galerie nr. 3 bis, entrée dans la niche 3 E.)

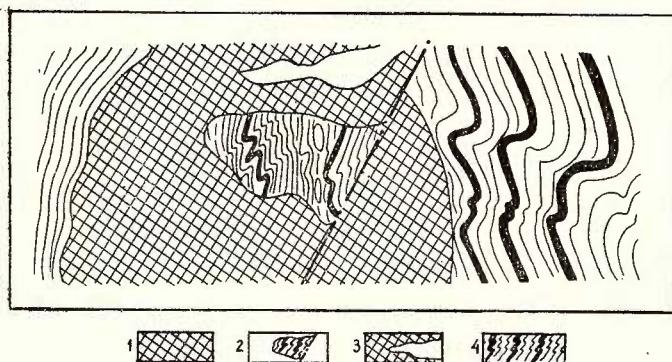


Fig. 12.— 1, Minereu compact complex ; 2, bloc de șist microcucat ; 3, budine de cuarț ; 4, mineralizație polimetalică premetamorfică. (Leșul Ursului, galeria nr. 11, nișa 3 W).

1, minerai compact complexe ; 2, bloc de schistes microplissés ; 3, boudins de quartz ; 4, minéralisation polymétallique. (Leșul Ursului, galerie nr. 11, niche 3 à l'ouest).

țiile b_1 din șisturile cristaline înconjurătoare, ceea ce întărește ideea că ele au fost desprinse ulterior din șisturile metamorfozate, cînd elemen-

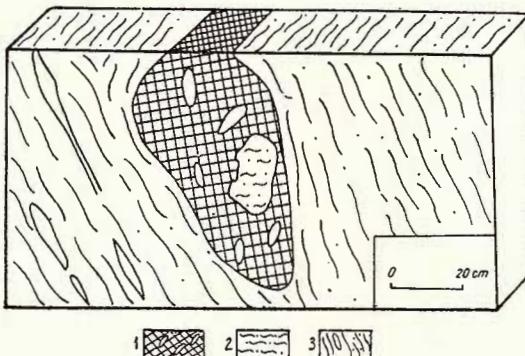


Fig. 13. — 1, lentilă de minereu complex (pseudoboudin); 2, anclave de șist; 3, budine de quart. (Leșul Ursului, galeria direcțională Isipoaia, breșa 12, peretele stîng)

1, lentille de minérai complexes (pseudoboudin);
2, enclaves de schistes; 3, boudins de quartz.
(Leșul Ursului, galerie en direction d'Isipoaia,
brèche 12 paroi gauche).

tele microtectonice sinmetamorfice au fost deja formate. Pe suprafața corpurilor de minereu compact, la contactul lor cu șisturile, au rămas

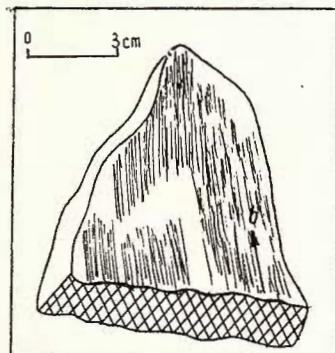


Fig. 14. — Zăcămîntul Novicior, galeria nr. 4, m 478, liniație imprimată din șisturi pe suprafața unui strat de minereu compact complex (eșantion).

Gisement de Novicior, galerie nr. 4, m 478
linéation de schiste imprimée sur la
surface d'une couche de minéral compact
complex (échantillon).

împriimate liniatiile din șisturile cristaline (fig. 14). Suprapunerea maximelor acestor liniatiile cu liniatiile din șisturi nu poate constitui un criteriu după care mineralizatiile sunt și ele metamorfozate regional, aşa cum con-

sideră unii geologi. Prezența dezordonată în minereul compact complex a budinelor de cuarț, vine de asemenea în sprijinul vîrstei mai noi a acestor corpuri față de structura plicativă secundară a șisturilor metamorfizate regional. Formarea budinelor de cuarț, nu se poate explica decât

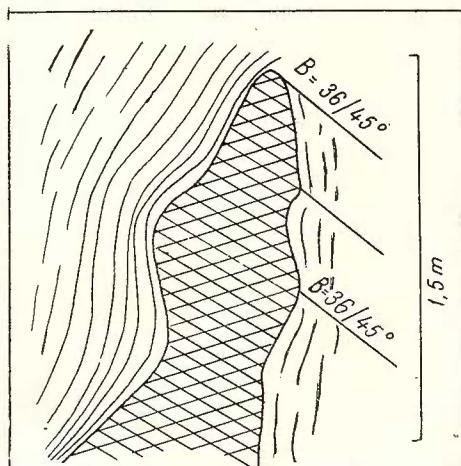


Fig. 15. — Zăcămîntul Noviciar, galeria nr. 1, laterală nr. 950 dreapta, minereu compact complex (pseudobudină).

Gisement de Noviciar, galerie 1, latérale nr. 950 droite, minériai compact complexe (pseudoboudine).

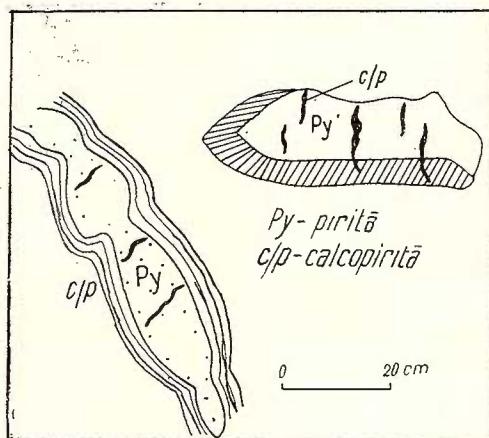


Fig. 16. — Structuri de pseudobudinaj ale piritei compacte. (Leșul Ursului, galeria 3, nișă 33 W). Structures de pseudoboudinage de la pyrite compacte, (Leșul Ursului, galeria 3, niche 33 ouest).

numai dacă admitem că ele s-au budinat împreună cu șisturile cristaline, ulterior însă, au fost desprinse din acestea, de către soluțiile hidrotermale mineralizate, care le-au înglobat în mod dezordonat (fig. 13). Temperatura de formare a acestor cuarțuri, nu depășește temperatura metamorfizării șisturilor în faciesul șisturilor verzi, (M. Savul, V. Popîrlea et al., 1963). Astfel, temperatura medie de cristalizare a acestor cuarțuri, după autorii citați este cuprinsă între 168—252°C. Ea este inferioară temperaturii de formare a cuarțului filonian discordant postmetamorfic, care depășește 270°C, cît și temperaturile la care s-au format structurile dedezamestec; calcopirite + blendă (350—650°C) determinate de N. Petruilian et al. (1966 a, b). Această neconcordanță a temperaturilor de formare a cuarțului budinat cu structurile dedezamestec specificate, constituie de asemenei, un argument al formării ulterioare a minereului polimetalic care se prezintă sub formă de structuri tipice de pseudobudinaj (fig. 15 ; fig. 16 ; fig. 17 ; fig. 18).

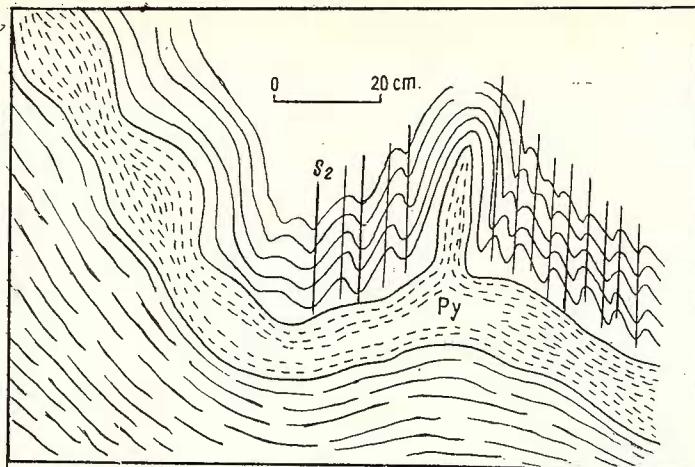


Fig. 17. — Structuri de pseudobudinaj ale piritei compacte, py, cu textură rubanată de substituție a șisturilor (Leșul Ursului, galeria 2 nișă 7 W la intrare) ; S₂, clivaj de forfecare.

Structure de pseudoboudinage de la pyrite compacte, py, à texture rubanée de substitution des schistes (Leșul Ursului, galerie 2, niche 7 ouest, à l'entrée) ; S₂, clivage de cisaillement.

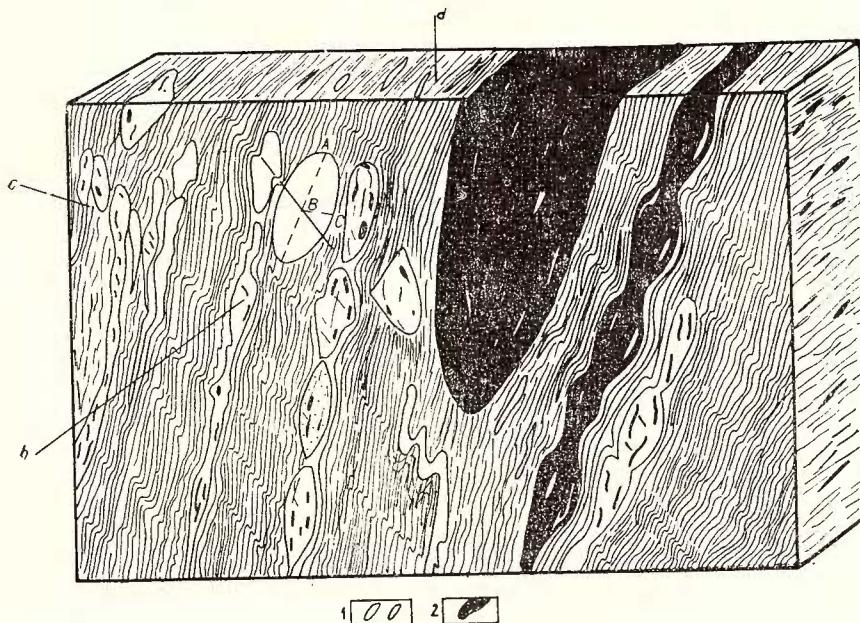


Fig. 18. — Structuri de budinaj ale cuartului și de pseudobudinaj ale minereului compact complex (Noviciar, laterală nr. 50 dreapta din laterală nr. 20 stînga).

1, budine de cuart; 2, minereu compact complex.

Structures de boudinage du quartz et de pseudoboudinage du minerai compact complexe (Noviciar, galerie latérale 50 à droite de la galerie latérale nr. 20 gauche). 1, boudins de quartz ; 2, mineraï compact, complexe.

În piritele compacte asociate cu calcopirită, budinele de cuarț sunt concordante cu textura rubanată a minereului. Maximele liniațiilor b ale acestor budine se suprapun cu maximele liniațiilor b din șisturi cu axe b ale budinelor din șisturile cristaline. Suprapunerea maximelor liniațiilor b ale șisturilor intercalate cu mineralizațiile, cu maximele liniațiilor b din șisturile înconjурătoare, este de asemenei considerată de unii autori drept un criteriu principal, după care mineralizațiile din șisturi s-ar fi format înaintea metamorfismului regional și ulterior au fost cutate. Liniațiile b, din corporile metalifere sunt date de șisturile exfoliate din flancurile lungi ale cutelor minore în care au circulat soluțiile hidrotermale mineralizatoare.

Prezența unor corpuri de pirită compactă care mulează perfect șisturile microcutate pînă la detaliu fine, poate constitui o dovedă că mineralizațiile s-au format ulterior structurii cutate și microcutate. Soluțiile hidrotermale cu sarcină metalică au umplut spațiile afinante ale șisturilor cutate și au substituit selectiv o parte din materialul acestor roci, formîndu-se minereul compact sau rubanat cu formă microcutată (pl. II, fig. 1 ; pl. IV, fig. 1). Grosimile mai mari ale stratelor de pirită, modulul lor de elasticitate mai redus în comparație cu al șisturilor, nu putea să ducă la formarea unor cute de același ordin cu al microcutelor din șisturi, deoarece aceasta contrazice legile competenței.

Un argument în sprijinul ideii că piritele cuprifere s-au format prin umplerea unor spații în șisturile exfoliate, cu posibilitatea substituției selective a lor, este și prezența în minereul masiv, a unor benzi subțiri de șist clorito-sericitos microcutat, încă neasimilat complet (pl. III, fig. 1). În parte trebuie să acceptăm și vîrstă mai veche a unor mineralizații de pirită cupriferă și complexă. Un argument în susținerea celor spuse îl constituie prezența, în cazuri foarte rare însă, a unor brecii colțuroase de pirită și calcopirită în budinele de cuarț (pl. III, fig. 2) și a unor benzi subțiri, cutate, de mineralizație complexă întrerupte de mineralizații mai noi (fig. 12, fig. 19). Dacă budinele de cuarț sunt efectul metamorfismului regional aceasta denotă că anterior lor ar fi existat o cantitate de pirită și calcopirită, fie în rocile înconjurate fie adusă de cuarțul hidrotermal cu care s-a deformat în structuri de budinaj. Aceste acumulări nu formează însă zăcăminte de care vorbim, ele sunt doar iviri sporadice.

În jurul corporilor de minereu se observă în general o zonalitate în următoarea ordine, începînd de la contactul șisturilor cu minereul : minereul, șisturi cuarțitice cloritoase, șisturi cuarțitice clorito-sericitose, șisturi cuarțitice-sericitose, după care, în general urmează rocile dure por-

firogene. Această situație se poate constata atât la Bălan, la nivelul orizontului —50 m —80 m, la zăcămîntul de la Gura Băii, la Novăț-Novicior și la Leșul Ursului. În sprijinul formării acestor zăcăminte pe cale hidrotermală postmetamorfică mai pledează textura compactă, masivă a mine-

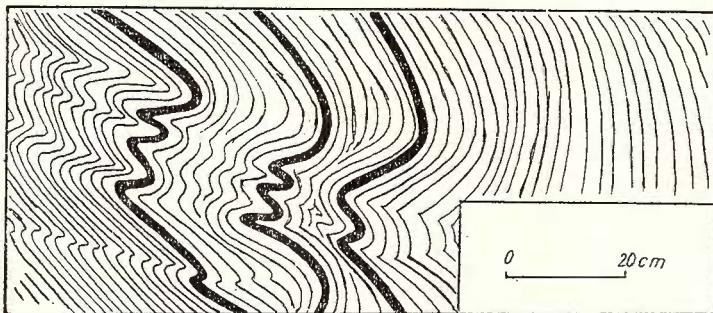


Fig. 19. — Mineralizație complexă premetamorfică paralelă cu șistozitatea de stratificație, microcutată.

Minéralisation complexe pré-métamorphique parallèle à la schistosité de stratification microplissée.

reului, contactul net al lor cu rocile înconjurătoare, prezența structurilor de dezamestec între blendă și calcopirită, distribuția geochemicală antagonistă a cuprului în raport cu plumbul și zincul, stabilit pentru zăcămîntul Leșul Ursului, de N. Petruțian, Livia Steclaci et al. (1966 a și b), cît și tendința de zonalitate a mineralizațiilor în cadrul corporilor metalifere. La aceasta se mai adaugă și compoziția mineralologică a minereului asociat cu gangă de cuarț, calcită și uneori baritină.

Zăcămîntele polimetalice singenetic pot forma structuri de budinaj cum sunt cele de la Altın-Tepe unde caracteristicile structurale ale corporilor de minereu sunt specifice budinelor (A. Gurău, 1966 a). Chiar și după metamorfismul regional corporile de minereu de la acest zăcămînt au aspect masiv, iar fisurile din minereu sunt exocinetice, de cutare. Masivitatea minereului din șisturi însă, poate fi o caracteristică și pentru mineralizațiile postmetamorfice (pl. II, fig. 2, pl. IV, fig. 2), dar originea fisurilor este endocinetică rezultat al răcirii soluțiilor metalifere (fig. 20 a, b).

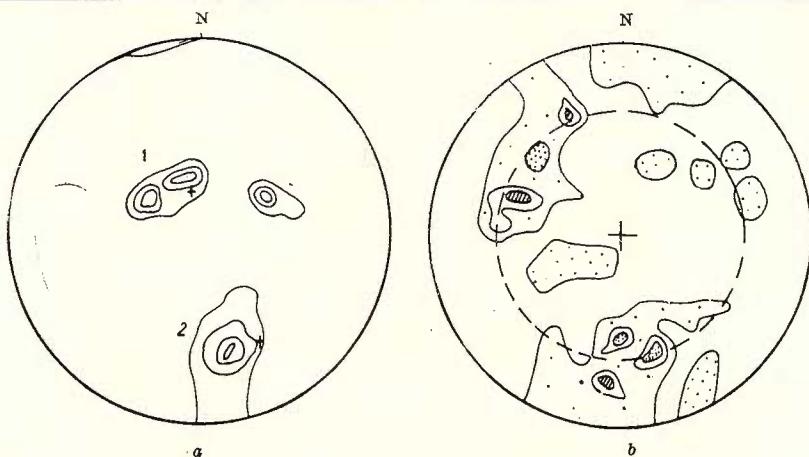


Fig. 20. — a) Diagrama fisurilor endocinetice în minereul compact de la Leşul Ursului, galeria nr. 1 între nişa 3 și 5, 42 fisuri; 1 și 2, fisuri transversale; 3, fisuri paralele cu șistozitatea de stratificare; (+) ; falii.

b) Diagrama fisurilor endocinetice în corpul de minereu compact din filonul de baritină de la Ostra (După G. Pitulea, A. Gurău, Fl. Tănărescu 1965).

a) Diagramme des fissures endocinétiques dans le minerai compact de Leşul Ursului, galerie nr. 1, entre la niche 3 et 5, 42 fissures; 1 et 2, fissures transversales; 3, fissures parallèles à la schistosité de stratification; (+), failles.

b) Diagramme des fissures endocinétiques dans le corps de minerai compact du filon de barytine d'Ostra. (Selon G. Pitulea, A. Gurău, Fl. Tănărescu 1965).

Căile de acces ale soluțiilor hidrotermale

Zăcăminte de sulfuri polimetallice din șisturile cristaline ale Carpaților orientali nu sunt continui pe toată zona extinderii șisturilor cristaline. Ele apar din loc în loc, fiind dispuse în jurul unor fracturi mari de tipul faliei *ac*. Această situație este foarte clară în cazul zăcământului de la Bălan, unde corpurile de minereu cu structuri de pseudobudinaj apar eşalonate în nivelul șisturilor incompetente din vecinătatea a două falii mari *ac*. Aceeași situație se constată și la zăcământul de la Novăț-Novicior unde corpurile de minereu compact pseudobudinate incluse în cloritoșisturi flancate de roci porfirogene dure tectonic (fig. 21), se situează de o parte și de alta a unor falii mari (*ac*) interceptate cu lucrările miniere din galeria 3. În jurul acestor falii, s-au format adevărate zone de dislocație a căror grosime este în jur de 10—20 m. Soluțiile au circulat pe zonele de fracturi majore din fundament care au servit drept

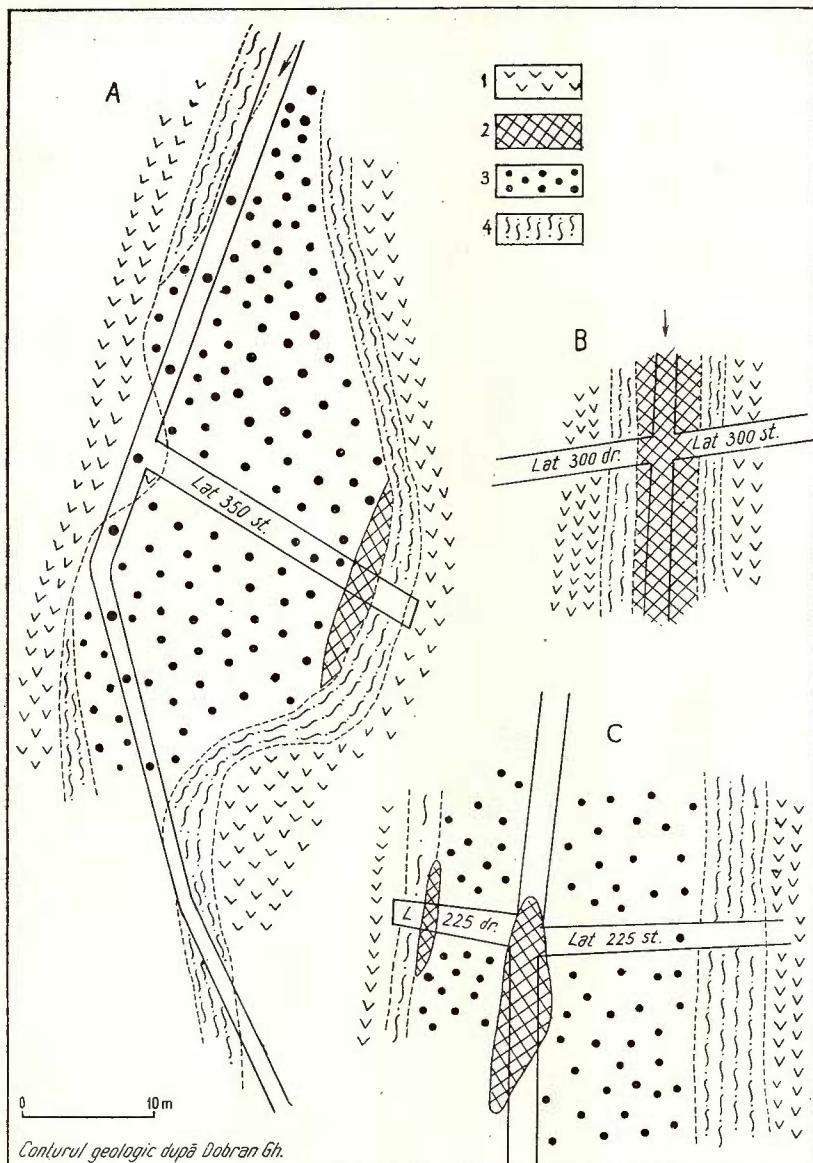


Fig. 21. — A. B. C). Secțiuni orizontale prin zonele de maximă exfoliere tectonică a cutelor minore cu structuri de pseudobudinaj, Novicior, galeria 3: 1, roci porfirogene ; 2, minereu complex compact ; 3, impregnație metaliferă ; 4, šist cloritos-sericitos.

A.B.C.) Coupes horizontales à travers les zones d'exfoliation tectonique maximum des plis mineurs à structures de pseudoboudinage, Novicior, galerie nr. 3 : 1, roches porphyrogenès ; 2, minerai complexe compact ; 3, imprégnation métallifère ; 4, schiste chloriteux-sériciteux.

căi inițiale de acces. Fracturile *ac* au avut mai mult un rol de distribuție în zonele exfoliate din șisturi a soluțiilor hidrotermale mineralizațioare. După M. Socolescu¹⁵, fracturile de fundament s-au format pînă în faza laramică de la sfîrșitul Cretacicului. Privită din acest punct de vedere, al vîrstei fracturilor de fundament, avînd și unele indicații de mineralizații similare (minereul compact complex din corpul de baritină de la Ostra), dispuse pe fracturi de extensiune în șarniera unei cîte anticlinal de calcare dolomitice triasice, vîrsta zăcămintelor de sulfuri metaleice din șisturile cristaline ale Carpaților orientali, ar trebui considerată cretacică. Aceste zăcăminte nu pot fi paraleлизate ca timp de formare cu filoanele de sulfuri polimetale discordanțe față de șisturi, cum sint cele din masivul subvulcanic andezitic de la Toroia, sau cele de la Mestecăniș, descrise de I. A. Mușat¹⁶, pe care autorul le leagă genetic de rocile bazice (gabbrouri). Magmele bazice (gabbroice) sau intermediare (andezitice) post-cretacice, au putut (în ascensiunea lor prin șisturile cristaline) să reactiveze zăcămîntele mai vechi (cretacice tîrzii) din șisturi, favorizînd formarea zăcămintelor de regenerare pe diverse fracturi (A. Gurău 1967 b). Vîrsta șisturilor, fiind determinată de Violetea Iliescu și Marcela Dessila Codarcea (1965) pe baze palinologice, corespunde Rîfeanului.

Premizele geologice structurale favorabile cercetării în extindere a mineralizațiilor

Premizele geologice de cercetare în continuare în șisturile cristaline a unor zăcăminte polimetale similare cu cele cunoscute pînă în prezent în Carpații orientali, le constituie locul de intersecție al fracturilor majore (*ac*) cu stivele șisturilor cristaline (cutate), incluse între roci mai dure tectonic (porfiogene sau cuarțite), care în timpul cutării au favorizat formarea unor cîte minore în șisturile moi, cu zone de maximă exfoliere. Flancurile exfoliate în timpul circulației soluțiilor hidrotermale au acționat ca un vacuum, absorbind soluțiile metalifere care s-au depus sub formă de sulfuri, formînd astfel corpuri de minereu cu structuri tipice de pseudobudinaj.

¹⁵ M. Socolescu. Interpretarea geologică a lucrărilor gravimetrică privind suprafața Mohorovici în R.S. România. Comunicare la sesiunea științifică a cadrelor didactice Univ. C.I. Parhon, 1965.

¹⁶ I. A. Mușat. Asupra prezenței unor minereuri de sulfuri în zona Obcinei Mestecăniș — Carpații orientali. Comunicare la sesiunea științifică Intrep. Geol. de prospecț. Februarie 1967, Com. Stat. Geol.

Unele exemple de zăcăminte din lume, similare cu cele din Carpații orientali, ne indică, că, pe înclinarea structurii în adâncime există posibilități incurajatoare de creștere a rezervelor de minereuri polimetalice din șisturile cristaline ale Carpaților orientali. Aceste zăcăminte se caracterizează printr-o continuitate mare pe inclinare a unor corpuri de minereu (pseudobudine) care alcătuiesc grupuri eșalonate pe distanțe mari. Astfel se prezintă zăcămîntul de la Flin-Flon care are peste 1600 m pe inclinare, Hornestake 3800 m, Broken-Hill aproape 3200 m, Sherrit Gordon 2700 m, Ouro Kumpu (Finlanda) aproape 3200 m, iar Morro Vehlo cca 4400 m (H. D. Mac Kinstry 1955). Structuri similare le-a descris pentru marele zăcămînt aurifer de la Kolar (India) S. Narayanawani, Mchamed Ziauddin și A. V. Ramachandra (1960). Acest tip de structuri, prin urmare, prezintă toate trăsăturile caracteristice unor zăcăminte mari, care se dezvoltă în adâncime. Așa cum se vede și din profilele prezentate, nivelul șisturilor cloritoase incompetente cutate, în care s-au format corpurile de minereu din zăcămîntul de la Bălan, a fost explorat pe inclinare aproximativ 400 m și încă nu s-a ajuns în curbura sărnierei sinclinalului. Premizele structurale sunt favorabile dezvoltării în adâncime pe direcție paralelă cu înclinarea medie a orizontului cutat cu mineralizații polimetalice.

Concluzii

Cercetările structurale de amănunt corelate cu datele de cartare în lucrările miniere și cu cele regionale ale zăcămintelor de mangan și cele polimetalice concordante cu șisturile cristaline din Carpații orientali, au pus în evidență pentru zăcămintele de mangan structuri de budinaj și pentru cele polimetalice, structuri de pseudobudinaj.

Structurile de budinaj ale zăcămintelor de mangan sunt rezultatul metamorfismului regional, acesta fiind un element în plus, relativ la genza lor premetamorfică.

Ulterior metamorfismului regional, forțele tectonice tangențiale au complicat structura plicativă sinmetamorfică a șisturilor cristaline epimetamorfice, creîndu-se condițiile de formare a structurilor plicative secundare asimetrice. Flancurile lungi exfoliate ale acestor structuri, au reprezentat spațiile structurale care au favorizat pătrunderea soluțiilor hidrotermale postmetamorfice și formarea corpurilor de minereu polimetalice, pseudobudinate.



Aceste date ne dau posibilitatea să schițăm următoarea evoluție a proceselor geologice pentru cunoașterea vîrstei relative a zăcămintelor metalifere concordante cu șisturile cristaline din Carpații orientali:

1. Sedimentarea în timpul căreia s-au format acumulările de mangan, care coincid stratigrafic cu șisturile negre.
2. Deformația plicativă sinmetamorfică cu formarea cutelor de înndoire flexurală și a structurilor de budinaj inclusiv a zăcămintelor de mangan.
3. Deformația plicativă postmetamorfică a șisturilor cu formarea structurilor plicative suprapuse cu flancurile lungi exfoliate.
4. Deformația disjunclivă regională cu formarea dislocațiilor de profunzime și a faliilor mari de tip ac.
5. Soluțiile hidrotermale metalifere, legate, probabil, de magmatismul subcrustal laramic, au reprezentat sursa pentru formarea zăcămintelor polimetalice eșalonate din șisturile cristaline epimetamorfice. Tipul de structuri de pseudobudinaj ale acestor zăcăminte pun în evidență dezvoltarea pe înclinare a acestor zăcăminte.

BIBLIOGRAFIE

- Andreatta C. (1947). Über die Entstehung regenerierter Lagerstätten, durch Magmatismus und tektonisch-metamorphe Mobilisierung. Regenerirovannie Rudnie Mestorojdenia In. Lit. Moskva sbornic statei 12.
- Biuricov E. A., Racceev A. D. (1965). Osobennosti Morfologhii Rudnih tel Karabaşschih Kolcedannih mestorojdenii na Urale. *Gheologhia i Razvedka* 7. *Isvestia Vissihi Ucebnih Zavedenii*. Moscova.
- Codarcea-Dessila Marcela, Bercia I., Kräutner H., Mureşan M. (1964). Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (Reg. Bârnărel — Holdita). *D. S. Com. Geol.* L/2, Bucureşti.
- Carruthers D. S., Pratten R. D. (1961). The stratigraphic succession and structure in the Zinc Corporation Ltd. and New Broken-Hill Konsolidated Ltd. Broken Hill, New South Wales. *Ec. Geol.*, 56, 6, 1088—1102. New-hawen.
- Doelter C. (1915). Über die Genesis einiger ungarischer und österreichischer Kupferlagerstätten Almásel — Bălan. *Mitt. d. geol. Gesellsch.* VI, Wien, 1915.
- Dimitrescu R. (1963). Problema zăcămintelor metalifere regenerate: *Revista Minelor* 6, 1963, Bucureşti.
- (1965). Notă asupra structurii cristalinului din reg. Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* LI/1.
- Ghica-Budeşti St. (1954). Procese geologice fizico-mecanice și metalo-genetice din Munții Rodnei. *D.S. Com. Geol.* XLI (1953—1954), Bucureşti.



- Gheorghiu C. (1953). Noi ipoteze asupra unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline. *Rev. Univ. „C. I. Parhon“*, București.
- (1958). Considerații asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline din R.P.R. — *Analele Univ. „C. I. Parhon“*, Seria *St. Naturii* 10, București.
- Gurău A. (1965). Observații referitoare la microtectonica zăcămintelor metalifere din șisturile cristaline. *Revista Minelor* 12. București.
- (1966 a). Cercetări geologice structurale (microtectonice) pentru prospecțarea în extindere a zăcământului Altin-Tepe, *Revista Minelor* 2. București.
 - (1966 b) Aplicații ale metodei microtectonice la studiul faliilor. *Revista Minelor* 11. București.
 - (1967 a) Date noi privind cunoașterea structurii și genezei zăcământului de sulfuri metalice din zona Muncelul Mic — Muncelul Mare — partea de NE a Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/2. București.
 - (1967 b) Unitățile structurale metalogenetice din zona Catenei Carpatice a teritoriului R.S.R. *Revista Minelor* 5. București.
 - (1969) Importanța cercetării elementelor microtectonice principale, la unele zăcăminte metalifere din șisturile cristaline din R.S.R., *Comunicări de geologie* V SSNG — București.
- Ianovici V., Giușcă D., Stiopol Victoria (1957) Studiul fiziografic al zăcământului de sulfuri polimetallice de la Gemenea. *An. Univ. C. I. Parhon*, seria *St. Naturii*, 16, Ed. Didactică, București.
- (1956) Informations générales sur les gisements de mineraux de manganese de la Roumanie. XX, *Congrès Géologico-International Symposium Sobre yacimientos de manganeso* V, Europa—Mexico.
- Ilieșcu Violeta, Codarcea-Dessila Marcela (1965) Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații orientali. *D. S. Com. Stat Geol.* LI/2. București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în reg. Ciocânești — Iacobeni. *D. S. Com. Stat Geol.* XLVII. București.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților orientali. Edit. Acad. R.S.R. *Studii și cercetări*, seria *Geologie* 1, 10. București.
- Lazarenko E. K., Lazarenko E. A., Barışnicov E. K., Molighina O.A. (1963) *Mineralogia Zacarpacia*. Iz-vo Lvovskovo Univ.—ta. Lvov.
- Lohest M. (1909) De l'origine des veines et des geodes des terrains primaires de Belgique. *Soc. Géol. Belgique Ann.*, 36 B, 275—282.
- Mackinstry H. E. (1955) Structure of hydrothermal ore deposits, *Econ. Geol. Fiftieth Anniversary volume* 1905—1955 I, 170—225.
- Manilici V., Ciorniei P., Boțoman Gh., Dobran V., Bodin Tamara (1965). Contribuții la cunoașterea zăcământului de sulfuri complexe de la Novicior (Vișeu de Sus). *Al. VII-lea Congres Geologic al Asociației Carpato-Balcane*, Sofia.
- Narayanaswami S., Mohamed Ziauddin and Romaschandra A. V. (1960). Structural control and localization of gold-bearing lodes, Kolar, gold field, India. *Ec. Geol.* 55, 7. Newhaven.

- Petrulian N., Steclaci Livia, Sandu D., Oroveanu F. I. (1966 a) Studiul mineralologic și genetic al zăcămîntului polimetalic de la Leșul Ursului. *Acad. R.S.R. Studii și cercetări seria Geologie* 1, 11—1966. Edit. Acad. R.S.R. București.
- Steclaci Livia, Sandu D., Oroveanu F. I. (1966 b) Considerații geo chimice asupra zăcămîntului polimetalic de la Leșul Ursului Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Studii și cercetări seria geologie* 2, 11, București.
- Howard P. F. (1954) Structure and rock alteration at the Elizabeth Mine, Vermont. *Ec. Geol.* 54, 1214—1249. Newhaven.
- Pitulea G., Gurău A., Tănăsescu F. I. (1965) Studiul microtectonic al zăcămîntului de baritină de la Ostra (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.* LI/2. București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teucă I. (1967) Structura geologică și stratigrafia șisturilor cristaline din reg. Pojorîta — Fundul Moldovei — Lucina (Carpații Orientali). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/2. București.
- Savu H., Vasilescu Al. (1954) Contribuționi la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămîntelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa, Maramureș. *D. S. Com. Stat Geol.* XLVI. București.
- Savul M. (1927) Șisturile cristaline și zăcămîntele de mangan din regiunea Șarul Dornei. *An. Inst. Geol. Rom.* III. București.
- Pomirleanu V. (1963) Cercetări paleogeotermometrice asupra unor zăcămînte de minereuri și formațiuni cristaline din Carpații Orientali. *Asociația geologică Carpato — Balcanic Congresul* V 1961, București.
- Ianovici V. (1957) Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței. *Acad. R.S.R. Buletinul științific, Secția de Geologie și Geografie*, II, I. București.
- Socolescu M. (1961) Observații asupra metalogenezei și zonalității în provinciile metalogenetice din Carpații Orientali și Baia Mare. *Revista Minelor* I. București.
- Socolescu M., Butucescu N., Popescu T., Drăgilă M., Samoilă I., Teodorescu T. (1962) Contribuții la cunoașterea mineralizațiilor stanifere de la zăcămîntul Baia Borșa — Burloaia. *Revista Minelor* 11, București.
- Gurău A., Catană Victoria, Dumitrescu Maria (1965 a) Les caractéristiques structurales des gisements metallifères de la zone Carpathique. *Carpatho-Balkan Geological Association, VII Congress*, III. Sofia.
- Gurău A., Dumitrescu M., Catană Victoria (1965 b) Les phénomènes hypogènes et l'activité magmatique dans les Carpathes Orientales. *Carpatho — Balkan Geological Association, VII Congress* III. Sofia.
- Sudovicov N. G. (1964) Reghionalni metamorfism i necotorie problemi petrologii. Iz-vo Leningradskovo Univ-ta. Leningrad.
- Tănăsescu F. I., Pitulea G. (1962) Considerații asupra mineralizațiilor de baritină de la Ostra — Carpații Orientali. *Revista Minelor* 6, București.
- Volfszon V. I. (1962) Problemi izucenia ghidrotermalnih rudnih mestorojdenii. Gosnauchtehizdat, Moskva.



ÉTUDE STRUCTURALE ET GÉNÉTIQUE DES GISEMENTS MÉTALLIFÈRES CANTONNÉS DANS LES SCHISTES CRISTALLINS DES CARPATES ORIENTALES

PAR

A. GURĂU

(Résumé)

Parmi les gisements métallifères concordants situés dans la province métallogénique des Carpates orientales, ceux de sulfures métalliques cantonnés dans les schistes cristallins présentent des manières particulières de constitution.

Afin d'étudier les relations entre les processus de minéralisation métallifère, d'une part, la tectonique et le métamorphisme des schistes cristallins des Carpates orientales, d'autre part, on a examiné la genèse des formes structurales des corps de minerai lenticulaires caractéristiques tant au gisement de manganèse, unanimement accepté comme ayant subi le métamorphisme régional en même temps que les schistes cristallins, qu'aux gisements de sulfures cantonnés dans les schistes.

Sur le territoire roumain, dans le cadre des schistes cristallins des Carpates orientales, on connaît les gisements: de Bălan (cuprifère), de Leșul Ursului (complexe, pyriteux et pyrite compacte), de Fundul Moldovei (corps compacts et d'imprégnation, complexes et cuprifères), de Novicior-Novăț (complexes et cuprifères).

Bon nombre de géologues y ont fait des investigations. Les conclusions sur la génèse de ces gisements sont bien variées. Selon certains géologues ces gisements seraient syngénétiques (volcanogènes-sédimentaires) ayant subi le métamorphisme régional, selon d'autres, ils seraient épigénétiques-hydrothermaux ayant subi le métamorphisme régional, ou épigénétiques-hydrothermaux postérieurs au métamorphisme régional.

Il n'est très longtemps d'un nouveau point de vue a été exprimé selon lequel ces gisements seraient résultés de la régénération, par voie métamorphique, au cours de la phase mésocrétacée, de certains gisements anciens pré-métamorphiques.

Comme méthode d'investigation on a fait usage de la méthode microtectonique corrélée aux données de la géologie générale et des travaux miniers.

Les études effectuées ont mis en évidence, dans les gisements de manganèse, des structures de boudinage, et dans les sulfures métalliques des structures de pseudoboudinage. Les structures de boudinage représentent l'effet du métamorphisme régional des accumulations manganésifères et des roches hôtes. Les structures de boudinage des corps cantonnés dans les gisements de manganèse, en direction de l'axe *a*, ont des dimensions qui peuvent toucher 200 m. En direction de l'axe *b*, la distance entre les boudins varie de 60 à 150 m. L'épaisseur des corps de manganèse en direction de l'axe *c* varie de 25 à 30 m, et la largeur, dans le sens de l'axe *a* varie de 100 à 120 m. Les boudins sont généralement de forme ellipsoïdale mais ils peuvent constituer des flexures le long du pendage, développées de 5 à 15 m.

Les filons quartzifères concordants ont été aussi étudiés; quelques uns présentent des structures de boudinage et un quartz blanc, laiteux pur, fait qui dé-



note la présence des filons de quartz avant le métamorphisme régional. D'autres sont concordants et ne forment pas de structures de boudinage, présentent des impuretés de matériel schisteux et sont de couleurs sombres. Il s'agit probablement d'un quartz d'exsudation généré par sécrétion latérale comme résultat des mobilisations métamorphiques.

On comprend par structures de pseudoboudinage les structures analogues aux structures de boudinage et appartenant à la même unité structurale métallogénique dans laquelle se développent les structures de boudinage. Les causes qui ont conduit à la constitution de ces structures sont différentes, dans le sens que le dépôt des minéralisations métallifères est ultérieur à la constitutions des structures plicatives. Les structures de pseudoboudinage ont résultées du plissement secondaire des couches incompetentes incluses entre les couches résistantes au point de vue tectonique. Dans le cadre de ces couches on distingue trois zones à schistosité très intense. Une de ces zones a une position diagonale dans chacun des flancs longs des plis mineurs. Elle sépare, de ses deux côtés, deux zones de forme lenticulaire à exfoliation maximum. La liaison entre les zones diagonales schisteuses de chaque flanc long du pli mineur secondaire se fait par leurs flancs courts. Ces flancs ont été souvent considérés comme faille dans les levés géologiques antérieures (*hol*). Les deux autres zones de lamination apparaissent au contact de la couche incompetent avec les deux paquets de roches boudinées, de son mur et de son toit, résistantes au point de vue tectonique. En coupe transversale les structures de boudinage de ces couches constituent parfois des flexures qui correspondent même aux plan *hol* de lamination tectonique maximum des flancs courts des plis mineurs secondaires.

Des structures de pseudoboudinage présentent les gisements de sulfures métalliques de Bălan, Leşul Ursului, Fundul Moldovei, Novicior-Novăţ. Les minéralisations métallifères, qui constituent les corps lenticulaires de minerai, échelonnées le long du pendage, se sont formées dans les zones d'exfoliation des flancs longs des plis mineurs secondaires. Dans le cristallin des Carpates orientales ces plis se sont formés seulement dans les schistes incompetents intercalés avec des roches plus résistantes au point de vue tectonique, telles les roches porphyrogénèses ou les quartzites. Synchroniquement au métamorphisme régional ont pris naissance les microplis et les plis mineurs de l'ordre des décimètres. Les plis en écaille de l'ordre II (des dizaines de mètres) sont ultérieurs. Le maximum des axes *B* de ces plis ne coïncide pas avec les linéations symmétamorphiques.

Par l'exfoliation des flancs longs des plis de l'ordre II, au cours du plissement secondaire, s'est formé l'espace structural où se sont accumulées plus tard les minéralisations polymétalliques par voie hydrothermale. L'épaisseur et la longueur des lentilles des corps de minerai sont déterminées par l'épaisseur et la longueur des zones exfoliées. Le caractère compact ou schisteux-rubané du minerai est déterminé par l'intensité de l'exfoliation des schistes. À une exfoliation accentuée des schistes tendres correspond une texture massive compacte du minerai. La texture rubanée schisteuse est caractéristique au minerai des zones de schistes, qui ont subi une exfoliation plus faible.

Ordinairement, les zones à texture compacte, massive, du minerai occupent la partie centrale des flancs longs secondaires des schistes, et au fur et à mesure qu'on passe latéralement vers les zones plus laminées des schistes, la texture du minerai est rubanée schisteuse ou disséminée sous forme d'imprégnations dans



les schistes. L'âge plus récent de ces gisements, par rapport au métamorphisme et au plissement des schistes, est démontré aussi par la présence dans les lentilles de minerai des blocs de schistes et des boudins de quartz arrachés aux schistes et englobés dans le minerai de sulfures.

Les gisements de sulfures polymétalliques des schistes cristallins des Carpates orientales ne sont pas continus dans toute la zone de l'extension des schistes. Ils n'apparaissent que par endroits entourant certaines fractures considérables, transversales de type *ac*. Cette situation est très claire pour les gisements de Bălan et de Novicior-Novăț. Autour de ces failles se sont formées de réelles zones de dissolution dont l'épaisseur est d'environ 10—20 m. Les solutions hydrothermales ont circulé dans les zones des fractures majeures du soubassement, zones qui au début ont été utilisées comme voie d'accès. Les fractures *ac* ont joué plutôt un rôle de distribution, dans les zones exfoliées des schistes, pour les solutions hydrothermales minéralisatrices.

Les fractures de soubassement se sont formées jusqu'à la phase laramique du Crétacé terminal. L'âge des gisements de sulfures polymétalliques concordants aux schistes cristallins, envisagé aussi au point de vue de l'âge des fractures du soubassement grâce à quelques indications de minéralisations analogues sur la gisement d'Ostra, disposé sur une fracture d'extension dans les calcaires triasiques, limitée elle aussi par des failles *ac* transversales — est considéré crétacé tardif. L'intersection des fractures majeures *ac* avec les piles de schistes cristallins plissées, incluses entre des roches plus dures au point de vue tectonique (roches porphyrogènes ou quartzites) constituerait l'endroit où le géologue doit chercher l'extension de nouveaux corps de minerai lenticulaires analogues à ceux connus. Les flancs exfoliés, pendant la circulation des solutions hydrothermales, ont fonctionné comme un vacuum, absorbant les solutions métallifères et constituant des corps de minerai à structure caractéristique, typique de pseudoboudinage.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche V

a) Structures de boudinage dans les gisements de manganèse des schistes cristallins des Carpates orientales :

1, minerai de manganèse ; 2, quartzites noirs ; 3, schistes sériciteux ; 4, éboulis.

b) A, B, C, D, E, F, G, H. Plans d'horizon à travers les corps de manganèse boudinés des exploitations minères d'Arșița ; A, au niveau de la galerie „Repubblica“ ; B, au niveau de la galerie „Göbel“ ; C, au niveau de la galerie „1 Mai“ et de l'exploitation minière de Dealul Rusului. E et I, coupe transversale dans les corps boudinés D et H. Contours des corps minérali selon les données de I.M. Vatra Dornei.

Planche VI

Structures de pseudoboudinage dans les gisements cuprifères de Bălan.

1, Coupes géologiques transversales le long de l'axe B tectonique du gisement cuprifère de Bălan ; 2, a) direction de transport mécanique durant le plissement



de l'horizon incomptént de schistes chloriteux ; 3, A-B-C, position des axes de l'ellipsoïde de déformation des structures du gisement ; 4, contours des corps de mineraï cuprifère riche, cantonnés dans les flancs longs des plis mineurs des schistes incompténts ; 5, hypothèse du développement le long des pendages en continuation de la structure du gisement avec les corps de mineraï supposés dans les flancs longs exfoliés des plis mineurs secondaires ; 6, corps de mineraï cuprifère pauvres, cantonnés dans les flancs longs des plis mineurs à exfoliation plus faible.

PLANŞA I

Fig. 1. — Budină de cuarț elipsoidală, Noviciar.
Boudin de quartz ellipsoïdal, Noviciar.

Fig. 2. — Budină de cuarț cu extremitățile îngroșate, Noviciar.
Boudin de quartz aux extrémités épaissies, Noviciar.

Fig. 3. — Budină de cuarț cu ondulații în zona de flexură (*hol*) Noviciar.
Boudin de quartz à ondulations dans la zone de flexure (*hol*) Noviciar.



STUDIUL GEOLOGIC AL MINEI ROATA (CAVNIC)¹

DE

I. KALMÁR²

Abstract

Geological Study of the Roata Mine (Locality of Cavnic). The Roata mine situated in the locality of Cavnic (Region of Maramureş) is dug in pyroxenic andesites of Upper Fliocene age overlaying an intensely marked corneous sedimentary Paleogene, covered with quartzous sandstones. By the correlation of surface mappings, galleries and underground drillings, several volcanic funnels and among them an explosion neck with a brecciated filling have been nealed, In the enlargement zones of the main funnels two veins of complex sulphides orientated in two directions develop, namely NNE—SSW and NE—SW, having branches in bed and covering. Close to the vein zones the surrounding rock is intensely affected by hydrothermal metamorphism.

În regiunea de obîrșie a văilor Cavnicului, Strîmbului și a Oanței, la limita estică a crestei Gutinului, se localizează o zonă mineralizată care a format obiectul de investigație al minei Roata.

Mineralizațiile filoniene de la Roata se integrează în sistemul de filoane asemănătoare prin constituție și orientare în spațiu, care încep prin grupul de 15 filoane de la Cavnic-Bolduș și se continuă peste zona Roata prin ivirile de la Oanța, Măgura Henței, Jereapă, Ruginoasa etc, din extremitatea nord-estică a bazinului minier Baia Mare.

Autorii anteriori menționează existența acestor filoane (R. Dimitrescu, 1954) și dau o descriere geologică a formațiunilor întlnite (R. Dimitrescu, M. Bleahu, 1955, V. Manilici, N. Lupeti, 1954, L. Pavelescu, 1954), încadrind eruptivul în succesiunea stabilită în partea vestică a regiunii Baia Mare (D. Giuşcă, 1950—1958, D. Rădu-

¹ Comunicare în ședința din 20 ianuarie 1967.

² Întreprinderea Geologică de Prospecționi, Calea Griviței 64, București.



Iescu, 1958, R. Jude și colab.³, regiunea în care au fost cercetate amănuști și fenomenele de metamorfism hidrotermal (D. Giușcă, 1960). Un studiu amănuștit al minei Văratec este făcut în 1958 de R. Dimitrescu și Ioana Gheorgiță.

În cursul campaniilor din 1956—1958 și 1963—1965, echipele geologice ale T.P.E.M. au reluat activitatea de cercetare atât în zona zăcămîntului Roata cît și în zonele limitrofe, prin cartări geologice de mare detaliu, prin redeschiderea unor galerii vechi și prin săparea în viu a unui mare volum de lucrări miniere completate în 1965 de foraje subterane inclinate⁴. Acest fapt a permis detalierea structurii cunoscute și reconsiderarea unor puncte de vedere, diferite de cele admise pînă la data acestor cercetări.

Geologia regiunii

Peste un fundiment sedimentar, aparținînd în parte Paleogenului din zona Strîmbu-Băiuț (R. Dimitrescu, 1954, R. Dimitrescu, M. Bleahu — 1955) acoperit de Pliocenul inferior (zona E după A. Paşa 1951) în regiunea Cavnicului se dispune ca prim termen eruptiv, andezitul cuarțifer cu amfiboli și piroxeni de tip Piscuiatu-Berăria (descris anterior sub denumirea de andezit cuarțifer de Șuior). Acest andezit formează coșuri, stilpi, curgeri, piroclastite, lave cu blocuri și suportă fie un nivel discontinuu de sedimentar (gresii-tufitice cu *Congeria zsigmondy* și *Cardium* sp.), fie pînza andezitelor piroxenice cu amfiboli (tip Jereapă, R. Dimitrescu — 1954), alimentată prin numeroase coșuri și stilpi.

În partea nordică a Cavnicului în cadrul pachetului de andezite piroxenice se pot deosebi doi termeni (andezitul de Jereapă și andezitul bazaltoid), separați printr-o pătură discontinuă de brecii piroclastice (vizibile la suprafață în jurul vîrfului Higea, pe cursul superior al afluentelor drepti ai văii Cavnicului și în subteran, atât în orizonturile superioare ale minei Bolduț cît și în galeria Nicolau-Roata). Alteori în aceste piroclastite se intercalează pachete de grosimi variabile de gresii cuarțitice, uneori feldspatice, vizibile la picioarele Gutinului și în Dosul Higei.

³ R. Jude, V. Iosof, E. Volanschi, Observații geologice și unele aspecte geochemice ale mineralizației de la Cavnic 1965. Simpozion Baia Mare.

⁴ N. Roșu, D. Predoiu, M. Setel, Angela Setel, I. Kalmár. Rapoarte geologice pentru sectorul Cavnic, 1956; 1957, 1958, 1964, 1965. Arh. D.G.P.E.M. București.

S. Rădulescu, O. Edelstein, V. Chițimăș, V. Batiu, C. Strătulescu. Raportul echipei de prospecții T.P.E.M., 1964. Arh. I.P.L. București.



Seria eruptivă este încheiată prin andezite de Gutin cu biotit și amfibol, care formează masivul cu același nume. Vîrsta acestor andezite este pliocen superioară.

Întregul complex eruptiv — sedimentar, cu excepția andezitului de Gutin, este afectat de fenomenele de metamorfism hidrotermal (argilitizare, silicifiere, uneori adularizare). Acestea prezintă o intensitate deosebită în zonele de evazare a coșurilor unde apar adesea și filoane metalifere.

Zonele de fracturi, inclusiv cele mineralizate, se încadrează în sistemul regional transversal pe direcția structurii majore; direcțiile lor variază între NNE și NE. În cadrul zăcămîntului Bolduț s-au deosebit două sisteme: sistemul NE—SW, mai vechi și sistemul NNE—SSW, mai nou care-l întretaie pe cel dintîi.

Descrierea minei Roata

Mina Roata (pl. I) este situată în extremitatea nord — estică a localității Cavnic. Inițial a fost deschisă pentru exploatarea filonului Ana — Nicolae, în partea superioară a zăcămîntului, la care ulterior s-au adăugat lucrările pe filonul Beatrix. O bună parte din lucrările existente au fost săpate în a doua jumătate a secolului XIX, deci mult mai tîrziu decit cele din cîmpul minier vecin Bolduț, a cărui exploatare datează din secolul XVII—XVIII; în 1880 s-a terminat săparea transversalei Ferdinand și în 1912, funcționa deja puțul Roata. Lucrările intrerupte cu prilejul primului război mondial au fost reluate în 1936 și apoi în 1942; după o nouă intrerupere s-au continuat, în 1952, iar în 1956 a început explorarea sistematică a zăcămîntului, intensificată în 1964—1965.

Orizontul de bază al minei Roata (orizontul Ferdinand = Nándor) este situat la cota 890 m. La cota 1024 m, se deschide orizontul de cap Gottlieb, deasupra căruia se găsesc numeroase nivele de exploatare (Cucuștiol, Nicolau, etc.), inaccesibile.

Între orizonturile Ferdinand și Gottlieb, la cota 940 m, s-a săpat orizontul orb (+ 50 m), iar sub orizontul Ferdinand, din puțul Roata, orizonturile — 10, —60 și —120 m, inaccesibile la ora actuală (pl. II).

1. *Orizontul Ferdinand — Roata (Nándor)* este deschis printr-o transversală lungă de 1820 m, orientată aproximativ E—W, care străbate un andezit piroxenic cu diverse grade de hidrotermalizare.

Chiar la intrarea în mină pînă la m. 130, se trece printr-un coș de andezit piroxenic negru, bazaltoid, vizibil și la suprafață, și în interiorul



depozitului subteran situat la cca 100 m SW de gura minei. La suprafață, coșul apare alungit spre NNE. Cota care domină intrarea minei este constituită din andezitele acestui coș.

Urmează o zonă fracturată, puternic caolinizată, pînă la m 300, străbătută de numeroase vinișoare centimetriche de calcit.

Între 300—320 m, galeria traversează un filon de andezit piroxenic de culoare neagră, cu aspect identic cu precedentul, orientat NNE—SSW, fiind flancat prin zone intens caolinizate, atât în culcuș cît și în acoperiș.

Pînă la 600 m, galeria străbate curgeri de lave de andezit piroxenic în care sporadic apar, pe lîngă augit și hipersten, cristale de hornblendă. Plagioclazul — un andezin oligoclaz, apare de obicei transformat în parte în minerale argiloase, sericit și calcit, transformarea începînd la marginea cristalelor și pătrunzînd în interior pe planele de clivaj. Pasta este constituită din sticlă de culoare închisă cu numeroase centre de devitrificare; în apropierea filonașelor de calcit care străbat roca, atât pasta cît și fenocristalele sunt transformate într-un agregat de cuarț, calcit, caolină, sericit și epidot care dau rocii culoare alb-gălbuiu⁵. Pirita apare constant sub formă de cuiburi sau impregnații; în apropierea filonașelor de calcit, apar sporadic granule submilimetrice de galenă și blendă. Filonașele de calcit străbat întreaga masă a rocii; ele sunt orientate N—S sau NNE—SSW și nu depășesc grosimea de 10 cm. Sunt frecvente în zonele intens fisurate de la m 430—450 și m 500—510.

De la m 600—636, apare un nou filon de andezit piroxenic negru bazaltoid.

Spre deosebire de tipul anterior descris, această rocă prezintă o cristalinitate mai ridicată și a suferit un metamorfism hidrotermal cu totul redus; fenocristalele de plagioclaz și de augit ajung la 1,5—2 mm și pasta este constituită din microlite din aceleași minerale asociate cu sticlă de culoare închisă.

Un nou filon de andezit piroxenic este străbătut între 745—821 m. Orientarea celor două filoane este aceeași (NNE—SSW), ambele iau contact cu curgerile de andezit prin intermediul unor zone frămîntate, puternic transformate hidrotermal.

Transversala continuă prin andezite piroxenice cu grade variabile de metamorfism hidrotermal; ele sunt dispuse în bancuri de 1—2 m, despărțite prin plane aproape orizontale sau slab inclinate spre SW. Adesea, chiar și în zone intens argilitizate se observă o textură de curgere.

⁵ Determinările microscopice au fost executate de geolog Chioreanec Maria și de autor, la Laboratoarele T.P.E.M.

Între 910—1015 m andezitul este puternic fisurat, intens caolinizat cu numeroase oglinzi de friciune și plane de alunecare orientate NNE—SSW, cu căderi spre W. Alte zone de slabă rezistență, dar de o dezvoltare mai redusă întâlnim între 990—995 și 1336—1341 m.

La 1315 m transversala interceptează filonul R-2 și la 1401 m, filonul R-1. În continuare andezitul este supus unui metamorfism hidrotermal din ce în ce mai accentuat mergind pînă la stergerea completă a structurii inițiale a rocii. Alături de transformarea feldspașilor în minerale argiloase și o intensă impregnare cu pirită, apar zone silicificate; în secțiuni subțiri au fost întâlnite destul de frecvent cristale de adular cu contur angular într-o masă fin granulară, de silice și sericit de culoare roșcată din cauza oxizilor de fier.

La 1600 m, în dreptul puțului Roata, se traversează filonul Ana-Nicolae. Între 1640—1722 m a fost întâlnit un coș de andezit piroxenic; spre deosebire de cele anterioare, flancurile lui sunt intens silicificate și andezitul proaspăt apare doar spre partea centrală a corpului. Ieșirea din coș se face printr-o zonă de filonașe, unele purtătoare de mineralizație metaliferă, dar a căror grosime nu depășește 30 cm. Rețeaua de filonașe devine din ce în ce mai deasă, roca este intens silicificată; în fine, la 1800 m transversala se termină făcînd joncțiunea cu direcționala pe filonul Beatrix.

Filonul Beatrix a fost urmărit atât spre NE cât și spre SW, pînă la efilare. Este localizat în andezit piroxenic, de regulă intens silicificat și străbătut de numeroase filonașe de cuarț alb.

Din extremitatea nord-estică a direcționalei Beatrix, pornește spre NE transversala Roata-Oanța, avînd ca obiectiv deschiderea unei zone mineralizate situată la NE de cîmpul minier Roata.

Chiar la 75 m (de la terminația transversalei Ferdinand-Roata), andezitul este puternic fisurat. În continuare, la 100 m se intră într-un neck. Neckul este umplut cu un material brecios constituit din elemente angulare de andezit piroxenic caolinizat și silicificat de culoare albă-cenușie, roci cornificate cenușii rubanate, marne negre tufacee, gresii cuarțitice, într-o masă fundamentală tufitică silicificată, intens impregnată cu pirită și marcasită. Întregul neck este străbătut de numeroase filonașe de cuarț alb și cenușiu.

Contactul dintre neck și formațiunile înconjurătoare se face printr-o zonă de brecie mai măruntă, caolinizată, cu numeroase oglinzi de friciune. De la 142 m se trece printr-un complex de piroclastite, tufite și marne tufitice, dispuse în strate de 1—2 m grosime; acestea, la rîndul lor, acoperă un pachet de strate de gresii cuarțitice, de intercalații de

marne negre tufacee și lentile pirolastice în bancuri de 0,5—1 m. Pachetul de gresii formează o boltă anticlinală, cu flancurile simetrice înclinind cu 15—20° spre NW, respectiv SE.

La 440 m, gresiile suportă un complex de tufuri, piroclastite și curgeri de andezit piroxenic, intens caolinizate și ușor silicificate. Curgerile devin din ce în ce mai frecvente, între bancurile de lave apar lentile de piroclastite și tufuri; andezitul include enclave de marne negre parțial cornificate; totul este străbătut de filonașe de cuarț și alte filonașe cu umplutură brecioasă („glamm“). Metamorfismul hidrotermal a afectat andezitul în lungul unor fisuri; din această cauză rezultă o textură de pseudobrecie, vizibilă de la 540 m.

O altă lucrare transversală unește cele două filoane (Ana-Nicolae, Beatrix) și cercetează zona de coperiș a acesteia din urmă. La 40 m. este interceptat coșul de andezit piroxenic silicificat, flancat de un filonaș de cuarț cu sulfuri. Secțiunea transversală a coșului este de 40 m; andezitul care-l umple este proaspăt doar în partea sa centrală, în rest silicifierea și piritizarea este destul de puternică.

La cîțiva metri după ce ieșe din coș, transversala intră în zona de culcuș a filonului Beatrix; silicifierea ajunge să șteargă complet structura inițială a rocii, iar filonașele de cuarț alb apar din ce în ce mai des. La 95 m se intră în filonul Beatrix, care în acest loc măsoară nu mai puțin de 15 m grosime.

După traversarea filonului Beatrix se continuă andezitele silicificate străbătute de ramuri filoniene orientate NE—SW. Notăm filoanele N-2, N-3 și N-8 ca fiind cele mai importante.

La 110 m de la direcționala Beatrix este traversat neckul descris în transversala Roata-Oanța. Galeria se oprește în acest neck, de asemenea o parte din filonul N-8 este cantonat în flancul sudic al neckului. Notăm faptul că filonul N-8 la 12 m de punctul de interceptare, ieșe din neck și se continuă pe cca 30 m într-un complex de marne tufitice și piroclastite foarte frâmîntate (cu numeroase oglinzi de fricțiune), care la rîndul lor sunt suportate de gresii cuarțitice albe, uneori feldspatice, alteleori cărbunoase-micacee, dispuse în plăci subțiri. Componentul principal al gresiilor este cuarțul care apare în granule subrotunde și mai rar subangulare; adesea apar și granule de feldspat complet alterat, fluturași de mică, minerale opace. Cimentul, bazal sau de atingere este silicios; în unele cazuri peste fenomenele diagenetice se pare că s-au suprapus și efectele metamorfismului (o silicifiere accentuată).

2. *Orizontul + 50*. În prezent lucrările sunt în bună parte inaccesibile. Legătura cu orizontul Ferdinand și Gottlieb se realizează prin doi

suitori, execuția în andezit piroxenic intens metamorfozat hidrotermal. Din datele anterioare reiese că atât direcțională pe filonul Beatrix cît și transversala + 50 aproximativ perpendiculară pe aceasta, au fost executate în aceleași andezite. În transversala amintită se desenează clar o zonă de coș între cele două filoane unde andezitul piroxenic este proaspăt.

3. Orizontul Gottlieb. Accesul la lucrările acestui orizont se face printr-o transversală de cca 700 m cu orientarea NW—SE.

La 270 m de la gura transversalei, andezitele piroxenice cu amfiboli sporadici, parțial afectate de metamorfismul hidrotermal sunt străbătute de numeroase filonașe și zone brecificate insotite de oglinzi de fricțiune. Această zonă frămîntată are o grosime de aproape 100 m.

La 500 m de la intrare, se traversează filonul Ana-Nicolae, abatut în întregime. În continuare în culcușul filonului, întâlnim aceeași zonă de coș ca și la orizontul Ferdinand-Roata ; andezitul piroxenic este silicificat pe flancurile coșului, iar în centru este proaspăt. La 680 m este interceptată zona filonului Beatrix.

Paralel cu filonul Ana-Nicolae s-a executat în culcuș o galerie de ocol, tot în andezite piroxenice cu amfiboli sporadici, metamorfozate hidrotermal.

Galeria aceasta de ocol se termină într-o zonă intens frămîntată, puternic caolinizată în coperișul coșului întâlnit la orizontul + 50 și Ferdinand.

4. Galeriile de coastă. Dintre numeroase lucrări citate în documentația veche a Exploatării Miniere Cavnic am putut identifica pe teren doar trei : Cucuștiol, Nicolau și Beatrix. Acestea sunt accesibile doar pe cîțiva metri, în rest fiind surpate ; din cercetarea materialului excavat pe halda reiese că roca străbătută a fost un andezit piroxenic cu grade variabile de metamorfism hidrotermal ; un interes deosebit prezintă galeria Nicolau pe halda căreia am întâlnit blocuri de aglomerate ale andezitelor piroxenice, identice cu cele găsite în Dosul Roșii, în masivul Higea, etc.

Lucrările situate sub nivelul Ferdinand-Roata (puțul Rota și orienturile inferioare) sunt inaccesibile.

Lucrări de foraj executate în mina Roata

De la orizontul Ferdinand a fost executat un număr de 5 găuri de foraj (una orizontală și 4 inclinate între 4—42° de la verticală), cu adîncimea variabilă între 112,68—520 m.

Sondeuza 10, săpată în coperișul filonului Beatrix a traversat un complex de brecii de coș și andezite ușor silicificate; după traversarea filonului Beatrix la 180 m, intră în gresii silicificate și apoi, în marne cenușii vârgate, intens cornificate.

Sondeuza 10 bis, săpată în acelaș loc, dar cu o inclinare mai mică, a fost incepută în aceleași brecii de coș; pe intervalul 51—345 m, a traversat corneene cenușii și gresii albe cornificate cu numeroase filoane și enclave de andezit piroxenic, întrînd apoi în umplutura coșului constituit din microdiorit-porfirit piroxenic.

Roca are culoare cenușie-închisă și structură porfirică; cu ochiul liber se observă cristale larg dezvoltate de plagioclazi, piroxeni și sporadic hornblendă. Uneori, roca prezintă o silificiere slabă.

La microscop structura porfirică apare și mai evidentă; plagioclazii, cu o zonalitate pronunțată, sunt constituți dintr-un centru bazic (65—80% An) și zone consecutive din ce în ce mai acide (pînă la 20—30% An) cu numeroase recurențe. Hornblenda care apare sporadic, este adesea maclată; piroxenii sunt reprezentați prin augit și subordonat, hipersten. Pasta este microlitică, fiind constituită din aceleși minerale.

Sondeuza 11. Din culcușul filonului Ana — Nicolae a inceput forajul în andezit piroxenic, ușor silicificat. În această varietate de andezit hornblendă lipsește cu desăvîrșire; feldspații cu contur prismatic, au zone mai puține și sunt mai bazici (în medie 40—60% An). Piroxenii sunt reprezentați prin augit; hiperstenul apare sporadic. Pasta este microlitică; cu totul sporadic apare sticla de culoare neagră.

La adîncimea de 159 m, sondeuza părăsește coșul de andezit și intră în marne cenușii închise foarte fine, cornificate. Roca are textură masivă sau rubanată; la microscop, într-o masă fundamentală aparent omogenă, apar foite de muscovit și biotit, cristale de 0,01—0,05 mm de epidot, zoizit, cuarț și cuiburi de minerale opace (pirită). Roca este traversată de numeroase filonașe de cuarț și calcit.

Sondeuza 11 bis. A fost săpată din acelaș loc, dar cu înclinare mai mare. A traversat andezit piroxenic care, de la 50 m, apare intens metamorfozat hidrotermal: silicificat, argilitizat și piritizat. Forajul a fost oprit în filonul Ana-Nicolae.

Sondeuza 12. Amplasată în extremitatea transversalei din coperișul filonului Beatrix, cu o înclinare de 3° față de orizontală, a traversat un complex de brecii și piroclastite caolinizate pînă la 10 m, cînd a intrat în gresii cuarțoase, albe și cenușii uneori feldspatice; la 170 m, reapar blocurile angulare de andezit caolinizat incluse într-o matrice grezoasă.

Sondeuza 13. A fost amplasată în coperişul filonului Beatrix. A traversat andezit piroxenic intens silicifiat și cloritizat, cu o enclavă de corneeană cenușie închisă. După interceptarea filonului Beatrix a intrat (la 120 m), în gresii intens cornificate.

Sondeuza 14. Din coperişul filonului Ana — Nicolae, a străbătut andezit piroxenic intens caolinizat, silicifiat și piritizat cu textură brecioasă. La adâncimea de 75 m, a intrat în gresii cuarțoase, apoi în corneene cenușii, interceptând filonul Ana — Nicolae la 160 m.

Din cele de mai sus rezultă imaginea geologică a cîmpului minier Roata. Deosebim aşadar un fundament sedimentar afectat de metamorfismul termic de contact, suportind un pachet de gresii cuarțoase parțial silicificate. În partea superioară a pachetului se intercalează lentele de tufuri și piroclastice, marne tufacee, brecii piroclastice.

Cornificarea poate fi explicată numai prin acțiunea unui mare corp eruptiv aflat în profunzime, sub limita de investigație a forajelor executate. În acest corp subvulcanic s-ar înrădăcina coșurile de andezite care în partea lor mai profundă trec în microdiorit-porfirite piroxenice.

În zona cercetată, andezitele piroxenice aparțin la două pulsări distincte.

Prima pulsărie a adus la suprafață andezite piroxenice cu amfiboli sporadici (descrise de R. Dimitrescu respectiv V. Manilici și N. Lupea 1954—1955, sub denumirea de andezite de Jereapă). Acestea formează un coș situat în coperişul filonului Beatrix și curgerile de lavă în care s-a săpat o bună parte din lucrările miniere. Coșul amintit a fost interceptat în cele două foraje (10 și 10 bis). De notat faptul că doar în partea inferioară apare andezitul (microdiorit-porfiritul) caracteristic de coș, în rest umplutura este formată dintr-o brecie de andezit caolinizat și piritizat, în amestec cu elemente străine (corneene, marne, gresii), într-o masă cineritică fină; totul pledează pentru existența unui neck ale căruia produse: piroclastite, clastolave, brecii, pot fi regăsite de o parte și de alta a coșului (de exemplu în transversala Roata-Oanța) dispuse direct peste pachetul de gresii.

Complexul piroclastic este acoperit de curgerile de lave care ocupă o suprafață întinsă la toate cele trei orizonturi ale minei Roata. În apropierea coșului amintit, atât bancurile de lave cît și piroclastitele subjacente sunt străbătute de numeroase filoane de 3—20 cm grosime, cu umplutură constituită dintr-o brecie măruntă de culoare verzuie, cu elemente de andezit proaspăt sau caolinizat, marne negre, marne corni-



ficate și gresii albe; uneori apar galeți de cuarț și chiar micașisturi, provenind probabil din niște conglomerate. Iată aşadar prezente cele trei categorii de brecii, citate de la Văratec de R. Dimitrescu și Ioana Gheorghită (1957–1958): brecii de neck, brecii stratificate, la baza curgerilor de lave și brecii „de injecție“ (aşa numitele „glammuri“) născute prin consolidarea unor noroaie fierbinți care au antrenat cele mai diverse fragmente de roci din pereții fisurilor pe care au circulat.

Peste andezitele cu amfiboli sporadici se dispun petece dintr-o pînză de andezite piroxenice, alimentată printr-o serie de coșuri.

Dintre acestea cel mai important este coșul situat la intrarea în mina Roata; altele sunt vizibile în transversala Ferdinand-Roata, în Gottlieb și între filoanele Ana-Nicolae și Beatrix. Cel din urmă pus în evidență atât prin foraje (11 și 11 bis) cât și prin galeriile transversale este constituit din andezit piroxenic afectat de fenomenele de silificiere uneori intense, alteleori de amploare mai redusă.

Contactul dintre curgerile de andezit piroxenic și oel cu amfiboli sporadici este vizibil doar în puține locuri; în Dosul Roții și în galeria Nicolau unde, între cele două tipuri de andezite se aşterne un strat de cîțiva metri de pirolastite cu aspect de brecie limonitică. Nivelul de gresii cuarțitice din Dosul Higii citat de L. Pavelescu (1954), nu a fost întlnit pe dealul Roata dar am găsit fragmente de gresii pe una din crestele care coboară spre NW foarte aproape de limita dintre cele două tipuri de andezite.

Atât andezitele cât și pirolastitele amintite sunt afectate de metamorfismul hidrotermal tradus prin argilitări, silificieri, sericitări, adularizări, cloritzări și piritizări. Andezitele termenului superior suferă de un metamorfism mai atenuat; metamorfismul este mai accentuat în flancurile coșurilor unde apar dealtminteri și filoanele mineralizate.

Filoanele hidrotermale de mineralizație complexă

Pe zonele de fractură din apropierea coșurilor s-a pus în loc o serie de filoane hidrotermale, obiectul lucrărilor de explorare și exploatare. În general deosebim două sisteme de filoane care se întrelătă: un sistem NE—SW (filonul Beatrix) și un sistem N—S, NNE—SSW (Ana — Nicolae).

a. *Filonul Beatrix.* A fost cercetat la cele trei orizonturi ale minei Roata, în adâncime sub orizontul Ferdinand s-au executat cîteva jompuri mici și a fost interceptat în sondeuzele 10 și 13.



La suprafață în cîteva șanțuri, filonul are grosimi mici și este în întregime oxidat; la orizontul Gottlieb de asemenea nu prezintă importanță economică. În schimb la orizontul + 50, Ferdinand și mai ales sub acesta, grosimile ajung la 20 m și mineralizația, foarte abundență. Remarcăm tendința filonului de a forma acumulări lenticulare; enclavele de andezit silicifiat și de gresie albă cornificată sunt foarte frecvente. O întinsă zonă de salbandă, străbătută de filonașe subțiri însotesc filonul atât în culcuș cît și în coperiș.

Într-o gangă de cuarț alb sau cenușiu-verzui (la care se adaugă sporadic calcit și baritină), apar mineralele metalice — blenda, galena, pirlita, mai rar calcopirita, tetraedritul, bournonitul, calcozina și covelina.

Texturile în benzi și în cocarde sunt foarte frecvente datorită intercalățiilor și enclavelor străine.

Examinind variația conținutului filonian pe verticală, constatăm creșterea procentului de blendă și galenă odată cu adâncimea față de mineralele de gangă. Analizele chimice arată o creștere a conținutului de cupru; totuși calcopirita apare cu totul sporadic.

Filonul Beatrix este însotit în coperiș de o serie de ramuri paralele cercetate printr-o transversală la orizontul Ferdinand.

Filonul N-2 este cea mai importantă ramură; grosimea ei ajunge la 5 m, dar în general grosimea nu depășește 80 cm. Gangă filonului este cuarțul alb cu frecvențe cuiburi de calcit, sideroză și baritină; mineralizația este constituită din blendă intim asociată cu galenă; pirlita, marcasita, calcopiritia, tetraedritul, mispichelul, apar sporadic. De remarcat prezența realgarului în extremitatea sudică a filonului unde formează lentile, cuiburi și cristale larg dezvoltate. Tot aici au fost întâlnite într-o secțiune lustruită cîteva granule de aur asociate cu pirlită.

În general mineralele metalice asociate cu un procent mai redus de minerale de gangă formează vinișoare sau lentile de 1—20 cm, localizate fie în cuarț alb cu cuiburi sau impregnații de sulfuri, fie în andezit silicifiat și impregnat cu aceleași minerale, astfel încît limita dintre filon și roca gazdă nu este tranșantă.

Filonul N-3, de fapt o ramură a filonului N-2 este de dimensiuni mult mai mici, grosimea lui ajungând abia la 50 cm. Mineralele metalice (pirlită, marcasită, galena și blendă) apar în cuiburi și ca granule disseminate, într-o gangă de cuarț alb asociat cu calcită roz. Notăm geodele cu cristale de cuarț incolor în care abundă inclusiunile lichide și gazoase.

Filonul N-8 are o grosime redusă între 0,5-0,8 m; este constituit dintr-o gangă de cuarț alb (uneori asociat cu baritină și calcit) cu benzi și lentile de pirlită, galenă și blendă. Apar sporadic granuale de tetraedrit,

mispichel și în geode, aggregate de marcasită. De remarcat faptul că filonul nu-și schimbă caracterele cînd trece din eruptiv (piroclastite, brecii) în gresii cuarțoase.

b. *Filonul Ana-Nicolae.* Sub această denumire au fost cuprinse o serie de filoane orientate NNE-SSW, aflate una în prelungirea celeilalte sau chiar paralele între ele numite Ana, Nicolae, Carolina, etc., exploataate în trecut concomitent.

La suprafață, zona de afloriment este marcată printr-un aliniament de surpături eșalonate pe aproape 800 m. Filonul a fost cercetat în trecut printr-o serie de galerii de coastă (Nicolau, Cucuștiol, etc.) ; abatajele vechi se întind de la nivelul orizontului Ferdinand pînă aproape de suprafață.

Sub orizontul Ferdinand filonul a fost exploatat parțial la orizontul —60 și interceptat la orizontul —120 ; afară de cîteva jompuri mai mici, a fost cercetat prin sondeuzele 11 bis și 14.

Spre deosebire de filonul Beatrix, grosimea este mai redusă, ajungînd rar peste 2 m. În părțile superioare, umplutura filoniană a fost constituită din cuarț cenușiu-gălbui cu numeroase geode și cu textură răbanată, cu rare cuiburi de pirită, galenă, marcasită, blendă și mispichel. Conținutul de sulfuri ca și de altfel grosimea, cresc în adincime.

Filonul Ana-Nicolae a fost exploatat în trecut pentru conținutul său ridicat de aur ajungînd la 5—600 g/t). Aurul se găsește intim asociat cu cuarț la limita granulelor de pirită și mispichel sau inclus în acestea.

Paralel cu filonul Ana-Nicolae apar cîteva ramuri pe transversala Ferdinand-Roata (filoanele R-1, R-2, R-3 și R-4), cu grosime sub 50 cm și mineralizație slabă, constituită din pirită, marcasită, galenă, blendă, calcopirită și tetraedrit. Mineralele metalice formează mici cuiburi sau lentile centimetrice într-o gangă de cuarț sau în roca înconjurătoare, silicifiată.

Concluzii

Mina Roata din extremitatea nord-estică a localității Cavnic, străbate andezite piroxenice cu amfiboli sporadici, suportate de sedimentar corneificat și străpunse de coșuri și dyk-uri de andezit piroxenic bazaltoid foarte asemănător cu cel din masivul Ighiș.

În cadrul fazei a treia din care fac parte acestea, deosebim aşadar, două pulsări care au dat naștere la cele două tipuri de andezit piroxenic.

O altă venire a aceleiași faze ar fi reprezentată prin andezitele de Gutin, la W de perimetru cercetat, care sunt suportate de andezitele piroxenice negre („bazaltoide“) de la poalele Gutinului.

În lucrările miniere și de foraj au fost puse în evidență cîteva coșuri care au alimentat curgerile de lave și care au furnizat materialul pentru lentilele de piroclastite și brecii. Notăm neck-ul exploziv din coperișul filonului Beatrix.

Metamorfismul hidrotermal a fost intens în zonele de flanc ale coșurilor și s-a tradus prin argilitizări, silicifieri, sericitizări, adularizări, cloritizări și piritizări. Metamorfismul afectează deopotrivă ambele tipuri de andezite dar mai ales cele cu amfiboli sporadici.

In flancurile coșurilor apar o serie de filoane metalifere, aparținind la două sisteme concurente : NE—SW și NNE—SSW. Cele două sisteme se deosebesc între ele atât prin parametrii geometrici cât și prin natura mineralizației, dar se aseamănă prin faptul că în profunzime cresc conținuturile în minerale utile.

BIBLIOGRAFIE

- Dimitrescu R. (1954) Cercetări geologice în regiunea Capnic-Jereapăń. (Baia Mare). *D.S. Com. Geol.* XXXVIII. 1950—1951. București.
- Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D.S. Com. Geol.* XXXIX, 1951—1952. București.
 - Gheorghita Ioana (1961) Studiul geologic al minei Văratic (Baia Mare). *D.S. Com. Geol.* XLV. 1957—1958. București.
- Giuşcă D. (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Acad. R.P.R. St. Cerc. Geol.* V-3. București.
- (1958) Die Endwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. *Congr. Asoc. Carpato-Balcanice.* Kiev.
- Manilici V., Lupsei N. (1954) Studiul geologic al sectorului Baia-Sprie — Capnic (reg. Baia Mare). *D. S. Com. Geol.* XXXVIII. 1950 — 1951 București.
- Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Capnic. *D.S. Com. Geol.* XXXVIII, 1950 — 1951. București.
- Papp A. (1951) Molluskenfauna des Pannon im Wiener Beken. *Mitt. der. Geol. Gesellsch.* 44. Wien.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini-Ilba-Nistru (Baia-Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București.



**ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE L'EXPLOITATION MINIÈRE DE ROATA
(CAVNIC)**

PAR

I. KALMÁR

(Résumé)

L'exploitation minière de Roata se trouve au NE de la commune de Cavnic (côté oriental du massif de Gutin).

La reprise des investigations géologiques et des travaux miniers ainsi que la continuation de ceux-ci par le perçement de nouvelles galeries ainsi que par des forages souterrains a permis d'obtenir une image géologique plus détaillée. Ces données constituent l'objet du présent ouvrage.

Conformément aux travaux des géologues du Comité d'État pour la Géologie et de T.P.E.M., le soubassement de la région de Cavnic-Roata est constitué par les mêmes formations paléogènes connues dans la zone de Băiuț. Le Paléogène y est recouvert par les dépôts du Pliocène inférieur qui à leur tour supportent les andésites quartzifères de Piscuiatu-Berăria. Ces andésites constituent des culots, des dyks, des necks, des coulées de laves, des tufs et des clastolaves. Elles supportent soit une couche discontinue de sédiments pliocènes, soit des andésites à pyroxènes dans lesquelles on a distingué deux émissions séparées par un niveau de pyroclastites, notamment : les andésites de Jereapăn à amphiboles, et les andésites à pyroxènes proprement dit. La série éruptive s'achève par les andésites à biotite et amphiboles de Gutin.

Au XI^e siècle on a commencé l'exploitation de deux filons de la mine de Roata, notamment le filon d'Ana-Nicolae et celui de Beatrix. L'horizon basal, situé à 890 m est lié à la surface par une galerie transversale de 1820 m (galerie transversale de Ferdinand). Celle-ci est entaillée dans les andésites à pyroxènes, sporadiquement à amphiboles, traversées par des culots et des filons andésitiques où l'on a intercepté les filons métallifères R-1, R-2, d'Ana-Nicolae et de Beatrix avec des zones de transitions hydrothermales intenses.

Dans le prolongement du filon de Beatrix, en direction NW, on a exécuté une galerie transversale vers le groupe des filons du périmètre voisin (Oanța). Cette galerie transversale a intercepté à 100 m un neck ayant des brèches dont les éléments sont constitués par des andésites fraîches, des andésites kaolinisées ou silicifiées, des cornéennes, des marnes



noires et des grès quartzeux englobés dans une matrice tuffitique intensément silicifiée. Suivent des bancs de brèches pyroclastiques, des tuffites et des marnes tuffitiques qui moulent un noyau d'anticinal constitué de grès quartzeux attribués au Pliocène. Sur les brèches et les tuffites reposent des coulées d'andésite à pyroxène traversées par des filonnets à remplissage brécheux, verdâtre („glammes“) à métamorphisme hydrothermal intense.

Une autre galerie transversale perce un neck situé entre les filons d'Ana-Nicolae et de Beatrix traverse le filon de Beatrix épais de 15 m, et à 110 m aboutit au neck indiqué.

Le neck situé entre les deux filons a été intercepté aussi dans les autres horizons de l'exploitation minière (+50 et Gottlieb).

A partir de l'horizon de Ferdinand on a exécuté 5 forages souterrains qui nous ont fourni des données sur les formations profondes.

Dès que les necks s'élargissent apparaissent des filons de sulfures complexes.

Le filon de Beatrix, orienté NE-SW, se développe à partir de l'horizon +50 et gagne en profondeur, sous l'horizon de Ferdinand, des épaisseurs supérieures à 20 m. Il est constitué de quartz à nids de calcite et de barytine, avec minéralisation de blende, galène, pyrite, bournonite, tétraédrite, chalcopyrite, disposés en bandes et cocardes autour des enclave d'andésite et de grès silicifié. Dans le toit du filon de Beatrix se développent des ramifications filoniennes dont nous indiquons les plus importantes : N-2, N-3 et N-8. On les trouvent sous forme de sulfures communs, ou disséminées dans la masse des andésites. Il est à remarquer la présence du réalgar cristallisé et de l'or natif dans l'extrémité méridionale du filon N-2.

Le filon d'Ana-Nicolae est orienté NNE-SSW, il est constitué par plusieurs ramifications parallèles ou par des prolongements ayant différents noms. La partie supérieure de ce filon est complètement exploitée. Le filon y était constitué de quartz à nids et à bandes de sulfures communs, en proportion réduite, à teneur appréciable en or (5—600 g/t).

En profondeur le filon s'enrichit en galène et blende et gagne en épaisseur. Parallèlement au filon d'Ana-Nicolae se développent les ramifications filoniennes R-1, R-2, R-3, et R-4.

Pour conclure, l'exploitation minière de Roata met en évidence une structure éruptive où l'on reconnaît les deux émissions d'andésites à pyroxènes ainsi que les cheminées par lesquelles elles ont été alimentées. Des brèches de necks remplissent une de ces cheminées. La transformation en cornéennes des roches sédimentaires du soubassement pourrait être expliquée par la présence d'un corps subvolcanique situé sous la limite de



nous investigations par forage. Rattachés aux phénomènes de métamorphisme hydrothermal, dans les zones des entonoirs apparaissent deux systèmes de filons de sulfures dont les dimensions et les teneurs augmentent en profondeur.

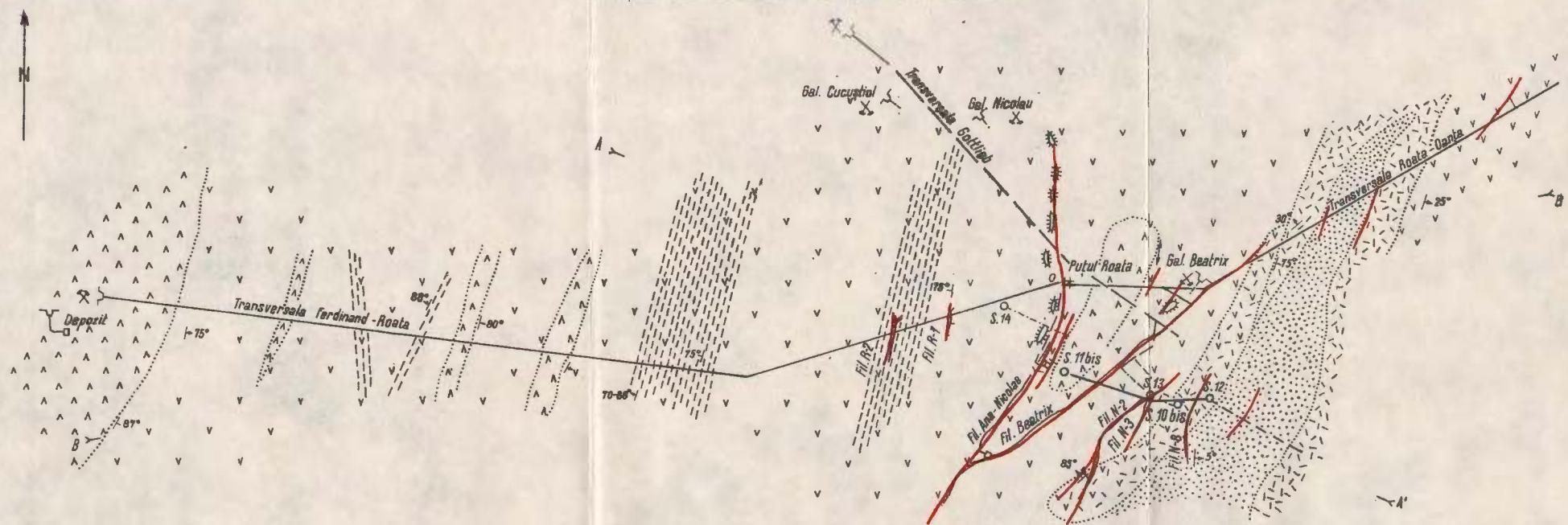
EXPLICATION DE LA PLANCHE

Plan géologique de la mine Roata.

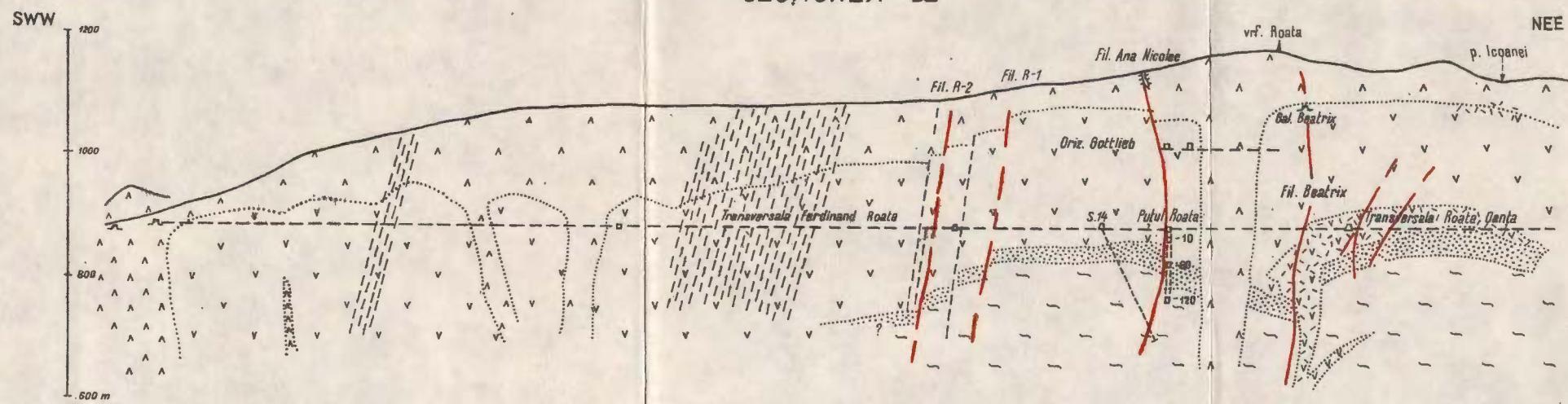
1, anadésite à pyroxènes ; 2, andésite à pyroxènes, à amphyboles sporadiques ; 3, brèche de neck ; 4, grès ; 5, marnes et argiles transformées en cornéennes ; 6, zones argilisées ; 7, filons à sulfures ; 8, galeries, en plan, en projection et en coupe ; 9, forage souterrain (en plan, en projection, et en coupe) ; 10, éboulements, anciens abattages ; 11, puit (en plan et en coupe) ; 12, galeries : a) accessibles ; b) éboulées.



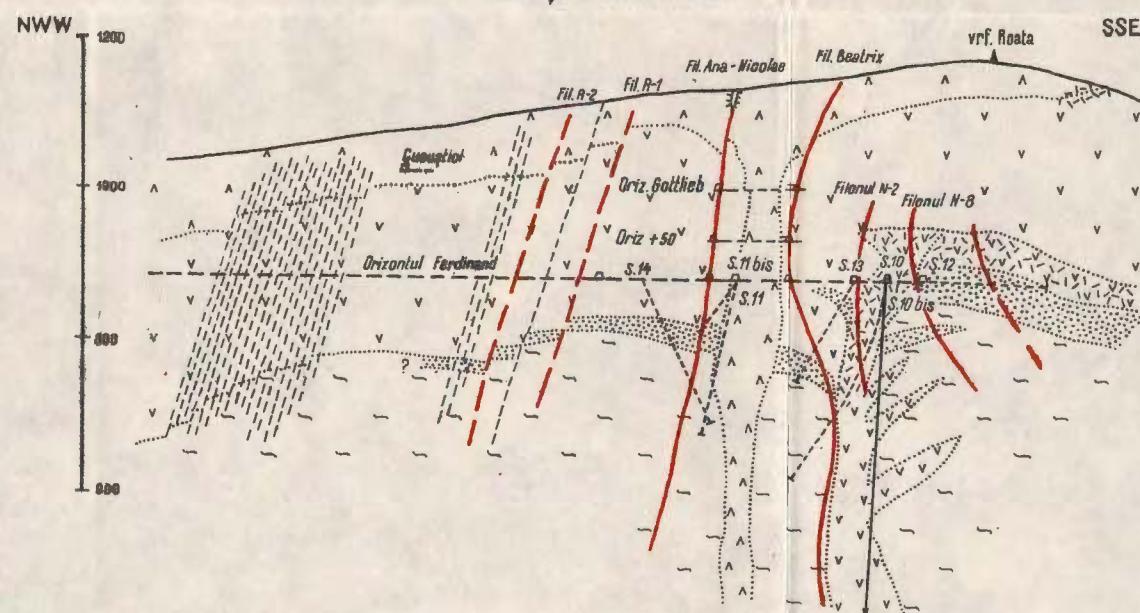
PLANUL GEOLOGIC AL MINEI ROATA



SECȚIUNEA BB'



SECȚIUNEA AA'



LEGENDA

1	Andezit piroxetic
2	Andezit piroxenic cu amfiboli sporadic
3	Breccie de cas
4	Gresii
5	Marne și argile cornificăte
6	Zone argilitizate
7	Filoane de sulfuri
8	Galerii (in plan, in secție și în proiecție)
9	Forje (in plan, in secție și în proiecție)
10	Surpături, obârșije vechi
11	Puț (in plan și în secție)
12	Galerii b-accessibile; b-surpăte

0 50 100 150m

**STUDII ASUPRA ZĂCĂMÎNTULUI DE PIRITĂ CU MAGNETIT DE LA
ALTÎN-TEPE (DOBROGEA CENTRALĂ). I. ÎNCADRAREA GENETICĂ
A MINERALIZAȚIEI¹.**

DE

M. MUREŞAN²

Abstract

Study on the Magnetite-Bearing Pyrite Deposits of Altin Tepe (Central Dobrogea). I. Genetical classification of Mineralization. The Altin Tepe deposit, conformable to the epimetamorphic formations in the northern part of Central Dobrogea, is mainly composed of three pyritiferous magnetite-bearing ore lenses, within which small quantities of calcopyrite, blende and galena occur. The gangue consists chiefly of quartz and barytine. The geological, microtectonical, mineralogical data, the structure and texture of the ore allow to include the Altin Tepe deposit in the group of the marine sedimentary-vulcanogenous sulphide accumulations linked with the Upper Proterozoic initial basic magmatism. The deposit was subjected to regional metamorphism concomitantly with the surrounding rocks.

În partea nordică a Dobrogii centrale se cunoaște de la sfîrșitul secolului trecut (S. J. Vermaes-Jeune, 1900; R. Pascau, 1904) un zăcămînt de pirită cu magnetit, localizat în șisturi cristaline epimetamorfice. Aceste formațiuni, ce cad constant spre SW, trec treptat la partea lor inferioară, respectiv către NE, la roci metamorfozate în faciesul amfibolitelor cu almandin, care se dezvoltă spre NE pînă în marea falie Peceneaga-Camena; spre partea lor superioară (spre SW) șisturile epimetamorfice, în care e localizat zăcămîntul, suportă formațiunea „șisturilor verzi”, larg dezvoltată în Dobrogea centrală.

¹ Comunicare în ședință din 14 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.



I. Date generale asupra zăcământului

Zăcământul Altin Tepe este constituit din mai multe lentile puternic alungite de minereu compact, însotite de obicei de zone mai mult sau mai puțin largi cu diseminări de minerale metalice și din lentile mai mici de minereu diseminat. Toate corporurile mineralizate sunt concordante cu sistozitatea principală a rocilor înconjurătoare, orientată NW-SE cu căderi puternice spre SW ($60-80^{\circ}$). În planul general al sistozității lentilele plonjează spre SE cu circa 35° . Actualmente se exploatează numai principalele acumulări compacte de minerale metalice și anume lentilele I, II, III și IV ; ultima este cea mai puțin dezvoltată.

Lentila I aflorează lîngă vîrful Ciamurlia sub forma unei importante pălării de fier ; ea a fost interceptată în adâncime de toate lucrările miniere existente precum și de forajele 28.901 și 28.903 IGEX³, la cca 600—700 m adâncime. Lățimea maximă a lentilei este de cca 80 m iar grosimea maximă de 18 m. Lentila I este superioară stratigrafic lentilelor II și III care apar apropiate în cadrul aceluiasi nivel stratigrafic.

Lentila II nu aflorează și a fost urmărită continuu în adâncime începînd de la orizontul — 125 m ; grosimea sa maximă este de 12 m.

Lentila III aflorează la cca 250 m S de lentila I, tot sub forma unei pălării de fier, în apropierea puțului III, și este urmărită în adâncime la toate orizonturile existente. Lățimea maximă depășește 120 m iar grosimea sa atinge 6—7 m.

Rocile înconjurătoare zăcământului sunt reprezentate mai ales prin sisturi sericito-cloritoase ± epidot, sisturi cuarțoase sericito-cloritoase, sisturi cuarțoase cloritice, cuarțite cloritice, sisturi clorito-cuarțoase cu pirită, sisturi cuarțitice sericitice și cuarțite sericitice. Ultimile două tipuri sunt asociate cu minerale metalice — în special pirită — rezultînd zonele cu minereu diseminat ; de fapt avem de-a face cu cuarțite piro-sericitoase. Subordonat apar sisturi clorito-sericitoase cu granați, sisturi cuarțitice cu biotit, sisturi actinolitice tufogene.

Minereul primar compact nu diferă mineralologic cantitativ de cel ce constituie zonele diseminate. Dăm mai jos compoziția calitativă și cantitativă generală a minereului primar compact și a celui diseminat (vezi tabel).

În zona de oxidație, cu o extindere de cîteva zeci de metri, minereul primar a trecut în limonit, cupru nativ, cuprit, malachit și azurit,

³ V. Bacalău, Letiția Predica, N. Pîrvu. Raport geologic privind rezultatele obținute în lucrările de explorare cu forajele 28.901 și 28.903. — ISEM în zona de SE a minei Altin-Tepe și calculul rezervelor sub orizontul — 400 m (1963—1965). Arh. Com. Stat. Geol. București.

TABEL

Compoziția mineralologică a minereului de la Altin-Tepe

Minerale	Tipul de minereu		Minerale	Tipul de minereu	
	Compact %	Diseminat %		Compact %	Diseminat %
Pirită	10–80	10–20	Clorit	0–5	1–25
Magnetit ±	1–70	<1	Sericit + muscovit	0–2	25–30
Oligist ±			Albit	≤1	2–4
Martit			Granat	≤1	≤1
Calcopirită	1–15	1–1,5	Epidot	≤1	≤1
Blendă	2–3	<1	Apatit	≤1	≤1
Galenă	<1	≤1	Zoizit	≤1	≤1
Pirotină	≤1	≤1	Sfen	≤1	≤1
Cassiterit	≤1	≤1	Sideroză + calcit	≤1	≤1
Baritină	1–25	<1			
Cuarț	5–25	25–60			

păstrîndu-se dintre mineralele metalice inițiale, doar magnetitul și oligistul.

Mai jos, apare o zonă cu o extensiune variabilă în care alături de mineralele metalice primare, apar minerale din zona de cimentație și chiar din zona de oxidație : covelină, calcozină, calcantit, cuprit, bornit, melanterit, malachit, azurit, marcasită, limonit, gips.

Sub zonele supuse transformărilor hipergene, la aproape 200 m sub actualul relief, minereul primar nu prezintă pe verticală variații mineralogice calitative și cantitative evidente ; distribuția pe verticală relativ uniformă a sulfului și cuprului, obținută prin analize sistematice ale minereului din zona primară, sprijină această concluzie.

Minereul primar este lipsit total de geode, are textura orientată, rubanată și mai rar masivă. Adesea, la lustruire se observă că și porțiunile cu texturi masive sănă de fapt orientate sau rubanate, situație dată de alternanță de benzi granular diferențiate, deși alcătuite din unul și același mineral sau din aceleași grupe de minerale. Cel mai adesea, rubanarea rezultă din alternanță benzilor pirotoase cu cele magnetitice sau cuarțoase, precum și din prezența laminelor de clorite.

În cadrul minereului compact se disting : un tip predominant piritos și un tip predominant magnetitic (în zăcămînt primul predominant asupra celui de al doilea). Lentila I este mai pirotoasă în comparație cu lentila III (care este cea mai bogată în magnetit — pînă la 40%) și lentila III. Caracteristic pentru tipul piritos de minereu este matricea fin granulară, pirotoasă, în care se individualizează porfiroblaste de pirită



(0,5—5 mm). Sub microscop, matricea se arată a fi alcătuită din granule aproximativ izometrice de pirită allotriomorfă și hipidiomorfă, adesea fisurate, printre care se insinuează ganga, calcopirita, uneori galena și blenda. Se observă că insăși compoziția mineralologică a cimentului piritei și magnetitului variază uneori, observându-se benzi, dispuse paralel stratificării macroscopice a minereului, în care predomină ca ciment, fie calcopirita, fie ganga (cuarț, baritină), fie blenda. Microscopic se observă frecvent că cimentul minereului magnetitic este mai sărac în calcopirită, blendă și galenă în comparație cu cel din minereul piritos, fiind reprezentat mai ales în minerale de gangă, de obicei cuarț și baritină. Dăm mai jos descrierea microscopică sumară a principalelor minereuri metlice și de gangă în cadrul lentilelor cu minereu compact.

Pirita are două moduri principale de prezentare: granule mici (sub 0,1 mm) și porfiroblaste (0,5—5 mm). Granulele fine, de obicei hipidiomorfă, formează o matrice mozaicată, în care apar porfiroblaste, sau grupe de porfiroblaste, de pirită și mai rar de magnetit. Porfiroblastele de pirită includ uneori minerale de gangă, magnetit, calcopirită, blendă și.a. În spațiile neregulate ale matricei pirotoase apare mai ales ganga, calcopirita și mai rar blenda sau galena. Pirita este frecvent fisurată, uneori marcasitizată și limonitizată.

Magnetitul apare în general ca granule (0,1—0,2 mm) și porfiroblaste (1—3 mm). El prezintă tendință de a forma porfiroblaste în general mai mici ca cele de pirita; cînd minereul e predominant magnetitic și în cadrul lui apar cristale de pirita, acestea sint de obicei porfiroblastice și cu dimensiuni mai mari ca cele de magnetit. Magnetitul intră în constituția zonelor și benzilor predominant magnetitice, sau este asociat minereului piritos. Granulele de magnetit, deobicei fisurate, conțin frecvent incluziuni și granule de pirită, calcopirită, gangă și blendă. Magnetitul este cimentat cu gangă, calcopirită și mai rar de blendă și galenă. Se observă frecvent martitizarea magnetitului.

Calcopirita constituie cimentul granulelor de pirită și magnetit, ocupînd spațiile neregulate dintre acestea. Frecvent, în minereu se observă uneori benzi paralele stratificației în care cimentul predominant este reprezentat prin calcopirită. Acest mineral este uneori inclus în pirită și magnetit și foarte rar apare sub formă de bastonașe și picături foarte fine în blendă. Pe alocuri calcopirita trece în bornit, calcozină și covelină.

Blenda care apare ca mici plaje neregulate sau ca granule, participă împreună cu calcopirita și ganga la cimentarea piritei și magnetitei. Se observă în unele benzi milimetrice, dispuse paralel stratifica-

ției generale a minereului, că blenda este componentul principal al cimentului piritei și magnetitului. Uneori în blendă apar incluziuni fine de calcopirită.

G a l e n a apare sub formă de mici granule (sub 0,1 mm), neregulate, festonate, asociate calcopiritei și blendei.

O l i g i s t u l se asociază portiunilor magnetitice sub formă de cristale tabulare izolate sau grupate sub formă de aggregate. Oligistul este asociat frecvent magnetitului și uneori cuarțului.

C a s s i t e r i t u l apare în masa cloritului din minereu sub formă de granule mici (sub 0,1 mm), uneori idiomorfe, izolate sau grupate sub formă de cuiburi.

C u a r ț u l apare frecvent printre mineralele metalice, fie ca aggregate pavimentoase de granule sau ca filonașe insinuante printre sulfuri. Uneori, în corpurile de minereu compact sau în imediata apropiere a acestora cuarțul se individualizează ca filoane centimetrice sau decimetrice în care apar uneori calcopirită și mult mai rar pirită sau blendă. Cuarțul prezintă frecvent extincție ondulatorie.

B a r i t i n a apare de obicei ca filonașe în masa cuarțului sau ca granule neregulate, adesea cu extincție ondulatorie, ce constituie uneori aggregate pavimetoase în care apare magnetit (în general fin granular) și uneori pirită (fin granulară) ce constituie sisturi dispuse conform stratificației generale a minereului.

C l o r i t u l (frecvent clinoclor), **m u s c o v i t u l** și **s e r i c i t u l** constituie uneori lame și strătulețe subțiri dispuse paralel stratificației minereului.

A l m a n d i n u l apare ca granule fine (de obicei sub 0,2 mm) și uneori ca porfiroblaste (frecvent de 1—2 mm, rareori de 3,5 mm) prinse în masa mineralelor metalice sau a cuarțului. Uneori granații includ poikiloblastic pirită, magnetit, cuarț.

În cadrul minereului diseminat, minereul metalic predominant este pirită ce constituie indivizi izolați, alungiți, deformați de obicei după liniația rocilor, fenomen frecvent în sisturile cloritoase, alotriomorfi și idiomorfi, precum și cuiburi alungite și microlentile compacte (1—5 mm grosime) dispuse paralel stratificației rocii gazde. În unele zone cu minereu diseminat apar lentile mici (1—2 mm lungime) compacte de pirită și calcopirită, cu aceleași caracteristici ca cele ale minereului piritos compact.

M a g n e t i t u l apare rar în impregnații, unde se prezintă ca granule (sub 0,1 mm) deseori fisurate, cantonate de obicei în masa cloritului.

Calcopirita apare ca plaje neregulate în ganga cuarțoasă ; uneori cimentează pirita sau se insinuează pe fisurile acesteia.

În cuprinsul zonelor de minereu diseminat apar frecvent : cuarțul, muscovitul, sericitul, cloritul, baritina și sporadic albit, granați, cassiterit, epidot, apatit, zoizit, sfen.

II. Evoluția concepțiilor referitoare la geneza zăcământului

În 1897, R. Pascu (1904) descoperă o importantă pălărie de fier și urmele unor vechi lucrări miniere în apropierea vînfului Ciamurlia (Altin Tepe). De atunci și pînă în prezent numeroși cercetători au studiat fie zăcămîntul, fie au făcut numai referiri la acesta. În ceea ce privește geneza mineralizației se pot distinge cîteva ipoteze principale.

a) R. Pascu (1904, 1906, 1909, 1914, 1916) și I. C. Motas (1913) acceptă ipoteza de injecție, conform căreia minereul provine dintr-o magmă, din care s-a separat prin diferențiere și de unde, datorită agenților mineralizatori sau datorită fluidității sale, a fost injectat direct în crăpăturile și goulurile preexistente în actualele roci gazdă. Rocile magmatice consanguine minereului ar fi rocile dioritice din regiune, respectiv ceea ce se consideră azi drept unele din ortoamfibolitele din seria mezo-metamorfică de la NE de zăcămînt.

b) Părerea că zăcămîntul de la Altin Tepe este epigenetic a fost reluată recent de către Elena Dumitru-Bumbae, I. Nițulescu și Livia Filipescu⁴ care, pe baza interpretării și corelării datelor privind caracterele mineralogice și geochimice și unele caracteristici de zăcămînt, obținute pe baza cercetării mineralizației propriu zise, cu datele de ordin geologic regional, ajung la concluzia că minereul s-a format din soluții mezo-epitermale. Autorii au deosebit un prim stadiu hidrotermal reprezentat prin pirită și magnetit și un al doilea stadiu hidrotermal în care împotriva depus calcopirita, blenda, galena, baritina și al.

c) Cercetând în 1942 și 1948 zăcămîntul Altin Tepe precum și posibilitățile de extindere a unor astfel de mineralizații în regiune, A.I. Co-

⁴ I. Nițulescu, Livia Filipescu. Studiul mineralizației zăcămîntului de la Altin Tepe, cu privire specială asupra genezei și conținutului în elemente rare. Arh. I.C.E.M.I.N., 1963.

Elena Dumitru-Bumbae, Livia Filipescu, I. Nițulescu. Contribuții la cunoașterea mineralizaților de la Altin Tepe, cu privire specială asupra genezei și conținutului în elemente rare. Manuscris, 1964.

Elena Dumitru-Bumbae. Raport geologic-minier cu situația rezervelor de pirită cupriferă din zăcămîntul Altin Tepe la 1.I.1965, Arh. Com. Stat. Geol., 1965.

darcea și N. Petruțian (N. Petruțian, 1951⁵) admit pentru prima dată că o bună parte din minereu (magnetitul și pirita) este sedimentară, ulterior metamorfozată regional. Argumentele principale aduse în favoarea unei astfel de păreri de autorii menționați, sunt concordanța corporilor de minereu și sistozitatea rocilor înconjurătoare, îndințarea facială a lentilelor zăcămîntului cu rocile înconjurătoare, rubanarea frecventă a minereului, modul de apariție în general granular al piritei și magnetitei. Într-o fază postmetamorfică, în legătură cu porfirele de la Camena, pe fisurile și microfisurile lentilelor pirito-magnetitice sedimentogene s-au depus din soluții hidrotermale calcopirita, blenda, galena, și.a.

Este teoria „dublei geneze“ care a fost ulterior acceptată de numeroși cercetători care au studiat fie direct zăcămîntul sau mineralizațiile asemănătoare din regiune, care se exploatează actualmente la Altin Tepe⁶, fie formațiunile geologice din regiunea Altin-Tepe⁷.

d) În 1958, C. Gheorghiu studiind unele aspecte ale zăcămintelor de sulfuri din cristalinul Carpaților orientali ajunge la concluzia că acestea sunt depuneri sedimentare ulterior metamorfozate regional, ipoteză pe care, prin analogie, o aplică și zăcămîntului Altin Tepe. În concepția autorului menționat, acest gen de acumulări de minereuri au luat naștere într-un mediu marin anaerob prin precipitarea unor săruri metalice (care au putut proveni fie de pe continent prin activitatea de transport a apelor fluviatilă, ori din alterarea și levigarea produselor

⁵ A.I. Codarcea, N. Petruțian. Zăcămîntul de pirită cupriferă de la Altin Tepe. Arh. Com. Stat. Geol., 1942, 1948.

A.I. Codarcea, N. Petruțian. Raport geologic asupra dezvoltării zonei mineralizate de la Altin Tepe, între Sacîr-Bair și dealul Ieniceru. Arh. Com. Stat. Geol., 1948.

⁶ M. Olteneanu, O. Gheruci. Raport referitor la cercetările geologice executate la mina Altin Tepe. 1955. Arh. Com. Stat. Geol., București.

Elena Dumitru-Bumbă. Raport geologic asupra zăcămîntului de la Altin Tepe. 1962. Arh. Com. Stat. Geol., București.

C. Micu, I. Teucă. Raport geologic privind cartarea petrografică subterană a minei Altin Tepe. 1962. Arh. Com. Stat. Geol., București.

Venera Codarcea. Rapoarte privind documentarea mineralologică-petrografică a lucrărilor de exploatare din șantierul ISEM Altin-Tepe, 1963, 1964, 1965, 1966. Arh. Com. Stat. Geol., București.

⁷ St. Cosma. Rapoarte asupra cercetărilor geologice în Dobrogea de mijloc 1959, 1962. Arh. Com. Stat. Geol., București.

St. Cosma, C. Ionescu, G. Neacsu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri neferoase din Dobrogea de mijloc, 1963. Arh. Com. Stat. Geol., București.

St. Cosma, C. Ionescu, V. Ignat, Domnița Ignat. Raport asupra prospecțiunilor geologice cu privire specială pentru minereuri neferoase din Dobrogea centrală. 1964. Arh. Com. Stat. Geol., București.

vulcanice submarine, sau din gaze vulcanice mineralizate legate de un vulcanism submarin), sub acțiunea hidrogenului sulfurat (provenit fie din activitatea biotică, sau din activitatea vulcanică submarină).

Părerea că zăcământul Altin Tepe este metamorfozat regional a fost afirmată și de A. Gurău (1966), care a făcut și primele cercetări microtectonice în zăcămînt.

e) Pe harta metalogenetică a României (V. Iancovici et al., 1966) mineralizația de la Altin Tepe a fost figurată în grupa zăcămîntelor vulcanogen-sedimentare metamorfozate (cf. M. Mureșan 1964).

III. Incadrarea genetică a zăcămîntului

Din cele expuse în capitolul anterior, rezultă că literatura geologică referitoare la zăcământul Altin Tepe oferă, pe lîngă o multitudine de informații petrografice, mineralogice, geo chimice și numeroase concepții genetice, variate și chiar contradictorii, exprimînd aproape toate modalitățile de formare ale zăcămîntelor de sulfuri. În cele ce urmează vom căuta să prezentăm argumentele care pledează pentru metamorfozarea regională a întregului minereu din zăcămînt și apoi pe acelea care demonstrează că acesta este de origine sedimentar-vulcanogenă. Datele utilizate și interpretate în lucrare au fost obținute atît din cercetările noastre asupra zăcămîntului cît și din bibliografia referitoare la aceasta și la regiunea Altin Tepe (C. Osiceanu, 1907; D. M. Cădere, 1925; M. Socolescu, 1933; D. I. Bujor, 1937; O. Mirăuță, Elena Mirăuță 1962, 1964; St. Cosma et al., 1962, V. Iancovici et al., 1961) 8, 9 M. Mureșan (1964); H. Kräutner (1965a).

⁸ A se vedea și citările bibliografice anterioare.

⁹ G. Ionescu. Raport geologic definitiv asupra lucrărilor de prospecție-explorare cu sondeze în sănțierul Altin Tepe. 1960. Arh. Com. Stat Geol., București.

O. Buracu. Rapoarte asupra prospecțiunilor geo chimice executate în Dobrogea (sectorul Camena-Ciamurlia) 1960, 1961. Arh. Com. Stat Geol., București.

P. Greco, S. Nicola. Raport asupra prospecțiunilor electrometrice din regiunea Camena-Ciamurlia de Sus. 1961. Arh. Com. Stat Geol., București.

I. Stoica, N. Scupin. Raport asupra prospecțiunilor electrice experimentale pentru sulfuri complexe în regiunea Altin Tepe — Ciamurlia de Sus. 1962. Arh. Com. Stat Geol., București.

V. Bacalau. Raport geologic privind lucrările de prospecție și explorare asupra mineralizațiilor de cupru (calcopirită și malachit) din zona Ciamurlia-Camena (regiunea Dobrogea de N.). 1963. Arh. Com. Stat Geol., București.

V. Vijdea. Încercări experimentale de prospecție electrică pentru mini reuri (metoda polarizației induse). 1965. Arh. Com. Stat Geol., București.

Cr. Mihail, M. Simionescu. Cercetări electrometrice în regiunea Altin-Tepe. Lucrare comunicată în Sesiunea de Comunicări Științifice a Întreprinderii Geologice de Prospecție (27.I.—3.III.1967).

A) Datele principale care demonstrează că tot minereul de la Altin-Tepe a fost metamorfozat și cutat odată cu rocile înconjurătoare sănt următoarele :

Date de geologie structurală. a) Lentilele de minereu compact precum și zonele de diseminări cu minerale metalice se afundă cu axa lor lungă spre S, conform plonjului axial general al structurii tec-

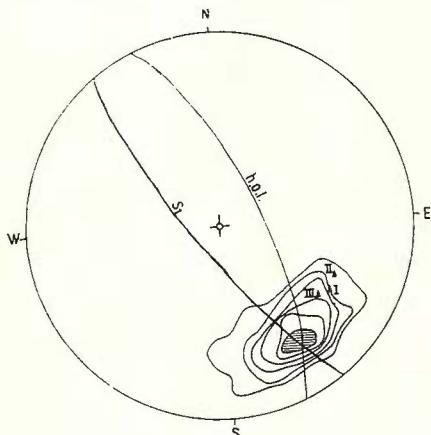


Fig. 1. — Diagramma liniațiilor „b“ din mina Altin Tepe.

Emisfera inferioară; 70 măsurători; conurile, 24—18—14—10—6—1,4; triunghiurile negre, proiecțile axelor lungi ale lenticelilor de minereu I, II și III; S_1 , planul corespunzător maximului șistozității principale S_1 ; „hol“, planul corespunzător maximului fisurilor „hol“.

Diagramme des linéations „b“ de l'exploitation minière d'Altin Tepe. Hémisphère inférieure; 70 mesurages ; contours, 24—18—14—10—6—1,4; triangles noirs; les projections des axes longs des lentilles de mineraux I, II et III; S_1 , plan correspondant au maximum de la schistosité principale S_1 ; „hol“, plan correspondant au maximum de fissures „hol“.

tonice de care aparțin, avind orientarea spațială asemănătoare maximului liniațiilor „b“ măsurate în șisturile cristaline înconjurătoare zăcămîntului (fig. 1).

b) Minerul prezintă frecvent liniații și structuri „creionate“ (pencil) paralele liniațiilor „b“ din șisturile înconjurătoare (fig. 1). În zonele de șisturi cu diseminări de sulfuri apare foarte evidentă orientarea cristalelor de pirită cu una din axele A_3 după liniația metamorfică, deci paralel cu poziția structurii formațiunilor cristaline.

c) În unele porțiuni ale lenticelilor, în special în zonele periferice, se observă microcute în minereu, orientate după axa „B“ a structurii“. Mai mult, aceste microcute au aspect de flanc normal descendant spre SW. conform poziției microcutelor normale ale șisturilor cristaline în care este cantonat zăcămîntul (fig.2).

d) Minereul prezintă uneori o șistozitate metamorfică, paralelă de obicei stratificației inițiale, marcată de dispoziția filosilicaților interstratificați ; planul de șistozitate este uneori cutanat și pe el se găsesc

liniații metamorfice paralele structurii tectonice a șisturilor înconjurătoare.

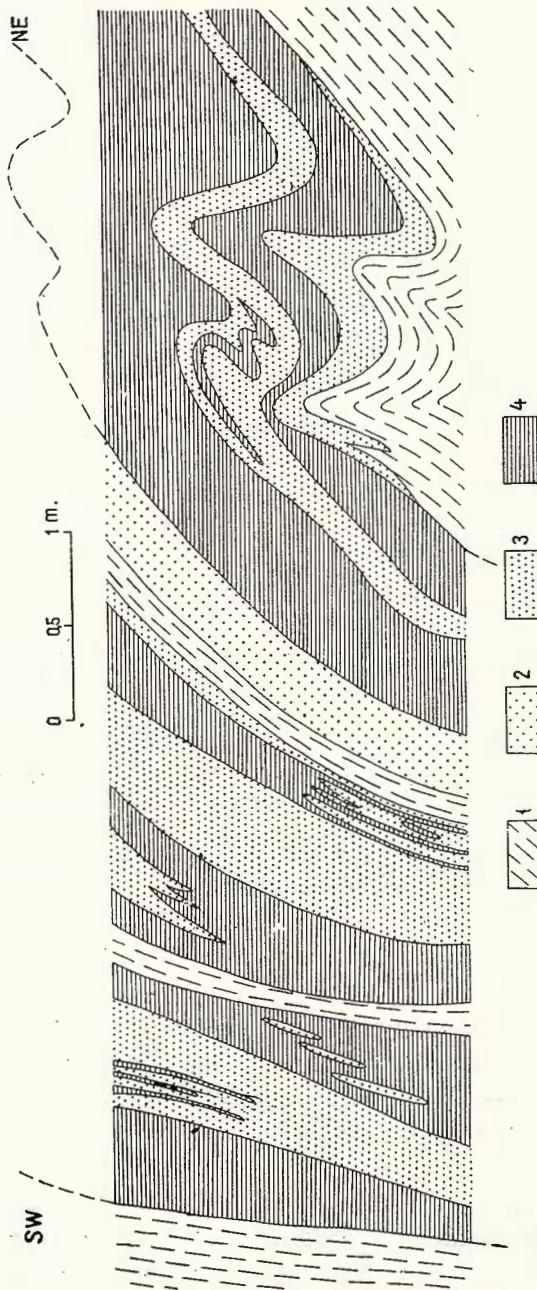


Fig. 2 — Secțiune transversală prin lenta II (în frontul nord-vestic al abatajului — 350 m).

1, șisturi sericito-chlorito-cuarțoase ; 2, cuarție pirotoase ; 3, minereu predominant piroto ; 4, minereu predominant magnetit. Se observă concordanța microcuteior de antrenare (dragg-folds) din minereu cu cele din rocile metamorfice înconjurătoare.

Coupe transversale de la lentea II (partie frontală nord-vestic de l'abatage — 350 m) :

1, schistes sericito-chloriteux-quartzueux ; 2, quartzites pyriteuses ; 3, mineraux prédominant pyriteux ; 4, minéral prédominant magnétique. On remarque la concordance des microplis d'entraînement (dragg-folds) du minéral avec ceux des roches métamorphiques environnantes.

e) Poziția sistemelor de fisuri „hol“ și „ac“ din minereu și din zonele cu diseminări, coincid practic cu cele sinmetamorfice din șisturile înconjurătoare (fig. 3). Notăm că sistemele de „hol“ și „ac“ sunt sigur sincrone cutării (cu alunecare concentrică) sinmetamorfice, fiind congruente elementelor structurale ale acestei cutări (axe de microcute, liniații metamorfice). Faptul că aceste sisteme de fisuri „ac“ și „hol“ întrelăsă tot minereul în ansamblul său, inclusiv mineralele care în urma cristali-

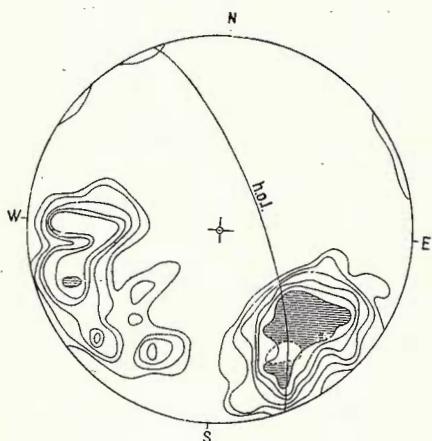


Fig. 3 — Diagrama fisurilor „hol“ și „ac“ („oko“) din mina Altin Tepe (șisturi și minereu).

Emisfera inferioară; 150 măsurători; conture; 6—4—3,4—2—1,4—0,7; „hol“, planul corespunzător maximului fisurilor „hol“; contur punctat, maximul liniaților „b“. Diagramme des fissures „hol“ et „ac“ („oko“) de l'exploitation minière d'Altin Tepe (schistes et mineraux). Hémisphère inférieure; 150 mesurages; contours; 6—4—3,4—2—1,4—0,7; „hol“, plan correspondant au maximum de fissures „hol“; contour en pointillé, maximum de linéations „b“.

zării metamorfice apar mobilizate local sub formă de mici filonașe, arată că acesta a fost supus cutării sinmetamorfice.

f) Frecent în corpurile minereului compact sau diseminat cît și în imediata apropiere a acestora, apar filoane de cuarț însoțit adesea de calcopirită și mai rar de pirită și blendă, concordante cu sistozitatea metamorfică. Uneori, aceste filoane concordante sunt prinse în microcutele minereului sau ale rocilor învecinate; ele prezintă îngroșări evidente în șarniere ca și cele din șisturile înconjurătoare. Ele au suferit budinări în jurul axei tectonice B, ajungînd să reprezinte uneori adevărate „tulpini“ de cuarț alungite conform liniaților și deci structurii tectonice. Aceste caracteristici sunt întrutotul identice cuarțurilor sterile aflate peste tot în masa șisturilor cristaline înconjurătoare. Ele reprezintă în ansamblu mobilizări hidrotermal-metamorfice, locale, legate de metamorfismul regional.

Notăm că astfel de filoane de cuarț (în general concordante) apar nu numai în zăcămîntul de la Altin Tepe, ci și în șisturile cristaline ce se întind la SW de acesta, adică seria șisturilor verzi și respectiv la NE,

în seria mezometamorfică. Caracterul lor sinmetamorfic în aceste formațiuni este dovedit printre altele și de faptul că alcătuirea lor mineralologică este dependentă în general de roca în care se află. Astfel, în rocile cuarțitice din seria „șisturilor verzi“ se exudează practic numai cuarț, însăși uneori de clorite recristalizate; în amfibolitele și paragnaisele din seria mezometamorfică, alături de cuarț apare și feldspat (aceste filoane exudate, alcătuite din cuarț și ceva felspat au fost considerate eronat drept pegmatite); în micașisturi apar de obicei numai filoane de cuarț. Aceasta arată că în timpul metamorfismului regional s-au format prin mobilizări hidrotermal-metamorfice locale, mici filoane a căror compoziție mineralologică a fost determinată de compoziția materialului supus metamorfismului.

Textura și structura minereului. a) Aspectul exclusiv compact al minereului, din porțiunile neafectate de procesele exogene și de tectonica rupturală postmetamorfică, respectiv lipsa completă a geodelor în zăcământul Altın Tepe, este încă un caracter ce pledează pentru metamorfozarea minereului; acest argument deși nu este hotăritor, el este absolut necesar la demonstrarea că zăcământul a suferit presiunile orogenice sinmetamorfice.

b) Structura actuală a minereului este datorată proceselor de recristalizare metamorfică a acestuia. În cazul de față la examinarea acestei caracteristici, trebuie să ținem seama de două date importante: compoziții mineralogici inițiali ai zăcământului și comportarea acestora în timpul blastezei. Minereul inițial înaintea metamorfismului era alcătuit în majoritate din sulfuri și oxizi de fier și subordonat din cuarț, baritină și.a. Spre deosebire de rocile sedimentare care prin recristalizare metamorfică își schimbă complet compoziția mineralologică inițială, rezultând roci bogate în silicati, minereul și-a putut schimba numai parțial alcătuirea mineralologică inițială, deoarece ionii metalici din oxizii și sulfurile inițiale nu pot intra practic în rețelele silicatilor, rămânind ca atare sub formă de oxizi și sulfuri care deci au putut numai să recristalizeze și să fie parțial mobilizate local. Rearanjarea metamorfică a sulfurilor și oxizilor în minereu este condiționată în special de proprietățile fizice ale acestor minerale și de raportul cantitativ existent între acestea. Din acest punct de vedere în zăcământul de la Altın-Tepe se observă că mineralele „dure“ (P. Ramdohr, 1953, 1960) cu putere mare de recristalizare, prezintă tendință de idiomorfism (pirita, magnetitul) iar sulfurile „moi“ (cu putere mică de cristalizare) umplu spațiile dintre ele și respectiv fisurile acestora sau ale cuarțului (caleopirita, galena).

și mai puțin blenda). Se observă de asemenei că sulfurile „moi“ participă frecvent la mobilizările hidrotermal-metamorfice apărând des asociate filoanelor de cuarț cantonate în zăcămînt sau în imediata apropiere a acestuia. Aici se poate face observația că mobilizările sulfurilor au caracter local, limitat la distanțe de ordinul decimetrilor, mai rar de ordinul metrîlor, față de lentilele de minereu.

Indicații asupra metamorfozării regionale a zăcămîntului de la Altin Tepe sunt date și de „umbrele de presiune“, reprezentate prin cristale alungite de cuarț perpendicular pe suprafețele mineralelor opace (în special pirită și magnetit), de includerea poikiloblastică a piritei și magnetitului în granați, de extincția ondulatorie a cuarțului și uneori a baritinei asociate minereului, de microcutarea submilimetrică a minereului, de porfiroblastele de pirită și magnetit prinse într-o masă fină de sulfuri, de structurile poikiloblastice ale piritei și magnetitului, de cimentarea minereului (în special a piritei, magnetitului și mai rar a celorlalte sulfuri) cu minerale întinute frecvent în rocile metamorfice (clorit, sericit, muscovit, granat, zoizit, epidot, sfen, albit — caracteristice faciesului de șisturi verzi). Incluziunile fine de calcopirită frecvent întinute în blendă pot proveni în urma unui dezmestec survenit la scăderea temperaturilor (relativ ridicate) metamorfismului regional, care făcuseră posibile amestecuri limitate între calcopirită și blendă.

Rezultă deci că relațiile actuale dintre mineralele metalice din zăcămîntul Altin Tepe, nu reflectă succesiunea inițială de formare a acestora ci numai comportarea lor în timpul blastezei sincrone metamorfismului regional. Interpretarea contrară celei de mai sus, duce la acceptarea faptului că mineralele „moi“ (calcopirită, galenă) sunt mai noi decît cele „dure“ (pirită, magnetit), concepție frecvent întîlnită la cercetarea zăcămintelor metamorfozate; în acest fel se acceptă originea sedimentară pentru o parte din minereu alcătuită din minerale „dure“ și una hidrotermală (postmetamorfică) pentru componenții metalici „moi“. Dar o asemenea părere trebuie să accepte în același timp coincidența, că în zăcămintele de sulfuri din șisturile cristaline de la Altin Tepe, din Carpații orientali și din alte părți, peste lentilele sedimentogene de pirită și magnetit s-a suprapus întotdeauna și un aport hidrotermal postmetamorfic reprezentat mereu prin calcopirită, galenă, blendă; acest aport identic mineralologic e însă legat în diversele unități geologice de activități magmatice ce au avut loc în cicluri decesebite; în Carpații orientali de vulcanismul mezozoic sau terțiar iar la Altin Tepe de porfirele de la Camena.

Asemănarea cu alte zăcăminte metamorfozate. În sfîrșit, asemănarea geologică, mineralogică, morfolögică, structurală și textuală a zăcămîntului de la Altın-Tepe cu zăcămîntele de sulfuri din alte unități ale țării (Carpații orientali : Burloaia, Fundul Moldovei, Leșul Ursului, Poiana Ruscă, Boiu-Hațeg) pentru care s-a demonstrat incontestabil originea vulcanogen-sedimentară și metamorfozarea lor regională (H. Savu, Al. Vasilescu, 1962 : H. Krautner, 1965a, 1965b), este încă un argument puternic în favoarea părerii că minereul zăcămîntului de la Altın Tepe a fost metamorfozat regional odată cu rocile înconjurătoare.

B) Datele principale care arată că minereul zăcămîntului de la Altın Tepe s-a acumulat pe cale sedimentară sănăt următoarele :

Forma de zăcămînt și relațiile minereului cu rocile înconjurătoare
 S-a stabilit mai de mult că minereul de la Altın Tepe alcătuiește mai multe corpuri lenticulare stratiforme, mult alungite după o direcție oblică, față de linia lor de cea mai mare pantă. Observîndu-se că aceste lentile sănăt paralele șistozității metamorfice a rocilor înconjurătoare, s-a admis că, corpurile de minereu sănăt concordante cu formațiunile înconjurătoare, fără a se demonstra ce tip de șistozitate au aceste roci. Pentru aceasta am procedat la întocmirea unor diagrame în care s-au proiectat pe de o parte polii șistozităților metamorfice măsurate (fig. 4), iar pe de altă parte polii stratificațiilor relicte măsurate, date de rubanări și limite petrografice nete (fig. 5). Din diagrame a reieșit clar că polii maximelor celor două tipuri de elemente practic, coincid unii cu alții, ceea ce arată că șistozitatea metamorfică este paralelă cu stratificația inițială (șistozitate și stratificație). În acest fel concordanța zăcămîntului cu stratificația inițială a complexului sedimentar acum metamorfozat este demonstrată.

Lentile de minereu de la Altın Tepe prezintă frecvent intercalății concordante de șisturi, iar în zonele periferice treceri gradate (îndințări faciale) și efilări de la minereul compact la rocile sterile înconjurătoare prin intermediul unor zone de tranziție alcătuite din minereu ce alternează cu șisturi. Uneori, trecerea pe direcție de la minereu la rocile gazdă sterile se face adesea prin intermediul unor zone interstratificate de șisturi în care mineralele metalice sănăt disseminate, zone care apoi se îndințează facial (ca și lentile de minereu compact), cu rocile sterile înconjurătoare.



În zăcămînt, în afara zonelor cu mineralizație diseminată ce însotesc adesea lentilele de minereu compact, există și zone de diseminații complet independente, care au o formă tot lenticulară mult alungită, paralel lentilelor de minereu compact și care prezintă aceleasi relații cu rocile înconjurătoare (concordanță cu sistozitatea generală a rocilor gazdă și îndințări faciale cu acestea).

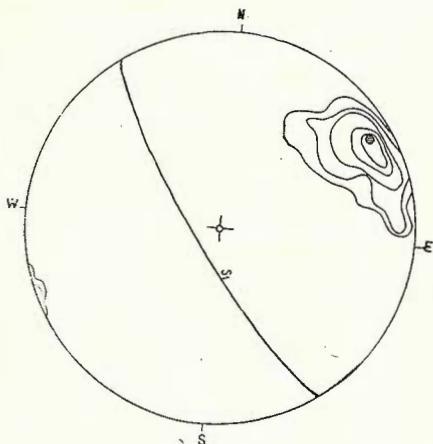


Fig. 4 — Diagrama sistozitatii metamorfice principale din rocile cristaline (din mina Altin Tepe) invecinate zăcămîntului.

Emisfera inferioară; 150 măsurători; conture, 22—20—16—12—8—4; S_1 planul corespunzător maximului sistozitatii S_1 . Diagramme de la schistosité métamorphique principale des roches cristallines (l'exploitation minière d'Altin Tepe) au voisinage du gisement.

Hémisphère inférieur; 150 mesurages ; contours, 22—20—16—12—8—4; S_1 , plan correspondant au maximum de schistosité S_1 .

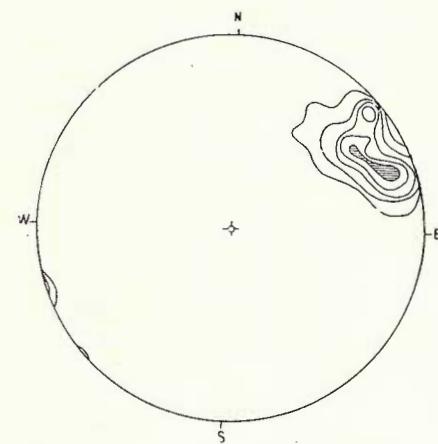


Fig. 5 — Diagrama planelor relicte de stratificatie din rocile metamorfice (din mina Altin Tepe) invecinate zăcămîntului.

Emisfera inferioară; 50 măsurători; conture, 20—16—12—8—4. Diagramme des plans relictés de stratification des roches métamorphiques (de l'exploitation minière d'Altin Tepe) au voisinage du gisement.

Hémisphère inférieur; 50 mesurages ; contours, 20—16—12—8—4.

Trecerile adesea gradate mai ales pe orizontală, și variațiile de facies existente între minereu și rocile înconjurătoare, formele lenticulare de zăcămînt pe care le îmbracă atât minereul compact cât și zonele cu diseminări nelegate direct de minereul compact, sint dovezi concludente că actuala formă de lentile alungite, a zăcămîntului de la Altin Tepe, reflectă forma inițială de acumulare a sulfurilor pe fundul

bazinului de sedimentare. Aceste corperi lenticulare erau alungite paralel cu alungirea geosinclinalului, întrucât azi ele sunt orientate aproksimativ conform axei „B“ a structurii tectonice regionale, axă care în majoritatea cazurilor, este cvasiparalelă alungirii fostului geosinclinal.

Stratificația minereului. Stratificația relictă a minereului de la Altin Tepe este dată de alternanță frecventă a unor strate (decimetrice pînă la submilimetru) cu constituție mineralologică diferită (benzi piritoase, benzi cloritoase, benzi magnetitice, benzi cuarțoase și.a.) precum și de alternanță intimă (uneori milimetrică) ce există uneori între minereu și rocile înconjurătoare. Alternanța actuală de benzi cu compozиție mineralologică diferită, reflectă stratificația premetamorfică a minereului, deoarece se observă uneori cutarea acestor strătulete sub formă de microcute congruente stilului de cutare sinmetamorfică cu alunecare concentrică, ce caracterizează șisturile cristaline înconjurătoare. Uneori, stratificația minereului rezultă și din granulația diferită a unuia și același mineral: de exemplu, strătulete de pirită fin granulare alternă cu strătulete cu granule evidențiată mai mari de pirită, fapt observabil și în porțiunile pavimentoase de cuart sau baritină, în care se dispun, după direcții evidențiată paralele rubanări macroscopice, granule în general fine de magnetit sau de pirită și rare porfiroblaste din aceeași minerale metalice, ansamblu care sugerează existența unor geluri fin stratificate, recristalizate metamorfic.

În zonele cu mineralizație diseminată se observă clar microalternanțe milimetrice de strătulete sărace, sau chiar sterile, în astfel de minerale, cu strătulete bogate în sulfuri, care uneori trec la adevarate microlentile compacte de minereu.

Planele relicte de stratificație menționate pînă acum, sunt paralele aplativării lentilelor de minereu compact sau difuz precum și cu stratificația, respectiv cu șistozitatea principală a rocilor gazdă.

Variațiile faciale din interiorul lentilelor de minereu. În cuprinsul lentilelor compacte de minereu se observă frecvent treceri laterale între cele 2 tipuri principale de minereu existente în zăcămîntul de la Altin Tepe: cel piritos și cel magnetic. Acest fapt reflectă o situație premetamorfică de natură sedimentogenă, lucru demonstrat de îndințările faciale de la un tip la altul care se fac numai în direcția suprafețelor de stratificație, precum și de cutarea (sinmetamorfică) în ansamblu a alternanțelor de benzi de magnetit cu benzi de pirită (fig. 2). În ceea ce privește repartiția spațială generală a celor 2 tipuri principale de

minereu, în cuprinsul lentelelor compacte, putem să facem observația că magnetitul se concentrează în special în zonele periferice nord-vestice ale corpurielor (fapt deosebit de pregnant în cazul lentilei II), și înspre partea superioară (stratigrafic) a lentelelor. S-a constatat, pe baza conținutului de cupru, din analizele chimice sistematice (utilizate pentru calcularea rezervelor de minereu), că porțiunile magnetitice sunt mereu mai sărace în cupru, deci în calcopirită, în comparație cu cele piritoase. Acest lucru arată încă o dată că, calcopirita nu poate fi depusă postmetamorfic, deoarece modul său de distribuție în zăcămînt este dependent de repartiția inițială în timpul sedimentării unor depozite bogate în sulfură de fier și respectiv în oxizi de fier.

Constanța mineralologică calitativă și cantitativă a minereului pe verticală. Atât în cadrul corpurielor de minereu compact cât și în cele cu sulfuri diseminatice nu se observă variații mineralogice calitative sau cantitative odată cu creșterea adâncimii, situație care este în favoarea formării pe cale sedimentară a întregului minereu, acum metamorfozat; acest fapt este un argument puternic care face inacceptabilă atât originea hidrotermală a întregului minereu cât și numai a unei părți din acesta, deoarece în aceste cazuri ar fi trebuit să se observe o zonalitate mineralologică cantitativă și calitativă în cuprinsul zăcămîntului, deschis deja pe o adâncime apreciabilă (450 m prin lucrări miniere și cunoscut parțial pînă la cca 700 m prin foraje).

C) Datele principale care arată că zăcămîntul de la Altîn-Tepe, precum și ivirile similare cunoscute în regiune, în prelungirea acestuia spre Ceamurlia de Sus) reprezintă acumulări vulcanogen-sedimentare sunt următoarele :

Tipul controlului stratigrafic. Interpretarea datelor geologice, de la suprafață și din foraje, geochemice¹⁰ și geofizice¹¹ arată că zăcămîntul de la Altîn Tepe și ivirile de minereuri de sulfuri similare se înscriu în cadrul unui singur orizont, de 500—600 m grosime, de șisturi cristaline epimetamorfice, situat la partea superioară a unei stîve, bogată

¹⁰ Datele geochemice (vezi nota 9) arată dispunerea direcțională a unor anomalii geochemice alungite, ce corespund acumulărilor și diseminărilor de sulfuri mai importante din cuprinsul același orizont stratigrafic.

¹¹ Realitatea fizică a acestui orizont (cu lentele de sulfuri de tip Altîn Tepe) reiese deosebit de pregnant din anomaliiile electrometrice (M. Socolescu, 1933) (vezi nota 9) pe care le provoacă, datorită slabelor diseminări fine și relativ uniforme de pirită și alte sulfuri pe care le conțin majoritatea șisturilor cristaline ce intră în alcătuirea sa.

în produse magmatogene bazice (amfibolite)¹². În cadrul acestui orizont, orientat NW—SE, orizontul Altin Tepe, apar lentile predominant pirotoase atât la nivele stratigrafice foarte apropiate (de exemplu nivelul stratigrafic ce conține lentila II și III de la Altin-Tepe, este cu puțin inferior celui aparținând lentilei I cît și din loc în loc pe direcție. Acest tip de control stratigrafic caracterizează zăcămintele vulcanogen-sedimentare din Norvegia, Germania, Japonia, România (Poiana Ruscăi, Carpații orientali — H. Kräuter, 1965a).

Forma de zăcămînt. Forma lenticular-fusiformă a corpurilor de minereu, limitele în general nete ale acestora față de rocile înconjurătoare și dezvoltarea la nivele stratigrafice apropiate a mai multor cor puri similare, constituie o caracteristică a acumulărilor vulcanogen-sedimentare ; concentrațiile de sulfuri pe cale pur sedimentară, se prezintă în general ca diseminări uniforme, ce constituie strate cu continuitate remarcabilă, cum este de exemplu zăcămîntul sedimentar de la Mansfeld. Formele lenticulare alungite ale corpurilor de minereu din regiunea Altin Tepe, indică o sedimentare rapidă și locală a unui material bogat în sulfuri.

Ambianța geologicopetrografică. Lipsa rocilor grafitoase în imediata apropiere a lentilelor de sulfuri, prin care s-ar putea explica depunerea sedimentară a sulfurilor într-un mediu marin anaerob, bogat în substanță organică și faptul că aceste lentile se situează deasupra unei stive sedimentare metamorfozate regional, bogată în produse ale magmatismului bazic inițial, reprezentat prin amfibolite tufogene, rocile metaeruptive bazice și ultrabazice din formațiunile mezometamorfice (originea magmatogenă a acestor roci a fost susținută pentru prima dată de I. C. Motas, 1913), constituie un indiciu că aceste acumulări de tip Altin Tepe prezintă afiliații genetice față de un magmatism bazic de tip eugeosinclinal, aşa cum se constată și la zăcămintele de sulfuri vulcanogen-sedimentare din Norvegia (Joma, Stordö, Lökken, Skorovass, Sulitjelma), U.R.S.S., Japonia, România (Poiana Ruscă, la Boiu-Hațeg, H. Kräuter, 1965b).

Faptul că lentilele de sulfuri din zona Altin Tepe se situează la un nivel superior stratigrafic față de principalele produse magmatogene bazice, arată că acumulările de sulfuri s-au format într-o perioadă post-paroxismală a magmatismului bazic inițial, adică într-o fază cînd de

¹² Limita inferioară a orizontului Altin Tepe, este marcată în mod practic de ultimul nivel important de amfibolite tufogene ce aflorează la N—E de zăcămînt.

obicei se manifestă o activitate hidrotermală ce urmează extruziunilor și intruziunilor magmatice principale.

Tinând seama de grosimea mare a stivei metamorfozate în care se situează zăcământul de la Altin Tepe (și cele similare lui, cunoscute în regiune), de posibilitatea urmăririi pe distanțe mari a unor orizonturi în formațiunile acestei stive, de prezența în cadrul acesteia a produselor magmatismului bazic inițial și de metamorfismul regional la care au fost supuse formațiunile sedimentare, se poate trage concluzia certă că depozitele ambiante zăcământului sunt formate într-un mediu marin de tip eugeosinclusional.

Dispunerea direcțională a lentilelor de sulfuri din regiunea Altin Tepe în plin complex marin, la distanțe apreciabile de țărm (dovedită de grosimea mare a depozitelor prezente și prezența produselor magmatismului bazic inițial, legat de fracturile direcționale adânci situate de obicei în părțile mai centrale ale geosinclinalului), face greu de acceptată ideea că elementele metalice, care au o solubilitate în general redusă, înainte de a fi depuse, au fost aduse de pe continent, în urma unui transport apreciabil ca distanță și timp.

Compoziția mineralologică calitativă și cantitativă a minereului. Asocierea piritei și magnetitului cu calcopirita, blenda, galena, baritina, cassiteritul ar indica o origine hidrotermală pentru zăcământ, dacă nu s-ar ține seama de numeroasele argumente care pledează pentru depunerea sedimentară a acestor minerale. Rezolvarea contradicției se poate face numai prin acceptarea unei origini vulcanogen-sedimentare pentru acest gen de minereu. Conținutul mare în pirită al minereului (45—50%) și conținutul de regulă sub 10% în celelalte sulfuri, sunt caracteristice asemănătoare zăcămîntelor vulcanogen-sedimentare de sulfuri cunoscute în Norvegia, Japonia, România (Carpații orientali, Poiana Rusă — H. Kräutner, 1965 a, 1965 b).

Compoziția chimică a minereului. Prezența, ca elemente majore în minereu, a Cu, Zn, Pb, Ba, alături de S (pînă la 40%), arată o origine endogenă (hidrotermală) pentru materialul sedimentar ce constituie zăcământul de la Altin Tepe. Elementele minore (As, Sb, Au, Ag, Ge, Sn) din minereu, dău de asemenea indicații asupra provenienței în bazinul de sedimentare al ansamblului de elemente metalice din surse de natură hidrotermală.

Un exemplu concludent în această privință, îl oferă pirita, ce constituie partea cea mai însemnată a minereului de la Altin Tepe, mineral



considerat, alături de magnetit, de majoritatea cercetătorilor ca fiind de origine sedimentară. Analiza chimică a concentrațiilor piritoase (cca. 90% pirită) a arătat, printre altele, conținuturi medii în sulf de 45%¹³. Considerindu-se în mod practic că acest selen provine din substituțiile izomorfe în pirită și făcindu-se raportul sulf/selen se obține valoarea 12.857 care plasează (V. M. Goldschmidt, 1954) pirita în domeniul formațiunilor epigenetice (hidrotermale). Această situație nu poate fi interpretată decât ca o indicație asupra faptului că acest mineral (ca și celelalte minerale) provine din soluții hidrotermale, legate de magmatismul bazic, care debordind în apa de pe fundul bazinului de sedimentare, și-au depus apoi relativ rapid conținutul lor, prin sedimentarea precipitatului de oxizi și sulfuri, format în apa mării, sub forma unor acumulații lenticulare, concordanțe cu sedimentele marine care se depuneau concomitent.

În concluzie, din cele expuse rezultă că zăcămîntul de pirită cu magnetit de la Altîn-Tepe se încadrează în grupa zăcămîntelor de sulfuri vulcanogen-sedimentare marine (actualmente metamorfozate regional) ce aparțin provinciei metalogenetice corespunzătoare magmatismului inițial bazic proterozoic superior din țara noastră. Se conturează din ce în ce mai mult faptul că magmatismul bazic inițial proterozoic superior din sisturile cristaline de la noi este însoțit în principal de o suiată metalogenetică asemănătoare aceleia aparținînd magmatismului premetamorfic acid : acumulații ferifere, manganifere și de sulfuri.

BIBLIOGRAFIE

- Brana V. (1958) Zăcămîntele metalifere ale subsolului românesc. Edit. Științifică, București.
- Bujor D. I. (1937) Beiträge zur Petrographie der mittleren Dobrogea. III. Die Grünschiferzone. *Forsch. d. Minr Krist. u. Petrogr.* V, 21, Berlin.
- Cădere D. M. (1925) Rocile eruptive de la Camena. *An. Inst. Geol. Rom.*, X (1921—1924), București.
- Cosma St., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1962) Cercetări geologice în Dobrogea centrală. *D.S. Com. Geol.* XLVI, București.
- Dimitrescu R. (1961) Provincii și epoci metalogenetice în R.P.R. *Rev. Miner.*, XII/6, București.
- Gheorghiu C. (1953) Noi ipoteze asupra unor acumulații de sulfuri metalice în sisturile cristaline. *Rev. Univ. „C. I. Parhon”*, București.

¹³ Vezi nota 4.

- Gheorghiu C. (1958) Considerații asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în sisturile cristaline din R.P.R. *Analele Univ. „C. I. Parhon” Seria Șt. Nat.* 19, București.
- Goldschmidt V. M. (1954) Geochemie, Oxford, Clarendon press.
- Gurău A. (1966) Cercetări geologice structurale (microtectonice) pentru prospecțarea în extindere a zăcământului de la Altin-Tepe. *Revista Minelor*, XVIII, 2, București.
- Harder H. (1964) Können Eisensäurelinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären? *Beitr. z. Min. u. Petr.*
- Ianovici V., Giușcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podisului Moldovenesc și al Dobrogei. *Stud. Cercet. Geol.*, 1, VI, București.
- Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Congr. V-lea al Asoc. Carpato-Balcaneice. *Ghidul excursiilor Dobrogea-București*.
 - Rădulescu D., Dimîtrescu R., Kräutner H., Mirăuță O. (1966) Harta metalogenetică a României. Scara 1:2.500.000 *Studii și cercet. de Geol. geofiz. geogr.*, Seria Geologie, 11, 2, București.
- Kräutner H. (1963) Zăcământul de sulfuri de la Muncelul Mic (Poiana Ruscă). *Congr. V Asoc. Carp-Balc.*, II, București.
- (1965 a) Considerații genetice asupra zăcămîntelor de sulfuri complexe din Cristalinul Carpaților Orientali. *Stud. și cerc. Geol. Geofiz. Geogr., Seria Geologie*, Acad. R.S.R. 10, 1 București.
 - (1965 b) Zăcământul de pirită de la Boiu-Hațeg (Poiana Ruscă). *Studii și cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geologie*, 10/2, București.
- Mirăuță O., Mirăuță Elena (1962) Observații asupra structurii geologice a regiunii Bașpunar-Camena-Ciamurlia de Sus (Dobrogea), D. S. Com. Geol. XLIV (1956—1957), București.
- Mirăuță Elena (1964) Cretacicul superior și fundamentalul bazinului Babadag. *An. Com. Geol.* XXXIII (1959), București.
- Motăș C. I. (1913) Die Tuffitzone der mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altin Tepe, ein Beispiel der Epigenese. Dissertation, Berlin.
- Mureșan M. (1964) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-est a masivului Poiana Ruscă. D. S. Com. Geol. vol. L/II (1962—1963). București.
- Osiceanu C. (1907) Les carières et les mines de la Dobrogea. Congr. Intern. du Pétrole. III-ème Sess, Roum. Guide 5. București.
- Pascu R. (1904) Studii geologice și miniere în Jud. Tulcea (Dobrogea). *Bul. Minist. Agric. Industr. Com. și Domeniilor*, Serv. Minelor, București.
- (1906) Zăcămîntele de cupru din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* III, București.
 - (1909) Geologie der Region Altin Tepe (Dobrudja-Roumanie) *Rev. du Pétrole*, III/6 București.
 - (1914) Zăcământul de minereuri de la Altin Tepe-Ciamurlia de Sus, district Tulcea. *An. Inst. Geol. Rom.* VIII, București.
 - (1916) Mina Altin Tepe (Dobrogea) D. S. Inst. Geol. Rom. V, București.

- Petrulian N. (1951) Zăcăminte de minerale utile. Manualul inginerului de mine. *Editura tehnică*, Bucureşti.
- Ramdohr P. (1953) Über Metamorphose und sekundäre Mobilisierung *Geol. Rundsch.*, 42/1.
- (1960) Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. *Akad. Verlag.*, Berlin.
- Savu H., Vasilescu Al. (1962) Contribuții la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș). *D. S. Com. Geol. XLIV/1958—1959/Bucureşti.*
- Schneiderhöhn H. (1962) Erzlagerstätten. Jena.
- Socolescu M. (1933) L'application d'une méthode nouvelle de prospections géo-électrique dans la région d'Altin Tepe. *C.R. Inst. Géol. Roum. XIX (1930—1931)*, Bucureşti.
- Vermaes-Jeune S. Y. (1900) Concession d'Altin Tepe et des carapelites (Traduction des rapport sur l'existence des mineraies de cuivre dans la district „Dobrogea“). (Roumanie). *Bul. Soc. Ing. și Ind. de mine din Rom. IV, I—II*, Bucureşti.

ÉTUDES SUR LES GISEMENTS DE PYRITE À MAGNÉTITE D'ALTİN-TEPE (DOBROGEA CENTRALE) I. CLASSIFICATION GENÉTIQUE DE LA MINÉRALISATION.

PAR

M. MUREŞAN

(Résumé)

I. Données générales sur le gisement

Dans les schistes cristallins épimétamorphiques de la partie septentrionale de la Dobrogea centrale on connaît un gisement de pyrite à magnétite constitué de plusieurs lentilles allongées de minéral compact ou disséminé ; ces corps minéralisés sont concordants à la schistosité de stratification des roches encaissantes. Les roches environnantes sont représentées par des schistes séricito-chloriteux quartzeux et par des quartzites chloriteux. La composition minéralogique du minéral primaire compact (première paranthèse) et de celui disséminé (deuxième paranthèse) est la suivante : pyrite (45—50%) (10—20%) magnétite ± oligiste



± martite (15—20%), (<1%) x chalcopyrite (5—6%) (1—1,5%), blende (2—3%); (<1%), galène (<1%) (<1%) pyrrhotine (<1%) (<1%), cassitérite (<1%), (<1%) barytine (10%) (<1%), quartz (5—10%) (25—60%), chlorite (3—5%) (1—25%), séricite + muscovite (1—2%) (25—30%), albite (<1%) (2—4%), grenats (<1%) (<1%), epidote (<1%) (<1%), apatite (<1%) (<1%), zoïsite (<1%) (<1%), sphène (<1%) (<1%), carbonates (<1%) (<1%). Dans la zone d'oxydation, qui s'étend sur quelques mètres de profondeur, apparaissent la limonite, le cuivre natif, la cuprite, la malachite et l'azurite. Dans la zone de cimentation, développée jusqu'à une profondeur d'environ 200 m, en compagnie des minéraux primaires apparaissent la coveline, chalcosine, chalcantite, cuprite, bornite, marcassite, mélantérite, malachite, azurite, limonite, gypse. Les géodes sont complètement absentes dans le minerai primaire ; celui-ci est de texture orientée, rubanée, rarement massive. Dans le cadre du minerai compact on distingue un type prédominant pyriteux et un type prédominant magnétitique (le premier prédomine le second). La caractéristique du premier type de minerai est sa matrice pyriteuse finement granulaire dans laquelle s'individualisent des porphyroblastes de pyrite (0,05—5 mm). La matrice est constituée par des grains approximativement isométriques de pyrite, allothriomorphes et hypidiomorphes (souvent fissurés), parmi lesquels s'insinue la gangue, la chalcopyrite, parfois la galène et la blende. On remarque parfois des bandes parallèles à la stratification, dans lesquelles „le ciment“ de la matrice est constitué prédominant de chalcopyrite ou de gangue (quartz et barytine) ou de blende. Le ciment du minerai magnétitique est plus pauvre en chalcopyrite, blende et galène que celui de type pyriteux.

II. Classification génétique du gisement

A) Les données principales qui dénotent que le minerai d'Altin-Tepe dans son ensemble a été métamorphisé et plissé en même temps que les roches encaissantes sont les suivantes :

1. Données concernant la géologie structurale

a) Les lentilles de minerai compact et disséminé s'affaissent vers le sud, leur axe longe étant conformément à la structure tectonique régionale.
 b) Fréquemment le minerai des linéations et des structures „pencil“ parallèles aux structures tectoniques régionales. c) Dous le minerai

apparaissent des microplis de type „dragg folds“ ayant l'aspect de flanc normal, parallèles aux plis de la roche hôte. d) Le minéral présente une schistosité métamorphique microplissée. e) Les fissures „hol“ et „ac“ du minéral ont la même position que celles symmétamorphiques des formations cristallines environnantes. f) Dans le minéral et au voisinage apparaissent des mobilisations symmétamorphiques de quartz + chalco-pyrite (rarement d'autres sulfures) sous forme de filons concordants à la schistosité, souvent boudinés conformément à l'axe tectonique „B“.

2. Texture et structure du minéral

a) L'absence totale des géodes dans le minéral. b) La structure actuelle du minéral reflète les processus de recristallisation métamorphique, on remarque que les minéraux „durs“ (pyrite, magnétite) présentent une forte tendance d'idiomorphisme, tandis que les minéraux „tendres“ (chalcopyrite, galène, blende) remplissent les espaces et les fissures des premiers. Les sulfures tendres participent, le plus souvent, aux mobilisations hydrothermales-métamorphiques. Des indications sur la métamorphose régionale du minéral, dans son ensemble, nous sont révélées par : les „hommes de pression“ (représentées par des cristaux allongés de quartz disposés perpendiculairement sur la pyrite et la magnétite) ; par l'inclusion poéciloblastique de la pyrite et de la magnétite dans les grenats ; par l'extinction ondulatoire du quartz et de la barytine associés au minéral ; par les porphyroblastes de pyrite et de magnétite englobés dans une fine matrice de sulfures ; par les structures poéciloblastiques de la pyrite et de la magnétite ; par la cimentation du minéral avec chlorite, séricite, muscovite, grenat, épidoite, sphène, albite.

3. La minéralisation d'Altin-Tepe ressemble parfois jusqu'à identité aux gisements des Carpates orientales et de Poiana Ruscă ayant subi le métamorphisme régional.

B) Les principales données qui montrent que le gisement d'Altin-Tepe est accumulé par voie sédimentaire sont les suivantes :

1. La forme de lentilles stratiformes concordantes à la schistosité de stratification des roches métamorphiques environnantes.
2. Les intercalations des schistes cristallins du minéral et les endentements faciaux entre ceux-ci et les roches encaissantes.
3. La stratification du minéral due à l'alternance des bandes de constitution minéralogique différente, ou bien à l'alternance du minéral



avec les roches environnantes. Cette stratification est microplissée congruement au style de plissement synmétamorphique.

4. Entre le mineraï pyriteux et celui magnétitique il y a des passes latérales tout le long de la stratification relicte. La chalcopyrite respecte, elle aussi, ces aspects sédimentogènes pré-métamorphiques, parce que dans le mineraï magnétitique elle apparaît, de manière évidente, en moindre quantité que dans celui pyriteux.

5. Quant aux corps de mineraï primaire on ne remarque pas de variations minéralogiques quantitatives au fur et à mesure que les profondeurs augmentent.

C) Les données qui indiquent l'origine volcanogène sédimentaire du gisement sont les suivantes :

1. Les lentilles de mineraï d'Altin-Tepe et d'autres lentilles analogues de la région apparaissent à différents niveaux rapprochés qui se groupent sous forme d'un certain horizon stratigraphique épais de 500 à 600 m, situé à la partie supérieure d'une pile ayant subi le métamorphisme régional, riche en produits du magmatisme initial (amphibolites tuffogènes, roches météruptives basiques et ultrabasiques). Ce type de contrôle stratigraphique est caractéristique aux gisements volcanogène-sédimentaires de la Norvège, de l'Allemagne, du Japon et de la Roumanie.

2. La forme lenticulaire du gisement des corps de mineraï indique une sédimentation locale et rapide d'un matériel riche en sulfures.

3. Si l'on tenait compte de la puissance de la pile métamorphisée qui englobe le gisement d'Altin Tepe (et des gisements analogues de la région), du fait qu'on peut poursuivre sur de grandes distances certains horizons des formations de ces piles, de la présence dans le cadre de cette pile des produits du magmatisme basique initial et du métamorphisme régional des dépôts sédimentaires initiaux, on pourrait conclure que les dépôts environnant le gisement se sont formés dans un eugéosynclinal ; le mineraï présente des affiliations génétiques avec le magmatisme initial indiqué.

4. La composition minéralogique et chimique du gisement donnent elle aussi, des indications sur la provenance de l'ensemble des éléments métalliques, dans le bassin de sédimentation. Ceux-ci se sont formés aux dépens de solutions hydrothermales, raliés génétiquement au magmatisme basique initial. Les solutions parvenues dans l'eau marine se débarassent relativement vite de leur contenu (par la sédimentation du précipité d'oxydes et de sulfures, formés dans l'eau marine), sous forme de cer-



taines accumulations lenticulaires, concordantes aux sédiments marins accumulés simultanément.

Pour conclure il s'ensuit que le gisement de pyrite à magnétite d'Altîn-Tepe se rattache au groupe des gisements de sulfures sédimentaires-volcanogènes marins appartenant à la province métallogénique qui correspond au magmatisme basique initial du Protérozoïque supérieur de Roumaine.



PLANŞA I



Institutul Geologic al României

PLANŞA I

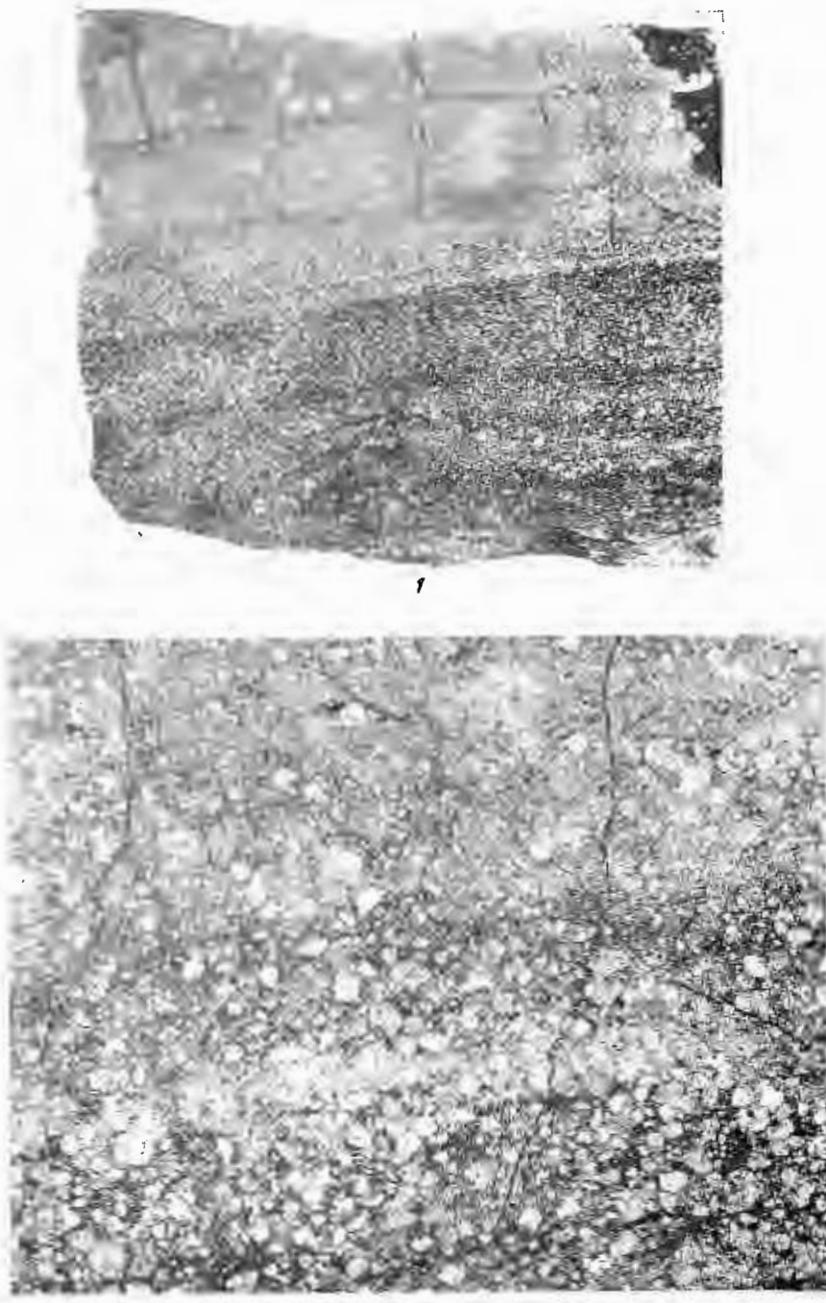
Fig. 1. — Minereu predominant piritos. Se observă stratificația relictă a minereului dată de alternanța benzilor pirotoase cu cele piroto-magnetitice. În zonele în care apare și magnetitul granulele de pirită sunt bine individualizate (au forță de recristalizare mai mare decit a magnetitului) ; în zonele pirotoase apare o matrice fin granulară pirotoasă în care cresc porfiroblaste de pirită. 3/4 mărime naturală.

Minerai prédominant pyriteux. On remarque la stratification relicte du minerai due à l'alternance des bandes pyriteuses avec les bandes pyrto-magnétiques. Dans les zones où apparaît aussi la magnétite les grains de pyrite sont bien individualisés (leur capacité de cristallisation dépasse celle de la magnétite) ; dans les zones pyriteuses apparaît une matrice finement granulaire pyriteuse dans laquelle se développent des porphyroblastes de pyrite. 3/4 de la grandeur naturelle.

Fig. 2. — Detaliu în minereu predominant piritos. Se observă porfiroblastele de pirită prinse în matrică fin granulară pirotoasă. Mărire 2 x.

Détail dans un minerai prédominant pyriteux. On remarque les porphyroblastes de pyrite encaissés dans la matrice finement granulaire pyriteuse. Grandeur 2 x.

M. MUREŞAN. Zăcămîntul de pirită cu magnetit de la Altîn Tepe. Pl. I



2

Dări de Seamă ale ředinelor, vol. LIV/2.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

Fig. 1. — Minereu piritos cu benzi magnetitice. La contactul zonelor piritoase cu cele magnetitice, pe o zonă de 3—4 mm, se dezvoltă pirita mai ales sub formă de porfiroblaste, ceea ce arată că pirita are forță de recristalizare mai mare ca a magnétitului. În zonele interne ale benzilor, porfiroblastele de pirită apar izolate și sunt prinse în matricea fin granulară piritoasă. În unele porțiuni ale eșantionului, se observă deranjamente ale strătu-lețelor cuarțoase fin magnetitice, datorată fie unor cauze inițiale (deranjamente sincrone sedimentării minereului — alunecări intraformationale), fie cutării sinmetamorfice (boudinări). 1/3 mărime naturală.

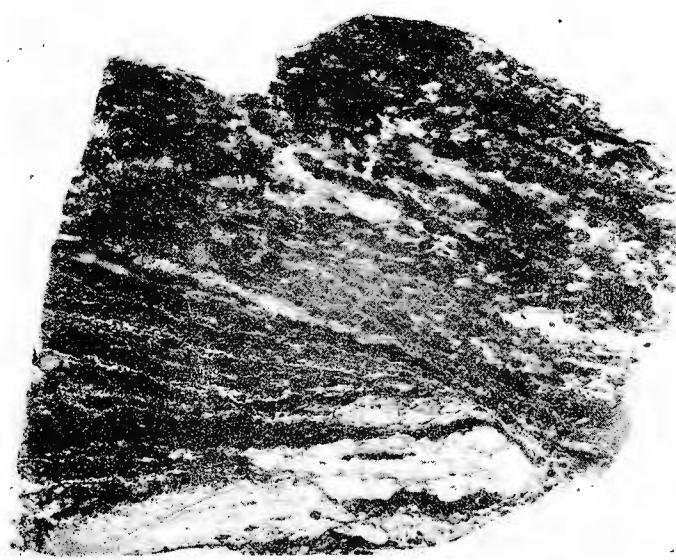
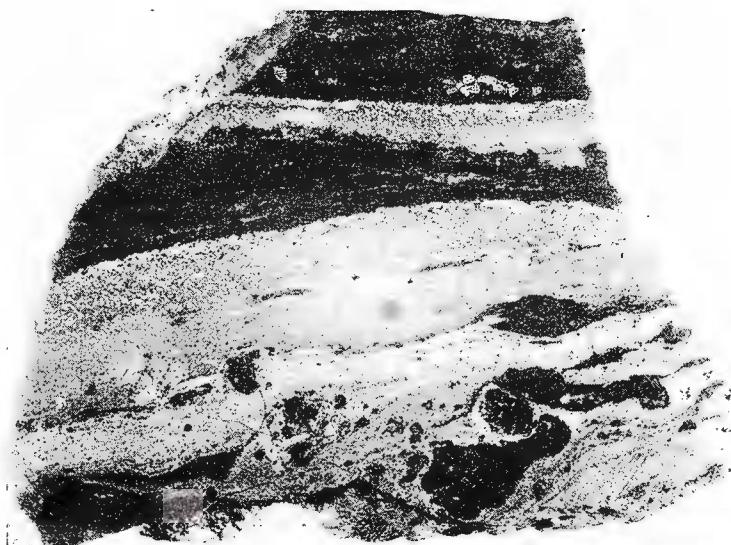
Minerai pyriteux avec des bandes magnétitiques. Au contact des zones pyriteuses avec celles magnétitiques, sur une zone de 3—4 mm, se développe la pyrite, principalement sous forme de porphyroblastes, fait qui indique que la capacité de recristallisation de la pyrite est supérieure à celle de la magnétite. Dans les zones internes des bandes, les porphyroblastes de pyrite apparaissent isolément et sont englobés dans la matrice finement granulaire pyriteuse. Dans quelques parties du secteur, on remarque un dérangement des couches minces guartzées finement magnétitiques dû soit à certaines causes initiées (déarrangement synchrone à la sédimentation du minerai — glissements intraformationnels), soit au glissement synmétamorphique (boudinages). 1/3 de la grandeur naturelle.

Fig. 2. — Minereul predominant magnetic cu gangă de cuart și baritină. Stratificația fină rezultă din alternanța laminelor de pirită cu strătu-lețe magnétitice. 1/2 mărime naturală.

Minerai prédominant magnétitique à gangue de quartz et de baryline. La stratification fine résulte de l'alternance des couches minces de pyrite avec celles de magnétite. 1/2 de la grandeur naturelle.



M. MUREŞAN. Zăcămîntul de pirită cu magnetit de la Altîn Tepe. Pl. II.



Dări de Seamă ale ředinjelor, vol. LIV/2.



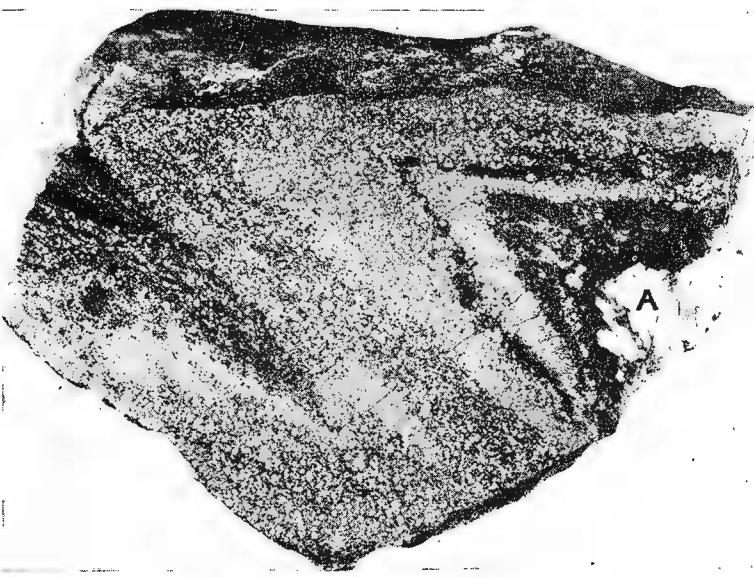
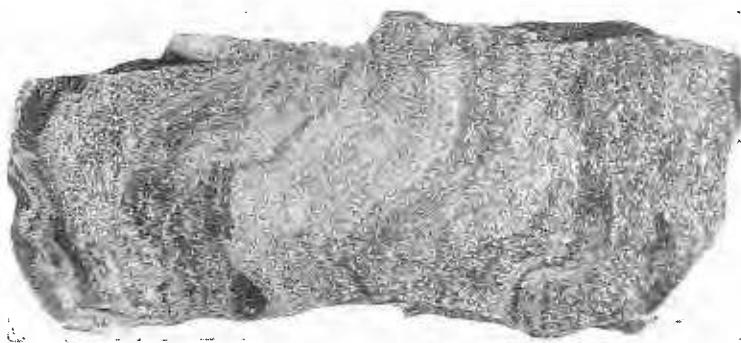
Institutul Geologic al României

PLANŞA III

- Fig. 1. — Minereu piritos cu magnetit. Stratificația, dată de alternanța benzilor piritoase cu cele pirito-magnetitice și magnetitice, este microcatală (dragg-folds). 1/3 mărime naturală.
Minerai pyriteux à magnétite. La stratification due à l'alternance des bandes pyriteuses avec celles pyrito-magnétitiques est microplissée (dragg-folds). 1/3 de la grandeur naturelle.
- Fig. 2. — Microcute de antrenare sinmetamorfice (dragg-folds) în minereu piritos cu magnetit. În șarniera microcutei anticlinale (A) s-a localizat cuarț hidrotermal-metamerfic. 1/3 mărime naturală.
Microplis d'entrainement synmétamorphique (dragg-folds) dans du minerai pyriteux à magnétite. Dans la charnière du microplis anticinal (A) a été cantonné le quartz hydrothermal-métamorphique. 1/3 de la grandeur naturelle.



M. MUREŞAN. Zăcămîntul de pirită cu magnetit de la Altîn Tepe. Pl. III.



Dări de Seamă ale ředinjelor, vol. LIV/2.



Institutul Geologic al României

FOLOSIREA DATELOR CHIMICE CA INDICATOR ÎN DIFERENȚIerea UNOR TIPURI DE ROCI CARBONATICE MEZOZOICE DIN SINCLINALUL RARĂU¹

DE

ELENA COLIOS²

Abstract

Chemical Data Used as an Index in the Differentiation of Some Types of Mesozoic Calcareous Rocks in the Rarău Syncline. The paper presents a grouping of various types of calcareous rocks based on their chemical composition with the purpose to establish a correlation between the latter and the age of the rocks.

Cercetările întreprinse în ultimul timp în compartimentul nordic al sicinalului marginal extern, au adus o serie de detalii stratigrafice pe baza cărora s-a putut contura structura de ansamblu a acestei unități a Carpaților orientali.

Problema cea mai dificilă a fost, fără îndoială, aceea a datării vîrstei tuturor rocilor carbonatice din această unitate, dat fiind faptul că acestea apar de obicei sub formă de klippe, încit nu se poate stabili care au fost raporturile stratigrafice normale inițiale, cu depozitele supra și subjacente.

Lucrarea de față și-a propus stabilirea caracteristicilor chimice ale diverselor tipuri de roci carbonatice de vîrstă cunoscută și necunoscută, cu scopul de a se vedea dacă se surprind anumite relații între compoziția chimică și vîrsta acestor roci.

Studiul a constat, mai întâi, în caracterizarea din punct de vedere chimic a diferitelor tipuri de roci carbonatice a căror vîrstă a fost stabilită pe baze paleontologice. Apoi s-a trecut la studiul rocilor carbonatice

¹ Comunicare în ședință din 18—IV—1967.

² Institutul Geologic, Kiseleff 55, București.



de vîrstă necunoscută. Pe baza similitudinii compoziției chimice, s-a încercat încadrarea în anumite vîrste a rocilor carbonatice nedatate.

Urmărind această idee studiul s-a desfășurat în modul următor :

S-a executat un număr de 43 analize chimice pe probe din zona Rarăului (Piatra Șoimului, Pietrele Doamnei, Piatra Zimbrului, masivul Rarău, Popchii Rarăului, Culmea Todirescu). Schița³ la care se mai adaugă probe din kippe ceva mai îndepărtate (cariera din mariginea satului Pojorita). Studiul s-a efectuat pe masive, alcătuite din diverse tipuri de roci carbonatice. S-au grupat apoi probele care prezintau asemănare din punct de vedere chimic (indiferent de masivul în care erau situate) și s-a reușit să se stabilească un număr de 6 tipuri diferite.

Tabelul 1 reprezintă rezultatele analizelor chimice a probelor amințite (grupate pe masive). Acestea au fost utilizate în interpretările ce urmează.

Piatra Șoimului. În acest masiv, se remarcă existența mai multor varietăți de roci carbonatice. Astfel, la baza succesiunii (probele 5, 2485, fig. 4) se găsesc calcare, pînă la calcare slab dolomitice silicioase, clasificare în deplină concordanță cu caracteristicile macroscopice ale rocii, care se prezintă ca un calcar de culoare închisă cu accidente silicioase. În aceste calcare au fost identificate halobii (V. Mutihac, 1966). Se remarcă procentajul ridicat de SiO_2 —6,8—7,72%, CaCO_3 variază între 76,61—88,46% iar CaCO_3 — MgCO_3 între 3,10—16,45% (tabel 1).

Tot la baza masivului se află și calcare diaclazate (probele 7 și 2204) care se deosebesc, din punct de vedere chimic, de cele de mai sus, printr-un procent mult mai scăzut de SiO_2 (0,55—1,62%) și un conținut mai mare de MgO (2,52—8,26%). Acestea se încadrează în rîndul calcarelor slab dolomitice pînă la calcare dolomitice (fig. 1), dolomitul variind între 11,51—37,74% (tabel 1).

Calcarele masive, alb lăptoase, ce alcătuiesc masivul Piatra Șoimului, propriu zis (probele 8, 1795, 1805, 2045), se deosebesc de celelalte două tipuri, remarcîndu-se prin puritatea lor. În diagrama proiecției ternare (fig. 1), acestea se plasează în rîndul calcarelor pure cu un conținut de 95,23—97,47% CaCO_3 . Cantitatea de SiO_2 și R_2O_3 este complet neglijabilă (0,06—0,37%). În fig. 1, se ilustrează clasificarea tipurilor de calcar existente în masivul Piatra Șoimului, iar în fig. 2 și 3 se observă gruparea celor trei tipuri de calcar în funcție de variația în SiO_2 și MgO .

³ V. Mutihac, Elena Colios (1967) Studii stratigrafice, petrografice, microfaciale și geochemice în sinclinalul Rarău. Arh. Inst. Geol. București.

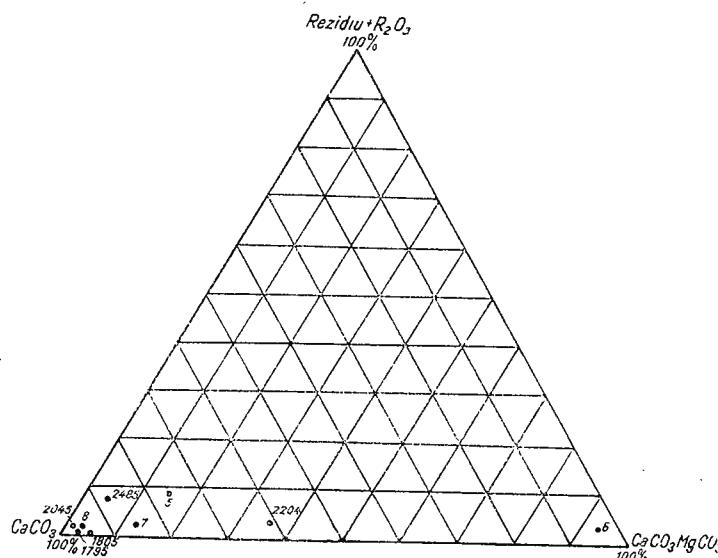


Fig. 1 — Diagrama proiecției ternare a rocilor carbonatice din
Piatra Soimului.

Diagramme de la projection ternaire des roches carbonatées.
Piatra Soimului

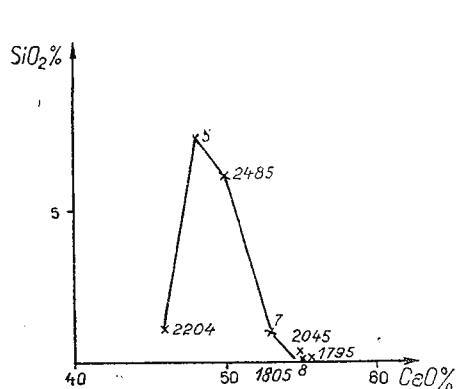


Fig. 2 — Diagrama variației conținutelor de silice și oxid de calciu.
Piatra Soimului.

Diagramme de la variation des te-
neurs en silice et oxyde de calcium.
Piatra Soimului.

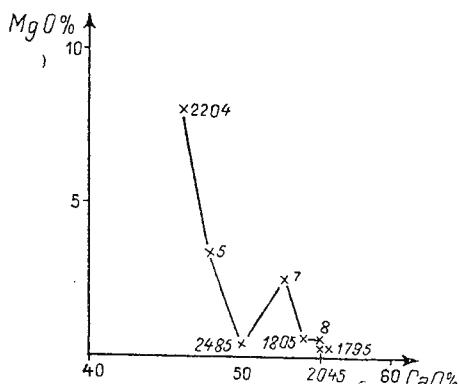


Fig. 3 — Diagrama variației conținutelor de oxid de magneziu și oxid de calciu. Piatra Soimului.

Diagramme de la variation des te-
neurs en oxyde de magnésium et oxyde de calcium. Piatra Soimului.

TABELUL 1
Compoziția chimică a rocilor carbonatice din sinclinul Rarăului

Nr. probei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ total	Rezidiu + R ₂ O ₃	CaO	MgO	S	H ₂ O ⁺	P.C.	CO ₂	Total	CaCO ₃ % MgCO ₃ %	CaCO ₃ %
<i>Piatra Soimului</i>													
5	7,72	0,69	1,14	—	48,04	3,60	—	—	39,13	—	100,32	15,45	76,61 calcar slab dolomitic silicios
6	—	—	4,14	2,05	30,96	20,42	—	—	44,25	99,77	93,31	3,59 dolomit	—
7	0,04	0,09	0,04	0,04	52,59	2,52	—	—	43,85	100,51	11,51	87,39 calcar slab dolomitic	—
8	—	—	0,06	0,06	54,99	1,08	—	0,36	43,30	99,90	4,93	95,23 calcar	—
1795	0,15	0,08	0,02	0,02	55,60	0,76	—	0,20	43,34	100,64	3,47	97,09 calcar	—
1805	1,62	1,26	0,65	0,37	54,60	1,07	—	0,88	41,80	99,76	4,91	94,80 calcar	—
2204	—	—	—	—	46,00	8,26	—	—	100,47	37,74	61,44 calcar dolomitic	—	—
2045	6,87	0,93	0,18	0,18	55,42	0,48	—	0,59	40,56	100,49	2,19	97,47 calcar	—
2485	—	—	—	—	50,08	0,68	—	—	99,89	3,10	88,46 calcar silicios	—	—
<i>Pietrele Doamnei</i>													
9	2,27	0,82	0,37	3,51	53,68	0,56	—	0,38	42,21	100,29	2,56	94,27 calcar	—
10	0,44	0,36	0,09	0,09	52,94	0,24	—	—	43,04	99,73	1,09	93,64 calcar	—
2497	—	—	—	—	53,48	0,90	—	0,32	44,35	99,94	4,11	94,96 calcar	—
2499	—	—	—	—	52,94	0,84	—	—	43,20	99,58	3,83	93,17 calcar	—
2502	—	—	—	—	52,80	0,94	—	—	42,72	99,84	4,29	91,67 calcar	—
2503	—	—	—	—	52,38	1,84	—	—	43,22	99,43	8,40	88,69 calcar slab dolomitic	—
2505	1,33	0,83	0,09	0,57	54,61	1,27	—	0,39	41,59	100,11	5,80	92,29 calcar slab dolomitic	—
11	4,53	2,83	—	—	5,12	0,84	—	0,69	39,16	99,74	3,83	88,92 calcar silicios	—
<i>Piatra Zimbrului</i>													
20	0,63	0,26	0,06	0,70	54,49	1,04	—	0,13	43,15	99,76	4,75	94,42 calcar	—
1218	—	—	—	0,21	54,03	1,39	—	—	43,76	99,88	6,35	92,73 calcar slab dolomitic	—
2513	0,11	0,18	0,01	0,01	54,75	1,62	—	—	44,04	100,62	7,40	93,34 calcar slab dolomitic	—
2509	—	—	—	—	54,76	1,08	—	0,23	43,86	100,23	4,98	94,80 calcar	—

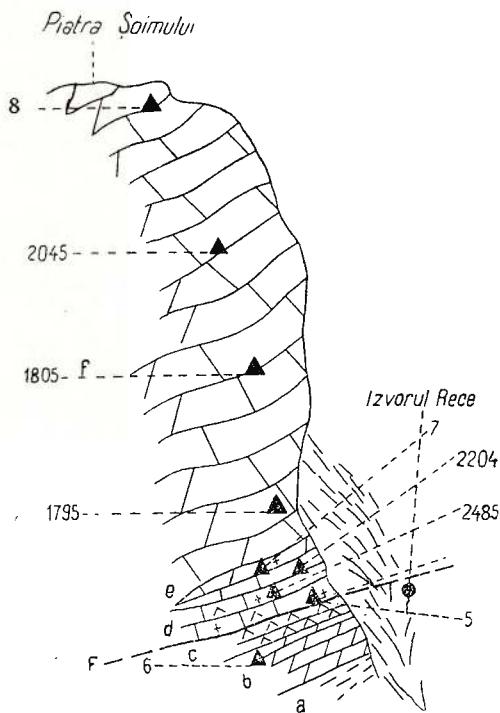


Fig. 4 — Succesiunea depozitelor la Piatra Soimului :

a, şisturi cristaline ; b, dolomite (Anisian) ; c, jaspuri roşii (Callovian-Oxfordian) ; d, calcare cu accidente silicioase (Ladinian-Carnian) ; e, calcară dolomitice (Triasic mediu) ; f, calcară recifale (Norian) ; F, plan de şariaj ; ▲, probe analizate chimic.

Succession des dépôts à Piatra Soimului :
a, schistes cristallins ; b, dolomies (Anisien) ;
c, jaspes rouges (Callovien-Oxfordien) ; d, calcaires à accidents siliceux (Ladinien-Carnien) ;
e, calcaires dolomitiques (Trias moyen) ; f, calcaires récifaux (Norien) ; F, plan de charriage ;
▲, échantillons analysés chimiquement.

Pietrele Doamnei. După analiza chimică, rocile ce alcătuiesc Pietrele Doamnei se prezintă mai puțin variat. Se remarcă aici calcare slab dolomitice (proba 2047) cu conținut scăzut de SiO_2 (0,44%). Macroscopic acestea se prezintă sub formă de calcare masive brecioase cum sunt cele situate deasupra Izvorului Rece, considerate triasice, fără argumente paleontologice (Gr. Popescu, D. Patrulus, 1964). Pietrele Doamnei propriu zise (probele 910, 2502, 2505, 2499) sunt alcătuite din calcare cu un conținut remarcabil de SiO_2 (2,60—3,46%). Acestea reprezentă faciesul urgonian al Cretacicului (S. Athanasiu 1899). Figura 5 ilustrează caracterul omogen al rocilor carbonatice din Pietrele Doamnei. În figura 6 sunt ilustrate punctele din care au fost colectate probe pentru analiza chimică.

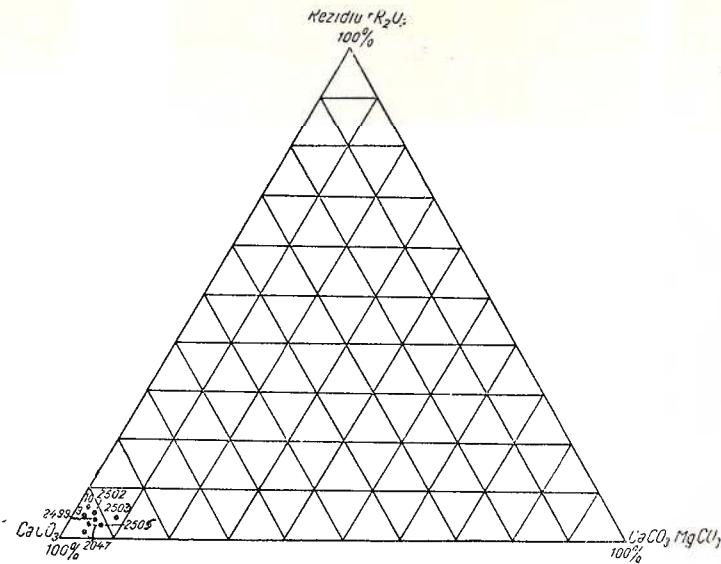


Fig. 5 — Diagramma proiecției ternare a rocilor carbonatice din Pietrele Doamnei.

Diagramme de la projection ternaire des roches carbonatées.
Pietrele Doamnei.

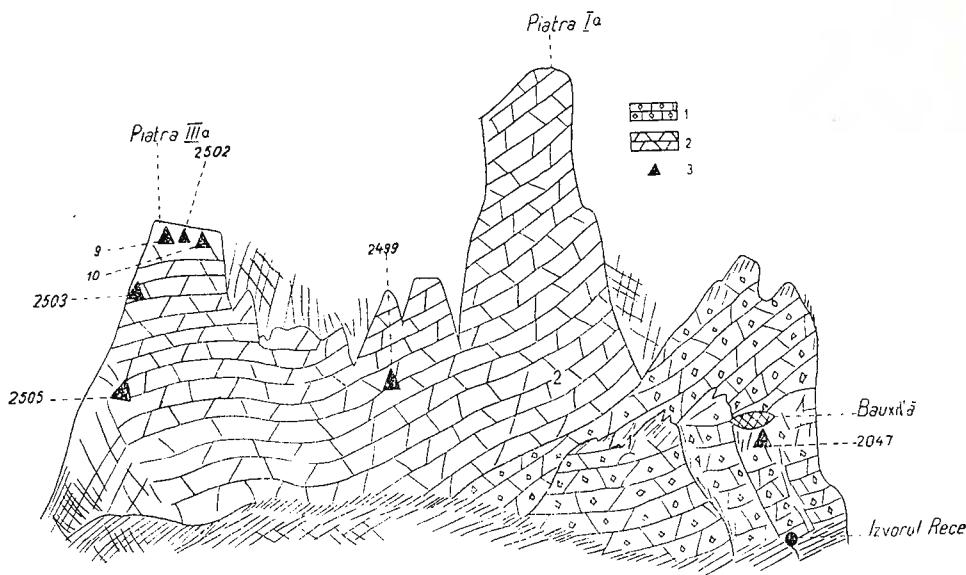


Fig. 6 — Succesiunea depozitelor la Pietrele Doamnei :

1, calcare masive brecioase (Triasic) ; 2, calcare masive cu pahiodonte (Cretacic) ; 3, probe analizate chimic.

Succession des dépôts à Pietrele Doamnèi :

1, calcaires massifs brécheux (Trias) ; 2, calcaires massifs à pachyodontes (Crétacé) ; 3, échantillons analysés chimiquement.



Masivul Rarău. În acest masiv ne aflăm de asemenea în prezență mai multor tipuri de calcare și anume :

Calcare clasificate după analiza chimică ca fiind calcare slab dolomitice silicioase (proba 21) cu (CaCO_3 83,09% și dolomit 5,30%) și cu un conținut foarte ridicat de reziduu + R_2O_3 (10,66%). Proba analizată pro-

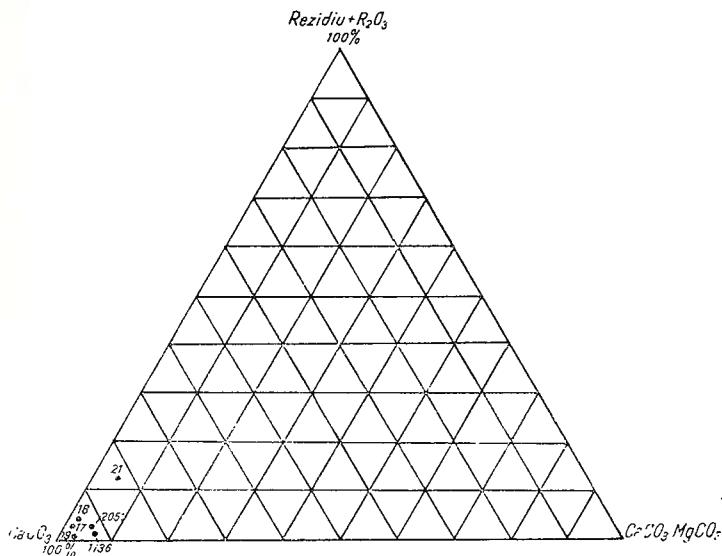


Fig. 7 — Diagrama proiecției ternare a rocilor carbonatice din
Masivul Rarău

Diagramme de la projection ternaire des roches carbonatées.
Massif de Rarău

vine din calcare negre cu brahiopode și accidente silicioase de vîrstă triasică (V. Mutihac 1966) situate în șaua dintre Rarău și Popchii Rarăului.

Calcare slab dolomitice (CaCO_3 91,84—92,11 și dolomit 8,54—9,00%) cu conținut scăzut de $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ (0,58%). Din acestea fac parte (probele 1136 și 2051) calcarele albe marmoreene situate la baza masivului Rarău.

Rocile ce alcătuiesc înălțimile masivului (probele 17, 18, 19) se încadrează în rîndul calcarelор (CaCO_3 93,62—95,78% și dolomit 2,60—3,93%) cu un procentaj mai ridicat de $\text{SiO}_2 + \text{R}_2\text{O}_3$ (0,76—3,53%). În figura 7 se ilustrează tipurile de roci carbonatice din masivul Rarău. Se remarcă poziția pe care o ocupă proba 21 datorită conținutului mare de reziduu și R_2O_3 .

Piatra Zimbrului. Rocile colectate din Piatra Zimbrului (probele 20, 1218, 2513, 2509) se încadrează, după analiza chimică, în rîndul calcarelор

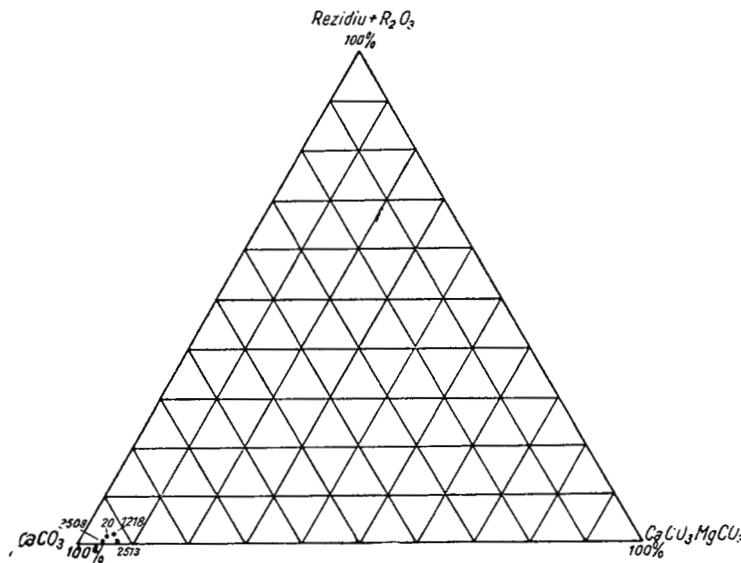


Fig. 8 — Diagramma proiecției ternare a rocilor carbonatice din Piatra Zimbrului.

Diagramme de la projection ternaire des roches carbonatées
Piatra Zimbrului.

cu trecere spre calcare slab dolomitice (CaCO_3 92,73—94,80 și dolomit 4,75—7,40%) cu un conținut scăzut de SiO_2 (0,11—0,62%) și rezidiu + R_2O_3 (0,21—0,70%). Acestea provin din calcarele masive organogene aparținând Triasicului superior (Gr. Popescu, D. Patrulius 1964 ; V. Mutihac 1966).

Stabilirea tipurilor de roci carbonatice din Piatra Zimbrului reiese și din figura 8. Se remarcă caracterul omogen al calcarelor din acest masiv.

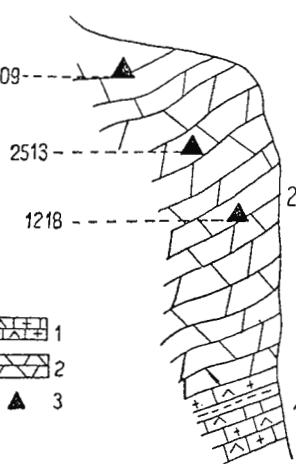
Punctele din care s-au recoltat probele sunt ilustrate în figura 9.

Fig. 9 — Succesiunea depozitelor la Piatra Zimbrului : 1, calcare în plăci cu Halobii (Ladinian); 2, calcare masive organogene (Carnian); 3, probe analizate chimic.

Succession des dépôts à Piatra Zimbrului :

1, calcaire en plaquettes à Halobies (Ladinien) ; 2, calcaires massifs organogènes (Carnien) ;

3, échantillons analysés chimiquement.



Culmea Todirescu. Rocile din culmea Todirescu prezintă un chimism variabil, analiza chimică punând în evidență aici, calcare (94,32—95,46% CaCO₃ și 4,52—5,30 dolomit), calcare slab dolomitice (83,35 CaCO₃ și 14,98 dolomit) și chiar dolomite calcaroase (33,26% CaCO₃ și 64,89% CaCO₃—MgCO₃). Această variație s-ar putea datora faptului că, în acest sector depozitele carbonatice care apar ca blocuri izolate, deși prezintă aspecte litofaciale asemănătoare, aparțin la vîrste diferite, fără a se putea stabili însă relații stratigrafice între ele⁴.

Cariera Pojorîta. În cadrul lucrării de față s-au analizat 4 probe din cariera Pojorîta. O probă din dolomitele anisiene. Două probe dintr-un nivel de marno-argile situat imediat deasupra dolomitelor. O probă recoltată din zona de trecere a marno-argilelor la jaspuri. Pentru proba din dolomite (proba 13), analiza chimică evidențiază un conținut de 94% dolomit (tabel 1). Probele de marno-argile se deosebesc net, din punct de vedere chimic, de dolomitele subjacente. În marno-argile se remarcă conținutul ridicat de SiO₂ (60,72—61,52%). De asemenea concentrația în Al₂O₃ (11,00—11,43%) și Fe₂O₃ (1,85—2,03) crește față de valorile din dolomit (Al₂O₃ 1,14 și Fe₂O₃ 0,57%) în timp ce valorile CaO (7,05—9,50) și MgO (0,71) scad. K₂O apare în concentrație de 0,98%. În proba de jasp, comparativ cu marno-argilele, crește concentrația în SiO₂ (69,03%) și în Fe₂O (2,50) în timp ce Al₂O₃ (7,08) și CaO (5,75) scad.

Figura 10 ilustrează concentrația oxizilor în rocile din cariera Pojorîta.

Această compoziție chimică diferită este o consecință a naturii foarte deosebite a rocilor din succesiunea stratigrafică a acestui profil. Profilul din care s-au recoltat probele este schițat în figura 11.

Sintetizînd cele expuse și grupînd rocile după compoziția lor chimică (tabel 2), indiferent de masivele căror aparțin, s-au obținut 6 tipuri distincte :

I. Grupul dolomitelor.

II. Grupul calcarelor slab dolomitice, pînă la dolomite calcaroase cu conținut apreciabil de silice + R₂O₃ (2,05—3,53%).

III. Grupul calcarelor pînă la calcare slab dolomitice silicioase, cu conținut ridicat de SiO₂ și R₂O₃ (7,98—10,66).

⁴ V. Mutihac, Elena Colios. (1967). Studii stratigrafice, petrografice, microfaciale și geochemice în sinclinalul Rarăului. Arh. Inst. Geol. București.

IV. Calcare slab dolomitice pînă la calcare, cu conținut scăzut de silice + R_2O_3 (0,30—0,95%).

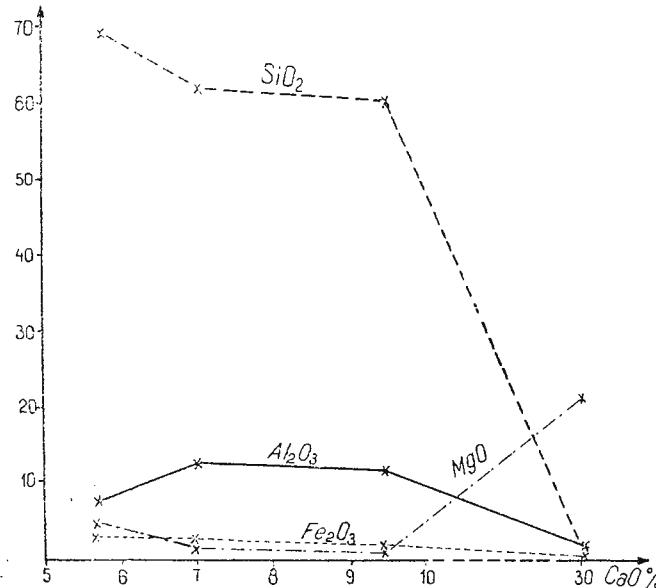


Fig. 10 — Diagrama variației concentrației oxizilor în rocile din cariera Pojorita.

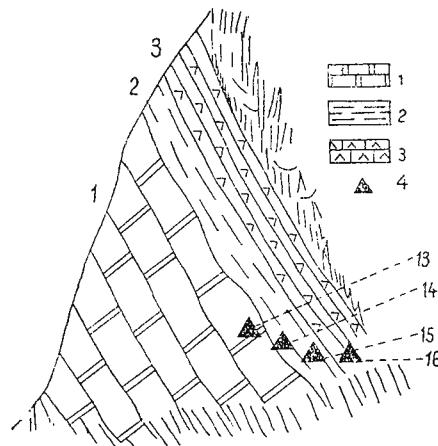
Diagramme de la variation de la concentration des oxydes des roches de la carrière de Pojorita.

Fig. 11 — Succesiunea depozitelor în cariera Pojorita :

1, dolomite (Anisian) ; 2, marno-argile (Oxfordian) ; 3, jaspuri (Callovian) ; 4, probe analizate chimic.

Succession des dépôts de la carrière de Pojorita :

1, dolomies (Anisien) ; 2, marno-argiles (Oxfordien) ; 3, jaspes (Callovien) ; 4, échantillons analysés chimiquement.



V. Calcare pure cu conținut neglijabil în silice + R_2O_3 (0,06—0,53%).

TABELUL 2
Tipuri de roci carbonatice din sinclinalul Rarăului

Proba	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ total	Reziduu + R ₂ O ₃	CaO	MgO	S	H ₂ O+	P.C.	CO ₂	Total
6 dolomit 13 dolomit	0,22	1,14	0,57	I. 4,14 (1,93)	30,96	20,42	—	0,56	46,42	44,25	99,77 99,79
7 calcar slab dolomitic 12 dolomit calcaros 2204 calcar dolomitic 25 dolomit calcaros	1,62	1,26	0,65	II. 2,05 2,21 (3,53) 2,88	52,59 35,74 46,00 38,42	2,52 17,66 8,26 14,20	—	0,88	41,80	43,85 44,47 100,47 44,35	100,51 100,08 99,35
5 calcar slab dolomitic silicos 21 calcar slab dolomitic silicos 2485 calcar silicos	7,72	0,69	1,14	III. (9,55) 10,66 (7,98)	48,04	3,60	—	—	39,13	40,00	100,32 100,11 99,89
20 calcar 2047 calcar	0,63 0,44	0,26 0,36	0,06 0,09	IV. (0,95) (0,89)	54,49 53,48	1,04 0,90	—	0,13 0,32	43,15 44,35	99,76 99,94	
1218 calcar slab dolomitic 2513 calcar slab dolomitic 2509 calcar 1136 calcar slab dolomitic 2051 calcar slab dolomitic 22 calcar slab dolomitic 23 calcar slab dolomitic 24 calcar	0,11	0,18	0,01	0,21 (0,30) 0,58 0,58 0,34 0,23 0,75 0,30	54,03 54,75 54,76 54,58 54,34 54,34 53,48 55,00	1,39 1,62 1,08 2,08 1,87 1,26 3,28 0,99	—	0,23	43,86	43,76 44,04 100,62 100,23 43,40 43,64 43,77 43,08	44,04 100,62 100,23 100,64 100,43 100,61 99,73 100,12
8 calcar 1795 calcar 1805 calcar 2045 calcar 3053 calcar	0,04 0,15 0,08 0,02 0,02	0,09 0,08 0,08 0,02 0,02	0,04 0,06 0,06 0,25 0,37	V. (0,17) 0,06 0,06 0,37 0,53	54,99 55,60 54,60 55,12 54,47	1,08 0,76 1,07 0,48 0,76	—	0,36 0,20 0,20 0,48 0,76	43,30 43,34 44,22 43,88	99,90 100,64 99,76 100,49 99,74	
9 calcar 10 calcar 2499 calcar 2502 calcar 17 calcar 18 calcar 19 calcar	2,27	0,82	0,37	VI. (3,46) 3,51 2,60 3,38 (1,48) (3,53) (0,76)	53,68 52,94 52,94 52,80 54,21 53,35 55,00	0,56 0,24 0,84 0,94 0,68 0,57 0,86	—	0,38	42,21	43,04 43,20 42,20	100,29 99,73 99,58 99,34 99,65 99,78 100,40

VI. Calcare cu conținut apreciabil în silice + R_2O_3 (1,48—3,53%).

Figura 12 reprezintă clasificarea pe tipuri a tuturor rocilor carbonatice din sinclinalul Rarău.

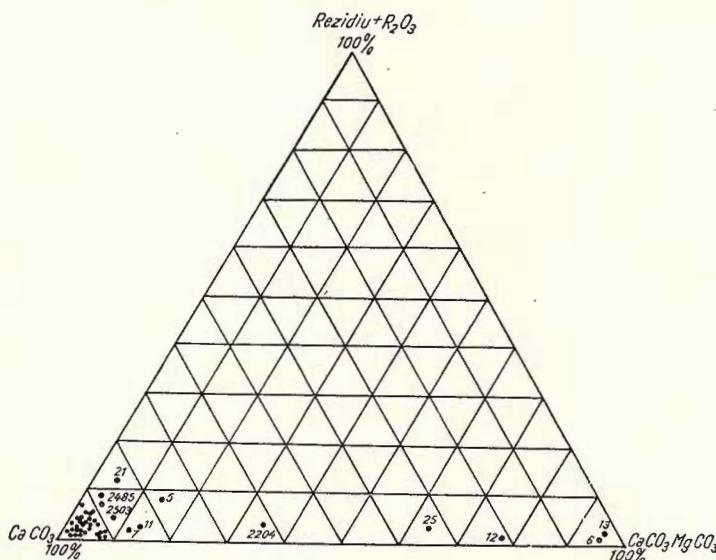


Fig. 12 — Diagrama proiecției ternare a rocilor carbonatice din sinclinalul Rarău.

Diagramme de la projection ternaire des roches carbonatées du synclinal de Rarău.

Interesant este faptul că, în majoritatea cazurilor, există o corespondență între aceste grupări și vîrsta rocilor.

Astfel, dolomitele din grupul I aparțin Anisianului, S. Athanasiu (1899); I. Băncilă, C. V. Păpiu (1953); Gr. Popescu, D. Patrulias (1964); V. Mutihac (1966).

Deși s-au analizat numai probe de la Pojorita și de la Piatra Șoimului, dezvoltarea lor omogenă în tot sinclinalul Rarău ar putea permite să se extindă constatarea că dolomitele de acest tip din regiune aparțin Anisianului.

Grupul II de roci carbonatice din baza Pietrii Șoimului și din abruptul dintre Pietrele Doamnei și Piatra Șoimului, ar putea fi atribuite tot Triasicului mediu⁵. Vîrsta acestora nu a fost demonstrată paleontologic. Tot aici se pot încadra și unele blocuri din Platoul Tădirescu.

⁵ V. Mutihac, Elena Colios (1967) Studii stratigrafice, petrografice, microfaciale și geochemică în sinclinalul Rarăului. Arh. Inst. Geol. București.

Calcarele slab dolomitice silicioase (grupul III) se încadrează în Ladinian-Çarnianul inferior. Acest lucru este demonstrat paleontologic pentru calcarele din baza Pietrii Șoimului V. Mutihac, V. Chelaru, Elena Cîrstov (1966) iar pe baza asemănării compoziției chimice se pot alătura acestora și calcarele dintre Rarău și Popchii Rarăului.

Calcarele slab dolomitice pînă la calcar, cu conținut scăzut de silice (grupul IV), cum sunt cele din Piatra Zimbrului, de la partea superioară a culmii Popchii Rarăului și din baza Pietrelor Doamnei (izvorul Rece), aparțin ca vîrstă Carnianului Gr. Popescu, D. Patrulius (1964); V. Mutihac, V. Chelaru, Elena Cîrstov (1966).

Pe baza compoziției chimice pot fi integrate aici și calcarele considerate de vîrstă nesigură din baza masivului Rarău propriu zis și din unele blocuri din culmea Todirescu.

Calcarele pure (grupa V) se încadrează cu vîrstă tot în Triasicul superior, probabil Norian, Gr. Popescu, D. Patrulius (1964); V. Mutihac, V. Chelaru, Elena Cîrstov (1966). Din acestea fac parte calcarele din Piatra Șoimului și cele de deasupra carierii C.F.R. Pojorita.

Ultima categorie de calcar și anume cele cu conținut ridicat în silice + R_2O_3 (grupul VI) aparțin Cretacicului inferior S. Athanasiu (1899); Gr. Popescu, D. Patrulius (1964); V. Mutihac, Elena Mirăuță (1964), vîrstă dovedită paleontologic. În rîndul acestora se încadrează calcarele ce alcătuiesc Pietrele Doamnei și virful Rarău.

Diferențierea compoziției chimice în interpretările de vîrstă este ilustrată și de variațiile conținuturilor în elemente minore, ale acestor roci⁶.

De exemplu pentru Rarău calcarele triasice prezintă un conținut mai ridicat în Sr (330—620 p.p.m.) față de cele cretace (146—252 p.p.m.).

Concluzii

Din studiul întreprins rezultă că :

În varietatea de roci carbonatice existente în sinclinalul Rarău se poate stabili prezența mai multor tipuri bine individualizate, ce se grupează după compoziția lor chimică.

Se constată o relație strînsă între tipurile stabilite pe criterii chimice și vîrstă acestor roci.

⁶ V. Mutihac, Constanța Udrescu (1965) Corelări stratigrafice pe baza elementelor disperse în Dobrogea de Nord.

Aceste constatări au oferit posibilitatea să se poată presupune că unele depozite carbonatice nedatare ar putea fi alăturate, după compoziția chimică, la diversele grupe stabilite, care la rîndul lor aparțin anumitor vîrste.

Din cele expuse am dori să reiasă faptul că analiza chimică nu vine cu pretenția de a lămuri problemele de vîrstă, ci cu dorința de a constitui un element în plus care să servească interpretărilor geologice și să deschidă perspectiva de colaborare între metodele geochimice și stratigrafice, în cadrul studiului complex al rocilor carbonatice.

BIBLIOGRAFIE

- Athanasiu S. (1899) Geologische Beobachtungen in den nordmoldavischen Karpaten. *Verh. d. Geol. R. A.* XI.IX Viena.
- Băncilă I., Papiu V. (1953) Jaspurile triasice de la Pojorîta-Bucovina. *Bul. st. Acad. R.P.R. Sec. st. biol. agr. geol. și geogr.* V. 4 București.
- Mutihac V., Mirăuță Elena (1964) Observațiuni asupra triasicului din Rarău. *D.s. Com. Geol.* L/2 București.
- (1965) Considerații asupra Doggerului din sinclinalul marginal (Rarău-Breaza). *St. și cercet. geol. geofiz. geogr. seria geologie Acad. R.P.R.* 10, 1, București.
- (1966) Probleme de stratigrafie și tectonică privind sinclinalul Rarăului (Carp. orientali). *St. și cerc. geol. geofiz. geogr.. seria geologie Acad. R.S.R.* 11,2 București.
- Chelaru V., Cîrstov Elena (1966) Noi date asupra Trisiacului din Rarău. *An. st. Univ. „Al. I. Cuza“ XIII.II* Iași.
- (1966) Noi puncte fosilifere triasice în sinclinalul Rarăului. *D.s. Com. Geol.* LII/1, București.
- Papiu C.V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. șt. București.
- Popescu Gr., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rarău (Carp. orientali). *An. Com. Geol.* XXXIV/2. București.
- Ruhin L.B. (1958) Grundzüge der Lithologie-Lehre von den Sedimentgesteinen. Akademie-Verlag-Berlin, 1958.



UTILISATION DES DONNÉES CHIMIQUES COMME INDICATEUR POUR LA DIFFÉRENCIATION DE CERTAINS TYPES DE ROCHES CARBONATÉES MÉSOZOÏQUES DU SYNCLINAL DE RARĀU.

PAR

ELENA COLIOS

(Résumé)

On a établi dans cet ouvrage les caractéristiques chimiques des différents types de roches carbonatées et on a obtenu, fonction de la composition chimique, les groupes suivants :

1) groupe des dolomies, 2) groupe des calcaires faiblement dolomités jusqu'aux dolomies calcaires à teneur appréciable en silice + R_2O_3 (2,05—3,53%), 3) groupe des calcaires jusqu'aux calcaires faiblement dolomitiques à teneur élevée en silice et R_2O_3 (7,98—9,55%), 4) calcaires jusqu'aux calcaires faiblement dolomitiques à teneur réduite en silice + R_2O_3 (0,30—0,95%), 5) calcaires purs, 6) calcaires à teneur appréciable en silice + R_2O_3 (1,48—3,55%).

Dans la plupart des cas il y a correspondance entre ces groupes et l'âge des roches .

EXPLICATION DE LA PLANCHE

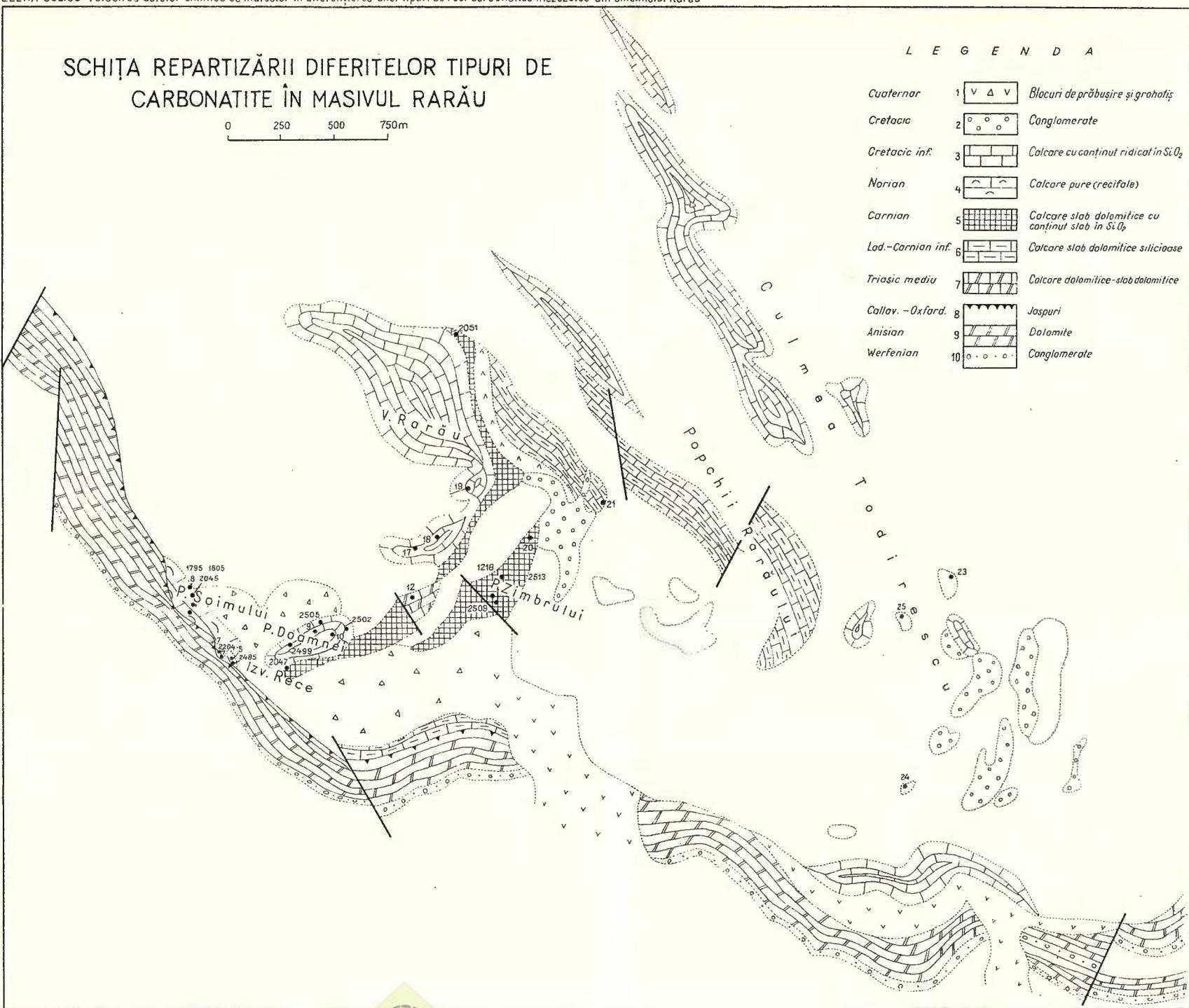
Esquisse de la distribution des différents types de roches carbonatées dans le massif de Rarāu.

1. Quaternaire : blocs d'écroulement et éboulis ; 2, Crétacé ; conglomérats ; 3, Crétacé inférieur : calcaires à teneur élevée en SiO_2 ; 4, Norien : calcaires purs (récifaux) ; 5, Carnien ; calcaires légèrement dolomitiques à faible teneur en SiO_2 ; 6, Ladinien-Carnien-inférieur : calcaires légèrement dolomitiques siliceux ; 7, Trias moyen : calcaires dolomitiques-légèrement dolomitiques ; 8, Callovien-Oxfordien : jaspes ; 9, Anisien : dolomies ; 10. Werfénien : conglomérats.



SCHIȚA REPARTIZĂRII DIFERITELOR TIPURI DE CARBONATITE ÎN MASIVUL RARĂU

0 250 500 750m



**ANALIZA CANTITATIVĂ A CALCARELOR CU AJUTORUL
RAZELOR X¹**

DE

R. GIUŞCĂ²

Abstract

Quantitative Analysis of the Limestones by means of the X—Rays. The author presents a X — ray method for the quantitative determining of the calcite and dolomite within the limestones. An X — ray diaffractometer tracing up the diffraction lines of calcite for $d = 3.04 \text{ \AA}$ and of dolomite for $d = 2,89 \text{ \AA}$, using the $\text{Cu}_{\text{k}\alpha 1}$ radiation is used. As an internal standard the TiO_2 with an intense reflex for $d = 3,51 \text{ \AA}$ is used, and the relations between the intensity of the sample test line, and that of the internal standard are computed. The standard curve is plotted with pure mineraile. Determining errors $\pm 3,5\%$.

Dezvoltarea continuă a industriei, impune folosirea a cît mai multe resurse de materii prime, necesitând o selecționare bună și rapidă a acestora în ceeace privește conținutul în minerale utile.

Calcarul poate fi socotit ca făcind parte din grupa materiilor prime foarte solicitate, punîndu-se accentul pe conținutul de calcit și dolomit.

Analiza chimică, deși răspunde foarte exact în ceeace privește conținutul global, totuși nu poate să indice cu precizie dacă avem de a face cu dolomit și calcit sau avem un amestec de calcit și magneziu. În afară de aceasta, analiza chimică cere un timp lung de execuție.

Analiza cu raze X folosind difractometrul, are avantajul pe de o parte că poate să identifice cu precizie mineralele prezente, iar pe de alta, să poată determina cantitativ procentele acestor minerale.

¹ Comunicare în ședință din 18 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.



Bazindu-ne pe datele din literatură, relativ puține, am căutat să aplicăm această metodă de analiză la studiul acestor minerale. Metoda se bazează pe faptul că fiecare mineral prezent în calcare, prezintă linii de difracție caracteristice și care nu interferă între ele. Pentru a se observa mai bine aceasta, se dau mai jos liniile de difracție ale acestor minerale, liniile care reprezintă în același timp și reflexul cel mai puternic.

Cuarț	$d = 3,34 \text{ \AA}$
Blendă	$d = 3,12 \text{ \AA}$
Calcit	$d = 3,04 \text{ \AA}$
Galenă	$d = 2,97 \text{ \AA}$
Dolomit	$d = 2,89 \text{ \AA}$

Se observă că deși distanțele interreticulare ale mineralelor sunt grupate într-un interval restrâns, totuși sunt destul de distanțate pentru a nu produce interferențe și a putea fi ușor identificate.

Pentru determinarea cantitativă s-a folosit metoda cu etalon intern întrebunțind pentru aceasta TiO_2 sintetic, care dă un reflex puternic pentru $d = 3,51 \text{ \AA}$, reflex care se situează foarte aproape de reflexele mineralelor prezente în calcare.

În fig. 1 se dă o diagramă ce conține liniile caracteristice ale acestor minerale inclusiv linia etalonului intern.

Se observă că intervalul de lucru este cuprins între 24° și 32° pentru 2θ , în cazul folosirii radiației $\text{Cu}_{\text{k}\alpha 1}$, iar liniile de difracție pot fi identificate cu ușurință.

Curbele de etalonare au fost făcute folosind minerale analizate chimic pentru a se cunoaște puritatea. Etaloanele pentru dolomit au fost făcute folosind MgO ca material de diluție. Nu s-au putut face etaloane prin amestecarea dolomitului cu calcit în diferite proporții, deoarece dolomitul are o tendință de orientare a cristalelor, fapt care duce la rezultate eronate. De asemenea pentru a împiedeca orientarea cristalelor de dolomit atât în etaloane cât și în probe, s-a adăugat la amestec un procent de 15% pulbere de cuarț. În loc de cuarț se poate folosi și o pulbere de sticlă.

Dacă urmează a se determina și cuarțul conținut în calcare, se va face și o probă fără adăos de cuarț, orientarea particulelor de dolomit neavând influență asupra celorlalte minerale prezente.

Timpul de omogenizare a probelor a fost de 75 minute, mineralele fiind în prealabil mojarate și sitate prin sită de 0,056 mm. Pentru fiecare probă s-au făcut cîte 3 înregistrări luindu-se media acestora. Probele au fost montate în rame de aluminiu de 2 mm grosime și avînd o cavitate de

12×12 mm. Determinările au fost efectuate cu difractometrul URS—50 IM, radiația $Cu_{k\alpha 1}$, filtru de Ni, viteza de deplasare a goniometrului 2° pe minut și constanta de timp 3 s. Intensitatea liniilor s-a calculat prin măsurarea fiecărei linii de la fond la vîrf, variația fondului fiind neglij-

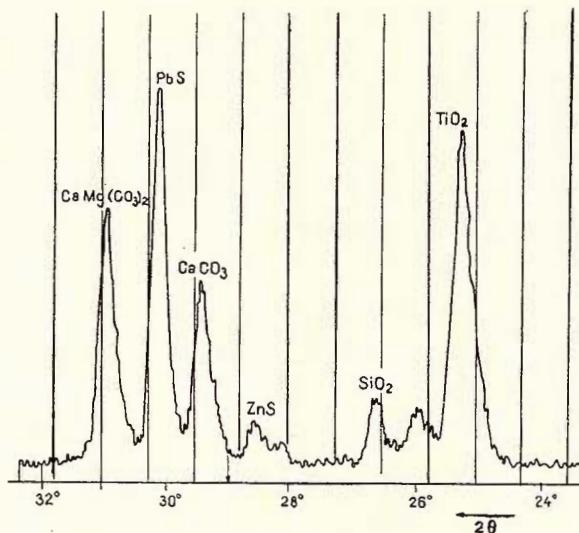


Fig. 1 — Diagrama unei probe sintetice ce conține 6% quart, 8% belndă, 30% calcit, 5% galenă, 50% dolomit și TiO_2 etalonul intern.

Diagramme pour un échantillon synthétique renfermant : 6% quartz, 8% blende, 30% calcite, 5% galène, 50% dolomie et TiO_2 pris comme étalon interne.

jabilă, această mărime reprezentând integrarea tuturor impulsurilor. Calculul a fost făcut raportând intensitatea liniei probei (I_p) la intensitatea liniei standardului (I_s). Cu ajutorul datelor obținute au fost trase curbele de etalonare din fig. 2.

Verificarea metodei experimentate s-a făcut prin compararea rezultatelor obținute prin această metodă cu rezultatele date de analiza chimică.

Erorile de determinare sunt cuprinse între limitele 2,2—3,5% ceea ce pentru metoda roentgenografică reprezintă o valoare foarte bună.

Dacă socotim timpul de cîntărire pentru etalonul intern și cel pentru omogenizare și determinare, o probă poate fi analizată în circa 2 ore.

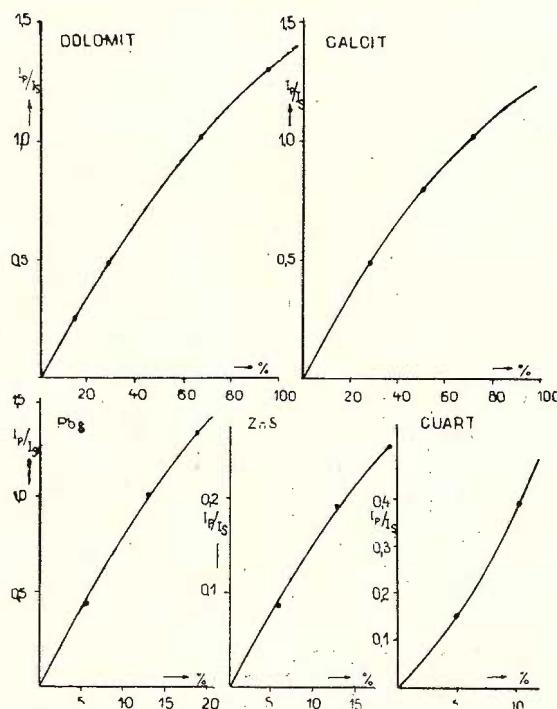


Fig. 2. — Curbele de etalonare pentru dolomit, calcit, galenă, blendă și cuart.

Courbes d'étalonnement pour la dolomie, calcite, galène, blende et le quartz.

TABEL

Comparație între analiza chimică și analiza cu raze X

Calcar dolomit	Ca CO ₃		Ca Mg(CO ₃) ₂	
	chimic	raze X	chimic	raze X
Proba 25 R	33,26	34	.64,89	62,5
„ 2204 R	61,44	60	37,74	40

Concluzii. Din cele arătate mai sus, metoda propusă permite analiza calcarelor într-un timp foarte scurt, permitînd în același timp stabilirea procentuală de calcit și dolomit din aceste roci.

BIBLIOGRAFIE

- Rainer Starke, Johannes Reutsch (1961) Quantitative röntgenographische Phasenanalyse erzführender Karbonatgesteine. „Bergakademie“ 12.
- Tenant C. B., Berger R. W. (1958) X — ray determination of dolomite calcit — ratio of a carbonat rock. *Amm. Miner.* 42.
- * * (1962) Index to the X — ray data file, A.S.T.M. Philadelphia.

ANALYSE QUANTITATIVE DES CALCAIRES À L'AIDE DES RAYONS X

PAR

R. GIUŞCĂ

(Résumé)

Les minéraux essentiels qui constituent les calcaires présentent des lignes caractéristiques de diffraction. À l'aide d'un diffractomètre à rayons X, ces lignes peuvent être aisément identifiées, la calcite ayant $d = 3,04 \text{ \AA}$ et la dolomie $2,89 \text{ \AA}$. Afin de faire des déterminations quantitatives on a utilisé TiO_2 pris comme étalon interne, en prenant des précautions pour éviter l'orientation des particules, dans le but d'éviter les erreurs de détermination et afin d'acquérir des résultats réproductibles. On a utilisé la radiation $\text{Cu}_{\text{k}\alpha 1}$, avec filtre en nickel, en exécutant trois déterminations pour chaque échantillon. Pour les courbes d'étalonnage on a utilisé des minéraux purs. Pour les calculs on a fait le rapport entre l'intensité des lignes des échantillons et celle des lignes des standards ; les résultats obtenus présentent des déviations, par rapport à l'analyse chimique de $\pm 3,5\%$. C'est de la même manière qu'on peut aussi déterminer d'autres composants qui se trouvent fréquemment dans les calcaires tels : blende, galène, quartz. La méthode est rapide ne reclamant que deux heures de travail pour un échantillon.





Institutul Geologic al României

PREPARAREA SUBSTANȚELOR
MINERALE UTILE

CERCETĂRI PRIVIND POSIBILITĂȚILE DE VALORIZARE
A CAOLINULUI DE LA TALAGI¹

DE

B. GEORGESCU, MARIA DUMITRESCU²

Abstract

Research on Possibilities of turning to Account the Talagi Kaolin. Preliminary research work has been carried out on a kaolin rock sample collected in the Talagi Valley (Crișana region). The sample contained 19% Al_2O_3 , 66% SiO_2 , and approximately 2.16% Fe_2O_3 . The useful product obtained by means of the following operations: disintegration, stirring with water, decantation and settling in hydrocyclone showed over 2% Fe_2O_3 , and a reduced degree of white. By solubilizing with acids, the contents of Fe_2O_3 decreased to 1.0—1.7%, and the degree of white increased to 64.5%. At burning, however, the degree of white decreased (46.5% at 1200°). The results led to the conclusion that the material investigated cannot constitute a source of kaolin for the ceramic industry or for any other purposes.

Se cunoaște de mai multă vreme, existența pe valea Talagi, a unor roci eruptive, mai mult sau mai puțin caolinizate. Cu ani în urmă s-au făcut cîteva lucrări de explorare pentru caolin, fără rezultate favorabile.

În 1964, Comitetul de Stat al Geologiei, prin Întreprinderea de propecțiuni geologice, a reluat lucrările de explorare în regiunea respectivă, cu care ocazie, în 1965, geologul I. Teodoru a colectat o probă de rocă caolinoasă, care a fost trimisă Institutului Geologic pentru cercetări de preparare.

Proba cercetată a fost colectată prin ciupire, din metru în metru, pe o lungime de cca 20 m, din partea mediană a Ripei Malului. Locul numit

¹ Comunicare în ședință din 11 aprilie 1967.

² Institutul Geologic Sos. Kiseleff nr. 55 București.



Ripa Malului este situat pe valea Galiției affluent stîng al văii Talagi. Rîpa Malului se deschide pe versantul stîng al văii Galița, pe o lungime de 100 m și înălțimi cuprinse între 50 m în partea vestică, 60 m la mijloc și 30 m în partea estică.

Versantul rîpei, din care s-a colectat proba, este constituit din piroclastite și lave andezitice puternic caolinizate, de culoare alb gălbui, uneori alb cenușie, impregnate cu pirită avînd cîteva intercalări de argilă albăstruie și nivele limonitice. Gradul de caolinizare în adîncime nu a putut fi apreciat, lucrările de prospectare fiind numai lucrări de suprafață. Proba, aşa cum s-a precizat, a fost colectată numai din partea superficială a formației caolinoase.

Compoziția chimică a probei a fost următoarea³:

	%		%
SiO ₂	66,10	K ₂ O	2,82
Al ₂ O ₃	19,03	Na ₂ O	0,38
Fe ₂ O ₃	2,16	Mn ₂ O ₃	urme
CaO	0,98	Pc	5,54
MgO	0,90	Caolinit	21,27
TiO ₂	0,75	Mică	23,67
P ₂ O ₅	0,07	Feldspat	15,28
SO ₃	1,74	Cuarț	35,26

Cercetări experimentale

Cercetările executate în cadrul Secției de preparare, au urmărit să stabilească dacă este posibil să se prepare materialul care constituie proba în vederea obținerii unor produse utilizabile în industriile consumatoare de caolin. Eventualele rezultate favorabile ale acestor cercetări ar fi putut constitui un temei pentru intensificarea lucrărilor de prospectare avînd ca obiectiv rocile caolinoase din regiunea respectivă.

Cercetările au fost axate în primul rînd pe operații de separare a fracțiunii argiloase (caolinoase) din masa rocii brute, prin îndepărtarea grăunților de cuarț, a feldspatului Nealterat, a micei etc.

În al doilea rînd, s-a urmărit îmbunătățirea calitativă a caolinului spălat.

Așa cum se va vedea, rezultatele cercetărilor au un caracter negativ, produsele care se pot obține avînd calități sub limitele minime cerute de norme.

³ Analiza chimică generală, precum și celelalte analize au fost executate de chimist Elena Retezeanu.



1. Cercetări de preparare prin procedee fizice. Pentru îndepărțarea mineralelor nedorite (minerale neargiloase ; cuarț, mică, feldspat) care în general au dimensiuni sensibil mai mari decât granulele de caolinit, s-au făcut mai întâi o serie de încercări de separare prin clasare în apă, după o prealabilă dezintegrare a materialului. Toate încercările au fost făcute cu probe de material sfărîmate uscat, în prealabil, la — 3 mm.

Granulometria medie a materialului, după sfărîmare la — 3 mm și dezintegrare prin agitare în apă, timp de 15 min, este arătată în tabelul 1 (media mai multor încercări).

TABELUL 1

Clasa mm	%
3—2	18,1
2—1	15,2
1—0,5	13,1
0,5—0,25	9,2
0,25—0,09	7,7
0,09—0,07	1,4
0,07—0,06	1,8
0,06	33,5
Suma	100,0

Se vede că aproximativ 33% din material este mai fin ca 0,06 mm și peste 55% rămîne în fracțiunile $> 0,25$ mm, constituite în special din grăunți de feldspat nealterat și cuarț.

Proportia de material cu dimensiuni de 0,06—0,25 mm este relativ redusă (cca 11%).

Încercările au fost făcute în diferite condiții de lucru (timp de înmuiere diferit, timp de agitare diferit etc) urmărindu-se recuperarea cantitativă de fracțiune fină și calitatea acestei fracțiuni.

Într-o primă etapă s-a considerat ca fracțiunea utilă, fracțiunea sub 60 μ obținută în urma dezintegrării mecanice, înmuierea materialului cu apă și trecerii lui în suspensie.

S-a constatat că timpul de înmuiere prealabilă — care a fost variat între 0 și 96 ore, nu are influență semnificativă asupra proporției de material fin (sub 0,06 mm), dar sănă diferențe între proporțiile de material

fin obținute dacă timpul de agitare pentru dezintegrare crește de la 15 minute la 60—90 minute, cum se poate vedea din tabelul 2.

TABELUL 2

Influența timpului de înmuiere și agitare asupra fracțiunii fine (sub 0,06 mm)

Timp înmuiere, ore	—	24	48	96			
Timp agitare, minute	15	60	15	15	60	30	90
Nr. încercării	1	5	6	2	7	9	10
Clasa 3—1 mm	30,8	27,2	35,4	33,9	26,3	30,4	26,2
,, 1—0,25 mm	21,6	18,3	20,1	23,9	18,4	19,2	16,7
,, 0,25—0,06 mm	11,3	9,4	10,7	11,2	8,9	10,6	8,9
,, < 0,06 mm	36,3	45,1	33,8	31,0	46,4	39,8	48,2

Ca urmare toate încercările ulterioare făcute cu scopul îmbunătățirii calității materialului fin (hidrocyclonarea sau tratarea chimică) au fost executate separind materialul fin după o agitare cu apă timp de 90 minute fără înmuiere prealabilă.

Mai multe analize chimice pentru conținutul Fe_2O_3 executate pe produse cu diferite granulometrii și în special pe fracțiunea—0,06 mm, obținute în urma clasării pe site a materialului dezintegrat, au dat rezultatele arătate în tabelul 3.

TABELUL 3

Conținutul de Fe_2O_3 în diferite fracțiuni

Produs	Incercarea nr.	2A Fe_2O_3 , %	10 A Fe_2O_3 , %	11 A Fe_2O_3 , %	12 A Fe_2O_3 , %	13 A Fe_2O_3 , %	15 A Fe_2O_3 , %
Clasa > 1 mm		1,03					
,, 0,25—1 mm		1,24		Neanalyzate			
,, 0,06—0,25 mm		3,30					
,, < 0,06 mm		2,44	2,51	2,66	2,53	2,56	2,88

Deși condițiile de obținere a fracțiunii sub 60 μ au fost diferite (timp de înmuiere de la 0 la 96 ore, timp de agitare pentru dezintegrare de la 1 min la 90 min, dezintegrare în tancul de agitare sau dezintegrare



în moară etc.) și proporția de material — 0,06 mm a fost diferită într-o oarecare măsură de la o încercare la alta — (30—45%) totuși variațiile conținutului de fier ale fracțiunii — 0,06 mm au fost nesemnificative, rezultatele analizelor chimice menținându-se în jurul valorii medii de 2,6% Fe_2O_3 (tabelul 3).

Observațiile făcute la lupa binoculară au arătat că o parte din conținutul de fier este datorat prezenței piritei, fapt confirmat și de conținutul de sulf (conținuturi de 0,94% sulf în produsul — 0,06 mm).

Cîteva analize raționale au indicat pentru fracțiunea — 0,06 mm, conținuturi relativ scăzute de caolinit (cca 28%) ceea ce înseamnă față de conținutul de 21 — 22% de caolinit al materialului brut determinat prin analiză chimică rațională, o îmbogățire mult prea redusă.

Pentru îmbunătățirea calității produsului — 0,06 mm s-au făcut mai întîi o serie de încercări de separare a piritei și a granulelor de feldspat, cuarț, mică cu dimensiuni mai mici de 0,06 mm, dar apropiate de 0,06 mm, prin decantare și apoi prin hidrocyclonare.

Pentru decantare s-a folosit un vas de 2.1 cu prag de revârsare. Tulbureala de caolin cu diluție mare (peste 10/1) a fost circulată prin vasul de decantare cu debite variabile de 160...400 cm^3/min . Plecîndu-se de la produse — 0,06 mm cu cca 2,6% Fe_2O_3 s-au obținut în suprasurgere produse cu cca 2% Fe_2O_3 , fracțiunile grobe depuse avînd 3—3,5% Fe_2O_3 .

Pentru încercările de hidrocyclonare s-a folosit un microcyclon de sticlă cu $\varnothing = 20$ mm cu debit de 4 l/min. Tulbureala cu material — 0,06 mm a fost trecută o singură dată sau de mai multe ori prin hidrocyclon. În funcție de timpul de hidrocyclonare (numărul de hidrocyclonări) și modul cum s-a făcut anterior hidrocyclonării recuperarea fracțiunii — 0,06 mm, proporția de solid în revârsarea hidrocyclonului (considerat produs util !) a fost de 29% pînă la 58% din materialul hidrocyclonat (adică din fracțiunea — 0,06 mm) sau de 10% pînă la 28% raportată la tot materialul.

Conținutul de Fe_2O_3 în fracțiunea fină (revârsarea hidrocyclonului) a scăzut pînă la aprox. 2% (1,95...2,11%) în timp ce conținutul fracțiunii grobe (surgerea hidrocyclonului) a avut 3—3,18% Fe_2O_3 .

Conținutul de caolinit al fracțiunii fine a fost în medie de 51%, produsul conținind încă 26% feldspat + cuarț, 17% mică (rezultatele unor analize chimice raționale).

O analiză granulometrică prin sedimentare a materialului fin de la proba 16 a dat rezultatele arătate în tabelul 5.



TABELUL 4

Repartizarea produselor obținute prin hidrociclone

Încercarea nr.		Repartizare solid, %		
		În revărsare	În scurgere	Total
10 B	Extractia în { v greutate { v ₀ Conținut de Fe ₂ O ₃ , %	57,7 27,8 1,99	42,3 20,4 3,0	100,0 48,2 2,51
11 B	Extractia în { v greutate { v ₀ Conținut de Fe ₂ O ₃ , %	39,5 19,8 2,04	60,5 30,3 3,07	100,0 50,1 2,22
13 B	Extractia în { v greutate { v ₀ Conținut de Fe ₂ O ₃ , %	37,7 18,4 1,95	62,3 30,4 2,91	100,0 48,8 2,56
14 B	Extractia în { v greutate { v ₀ Conținut de Fe ₂ O ₃ , %	29,4 9,6 2,08	70,6 23,1 3,18	100,0 32,7 2,86
16 B	Extractia în { v greutate { v ₀ Conținut de Fe ₂ O ₃ , %	44,9 16,4 2,11	55,1 20,1 3,4	100,0 36,5 2,84

v — raportat la alimentarea hidrocyclonului
v₀ — raportat la tot materialul brut

TABELUL 5

Analiza granulometrică prin sedimentarea materialului fin

Clasa mm	%	Suma trecerilor %
0,44 — 0,023	6,3	6,3
0,023 — 0,012	0,7	7,0
0,012 — 0,01	3,0	10,0
0,01 — 0,0087	2,7	12,7
0,0087 — 0,0046	5,7	18,4
0,0046 — 0,0035	3,4	21,8
0,0035 — 0,0017	14,9	36,7
— 0,0017	63,3	100,0
Total :	100,0	



Se vede că peste 93,7% din material este sub 20 μ și peste 90% sub 10 μ .

Deși produsul util obținut prin hidrocyclonare este mult îmbunătățit față de fracțiunea inițială — 0,06 mm, totuși conținutul de Fe_2O_3 este mai ridicat chiar decât limita maximă de 1,5% prevăzută de standarde pentru caolinul de calitatea II-a, iar conținutul de caolinit este sub limita minimă. De asemenea gradul de alb nu depășește 60%. Ca urmare nu poate fi considerat un produs utilizabil pentru ceramica fină sau pentru industria hîrtiei.

2. Încercări de innobilare chimică. Așa cum s-a arătat, nici produsul obținut prin hidrocyclonare nu îndeplinește condiții minime pentru utilizare în diferite scopuri.

Totuși, deși conținutul în caolinit este scăzut, dacă materialul ar avea un grad de alb suficient de ridicat (peste 80%) dată fiind finețea foarte înaintată (peste 90% sub 10 μ) s-ar putea eventual utiliza în industria hîrtiei ca material de umplutură sau de acoperire.

Pentru reducerea conținutului de fier și implicit mărirea gradului de alb s-a făcut și o serie de încercări de solubilizare a compușilor de fier cu acid clorhidric, acid sulfuric în prezența unui reducător și cu acid azotic.

La încercările de solubilizare cu HCl s-a variat concentrația de acid clorhidric, temperatura, durata de agitare. Probe de cîte 30 g material au fost dispersate în 150 cm³ soluție de acid clorhidric cu concentrații variind de la 2 la 10%. Suspensia obținută a fost agitată la rece, sau la cald (60°—80°) timp de 30—120 min, după care soluția a fost îndepărtată prin filtrare și materialul solid rămas pe filtru, spălat cu apă distilată, fie pe filtru fie prin treceri succesive în suspensie și filtrare. Spălarea s-a făcut pînă cînd apa rezultată după spălare nu a mai avut urme de fier (nu s-a mai colorat cu sulfocianură). În urma solubilizării cu HCl conținutul de Fe_2O_3 a scăzut la cca 1,6% dar nu a putut fi coborît sub această valoare.

Încercările de solubilizare cu H_2SO_4 s-au făcut în prezența dithionatului de sodiu ca substanță reducătoare, dar rezultatele nu au fost mai bune decât în cazul utilizării acidului clorhidric. La consumuri de pînă la 60 kg acid sulfuric/tonă caolin conținutul de fier nu a scăzut sub 1,6%.

Încercările cu acid azotic au dus la rezultate asemănătoare.

Produsele obținute în urma tratării chimice au avut un grad de alb de 64,5. Gradul de alb a fost determinat pe plăcuțe de 43×43×5 mm, uscate în aer.

S-a determinat gradul de alb și al materialului ars la 900° și la 1200° . La 900° gradul de alb a scăzut la 61,4 iar la 1200° la 46,5.

Cu ocazia determinărilor gradului de alb după ardere, s-a constatat că materialul se comportă total nesatisfăcător în procesul de ardere, nu numai în ceea ce privește culoarea dar plăcuțele au prezentat deformări mari, umflături, bășicuțe pe suprafață etc.

Concluzii

Cercetările experimentale executate cu o probă de rocă caolinoasă colectată de pe valea Talagi au urmărit să stablească dacă este posibil să se obțină din acest material, prin operația de preparare, produse utilizabile industrial (caolin pentru ceramică, pentru industria hîrtiei etc.).

Materialul brut a avut 19% Al_2O_3 , 66% SiO_2 și cca 2,16% Fe_2O_3 .

Pentru recuperarea fracțiunii caolinoase s-a încercat să se folosească o schemă cuprinzind trecerea în suspensie a acestei fracțiuni (dezintegrare și agitare în apă) și separarea fracțiunilor alcătuite din granule mai mari, prin clasare și hidrociclone.

Produsul util, cu finețe înaintată obținut în urma acestor operații a rămas cu un conținut ridicat de Fe_2O_3 (peste 2%) și a avut un grad de alb scăzut.

Prin solubilizare cu acid clorhidric, acid sulfuric sau acid azotic s-a putut scade conținutul de Fe_2O_3 numai pînă la 1,6—1,7%, gradul de alb crescînd pînă la 64,5%.

Prin ardere la 900° gradul de alb al produsului obținut scade la 61,4% iar la 1200° la 46,5%.

Rezultatele cercetărilor au dus la concluzia că materialul cercetat nu poate constitui o sursă de caolin pentru industria ceramică sau alte scopuri, caolinul spălat obținut printr-o schemă relativ complicată de preparare, neîndeplinind nici condițiile minime pentru un caolin de calitatea II-a.



RECHERCHES SUR LES POSSIBILITÉS DE LA MISE EN VALEUR DU KAOLIN DE TALAGI

PAR

B. GEORGESCU, MARIA DUMITRESCU

(Résumé)

En 1966 à l'Institut Géologique ont été exécutées des recherches de préparation sur un échantillon de roche kaolinique prélevé dans la vallée de Talagi (région de Crișana).

Le versant de l'abrupt qui nous a fourni cet échantillon est constitué de pyroclastites et de laves andésitiques kaolinisés, imprégnés de pyrite.

Le but des recherches fut d'établir s'il est possible d'en obtenir, par préparation, des produits industriels utilisables (kaolin pour l'industrie céramique, l'industrie du papier etc.).

Le matériel contient 19% Al_2O_3 , 66% SiO_2 et environ 2,16% Fe_2O_3 .

Afin de récupérer la fraction kaolinique on a fait usage d'un schéma qui comprend la mise en suspension de cette fraction (desintégration et agitation dans l'eau) et de la séparation des fractions constituées de granules grossières, sur tamis et dans hydrocyclon.

Le produit util à finesse avancée obtenu par ces opérations renferme encore une teneur élevée en Fe_2O_3 (supérieure à 2%) et a un faible degré de blancheur.

En ajoutant de l'acide chlorhydrique, sulfurique ou azotique on n'est arrivé à diminuer la teneur en Fe_2O_3 que jusqu'à 1,6—1,7%, le degré de blancheur augmentant jusqu'à 64,5%.

Par cuisson le degré de blancheur du produit obtenu diminue au fur et à mesure que la température augmente, notamment : il est de 61,4% à 900° et de 46,5% à 1200°.

On conclut que le matériel qui a fait l'objet de ces études ne peut pas constituer une source de kaolin pour l'industrie céramique ou autres. Le kaolin lavé obtenu par un schéma de préparation relativement compliqué ne réunit même pas les conditions minimales réclamées par un kaolin de seconde qualité.





Institutul Geologic al României

PREPARAREA SUBSTANȚELOR
MINERALE UTILE

CERCETĂRI CU PRIVIRE LA VALORIZAREA
UNUI MINEREU CUPRIFER DIN REGIUNEA SM¹

DE

C. PANDELESCU, M. DUMITRESCU²

Abstract

Studies Regarding Beneficiation of a Cupriferous Ore in the SM Region. The studies carried out had the purpose to establish possibilities of dressing the cupriferous ore with an about 1,2% Cu content in the SM region (S Plateau) Metallurgical utilizable cupriferous concentrates with a 14—22% Cu content (depending on the number of re-flotations) can be obtained by flotation, with a metal recovery of 80—83.5%. The cupriferous concentrate obtained after two re-flotations contains 600 g/t Mo. By some adaptations of the flotation device (partial replacement of lime by sodium carbonate, using small quantities of oil), a Mo-content increase up to 350 g/t in the cooper concentrate, with a molybdenum recovery which may reach up to 90%, was realized.

Din punct de vedere geologic³, regiunea SM face parte din zona sedimentară Reșița—Moldova Nouă. Fundamentul este format din șisturi cristaline reprezentate prin: micașisturi, filite și cuartite.

În partea vestică a regiunii (Platoul S), formațiunile mezozoice au fost străpuse de roci eruptive intrusiv — granodiorite și granodiorit-porfirite, denumite banatite. La contactul banatitelor cu calcarele mezozoice s-au format roci de contact constituite în general din scarne granatifere sau clorito-epidotice. Ele sint mineralizate, în ordinea frecvenței, cu pișită, calcopirită, bornit, calcozină și molibdenit. Mai rar,

¹ Comunicare în ședința din 11 aprilie 1967.

² Institut Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ I. Slabu, T. Murar (1966) Raport geologic — IGEX, Arh. Com. Stat Geol., București.



în special în zonele de culcuș ale corpurilor intrusive, apare magnetita și oligistul sub formă de cuiburi.

Observațiile macroscopice și microscopice arată că mineralele menționate apar fie ca impregnații în masa rocii, fie ca plaje depuse pe fissuri sau chiar filonașe cu minereu compact. Cele mai răspindite sunt impregnațile, care apar ca granule izolate de minerale, sau aglomerări de granule de unul sau mai multe minerale.

Zăcământul principal de minerale de cupru este cantonat în coperișul intruziunilor de banatit, având o direcție aproape N—S. El este constituit din lentile cu lungimi de 100—200 m, cu mineralizație discontinuă și cu o repartiție neuniformă a cuprului.

Cercetări de preparare

Cercetările de preparare au fost executate asupra unei probe medii pregătite la Laboratorul de preparare probe — IGEX, prin comasarea și omogenizarea probelor martor din sondajele de la Platoul S.

Analiza chimică a indicat prezența următoarelor elemente principale :

	%		%
SiO ₂ :	33,94	Cu :	1,19 — 1,21
(Fe) :	13,10	S :	2,99 — 3,04
Fe ₂ O ₃ :	18,73	Mo :	0,004
CaO :	27,60		

Analiza granulometrică a probei primite, urmată de analiza chimică pentru Cu a diferitelor clase granulometrice, a dat următoarele rezultate :

Tabelul 1

Clase granulometrice mm	Greutate %	Conținut Cu %	Extracția de Cu %
> 0,25	31,06	0,95	26,70
0,25—0,15	13,69	1,05	13,00
0,15—0,09	12,27	1,12	12,45
0,09—0,06	12,89	1,18	13,75
< 0,06	30,09	1,25	34,10
3—0	100,00	1,10	100,00

Această analiză indică o anumită îmbogățire în cupru a claselor mai fine. Se constată de asemenea că proba conține o cantitate destul de mare (30%) de material < 0,06 mm.



Analiza chimică, precum și observațiile microscopice efectuate arată că proba cercetată prezintă interes în primul rînd pentru cupru. De asemenea, ar putea ridica interes și conținutul de molibden al minereului (40 g/t); cunoscind că molibdenitul, prezent adesea în minereurile cuprifere, se concentrează — la preparare — împreună cu mineralele de cupru, în paralel s-a dat atenție și posibilității de recuperare a acestuia.

Caracteristicile chimico-mineralogice ale minereului indică flotația ca fiind singura metodă de concentrare ce poate fi luată în considerare.

Prin experimentările de flotație efectuate, s-a urmărit mai întâi stabilirea condițiilor de obținere a unui concentrat cuprifer primar, la o extracție de metal cît mai ridicată și apoi stabilirea unor condiții de reflotare, pentru realizarea unei imbogățiri corespunzătoare a concentratului primar.

Flotația primară a concentratului cuprifer. La experimentările de flotație primară s-a cercetat influența unor parametri considerați mai importanți pentru cazul studiat și anume: gradul de măcinare, consumul de colector și timpul de flotație.

Reactivii utilizați au fost varul (2000 g/t) și silicatul de sodiu (1500 g/t) ca reactivi modificatori, xantatul etil de potasiu (80—190 g/t) ca reactiv colector și flotanolul (30 g/t) ca spumant.

Experimentările la care s-a urmărit influența gradului de măcinare au fost executate cu măcinarea minereului la —0,25 mm (cca 50% <0,075 mm); —0,15 mm (cca 62% <0,075 mm) și —0,10 mm (cca 71% <0,075 mm).

Rezultatele acestor experimentări, precum și condițiile de lucru în care au fost efectuate, sunt arătate în tabelul 2. Observăm că o dată cu creșterea gradului de măcinare de la —0,25 mm la —0,15 mm, extracția de Cu în concentrat crește de la 85% la 88,2%, menținându-se apoi aproximativ constantă, cu creșterea gradului de măcinare la —0,10 mm. Ca urmare, s-a considerat indicată o măcinare a minereului la —0,15 mm.

În continuare, ținând cont de faptul că minereul supus flotației conține o cantitate destul de mare de material fin, s-a urmărit modul în care influențează asupra rezultatelor flotației consumul de xantat — executându-se în acest scop experimentări cu diferite cantități de xantat (80—220 g/t) — precum și timpul de flotație.

Rezultatele acestor experimentări sunt prezentate în tabelele 3 și 4; pe baza lor s-au putut trasa diagramele din figurile 1 și 2.

Examinarea acestora arată că o dată cu creșterea consumului de xantat de la 80 la 175 g/t, extracția de Cu în concentrat crește de la 83,5%

Tabelul 2

Măcinare mm	Produse	Extracția în greutate %	Conținut de Cu %	Extracția de Cu %
- 0,25	Conc. cuprifer	9,0	10,30	85,00
	Steril	91,0	0,181	15,00
	Alimentare	100,0	1,09	100,00
- 0,15	Conc. cuprifer	8,0	11,90	88,20
	Steril	92,0	0,14	11,80
	Alimentare	100,0	1,07	100,00
- 0,10	Conc. cuprifer	12,1	8,70	88,80
	Steril	87,9	0,14	11,20
	Alimentare	100,0	1,17	100,00

Condiții de lucru:

Măcinare
 Diluția (S : L) 1 : 3
 Reactivi:
 var 2 000 g/t
 silicat de sodiu 1 500 g/t
 xantat 120 g/t
 flotanol 30 g/t
 Timp condiționare 13 min
 Timp flotare 17 min
 pH: 9,5

Tabelul 3

Cantitatea de xantat g/t	Produse	Extracția în greutate %	Conținut de Cu %	Extracția de Cu %
80	Conc. cuprifer	7,0	13,50	83,5
	Steril	93,0	0,20	16,5
	Alimentare	100,0	1,12	100,0
120	Conc. cuprifer	8,0	11,90	88,20
	Steril	92,0	0,14	11,80
	Alimentare	100,0	1,07	100,00
175	Conc. cuprifer	12,50	8,20	89,30
	Steril	87,50	0,14	10,70
	Alimentare	100,00	1,22	100,00
220	Conc. cuprifer	13,60	8,30	88,70
	Steril	86,40	0,14	11,30
	Alimentare	100,00	1,14	100,00

Condiții de lucru:

Măcinare - 0,15 mm
 Diluția (S:L) 1 : 3
 Reaktiv:
 var 2 000 g/t
 silicat de sodiu 1 500 g/t
 xantat
 flotanol 30 g/t
 Timp condiționare 13 min
 Timp flotare 17 min
 pH 9,5



Tabelul 4

Produse	Timp de flo-	Extracția în	Conținut de	Extracția de
	tație, min	cumula-	cumula-	cumula-
		lat	lat	lat
Conc. C ₁	8	8	7,5	11,20
„ C ₂	5	13	2,5	4,25
„ C ₃	5	18	2,1	2,97
„ C ₄	5	23	1,5	1,69
Steril	—	—	86,4	100,0
Alimentare	—	—	100,0	—
			0,12	1,13
			73,8	100,0
			9,3	—
			5,6	—
			88,7	—
			2,2	—
			90,9	—

Condiții de lucru

Măcinare — 0,15 mm

Diluția (S : L) 1 : 3

Reactivi:

var 2 000 g/t

silicat de sodiu 1 500 g/t

xantat 175 g/t

flotanol 30 g/t

Timp conditionare 13 min

Timp flotație:

pH 9,5

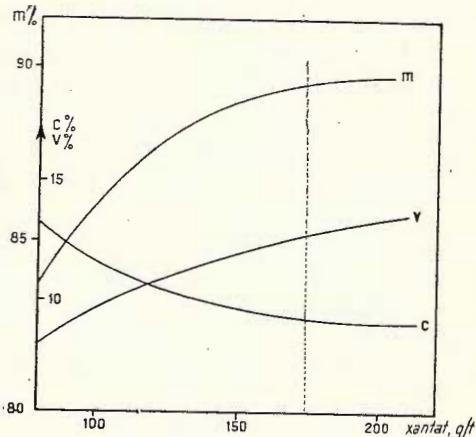


Fig. 1. — Variația indicilor flotației cu consumul de xantat.

Variation des indices de flottation fonction de la consommation de xantate.

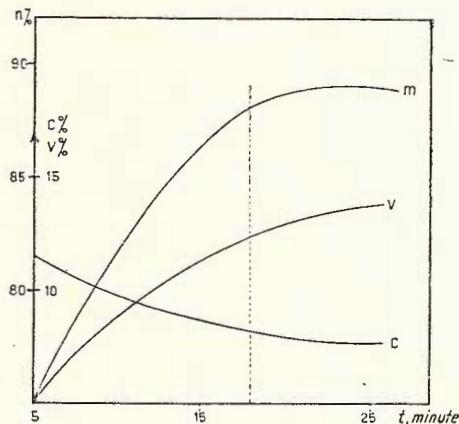


Fig. 2. — Variația indicilor flotației cu timpul de flotație.

Variation des indices de flottation fonction de temps

la 89,3%, după care rămîne practic constantă, la mărirea cantității de xantat pînă la 220 g/t. S-a considerat ca optim consumul de 175 g/t xantat.

Se constată de asemenea că pentru a realiza o extracție de metal mulțumitoare este necesar un timp de flotație destul de mare ; se vede astfel că extracția de 88,7%, căreia îi corespunde un concentrat cu 8,3% Cu, se realizează după 18 minute de flotație. Aceasta se dătoresc faptului că o cantitate însemnată de cupru se află în clasa fină de material, care necesită un timp mai mare de flotație.

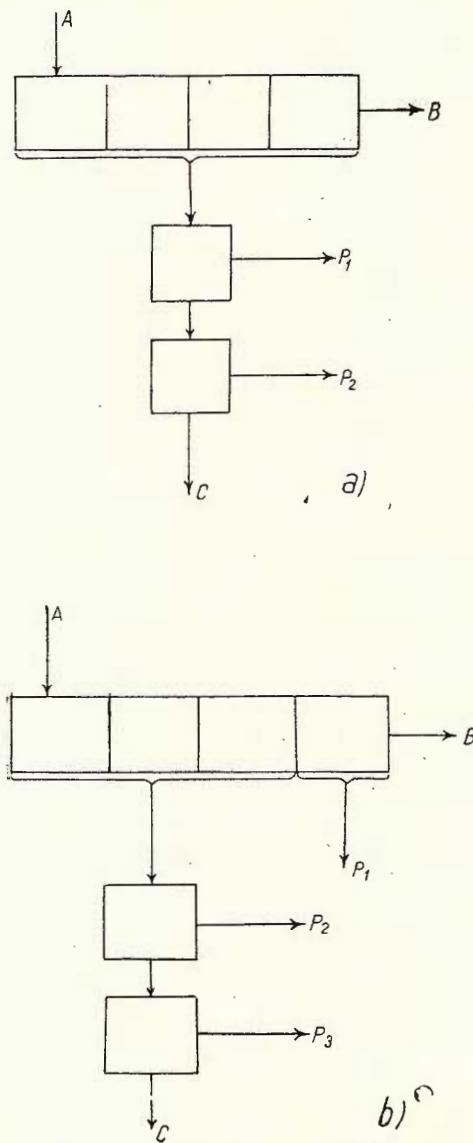


Fig. 3. — Schemele de reflotare a concentratului cuprifer.
Schémas de reflottation du concentré cuprifère.

Reflotarea concentratului cuprifer primar. Cu scopul îmbo-gătirii concentratului primar de reflotare a acestui concentrat, după schemele prezentate (fig. 3) ; aceste scheme constau fie din reflotarea de două ori a întregului concentrat cuprifer primar, colectat pînă la obținerea unei extracții de Cu de peste 90% (fig. 3 a), fie din reflotarea de două ori a unui concentrat primar cu un conținut ceva mai ridicat de Cu (circa 8%), fracțiunea finală de la flotația primară, considerată produs intermediar, urmînd a fi reintrodusă — cazul unei flotații industriale — în circuitul flotației primare (fig. 3 b). Rezultatele obținute la aceste experimentări sunt prezentate în tabelul 5.

Observăm că prin aplicarea uneia sau alteia din cele două scheme se pot obține în final concentrate cuprifere cu 20—22% Cu, la extracții de Cu de 80—82% (socotind că prin retratarea produselor intermediare se recuperează 50% din cuprul conținut de acestea). Din același tabel se vede că

Tabelul 5

Schema de lucru	Produse	Extractia in greutate %	Conținut de Cu %	Extracția de Cu %
Fig. 3 a	C — Conc. cuprifer	4,3	19,99	70,5
	P ₁ — Prod. interm.	9,8	2,45	19,7
	P ₂ — Prod. interm.	2,3	1,81	3,0
	C + P ₂	6,6	13,70	73,50
	B — Steril	83,6	0,10	6,8
	A — Alimentare	100,0	1,22	100,0
Fig. 3 b	C — Conc. cuprifer	3,8	21,80	69,0
	P ₁ — Prod. interm.	1,6	1,71	2,4
	P ₂ — Prod. interm.	8,6	2,63	19,0
	P ₃ — Prod. interm.	2,0	1,10	1,8
	C + P ₃	5,8	14,70	70,8
	B — Steril	84,0	0,10	7,8
	A — Alimentare	100,0	1,20	100,0

Condiții de lueru*La flotația primară:*

Măcinare — 0,15 mm
 Diluție (S : L) 1 : 3

Reactivi :

var 2 000}g/et
 silicat de sodiu . . . 1 500 g/t
 xantat 175 g/t
 flotanol 30 g/t
 Timp de conditionare . . . 13 min
 Timp de flotare :
 3 a — 23 min
 3 b — 18 + 5 min

La prima reflotare:

Reactivi
 var 400 g/t de minereu
 silicat de sodiu . . . 200 g/t de minereu

Timp de conditionare . . . 5 min
 Timp de flotare 3 min
 pH 9,5

La a doua reflotare:

Reactivi :
 var 400 g/t de minereu
 silicat de sodiu . . . 200 g/t de minereu
 Timp de condiționare 5 min
 Timp de flotare 4 min
 pH 9,5

printr-o singură operație de reflotare se pot obține concentrate cuprifere cu 13,7—14,7% Cu (valorificabile metalurgic) la extracții de Cu de 81,5—83,5% (după retratarea produselor intermediare).

Recuperarea molibdenitei. După cum a indicat analiza chimică, proba de minereu cercetată prezintă un conținut de 40 g/t Mo, care — în măsura concentrării lui în concentratul cuprifer — ar putea prezenta interes, în acest caz punindu-se deci și problema recuperării acestui metal ca subprodus.



Așa cum este cunoscut, singura posibilitate de valorificare a molibdenului prezent în cantități mici într-un minereu cuprifer, este separarea acestuia din concentratele cuprifere.

Analizând pentru Mo produsele de la flotația mineralelor de Cu (tabelul 5 ; fig. 3 a), s-au obținut rezultatele prezentate în tabelul 6.

Tabelul 6

Produse	Extracția în greutate %	Conținut de Mo, %	Extracția de Mo, %
C — Conc. cuprifer	4,3	0,060	62,0
P ₁ — Prod. interm.	9,8	0,003	7,0
P ₂ — Prod. interm.	2,3	0,020	11,0
C + P ₂	6,6	0,046	73,0
B — Steril	83,6	0,001	20,0
A — Alimentare	100,0	0,0041	100,0

Concentratul cuprifer obținut după două reflotări conține deci 600 g/t Mo, la o extracție de Mo care, după retratarea produselor intermediare, poate ajunge pînă la 71%.

Observăm de asemenea că concentratul cuprifer obținut după o singură reflotare conține numai 460 g/t Mo ; rezultă deci că cu cât conținutul în Cu al concentratului cuprifer este mai ridicat, cu atît acesta va fi mai bogat în Mo.

Întrucît tratamentul de separare a molibdenitei din concentratele cuprifere este costisitor, din motive economice este indicat să se prelucreze concentratele mai bogate în Mo, iar recuperarea de Mo în aceste concentrate să fie cât mai mare.

Ca urmare, în vederea obținerii unor concentrate cuprifere mai bogate în Mo, au fost efectuate experimentări la care s-a urmărit intensificarea flotației molibdenitului, prin unele adaptări ale rețetei de flotație stabilite anterior.

Astfel, cunoscind că uneori varul poate manifesta o acțiune depresantă asupra molibdenitei (R. W. Hernlund, 1961), s-au executat experimentări la care varul a fost înlocuit parțial sau total cu carbonat de sodiu ; de asemenea s-au folosit și mici cantități de petrol (10—20 g/t), colector specific pentru molibdenită.

Rezultatele cele mai semnificative obținute la aceste experimentări, împreună cu condițiile de lucru aplicate, sunt arătate în tabelul 7.

Tabelul 7

Schema de lucru	Produse	Extracția în greutate %	Conținuturi %		Extracții de metal, %	
			Cu	Mo	Cu	Mo
Fig. 3 a	C — Conc. cuprifer	4,00	19,66	0,085	67,00	84,20
	P ₁ — Prod. interm.	8,30	2,80	0,002	19,75	4,10
	P ₂ — Prod. interm.	4,30	1,70	0,011	6,25	11,70
	C + P ₂	8,30	10,35	0,0467	73,25	95,90
	B — Steril	83,40	0,10	—	7,00	—
	A — Alimentare	100,00	1,17	0,004	100,00	100,00

Condiții de lucrua) *La flotația primară:*

Măcinare -0,15 mm
Diluție (S : L) 1 : 3

Reactivi :

var 750 g/t
carbonat de sodiu . . 1 800 g/t
silicat de sodiu . . 1 500 g/t
xantat 150 g/t
petrol 20 g/t
flotanol 30 g/t
Timp de condiționare . . 18 min
Timp de flotare 23 min
pH 9

b) *La prima refloatare:*

Reactivi :
var 100 g/t de minereu
carbonat de sodiu . . 500 g/t de minereu

silicat de sodiu . . 200 g/t de minereu
Timp de condiționare 5 min
Timp de flotare 4 min
pH 9,5

c) *La a doua refloatare:*

Reactivi :
var 100 g/t de minereu
carbonat de sodiu . . 500 g/t de minereu
silicat de sodiu . . 200 g/t de minereu
Timp de condiționare . . 5 min
Timp de flotare 4 min
pH 9,5

Se constată că prin unele adaptări ale rețetei de filotație stabilite anterior, s-a reușit să se ridice conținutul în Mo al concentratului de cupru pînă la 850 g/t, cu o recuperare de Mo ce poate ajunge pînă la 90%. Desigur că printr-un număr mai mare de refloatari acest conținut poate fi mărit pînă la cel puțin 1000 g/t Mo.

În ceea ce privește separarea molibdenitului din concentratul cuprifer, aceasta se poate realiza aplicind una din următoarele metode, utilizate în prezent în țări mari producătoare de molibden (U.R.S.S., S.U.A.) (A. W. Hernlund, 1961, E. C. Tveeter, 1962) :



Separare cu ferocianură ;

Separare după desorbție cu sulfură de sodiu ;

Separare după desorbție prin condiționarea concentratului în mediu de var, la o temperatură de 80—85°C.

În ceea ce privește conținutul în Mo al concentratelor de molibden care rezultă în urma separării, în funcție de tratamentul metalurgic ulterior, pot veni în vedere două variante :

Obținerea unor concentrate pentru tratare hidrometalurgică, cu 6—8% Mo, la recuperări de Mo ce pot ajunge pînă la 90% ;

Obținerea de concentrate pentru tratare pirometalurgică, cu cel puțin 40% Mo, la recuperări de Mo ce nu pot depăși însă 66—67%.

Evident că alegerea variantei optime se va putea face numai în urma unui calcul tehnico-economic amănunțit.

Conținutul redus de Mo al probei cercetate (40 g/t) și posibilitățile pe care le oferă experimentările la scară laborator, nu au permis a studia și problema separării moliobdenitului din concentratul cuprifer. În acest scop sînt necesare experimentări pe cantități importante de minereu (de ordinul a cîteva mii de kg) care nu pot fi executate decît în instalații pilot sau semi-industriale.

În concluzie, pe baza celor de mai sus, apreciem că problema recuperării moliobdenului — ca subprodus — din minereu ar putea prezenta interes, în măsura în care conținutul de Mo al minereului nu coboară sub 40—50 g/t.

Concluzii

Cercetările de preparare efectuate au arătat că minereul studiat poate fi valorificat în bune condiții pentru cupru.

Acest minereu ar putea prezenta, de asemenea, un oarecare interes și pentru Mo (40 g/t) ; ca urmare, în cadrul cercetărilor efectuate s-a dat atenție și posibilității de recuperare — ca subprodus — a moliobdenitului.

Experimentările efectuate au arătat că plecînd de la minereul cu circa 1,2% Cu, se pot obține prin flotație, concentrate cuprifere, valorificabile metalurgic, cu un conținut de 14—22% Cu (funcție de numărul de refloitori), lă o extracție de metal de 80—83,5%.

Concentratul cuprifer obținut după două refloitori (cu 20% Cu) conține 600 g/t Mo. Prin unele adaptări ale rețelei de flotație (înlocuirea parțială a varului cu carbonat de sodiu, folosirea de mici cantități de petrol), s-a reușit să se ridice conținutul în Mo al concentratului de cu-

pru pînă la 850 g/t, cu o recuperare de molibden ce poate ajunge pînă la 90%.

În ceea ce privește separarea molibdenitului din concentratul cuprifer, soluția tehnologică în acest scop nu va putea fi indicată decît după efectuarea de experimentări pe concentrate cuprifere cu conținut de Mo, obținute într-o instalație pilot sau semi-industrială.

BIBLIOGRAFIE

- Hernlund R. W. (1961) Extraction of molybdenite from copper flotation products, Quarterly of the Colorado School of Mines, July, 3—1st of 2 Vols.
 Tveter E. C., Mc Quiston F. W., jr. (1962) Plant practice in sulfide mineral flotation, Froth Flotation, 50th Anniversary Volume, AIMME, Inc., New York.

RECHERCHES POUR LA MISE EN VALEUR D'UN MINERAU CUPRIFÈRE DE LA RÉGION DE SM

PAR

C. PANDELESCU, MARIA DUMITRESCU

(Résumé)

Le but de cette étude a été de déterminer les possibilités de préparation d'un minerau cuprifère de la région de SM (Plateau S).

La région de SM appartient à la zone sédimentaire de Reșița-Moldova Nouă. Le soubassement y est constitué par des schistes cristallins représentés par des micaschistes, phyllites et quartzites. Du côté occidental de la région (Plateau S) les formations mésozoïques ont été percées par des roches éruptives intrusives — granodiorites et granodiorites-porphyrates, dénommées banatites. Au contact des banatites avec les calcaires mésozoïques se sont formées des roches de contact constituées, généralement, de skarns grenatifères ou chlorites-épidotiques. En tenant compte de la fréquence, elles sont minéralisées comme il suit : pyrite, chalcopyrite, bornite, chalcosine, covélline et molibdénite. Rarement, surtout dans



les murs des corps intrusifs, apparaissent la magnétite et l'oligiste sous forme de nids.

Les observations macroscopiques et microscopiques montrent que les minéraux mentionnés apparaissent soit comme imprégnation dans la masse de la roche, soit comme plages déposées sur les fissures, soit même comme des filonnets de minerai compact. Les plus répandues sont les imprégnations qui apparaissent comme des grains isolés de minéraux ou comme agglomérations de grains d'un ou de plusieurs minéraux.

Les recherches de préparation effectuées sur un échantillon dont la teneur est d'environ 1,2%. Cu ont montré que le minerai peut être mis en valeur en bonnes conditions pour le cuivre.

Ce minerai pourrait présenter quelque intérêt aussi en ce qui concerne le Mo (40 g/t) ; par conséquent, au cours des recherches effectuées on a prêté attention aussi aux possibilités de récupérer — comme subproduit — la molibdénite.

Les expériences effectuées montrent qu'en partant du minerai renfermant environ 1,2% Cu on peut obtenir, par flottation, des concentrés cuprifères, capables d'être mis en valeur au point de vue métallurgique à une teneur de 14—22% Cu (fonction du nombre des reflottations), à une récupération en métal de 80—83%.

Le concentré cuprifère obtenu après deux reflottations (avec 20% Cu) renferme 600 g/t Mo. Grâce à certaines adaptations de la recette de flottation (substitution partielle de la chaux par le carbonate de sodium, l'emploi de pétrole en quantité réduite), on aboutit à augmenter la teneur en Mo du concentré de cuivre jusqu'à 850 g/t, avec une récupération de molibdène jusqu'à 90%.

Quant à la séparation de la molibdénite du concentré cuprifère, la solution technologique, ne pourra être indiquée qu'après avoir effectué des expériences sur des concentrés cuprifères à teneur en Mo, obtenus dans une installation pilote ou sémiindustrielle.



PREPARAREA SUBSTANȚELOR
MINERALE UTILE

CERCETĂRI PENTRU VALORIZAREA MINEREULUI COMPLEX
DIN SECTORUL BR¹

DE

C. PANDELESCU, CR. MUŠĂTEANU²

Abstract

Research for Benefication of the B.R Complex Ore. The research work carried out aimed at the possibilities for beneficiation by preparation the BR complex ore, which contains as useful elements 1,9—2% Pb, 1,7—1,8% Zn, and about 10% pyrite. By means of differential flotation of the material grinded at — 0,12 mm, or by collective flotation of the ore grinded at — 0,2 mm, followed by differential separation after the regrinding at — 0,12 mm, it was possible to obtain finally a lead concentrate with 62—64% Pb and 2—2,3% Zn, and a sphalerite concentrate with 52% Zn ; the final metal recovery is about 88% for Pb and 85—87% for Zn. By means of collective flotation a galena-sphalerite concentrate, which can be turned to account from the metallurgic standpoint by the Imperial Melting Process, can be obtained. It contains 30% Pb and 28,9% Zn, the metal recoveries being of 91,5% for Pb and 95% for Zn.

Sectorul BR se află situat în extremitatea vestică a Munților Metaliferi, încadrindu-se în evoluția acestei unități geologice. La alcătuirea regiunii participă formațiuni eruptive bazice de vîrstă mezozoică și roci intrusivе banatitice. Mineralizația din acest sector are un caracter filonian, fiind asociată intruziunilor banatitice.

Lucrările de explorare geologică (galeriile III și VI), au urmărit direcțional un filon caolinos în care sînt prinse blocuri și lentile de minereu masiv de dimensiuni variabile (2 cm — 2 m), constituit din galenă, blendă, pirită, mai rar calcopirită, bornit, pirotină, marcasită, în gangă de cuarț. Grosimea filonului este cuprinsă între 0,10 — 4,80 m ; el a fost urmărit direcțional pe circa 240 m.

¹ Comunicare în ședința din 11 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.



Analiza chimică generală a probei supusă cercetărilor de preparare a indicat următoarele conținuturi :

	%		%
SiO ₂	60,84	S	5,67
Fe	5,76	Pc	6,28
TiO ₂	0,65	K ₂ O	1,71
MnO	0,11	Na ₂ O	0,02
P ₂ O ₅	0,11	CaO	3,50—4,00
Al ₂ O ₃	9,0	Au	0,4 g/t
MgO	1,85	Ag	62,6 g/t
Pb	1,9—2,15		
Zn	1,6—1,8		

Studiul mineralologic³ arată că mineralizația este constituită în principal din pirită, blendă, galenă și subordonat calcopirită, situate într-o gangă de cuarț.

Pirita apare în cristale de dimensiuni variabile, fiind redusă la granule fine cu conture rotunjite.

Blenda se prezintă în plaje cu conture neregulate sau în granule. Frecvent blenda conține filonașe de calcopirită sau incluziuni de galenă.

Galenă se asociază frecvent cu pirita și blenda. Ea alcătuiește plaje cu conture neregulate, dispuse la periferia piritei. Alteori formează cristale izolate în gangă.

Calcopirită este subordonată cantitativ celorlalte sulfuri. Apare în cristale neregulate sau constituie filonașe subțiri.

Marcasita se întâlnește rar.

Așa cum rezultă îndeosebi din analiza chimică, proba care a stat la baza studiului prezintă interes economic pentru galenă (1,9 — 2,1% Pb), blendă (1,6 — 1,8% Zn) și eventual pentru pirită (cca 10%).

Cercetări experimentale de preparare

Caracteristicile chimico-mineralogice ale probei de minereu au dus la concluzia că singura metodă de concentrare ce poate fi luată în considerare este flotația. Cercetările de flotație au fost orientate pe următoarele linii :

experimentări de flotație diferențială, pentru obținerea unor concentrate separate de Pb și de Zn ;

experimentări de flotație colectivă, în vederea obținerii unui concentrat colectiv de Pb — Zn, valorificabil metalurgic prin procedeul I.S.P.

³ V. Răduță, M. Borcea (1965). Raport privind documentarea petrografică și mineralologică a lucrărilor de explorare executate de ISEM în sănțierul BR. Arh. Com. Stat Geol. București.



De asemenea s-a cercetat posibilitatea recuperării piritei prezente în minereu.

1. Experimentări de flotație diferențială. În scopul determinării condițiilor optime de obținere a unor concentrate separate de Pb și de Zn de calitate corespunzătoare, s-au executat experimentări la care s-au variat îndeosebi felul și cantitatea de reactivi modifieri.

a) *Flotația galenei.* În cadrul experimentărilor efectuate s-au folosit reactivi utilizați în mod curent la flotația diferențială Pb — Zn și anume : silicat de sodiu pentru depresarea gangei, cianură de potasiu și sulfat de zinc (folosiți în raportul 1 : 4) pentru depresarea blendei, var și (sau) carbonat de sodiu ca reactivi alcalinizatori, xantat etil de potasiu drept colector și flotanol H ca spumant.

Observații microscopice efectuate pe probe rezultate în urma analizei granulometrice a minereului brut sfârîmat la 3 mm, ne-au permis a trage concluzia că minereul nu prezintă asociații înaintate ale mineralelor utile între ele, sau între acestea și gangă ; ca urmare, experimentările au fost executate cu măcinarea minereului la 0,2 mm (cca $50\% < 0,074$ mm), la care mineralele prezente par a fi suficient de dezasociate.

În vederea determinării felului și cantității optime de reactivi alcalinizatori necesari creării unui mediu favorabil flotației galenei și totodată depresării piritei, s-au executat experimentări de flotație diferențială cu adăugarea de var (500—2000 g/t), de carbonat de sodiu (1000—2000 g/t), precum și cu adăugarea de var și carbonat de sodiu împreună.

Rezultatele acestor experimentări sunt prezentate în tabelele 1, 2, și 3.

Din tabelul 1 se vede că rezultate favorabile la flotația galenei s-au obținut la consumuri de var cuprinse între 500—1500 g/t : concentrate cu 28—36 % Pb, care mai conțin 1,5—3,3% Zn, la extracții de Pb de 88—92%. Consumuri mai mari de 1 500 g/t var duc la scăderea sensibilă a extracției de Pb. Din tabelul 2 se vede că folosind în locul varului carbonat de sodiu, la consumuri de 1 500—2 000 g/t, se obțin concentrate de calitate mai bună — cu 42—44% Pb, conținutul de zinc fiind de 2,2—3,3% — la extracții de Pb care nu depășesc însă 88%. Aceste extracții de metal ceva mai scăzute decât cele realizate în cazul utilizării varului, se datorează faptului că în prezența carbonatului de sodiu, spuma se prezintă mai puțin abundantă și persistentă decât în prezența varului.

Folosind atât var și carbonat de sodiu, s-au putut realiza rezultate ușor superioare, în ceea ce privește extractia de metal, acelora obținute în cazul utilizării separate a celor doi reactivi.

Tabelul 1

Cantitatea de var (g/t)	Produse	Extracția în greutate %	Conținuturi, %		Extracții de metal, %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
500	Conc. galenă	5,3	36,4	3,32	88,1	10,3
	Conc. blendă	6,8	1,35	21,5	4,3	85,5
	Steril	87,9	0,19	0,096	7,6	4,2
	Alimentare	100,0	2,19	1,73	100,0	100,0
1000	Conc. galenă	7,0	27,8	2,34	92,3	9,6
	Conc. blendă	6,1	0,58	22,6	1,6	81,0
	Steril	86,9	0,148	0,19	6,1	9,4
	Alimentare	100,0	2,12	1,71	100,0	100,0
1500	Conc. galenă	5,5	33,2	1,45	89,8	5,0
	Conc. blendă	5,8	1,2	23,2	3,2	82,0
	Steril	88,7	0,16	0,25	7,0	13,0
	Alimentare	100,0	2,05	1,65	100,0	100,0
2000	Conc. galenă	5,5	32,6	2,1	83,7	6,6
	Conc. blendă	6,4	3,0	22,8	9,1	82,8
	Steril	88,1	0,17	0,22	7,2	10,6
	Alimentare	100,0	2,11	1,77	100,0	100,0

Condiții de lucru

Măcinare -0,20 mm
 Diluție 1 : 4 (S : L)
 Reactivi :
La flotația galenei
 var
 silicat de sodiu 2 000 g/t
 cianură de potasiu 100 g/t
 sulfat de zinc 400 g/t
 xantat 40 g/t
 flotanol 20 g/t
 Timp de condiționare 30 min
 Timp de flotare 11,5 min

La flotația blendei
 var 2 000 g/t
 sulfat de cupru 800 g/t
 xantat 30 g/t
 flotanol 8 g/t
 Timp de condiționare 22 min
 Timp de flotare 7,5 min

Astfel, după cum se vede în tabelul 3, la un adaos de 1000 g/t var și 1000 g/t carbonat de sodiu, s-a obținut un concentrat de galenă cu 37,5% Pb și 3,4% Zn, la o extracție de Pb de 90,9%.

b) *Flotația blendei*. La flotația blendei s-au utilizat ca reactivi modificatori, sulfatul de cupru, pentru activarea blendei și var, pentru depresarea piritei (pentru depresarea piritei s-au utilizat de asemenea la unele încercări și cantități mici de cianură de potasiu).

Rezultatele obținute la flotația blendei, care se pot vedea atât în tabelele 1, 2 și 3, cât și în tabelul 4, indică necesitatea utilizării unui consum ridicat de var, care să depreseze pirita și să creeze mediul alcalin favorabil flotației blendei.



Tabelul 2

Cantitatea de carbonat de sodiu g/t	Produse	Extracția în greutate %	Conținuturi, %		Extracții de metal, %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
1000	Conc. galenă	5,5	33,4	3,8	90,3	12,1
	Conc. blendă	9,8	0,7	13,7	3,6	76,2
	Steril	84,7	0,15	0,24	6,1	11,7
	Alimentare	100,0	2,04	1,76	100,0	100,0
1500	Conc. galenă	4,4	41,8	3,3	87,6	9,9
	Conc. blendă	8,4	1,4	16,9	5,3	83,5
	Steril	86,2	0,17	0,14	7,1	6,6
	Alimentare	100,0	2,10	1,7	100,0	100,0
2000	Conc. galenă	4,4	44,5	2,2	87,4	7,0
	Conc. blendă	10,2	1,2	14,6	5,4	86,3
	Steril	85,4	0,19	0,13	7,2	6,7
	Alimentare	100,0	2,24	1,65	100,0	100,0

Condiții de luere:

Măcinare -0,20 mm
 Diluție 1 : 4 (S : L)
 Reactivi :
La flotația galenei
 carbonat de sodiu
 silicat de sodiu 2 000 g/t
 cianură de potasiu 100 g/t
 sulfat de zinc 400 g/t
 xantat 40 g/t
 flotanol 20 g/t
 Timp de condiționare 30 min
 Timp de flotare 11,5 min

La flotația blendei
 var 2 000 g/t
 sulfat de cupru 800 g/t
 xantat 30 g/t
 flotanol 8 g/t
 Timp de condiționare 22 min
 Timp de flotare 7,5 min

Astfel, la consumuri de var care nu au depășit 2 000 g/t, deși s-au putut obține concentrate de blendă cu 22—23% Zn, extracțiile de Zn în concentrat au fost în cel mai bun caz de 85%.

În cazul utilizării a 3 000 g/t var se pot obține, după cum se vede în tabelul 4, concentrate de Zn cu 17,5% Zn, la extracții de Zn de 88,5%. Utilizând pe lîngă var (2 000 g/t) și cantități reduse de cianură de potasiu (50—100 g/t) pentru depresarea mai puternică a piritei, se observă (tabelul 4) că se pot obține concentrate de zinc de calitate mai bună, cu 27,5% Zn, însă la extracții de metal sensibil mai scăzute, de 75%.

Pentru a vedea în ce măsură poate influența măcinarea, îndeosebi asupra rezultatelor flotației blendei, s-au executat mai multe experimentări de flotație diferențială, cu măcinarea minereului la 0,12 mm (cca 58% <0,074 mm), regimul de reactivi cu care s-a lucrat fiind cel la care s-au obținut rezultatele cele mai bune, în cazul măcinării la 0,2 mm.



Tabelul 3

Cantitatea de reactiv g/t	Produse	Extractia in greutate %	Conținuturi, %		Extracții, de metal, %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
Var : 1000 Na_2CO_3 : 1000	Conc. galenă	5,6	37,5	3,4	90,9	11,1
	Conc. blendă	8,5	0,93	16,7	3,4	83,4
	Steril	85,9	0,16	0,11	5,7	5,5
	Alimentare	100,0	2,32	1,70	100,0	100,0
Var : 1500 Na_2CO_3 : 1000	Conc. galenă	7,0	26,9	1,9	89,9	13,7
	Conc. blendă	7,7	0,8	17,1	3,1	77,2
	Steril	85,3	0,15	0,18	7,1	9,1
	Alimentare	100,0	2,09	1,71	100,0	100,0
Var : 1000 Na_2CO_3 : 1500	Conc. galenă	5,9	30,8	2,6	88,5	9,6
	Conc. blendă	7,6	1,2	16,4	4,3	80,8
	Steril	86,5	0,17	0,2	7,2	10,4
	Alimentare	100,0	2,06	1,57	100,0	100,0

Condiții de lucru

Măcinare — 0,2 mm
 Diluție 1 : 4 (S : L)
 Reactivi :
La flotația galenei
 var
 carbonat de sodiu
 silicat de sodiu 2 000 g/t
 cianură de potasiu 100 g/t
 sulfat de zinc 400 g/t
 xantat 40 g/t
 flotanol 20 g/t
 Timp de condiționare 30 min
 Timp de flotare 11,5 min

La flotația blendei
 var 2 000 g/t
 sulfat de cupru 800 g/t
 xantat 30 g/t
 flotanol 8 g/t
 Timp de condiționare 22 min
 Timp de flotare 7,5 min

Rezultatele cele mai semnificative ale acestor experimentări, precum și condițiile de lucru, sunt prezentate în tabelul 5. Observăm că o măcinare mai înaintată a minereului nu duce la obținerea unor rezultate superioare la flotația primară; astfel, în condițiile menționate, se poate obține un concentrat primar de galenă cu 26—27% Pb și 2,5% Zn, la o extracție de Pb de 91—92%, și un concentrat primar de blendă cu 19—20% Zn, la o extracție de Zn de 84—85%, rezultate foarte apropiate de cele obținute în cazul măcinării minereului la 0,2 mm.

c) Reflotarea concentratelor primare de galenă și de blendă. În scopul obținerii unor concentrate finale de plumb și de zinc cât mai bogate, s-au executat experimentări de reflotare a concentratelor primare, realizate în condițiile optime stabilită anterior.



Tabelul 4

Reactivi la flotația blendei g/t	Produse	Extracția în greutate %	Conținuturi, %		Extracții de metal, %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
Var : 3000	Conc. galenă	4,5	37,3	2,8	88,9	7,3
	Conc. blendă	8,8	1,3	17,5	6,2	88,5
	Steril	86,7	0,11	0,08	4,9	4,2
	Alimentare	100,0	1,89	1,74	100,0	100,0
Var : 2000 CNK : 75	Conc. galenă	4,5	37,0	2,2	89,5	5,4
	Conc. blendă	5,0	1,09	27,5	2,9	75,0
	Steril	90,5	0,16	0,39	7,6	19,6
	Alimentare	100,0	1,85	1,81	100,0	100,0

Condiții de lucru

Măcinare -0,2 mm
 Diluție 1:4 (S : L)
 Reactivi:
La flotația galenei
 var 1 000 g/t
 carbonat de sodiu 1 000 g/t
 silicat de sodiu 2 000 g/t
 cianură de potasiu 100 g/t
 sulfat de zinc 400 g/t
 xantat 40 g/t
 flotanol 20 g/t
 Timp de condiționare 30 min
 Timp de flotație 11,5 min

La flotația blendei
 var
 CNK
 sulfat de cupru 800 g/t
 xantat 30 g/t
 flotanol 8 g/t
 Timp de condiționare 22 min
 Timp de flotație 7,5 min

Tabelul 5

Măcinare	Produse	Extracția în greutate %	Conținuturi, %		Extracții de metal, %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
-0,12 mm	Conc. galenă	6,8	26-27	2,5	91-92	11,0
	Conc. blendă	6,5	0,65	19-20	3-4	84-85
	Steril	86,7	0,15	0,07	5,5	4,0
	Alimentare	100,0	1,9	1,8	100,0	100,0

Condiții de lucru

Diluție 1:4 (S : L)
 Reactivi:
La flotația galenei
 var 1 000 g/t
 carbonat de sodiu 1 000 g/t
 silicat de sodiu 2 000 g/t
 cianură de potasiu 100 g/t
 sulfat de zinc 400 g/t
 xantat 40 g/t
 flotanol 20 g/t
 Timp de condiționare 30 min
 Timp de flotație 11,5 min

La flotația blendei
 var 3 000 g/t
 sulfat de cupru 800 g/t
 xantat etilic. 30 g/t
 flotanol 8 g/t
 Timp de condiționare 22 min
 Timp de flotație 7,5 min



Aceste experimentări au constat din reflotarea către o singură dată a concentratelor primare de galenă și de blendă, obținându-se concentrate finale și produse intermediare.

Rezultatele cele mai bune obținute la prima serie de experimentări, cu măcinarea minereului la 0,2 mm, precum și condițiile de lucru respective, sunt prezentate în tabelul 6. Constatăm astfel că se poate obține un

Tabelul 6

Măcinare	Produse	Extractie în greutate %	Conținuturi, %		Extractii de metal, %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
-0,20 mm	C ₁ -Conc. galenă	2,3	64,85	1,47	77,10	2,10
	C ₂ -Conc. blendă	3,2	1,06	41,60	1,70	82,00
	P ₁ -Pr. int.	1,6	12,05	2,06	10,00	2,00
	P ₂ -Pr. int.	4,8	1,56	3,41	3,90	10,10
	B - Steril	88,1	0,16	0,07	7,30	3,80
	A-Alimentare	100,0	1,93	1,62	100,00	100,00

Condiții de lucru

- 1) La flotația primară
Diluie. 1 : 4 (S : L)

Reactivi :

- a) La flotația galenei
var 1 000 g/t
carbonat de sodiu . . 1 000 g/t
silicat de sodiu . . 2 000 g/t
cianură de potasiu . . 100 g/t
sulfat de zinc 400 g/t
xantat 40 g/t
flotanol 20 g/t
Timp de condiționare . . 30 min
Timp de flotare 11,5 min

- b) La flotația blendei
var 3 000 g/t
sulfat de cupru . . . 800 g/t
xantat 30 g/t
flotanol 8 g/t
Timp de condiționare . . 22 min
Timp de flotare 7,5 min

- 2) La reflotarea conc. primar de galenă

Reactivi :

- silicat de sodiu 50 g/t de minereu
var 75 g/t de minereu

Timp de condiționare . . 5 min
Timp de flotare 5 min

- 3) Le reflotarea conc. primar de blendă

Reactivi :

- silicat de sodiu 50 g/t de minereu
var 200 g/t de minereu
Timp de condiționare . . 5 min
Timp de flotare 5 min

concentrat final de galenă cu 64,85% Pb și 1,47% Zn, la o extracție de Pb de 77,10%, și un concentrat de blendă cu 41,60% Zn, la o extracție de Zn de 82%. Luind în considerare faptul că prin retratarea produselor intermediare de la reflotări se poate recupera 50% din metalele conținute în aceste produse, extracțiile de metal vor fi de 82,10% pentru Pb și 87% pentru Zn.



Pentru a vedea în ce mod influențează gradul de măcinare asupra rezultatelor ce se pot obține la reflotarea concentratelor primare, s-au executat și experimentări de flotație următe de reflotarea concentratelor primare, cu măcinarea minereului la 0,12 mm.

Rezultatele acestor experimentări sunt prezentate în tabelul 7. Observăm că aceste rezultate sunt sensibil superioare celor obținute cu

Tabelul 7

Măcinare	Produse	Extractie în greutate %	Conținuturi, %		Extracții de metal, %	
			Pb	Zn	Pb	Zn
-0,12 mm	C ₁ -Conc. galenă	2,70	62,06	2,30	86,0	4,0
	C ₂ -Conc. blendă	2,46	0,57	52,00	0,7	85,0
	P ₁ -Pr. int.	4,10	2,50	1,90	5,2	3,5
	P ₂ -Pr. int.	4,14	0,72	1,51	1,5	3,5
	B-Steril	86,60	0,15	0,07	6,6	4,0
	A-Alimentare	100,00	1,95	1,51	100,0	100,0

Condiții de lucru

1) La flotația primară

Diluție 1 : 4 (S : L)

Reactivi :

a) La flotația galenei
 var 1 000 g/t
 carbonat de sodiu . 1 000 g/t
 silicat de sodiu . . 2 000 g/t
 cianură de potasiu . 100 g/t
 sulfat de zinc 400 g/t
 xantat 40 g/t
 flotanol 20 g/t
 Timp de condiționare . . 30 min
 Timp de flotare 11,5 min

b) La flotația blendei
 var 3 000 g/t
 sulfat de cupru . . 800 g/t
 xantat 30 g/t
 flotanol 8 g/l
 Timp de condiționare . . 22 min
 Timp de flotare 7,5 min

2) La reflotarea conc. primară de galenă

Reactivi :
 silicat de sodiu 50 g/t de minereu
 var 75 g/t de minereu
 Timp de condiționare . . 5 min
 Timp de flotare 5 min

3) La reflotarea conc. primară de blendă

Reactivi :
 silicat de sodiu 50 g/t de minereu
 var 200 g/t de minereu
 Timp de condiționare . . 5 min
 Timp de flotare 5 min.

măcinarea minereului la 0,2 mm, îndeosebi prin valorile mai ridicate ale extracției de Pb din concentratul de galenă și conținutului de Zn din concentratul de blendă; astfel, s-a putut realiza un concentrat de galenă cu 62% Pb și 2,3% Zn, la o extracție de Pb de 86% și un concentrat de blendă cu 52% Zn, la o extracție de Zn de 85%; extracțiile de metal



pot crește — în urma retratării produselor intermediare de la reflotare — cel puțin pînă la 88,6% pentru Pb și 86,75% pentru Zn.

Constatăm că o măcinare mai înaintată a minereului, deși la flotația primară nu a influențat asupra rezultatelor, la reflotarea concentratelor

primare a dus la obținerea de rezultate mai bune ; pe această bază s-a apreciat ca prezentind interes efectuarea unor experimentări, la care, după o măcinare mai grobă a minereului (la 0,2 mm) să se floteze un concentrat colectiv de Pb — Zn, cu obținerea unor extracții de metal cît mai ridicate, care după remăcinare (la 0,12 mm) să fie flotat diferențial pentru a obține concentrate separate de galenă și de blendă.

La aceste experimentări, remăcinarea concentratului colectiv s-a făcut după prealabilă îndepărțare a colectorului fie prin spălare, fie prin agitare cu cărbune activ (L. Frank, 1965).

La separarea diferențială a concentratului colectiv s-a flotat galena depresind blenda ; s-au efectuat experiențe cu diferite cantități de cianură de potasiu (100—300 g/t) și sulfat de zinc (400—1200 g/t) pentru depresarea blendei. Rezultate corespunzătoare s-au obținut numai după prealabilă desorbție cu cărbune activ (agitare timp de 5 minute cu 500 g/t cărbune activ). Aceste rezultate, precum și schema de lucru corespunzătoare, sint arătate în tabelul 18 și respectiv figura 1. Observăm că în aceste condiții se poate realiza în final un concentrat de galenă cu 64,20% Pb și 2,19% Zn la o extracție de Pb de 81,26% și un concentrat de blendă cu

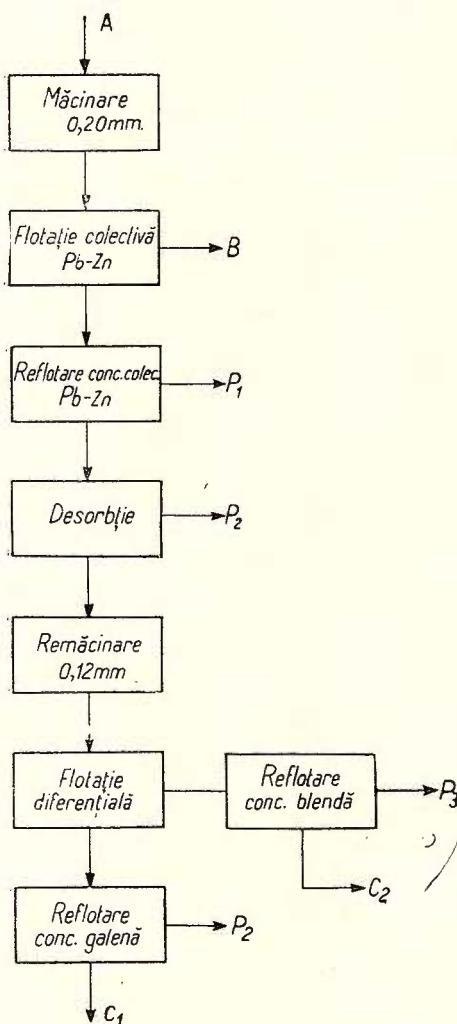


Fig. 1. — Schema experimentărilor de flotație colectivă urmată de separare diferențială.

Schéma des expériences de flottation collective suivie par la séparation différencielle.

Tabelul 8

Produse	Extracție în greutate, %	Conținuturi, %		Extracții de metal, %	
		Pb	Zn	Pb	Zn
C ₁ -Conc. galenă	2,50	64,20	2,1	81,26	3,09
C ₂ -Conc. blendă	2,60	0,48	52,87	0,63	77,79
P ₁ -Pr. int.	11,50	1,27	0,37	7,39	2,40
P ₂ -Pr. int.	1,00	10,15	1,12	5,14	0,63
P ₃ -Pr. int.	1,40	1,50	16,30	1,06	12,90
B-Steril	81,00	0,11	0,07	4,51	3,19
A-Alimentare	100,00	1,97	1,76	100,00	100,00

Condiții de lucru**1) Flotația colectivă**

Măcinare -0,20 mm
 Diluție. 1 : 4 (S : L)

Reactivi :

a) La flotația primară

var 3 500 g/t
 silicat de sodiu . . . 1 000 g/t
 sulfat de cupru . . . 800 g/t
 xantat 50 g/t
 flotanol 20 g/t

Timp de condiționare . . 13 min
 Timp de flotare 17 min

b) La reflotarea concentratului colectiv primar

silicat de sodiu . . . 250 g/t de minereu
 Timp de condiționare . . 5 min
 Timp de flotare 5 min

2) Flotația diferențială a concentratului colectiv

Desorbție: agitare 5 min
 cu cărbune activ 500 g/t
 Remăcinare -0,12 mm
a) Flotație diferențială
 Diluție 1 : 4 (S : L)
 Reactivi :

var 750 g/t

minereu

silicat de sodiu . . . 700 g/t

minereu

cianură de potasiu . . 150 g/t

minereu

sulfat de Zn 600 g/t

minereu

xantat 30 g/t

minereu

flotanol 10 g/t

minereu

Timp de condiționare . . 13 min

Timp de flotare 7 min

b) Reflotarea conc. galenă

silicat de sodiu . . 50 g/t
 minereu
 var 100 g/t

minereu

Timp de condiționare . . 5 min

Timp de flotare 5 min

c) Reflotarea conc. blendă

silicat de sodiu . . 50 g/t
 minereu
 var 200 g/t

minereu

Timp de condiționare . . 5 min

Timp de flotare 5 min



52,87% Zn, la o extracție de Zn de 77,8%; prin retratarea produselor intermediere de la refloatare, extracțiile de metal pot crește pînă la 88% pentru Pb și 85% pentru Zn.

Constatăm astfel, că aceste rezultate se situează practic la același nivel cu cele obținute la flotația diferențială directă a minereului măcinat la 0,12 mm.

Aplicarea flotației colective urmată de separarea diferențială, deși reprezintă un flux tehnologic în general mai complicat decît flotația diferențială directă, are o serie de avantaje economice determinate îndeosebi de reducerea simțitoare a cheltuielilor de măcinare.

d) *Recuperarea piritei.* Conținutul de circa 10% pirită al probei care a făcut obiectul studiului ridică un oarecare interes, punindu-se deci și problema studierii posibilității recuperării piritei din sterilul de la flotația galenei și blendei.

Ca urmare, în continuarea flotației galenei și blendei, s-au executat unele experimentări de flotație a piritei, la care s-a utilizat ca reactiv modifier acidul sulfuric, pentru a crea un mediu acid favorabil flotației piritei; ca reactiv colector s-a folosit xantat etil de potasiu (75 g/t), iar ca spumant flotanolul H (20 g/t).

Rezultatele obținute în final la aceste experimentări, prezentate împreună cu condițiile de lucru aplicate în tabelul 9, arată că din sterilul de la flotația galenei și blendei se poate recupera un concentrat de pirită

Tabelul 9

Produse	Extracții în greutate %	Conținuturi %			Extracții de S %
		Pb	Zn	S	
Conc. galenă	5,5	33,2	1,45	6,1	5,9
Cone. blendă	5,8	1,2	23,2	20,5	20,7
Conc. pirită	9,2	0,3	1,4	41,5	69,0
Steril	79,5	0,14	0,12	0,3	4,4
Alimentare	100,0	2,05	1,66	5,7	100,0

Condiții de lucru la flotația piritei

Reactivi :

acid sulfuric	1 000 g/t
xantat	100 g/t
flotanol	20 g/t
pH	6
Timp de condiționare	14 min
Timp de flotare	12 min



cu 41,5% S, extracția de concentrat fiind de circa 9%, iar extracția de sulf de circa 70%.

2) Experimentări de flotație colectivă. Prin aceste experimentări s-a studiat posibilitatea obținerii unui concentrat colectiv de plumb-zinc valorificabil metalurgic prin procedeul I.S.P.

Reactivii utilizati au fost silicatul de sodiu, varul și sulfatul de cupru, ca reactivi modificatori, xantatul etil de potasiu; drept colector și flotanol H, ca spumant.

Experimentările au fost executate cu măcinarea minereului la 0,2 mm (cca 50% < 0,074 mm). Mai întâi s-a urmărit obținerea de concentrate colective primare de Pb-Zn, la extracții de metal cît mai ridicate.

În continuare, în scopul îmbunătățirii calității acestor concentrate, s-au efectuat experimentări de reflotare a lor, în diferite condiții.

Rezultatele cele mai favorabile obținute la aceste experimentări, împreună cu condițiile de lucru aplicate, sunt prezentate în tabelul 10.

Tabelul 10

Produse	Extractia in greutate %	Conținuturi %		Extracții de metal, %	
		Pb	Zn	Pb	Zn
R ₂ -Conc. col.	5,7	30,0	28,9	87,0	93,4
P ₁ -Pr. int.	12,1	1,1	0,28	6,9	1,9
P ₂ -Pr. int.	1,0	4,1	2,2	2,0	1,2
B-Steril	81,2	0,10	0,074	4,1	3,5
A-Alimentare	100,0	1,94	1,76	100,0	100,0

Condiții de lucru

Măcinare -0,20 mm

Diluție 1 : 4 (S : L)

Reactivi

La flotația primară

var	3 500 g/t
silicat de sodiu	1 000 g/t
sulfat de cupru	800 g/t
xantat	50 g/t
flotanol	20 g/t

Timp de conditionare 13 min

Timp de flotare 17 min

La reflotări

silicat de sodiu 300 g/t de minereu

Timp de conditionare 10 min

Timp de flotare 8 min

S-a constatat astfel, că lucrând după o schemă ce constă dintr-o flotație colectivă primară urmată de 2 reflotări ale concentratului primar, se poate obține în final un concentrat colectiv de Pb-Zn care conține 30% Pb și 28,9% Zn, la extracții de metal de 87% pentru Pb și 93,4% pentru



zinc. Considerind că prin retratarea produselor intermediare de la refloări se recuperează 50% din metalele conținute în acestea, extracțiile finale vor fi de 91,5% pentru Pb și 95% pentru Zn.

Cunoscind că pentru șarja optimă de topire la procedeul metalurgic ISP se indică un conținut minim de Pb + Zn de 50%, raportul optim dintre conținutul de Pb și cel de Zn fiind cuprins între 0,5—0,7, observăm că în concentratul colectiv de Pb-Zn obținut, conținutul de Pb + Zn depășește 50%, raportul între Pb și Zn nefiind însă cel optim. Deoarece șarja de topire poate fi realizată prin amestecarea unor concentrate de diferite calități, este posibil a obține un raport favorabil între Pb și Zn, prin dozarea concentratelor de amestec, funcție de conținuturile lor (G. O. Argall, J. r., 1966).

Pe această bază, apreciem că la prepararea minereului complex — BR poate intra în discuție și metoda flotației colective.

Concluzii

Cercetările efectuate au arătat că — din punct de vedere tehnologic — minereul complex de la BR poate fi valorificat în condiții bune, pentru plumb, zinc și sulf.

Proba cercetată a conținut ca elemente utile 1,9—2% Pb, 1,7—1,8% Zn și circa 10% pirită.

Prin aplicarea unei scheme cuprinzând măcinarea minereului la —0,12 mm urmată de flotație diferențială, se poate obține în final: un concentrat de galenă cu 62% Pb și 2,3% Zn — extracția de concentrat fiind de 2,7% — și un concentrat de blendă cu 52% Zn, cu o extracție de concentrat de 2,46%. Extracțiile de metal finale sunt de 88,6% pentru Pb și 86,75% pentru Zn.

În cadrul cercetărilor efectuate s-a aplicat și o schemă care a cuprins în prima etapă o măcinare mai grobă a minereului (la —0,2 mm), urmată de flotarea unui concentrat colectiv de galenă-blendă și reflotarea o singură dată a acestuia, iar în a doua etapă remăcinarea concentratului colectiv la —0,12 mm — după prealabilă desorbție a colectorului prin agitare cu cărbune activ — și separarea diferențială a concentratului colectiv. În acest fel s-a putut realiza un concentrat de galenă cu 64,20% Pb și 2,19% Zn și un concentrat de blendă cu 52,87% Zn. Extracțiile de metal pot ajunge pînă la 88% pentru Pb și 85% pentru Zn.

Aceste ultime rezultate se situează practic la același nivel cu cele obținute la flotația diferențială directă a minereului măcinat la 0,12 mm.



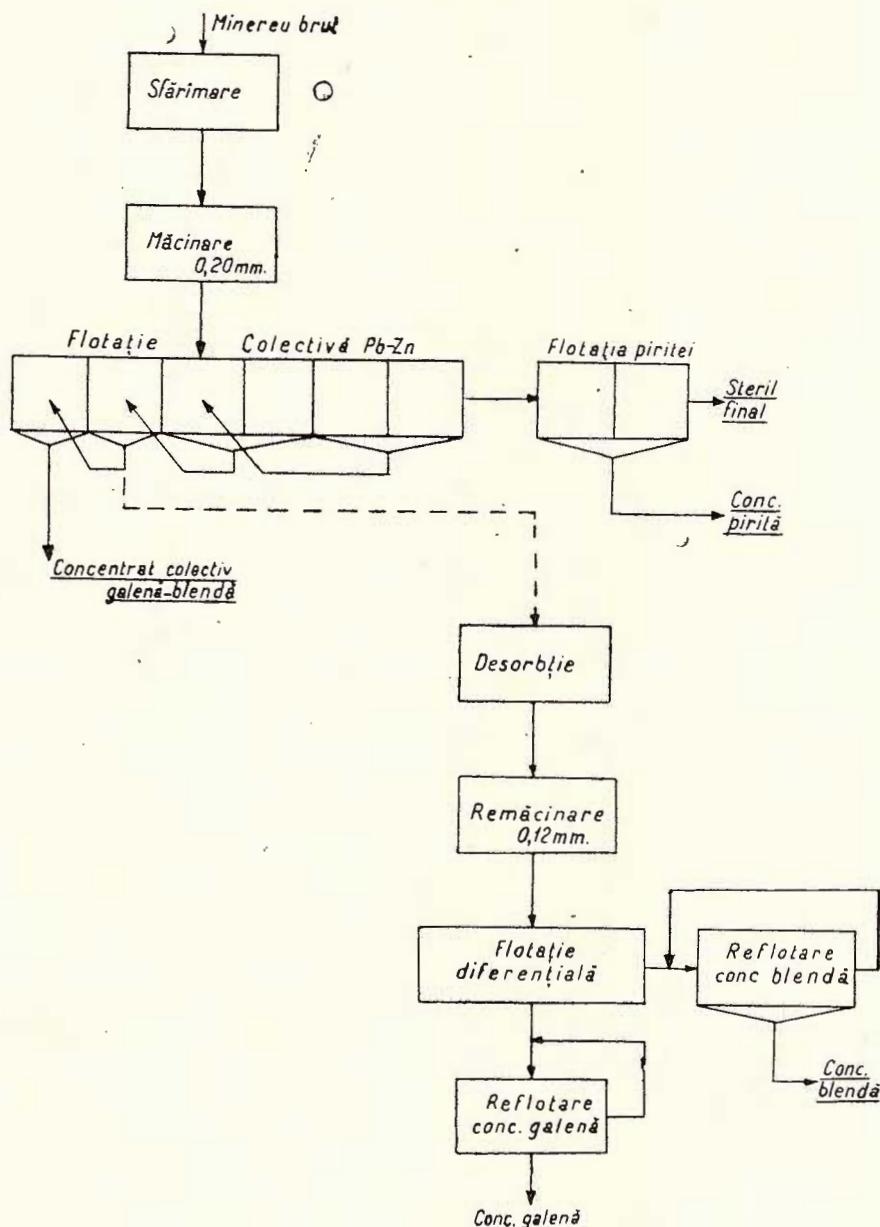


Fig. 2. — Schema de preparare a minereului complex. BR.

Schéma de la préparation du minéral complexe. BR.

Obținerea unor concentrate separate de galenă și de blendă prin aplicarea flotației colective urmată de separarea diferențială, prezintă unele avantaje economice determinate mai ales de cheltuielile de măcinare, care sunt mai reduse decit în cazul aplicării flotației diferențiale directe.

Experimentări pe linia flotației colective au arătat că printr-o flotație primară, urmată de 2 refloți ale concentratului primar, se poate obține în final un concentrat colectiv de galenă-blendă, valorificabil metalurgic prin procedeul ISP, cu 30% Pb și 28,9% Zn, extracția de concentrat fiind de 5,7%, iar extracțiile de metal finale de 91,5% pentru Pb și 95% pentru Zn.

Cercetările au arătat de asemenea că din sterilul de la flotația galenei și blendei se poate recupera un concentrat de pirită cu cel puțin 41,5% S, extracția de concentrat fiind de circa 9%, iar extracția de sulf de circa 70%.

Dat fiind valoarea destul de scăzută a acestui minereu, ca urmare a conținutului redus în elemente utile, considerăm ca fiind mai economică aplicarea unei scheme de preparare care să cuprindă fie numai flotația colectivă care duce la obținerea unui concentrat colectiv de galenă-blendă, valorificabil metalurgic prin procedeul ISP, fie flotația colectivă urmată de separarea diferențială, care duce la obținerea de concentrate separate de galenă și de blendă.

În figura 2 este prezentată schema principală de preparare incluzând cele două variante.

BIBLIOGRAFIE

- Argall G. O. Jr. (1966), Imperial zinc-lead blast furnace now smelts variety of mixed charges, *World mining*, aug.
 Frank L. (1965). Die kollektiv-selektive Flotation, ihre Grundlagen und ihre Anwendung auf sulfidische Erze, *Erzmetall*, 18, 5.



RECHERCHES POUR LA MISE EN VALEUR DU MINERAIS COMPLEXE
DE SECTEUR BR

PAR

C. PANDELESCU, CR. MUŞĂTEANU

(Résumé)

Le secteur BR se trouve à l'extrême occidentale des Monts Métallifères, appartenant comme évolution géologique à cette unité. À la constitution de cette région participent des formations éruptives basiques d'âge mésozoïque et des roches intrusives banatitiques. La minéralisation de ce secteur a un caractère filonien, étant associée aux intrusions banatitiques.

Les recherches effectuées ont montré que — au point de vue technique — la mise en valeur du minerai complexe de BR est rentable pour le plomb, le zinc et le soufre.

La teneur en éléments utiles de l'échantillon analysé est : 1,9—2% Pb, 1,7—1,8% Zn et environ 10% pyrite.

Par l'application d'un schéma comprenant le broyage du minerai à — 0,12 mm suivi de flottation différentielle, on obtient : un concentré de galène à 62% Pb et 2,3% Zn — la récupération en poids étant de 2,7% — et un concentré de blende à 52% Zn — la récupération en poids étant de 2,45%. Les récupérations en métal sont finalement : 88,6% Pb et 86,75% Zn.

Au cours des recherches effectuées on a appliqué aussi un schéma qui comprend dans la première étape un broyage plus grossier du minerai ($-0,2$ mm), suivi par la flottation d'un concentré collectif de galène-blende et par une seule reflootation de celui-ci. La seconde étape comprend le rebroyage du concentré collectif ($-0,12$ mm) — après désorption préalable du collecteur par agitation avec charbon actif et séparation différentielle du concentré collectif. On a pu réaliser ainsi un concentré de galène renfermant : 64,20 Pb et 2,19% Zn, et un concentré de blende renfermant 52,87% Zn. Les récupérations en métal aboutissent à 88% Pb, 85% Zn.

Ces derniers résultats correspondent pratiquement aux mêmes résultats obtenus par flottation différentielle directe du minerai broyé à 0,12 mm.

Les concentrés de galène et de blende obtenus séparément par l'application de la flottation collective suivie de la séparation différentielle, présentent certains avantages économiques, notamment : les dépenses de broyage dans ce cas sont moindres que dans celui de l'application de la flottation différentielle directe.

Les expériences effectuées par voie de flottation collective ont montré que par une flottation primaire, suivie de deux reflottations du concentré primaire, on peut obtenir un concentré collectif de galène-blende, capable d'être mis en valeur au point de vue métallurgique par le procédé I.S.P., ayant 30% Pb et 28,9% Zn, les récupérations en métal étant de 91,5% Pb et 95% Zn.

Les recherches ont encore indiqué que du stérile de la flottation de la blende on peut récupérer un concentré de pyrite ayant au moins 41,5% S, la récupération en poids étant d'environ 9% et la récupération en soufre d'environ 70%.

Vu la valeur assez réduite de ce mineraï, à cause de la tenuer réduite en éléments utiles, nous considérons l'application d'un schéma de préparation comprenant soit seulement la flottation collective qui conduit à un concentré collectif de galène-blende, capable d'être mis en valeur au point de vue métallurgique par le procédé I.S.P., soit la flottation collective suivie par la séparation différentielle qui conduit à un concentré séparé de galène et de blende, plus économique.

La figura 2 présente le schéma de principe de la préparation comprenant les deux variantes.



OBSERVAȚII PEDOLOGICE ÎN SECTORUL COLINAR DE LA NV DE
CULMEA VÎRFUL CODRULUI (JUDEȚUL SATU-MARE)¹

DE

H. ASVADUROV², GEORGETA ATANASIU, VIORICA LEONTE, I. DRAGU³

Abstract

Pedological Notes on the Hilly Land West of the Vîrful Codrului Summit. The authors present the soils of a hilly land (180—320 m elev.) located in the northwestern part of Romania (fig. 2). The native vegetation is represented here by forests of *Quercus petrea* and by meadows with *Agrostis tenuis* (fig. 1). The soils are studied along a cross section through various relief units (fig. 3). Analytical data (tab. 1—7) related with various groups of representative soils are given as follows; *Lessivé* soils, Brun *Lessivé* soils and Brown Forest soils.

Solurile acestui sector colinar au fost redate parțial în harta raionului Satu Mare întocmită de I. Crișan și M. Preda în cadrul unei lucrări cu caracter mai general (1960). La rîndul nostru vom prezenta unele aspecte pedo-geografice și cîteva profile de sol caracteristice sectorului amintit, studiate de-a lungul unei traverse pedologice reprezentative.

Condițiile naturale și solurile

Condițiile bioclimatice specifice zonei forestiere, la limita ei către silvostepă, se caracterizează prin mijlocii anuale ale temperaturii de 9,6°C (Ardud) — 9°C (Corni), mijlocii anuale ale precipitațiilor (care cresc de la est spre vest, o dată cu altitudinea) de la 575 (Ardub) la 750 mm (Corni) și indici de ariditate ($P : T + 10$) de 29—35. Situat în regiunea de dealuri, sectorul este caracterizat prin dominarea pădurilor de *Quercus petraea* și a pajiștilor de *Agrostis tenuis* (fig. 1).

¹ Comunicare în ședință din 18 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.

³ Întreprinderea geologică de Prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.





Fig. 1. — Vegetația sectorului colinar de la vest de Culmea Vîrful Codrului :

Vegetația pădurilor : 1, păduri de *Quercus robur*; 2, păduri de *Q. cerris*; 3, păduri de *Q. petraea*; 4, păduri de *Q. petraea* și *Q. cerris*; 5, păduri de *Q. petraea* cu *Fagus silvatica* (pe vâi și versanții umbrăți); 6, păduri de *Fagus silvatica*; 7, plantații de *Robinia pseudacacia*. Vegetația pajiștilor ; 8, complex cu asociații de *Poa pratensis*, de *Alopecurus pratensis*, de *Agrostis alba*, de *Deschampsia caespitosa* și insule de *Festuca vallesiaca*; 9, complex de asociații de *Poa pratensis* și *Festuca vallesiaca*; 10, complex de asociații de *Festuca valesiaca* și de *Andropogon ischaemum*; 11, complex de asociații de *Agrostis tenuis* cu insule de *Poa pratensis* și *Festuca valesiaca*. Culturi : 12, culturi în locul vegetației de luncă, cu *Echinochloa crus galli*,

Relieful colinar este alcătuit din terase, o cîmpie înaltă și un vechi podis fragmentat. În condițiile unui relief piemontan, solurile s-au format mai ales pe depozite deluvial-proluviale, care în cazul suprafețelor plane sunt acoperite cu o cuvertură de sedimente loessoide. Pe crestele mai înguste, pe anumite mameloane, se întâlnesc luturi cu prundișuri, iar pe versanți și creste erodate, depozite argilo-grezoase frecvent carbonatice.

Traversa pedologică aleasă (fig. 2 și 3) se desfășoară de la nord-vest spre sud-est urcînd treptat în altitudine, de la contactul dintre cîmpia Crasnei și terasele Rătești spre culmea-platou a Șandrei și creasta Corni, pînă la cristalinul din Culmea Vîrful Codrului. Profilele alese pentru exemplificare au fost recoltate în mod intenționat mai ales de sub păduri.

În regiunea teraselor se pot întîlni mai multe aspecte pedo-geografice. Astfel, în regiunea de contact a cîmpiei Crasna cu „terasa martor“ de 22—24 m, relieful este relativ plan și se racordează ca altitudine (de cca 145 m) cu terasa de 12—14 m de la nord-est de Rătești. Predomină solurile silvestre puternic podzolite și solurile podzolice, diferențiate textural, care în cazul cînd au luturi cu prundișuri în substrat sunt mai permeabile și nu sunt pseudogleizate. Astfel se explică apariția în acest sector a unor păduri de *Quercus robur* în care se întâlnesc și pîlcuri de *Quer-*

Cirsium arvense, *Equisetum arvense*, *Symphytum officinale*; 13, culturi în locul pădurilor de *Quercus robur* cu *Ranunculus arvensis*, *Matricaria inodora*, *Centaurea cyanus*, *Roripa silvestris*; 14, culturi în locul pădurilor de *Quercus petraea* și *Q. cerris* cu *Gypsophilla muralis*, *Setaria glauca*, *Spergularia rubra*, *Gnaphalium uliginosum*. Specii rare întîlnite în sector; 15, *Monilia verna*; 16, *Narcissus stellaris*; 17, *Iris sibirica*; 18, *Fritillaria meleagris*; 19, *Aira elegans*; 20, *Dictamnus albus*.

Végétation du secteur collinaire situé à l'ouest de Culmea Vîrful Codrului :

Végétation des bois : 1, forêts de *Quercus robur*; 2, forêts de *Q. cerris*; 3, forêts de *Q. petraea*; 4, forêts de *Q. petraea* et *Q. cerris*; 5, forêts de *Q. petraea* avec *Fagus silvatica* (dans les vallées et sur les versants ombragés); 6, forêts de *Fagus silvatica*; 7, plantations de *Robinia pseudacacia*. Végétation des prés ; 8, complexe avec des associations de *Poa pratensis*, d'*Alopecurus pratensis*, d'*Agrostis alba*, de *Deschampsia chaespitosa* et avec des îles de *Festuca valesiaca*; 9, complexe avec des associations de *Poa pratensis* et *Festuca valesiaca*; 10, complexe avec des associations de *Festuca valesiaca* et d'*Andropogon ischaemum*; 11, complexe avec des associations d'*Agrostis tenuis* avec des îles de *Poa pratensis* et *Festuca valesiaca*. Cultures : 12, cultures remplaçant la végétation des plaines alluviales, avec *Echinochloa crus galli*, *Cirsium arvense*, *Equisetum arvense*, *Symphytum officinale*; 13, cultures remplaçant les forêts de *Quercus robur* avec *Ranunculus arvensis*, *Matricaria inodora*, *Centaurea cyanus*, *Roripa silvestris*; 14, cultures remplaçant les forêts de *Quercus petraea* et *Q. cerris* avec *Gypsophilla muralis*, *Setaria glauca*, *Spergularia rubra*, *Gnaphalium uliginosum*. Espèces rarement rencontrées dans le secteur ; 15, *Monilia verna*; *Narcissus stellaris*; 17, *Iris sibirica*; 18, *Fritillaria meleagris*; 19, *Aira elegans*; 20, *Dictamnus albus*.



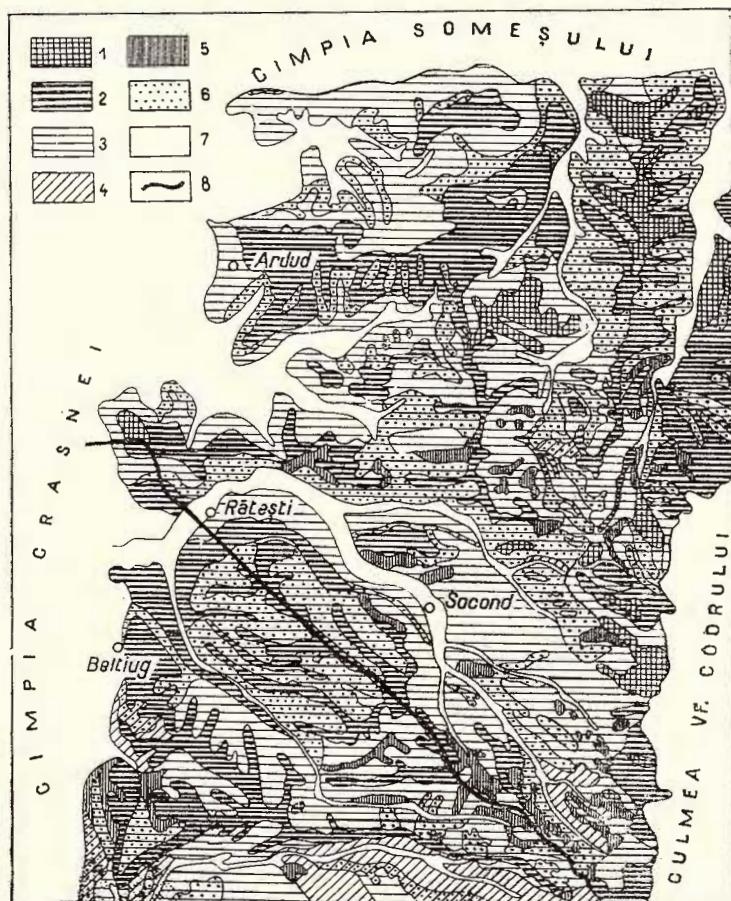


Fig. 2. — Solurile sectorului colinar de la vest de Culmea Virful Codrului :

1, soluri silvestre podzolice, frecvent pseudogleizate ; 2, soluri silvestre puternic podzolite brune (și soluri podzolice, local pseudogleizate); 3, soluri silvestre slab și moderat podzolite brune, local pseudogleizate ; 4, soluri silvestre brune și soluri silvestre podzolite brune, local pseudogleizate ; 5, soluri brune tinere de pantă și regosoluri; 6, soluri erodate ; 7, soluri aluviale, frecvent gleizate; 8, profil pedomorfografic (fig. 3).

Scara 1 : 200 000.

Sols du secteur collinaire situé à l'ouest de Culmea Virful Codrului :

1, sols lessivés, fréquemment à pseudogley; 2, sols bruns fortement lessivés (et sols lessivés, localement à pseudogley); 3, sols bruns faible et modérément lessivés, localement à pseudogley; 4, sols bruns et sols bruns lessivés, localement à pseudogley; 5, sols bruns de pente, faiblement évolués et régosols; 6, sols érodés; 7, sols alluviaux, fréquemment à gley; 8, profil pédomorphographique (fig. 3).

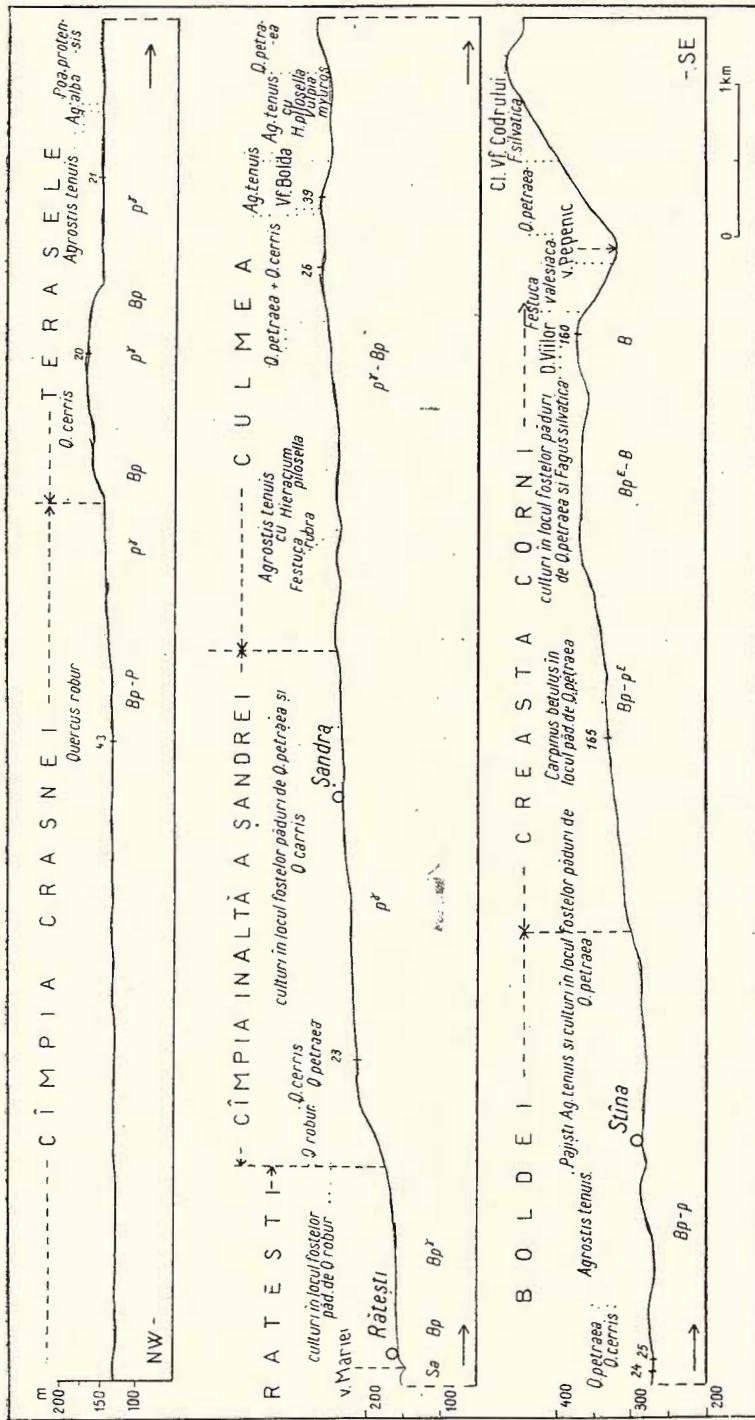


Fig. 3. — Profil pedomorfografic în sectorul Rătești-Corni.
Profil nédomorphographique dans le secteur de Rătești-Corni.

cus cerris; vegetația ierboasă este alcătuită mai ales din speciile de *Poa pratensis*, *Fragaria vesca*, *Geum urbanum*, *Clinopodium vulgare*, *Dactylis glomerata* și *Festuca heterophyla*. Pentru exemplificare menționăm profilul nr. 43 cu orizontul A₁ lut mediu (argilă fizică, 35%), conținutul de humus de 4,4%, azot total de 0,17%, raportul carbon-azot de 17,4, valorile pH de 4,7, capacitatea de schimb cationic, T = 23,96 me (17,05 me în A₂A₁) și gradul saturăției în baze, V = 39,2% (36,8% în A₂A₁).

În continuare, la contactul acestui „cîmp-terasă”, după un sector cu drenaj slab în care întlnim soluri puternic pseudogleizate relieful urcă la altitudini de 160—165 m. El reprezintă un fragment dintr-o terasă de 22—24 m situată în cel mai nord-vestic sector al cimpiei înalte dintre Rătești și Ardud. Aici domină pădurea de *Quercus cerris* cu *Crataegus monogyna*, *Poa pratensis*, *Viscaria vulgaris*, *Prunella vulgaris* și *Betonica officinalis*. Pentru exemplificare prezentăm profilul nr. 20, situat la nord-vest de comuna Rătești.

Sol silvestru podzolic slab pseudogleizat (oligomezobazic)

Profilul nr. 20

Localizare : la nord-vest de comuna Rătești.

Relief : mic platou al unui martor piemontan ; alt. abs. 162 m.

Material parental : alternanțe de luturi și argile loessoide.

Drenaj natural : extern bun ; intern moderat.

Folosință : pădure de *Quercus cerris* cu *Crataegus monogyna* și asociația de *Agrostis tenuis* cu *Veronica officinalis*, *Clinopodium vulgare*, *Rumex acetosella*.

A_{1a₂} 0—10 cm ; lut greu ; brun-cenușiu încis (10YR 4/2) în stare umedă, cenușiu-brun deschis spre cenușiu deschis (10YR 6/2 spre 7/2) în stare uscată ; astructurat cu glomerular ; bobovine foarte mici și separații punctiforme ; în primii cm rădăcini frecvente ; pseudogleizare foarte usoară ; reavân ; trecere treptată.

A_{2a₁} 10—20 cm ; lut greu ; brun-cenușiu încis (10YR 4/2) în stare umedă, cenușiu deschis spre cenușiu-brun deschis (10YR 7/2 spre 6/2) în stare uscată ; astructurat cu tendință lamelară ; bobovine foarte mici ; afinat ; trecere treptată.

A_{2b_γ} 20—35 cm ; lut greu ; brun-cenușiu încis (10YR 4/2) în stare umedă, cenușiu deschis (10YR 6/2) în stare uscată ; astructurat spre nuciform ; bobovine mici, pete și separații ferimanganice ; reavân ; trecere treptată.

A_{2B_γ} 35—50 cm ; argilă usoară ; brun încis spre brun cu brun-cenușiu încis (10YR 4/3 cu 4/2) în stare umedă, brun încis cu cenușiu deschis (10YR 4/4 cu 6/2) în stare uscată ; nuciform, columnoid ; bobovine ; jilav ; trecere treptată.

B₁ 50—90 cm ; argila medie ; brun-cenușiu foarte încis (10YR 3/2) în stare umedă, brun-cenușiu foarte încis cu brun-gălbui încis și brun-gălbui (10YR



TABELUL 1

Date analitice

*Sol silvestru podzolic pseudogleizat (oligomezobazic)**Profil nr. 20, la N-W de Rătești (pădure de Quercus cerris)**Analizat de Elena Giță (analiza granulometrică, pH, Na și K), M. Cicotti (humus, azot), Adriana Conescu (cationi schimbabili) Recoltat de H. Asvadurov**Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adâncimea in cm	Argilă (< 0,002 mm)	Fracțiuni granulometrice în %						Raportate la partea silicatică			
		Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (< 0,001 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	0,001 mm
0–10	16,3	41,9	36,9	2,3	13,8	36,4	16,7	43,0	37,8	2,4	14,2
10–20	17,4	41,7	37,5	3,4	13,1	37,7	17,4	41,7	37,5	3,4	13,1
20–35	17,7	39,8	39,6	4,5	14,4	37,9	17,4	39,1	38,9	4,4	14,1
35–50	30,6	33,6	33,7	3,2	27,4	46,8	30,3	33,2	33,3	3,2	27,0
55–70	41,6	31,6	25,8	1,4	40,1	59,3	41,4	31,5	25,6	1,4	39,9
110–125	35,9	31,8	31,1	3,3	31,9	51,8	35,1	31,1	30,4	3,3	31,2
170–185	42,2	29,7	28,0	1,4	40,0	57,2	41,6	29,3	27,6	1,4	39,4
	Orizontul	Apă higroscopica %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie apoasă				
0–10	A _{1a₂}	1,76	4,9	0,24	14,0		5,2				
10–20	A _{2b₁}	1,54	2,4	0,14	12,2		5,2				
20–35	A _{2b_γ}	1,44	1,2	—	—		5,4				
35–50	A _{2L_γ}	2,37	0,9				5,6				
55–70	B ₁	4,13	1,1				5,8				
110–125	B ₂	3,50	0,5				6,6				
170–185	B _{3d}	4,39	0,5			—	7,0				
	Cationi schimbabili										V %
	milivali						procente din T				
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺
0–10	4,97	1,39	0,21	0,29	10,51	17,37	28,6	8,0	1,2	1,7	60,5
10–20	3,80	1,18	0,11	0,23	9,04	14,36	26,5	8,2	0,8	1,6	62,9
20–35	4,32	1,41	0,10	0,18	7,12	13,13	32,9	10,7	0,8	1,4	54,2
35–50	7,88	2,96	0,17	0,39	8,81	20,21	39,0	14,7	0,8	1,9	43,6
55–70	15,45	5,80	0,35	0,75	10,25	32,60	47,4	17,8	1,1	2,3	31,4
110–125	16,43	5,24	0,24	0,98	3,96	26,85	61,2	19,5	0,9	3,6	14,8
170–185	20,45	5,96	0,33	1,18	3,69	31,61	64,7	18,9	1,0	3,7	11,7
											88,3



4/2 cu 4/4 și 5/8) în stare uscată; prismatic, compact; bobovine mici: ușor pseudogleizat; jilav; trecere treptată.

B₂ 90—150 cm; argilă usoară spre argilă medie (sub 140 cm cu prundiș cristalin rar); brun-gălbui închis (10YR 4/4) în stare umedă, brun-gălbui închis cu pete cenușii deschise (10YR 4/4 cu 2,5Y 7/1) în stare uscată; prismatic, compact; bobovine; ușor pseudogleizat; jilav; trecere treptată.

B_{3d} 150—185 cm; argilă medie (cu prundiș cristalin rar); brun închis cu vine cenușii foarte închise (10YR 3/3 cu 3/1) în stare umedă, brun-gălbui închis cu pete roșcat-gălbui și cenușiu deschis (10YR 4/4 cu 4/8 și 2,5Y 7/1) în stare uscată; prismatic, foarte compact; foarte frecvente separații ferimanganice, bobovine, ușor pseudogleizat; jilav; trecere treptată.

BD 185—250 cm; în sondaj se constată același depozit argilos ușor pseudogleizat fără efervescență la HCl și cu separații mici feruginoase.

După terasa-martor (cu prof. 20), traversa coboară spre satul Rătești; ea străbate terasele de 12—14 m și de 5 m, trece lunca inundabilă a văii Maria și se ridică pe terasele malului stîng ale acestei văi. Pe terasa de 12—14 m, predomină soluri silvestre podzolice, relativ intens pseudogleizate, care în urma utilizării lor îndelungate ca locuri de pășune, prezintă o rebazificare mai înaintată, ca în cazul profilului nr. 21.

Sol silvestru podzolic pseudogleizat (rebazificat)

Profilul nr. 21

Localizare: terasa inferioară a văii Maria; loc plan la alt. de 147 m.

Material parental: depozite aluviale cu depozite eoliene de cuvertură.

Drenaj natural: slab, cu stagnări de ape temporare în partea superioară a profilului; apa freatică la 7—8 m.

Folosință: pășune cu asociații de *Agrostis tenuis* cu *Trifolium repens*, *Hypochaeris radicata*, *Trifolium dubium*, *Cerastium pumilum* și *Sagina procumbens*.

A_{1a2} 0—7 cm; lut mediu; brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare umedă; alb cu brun foarte pal (10YR 8/2 cu 8/3) în stare uscată; astructurat cu glomerular slab definit; separații ferimanganice punctiforme, vinișoare feruginoase lîngă rădăcini; afinat; umed; trecere treptată.

A_{2a1} 7—20 cm; lut mediu; brun-cenușiu deschis cu pete cenușiu deschise (10YR 6/2 cu 7/1) în stare umedă, alb (10YR 8/2) în stare uscată; astructurat cu tendință spre lamelar; foarte frecvente mici bobovine; afinat; umed; trecere treptată.

A_{2(b)} 20—32 cm; lut mediu-lut greu; cenușiu spre cenușiu deschis (10YR 6/1 spre 7/1) în stare umedă, alb cu pete gălbui (10YR 8/1 cu 8/6) în stare uscată; vinișoare feruginoase, foarte frecvente mici bobovine; afinat; umed; trecere treptată.



TABELUL 2

Date analitice

Solul silvestru podzolic pseudogleizat (rebazificat)

Profil nr. 21, comuna Rătești (păsune cu *Agrostis tenuis* și *Trifolium repens*).

Analizat de P. Vasilescu (analiza granulometrică), Hareta Mac (pH), Georgeta Atanasiu (cationi schimbabili). Recoltai de H. Asyadurov.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea in cm	Fractiuni granulometrice in %										Raportate la partea silicatică		
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002-0,02 mm)	Nisip fin (0,02-0,2 mm)	Nisip grosier (0,2-2 mm)	Argilă fină (< 0,01 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002-0,02 mm	0,02-0,2 mm	0,2-2 mm	< 0,001 mm	> 0,01 mm	
0-7	16,4	35,5	38,9	3,7	13,5	33,9	17,4	37,5	41,1	3,9	14,2	35,8	
7-20	17,9	37,4	38,0	5,2	14,5	35,3	18,2	37,9	38,5	5,3	14,7	35,8	
32-48	26,5	32,9	34,3	6,2	22,9	42,8	26,5	32,9	34,3	6,2	22,9	42,9	
55-70	44,1	25,9	25,0	2,8	40,9	57,7	45,1	26,5	25,6	2,8	41,8	59,1	
100-115	35,6	27,9	30,4	5,6	32,7	50,3	35,7	28,1	30,5	5,6	32,8	50,5	
165-180	42,1	25,7	26,6	5,4	38,6	55,5	42,1	25,7	26,7	5,4	38,6	55,6	
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus G × 1,72 %	N total %	G : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie apoasă						
0-7	A ₁ a ₂	1,48	5,9	0,25	16,4		5,3						
7-20	A ₂ a ₁	1,08	2,0		-		5,3						
32-48	A ₂ B _γ	1,74	0,6				5,5						
55-70	B ₁ (γ)	2,00	0,8				-						
100-115	B ₂ (d)	2,57	0,7				7,1						
165-180	B ₃ d	3,34	0,5				-						
	Cationi schimbabili												V %
	mili valori						procente din T						
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺		
0-7	6,56	1,96	0,31	0,30	2,64	18,77	34,9	10,4	1,7	1,6	51,4	48,6	
7-20	6,25	1,44	0,21	0,28	6,73	14,91	41,9	9,7	1,4	1,9	45,1	54,9	
32-48	7,09	3,43	0,30	0,50	7,15	18,47	38,4	18,6	1,6	2,7	38,7	61,3	
55-70	16,83	6,81	0,51	0,94	9,05	34,14	49,3	19,9	1,5	2,8	26,5	73,5	
100-115	16,13	4,72	0,35	0,79	4,48	26,47	61,0	17,8	1,3	3,0	16,9	83,1	
165-180	22,12	7,23	0,41	0,83	3,40	33,99	65,1	21,3	1,2	2,4	10,0	90,0	

- $A_2B\gamma$ 32—48 cm; lut greu; cenușiu spre cenușiu deschis cu pete cenușii închise (10YR 6/1—7/1 cu 4/1) în stare umedă, gălbui cu pete albe (10YR 8/5 cu 8/2 și 8/1) în stare uscată; nuciform; frecvențe bobovine mici; afinat spre compact; umed; trecere treptată.
- B_1 (γ) 48—95 cm; argilă ușoară; brun-cenușiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă, cenușiu-brun deschis (10YR 6/2) în stare uscată; prismatic; bobovine relativ rare; compact; foarte umed; trecere treptată.
- $B(d)$ 95—140 cm; argilă ușoară (mai puțin argiloasă față de B_1); brun închis spre brun cu brun-gălbui închis (10YR 4/3—5/3 cu 4/4) în stare umedă, brun-gălbui deschis spre brun foarte pal (10YR 6/4 spre 7/4) în stare uscată; prismatic; bobovine, relativ mai frecvențe spre bază; foarte compact; prundiș cristalin fin, foarte rar; trecere treptată.
- Bd 140—180 cm; argilă ușoară (mai argiloasă față de $B(d)$); brun-cenușiu foarte închis cu brun-cenușiu (10YR 3/2 cu 5/2) în stare umedă, brun-gălbui deschis și cenușiu deschis cu pete roșcat-gălbui (10YR 6/4 și 7/1 cu 5YR 5/8) în stare uscată; prismatic; structura slab dezvoltată; foarte compact; frecvențe bobovine și pete ferimanganițice; umed.
- Sub 180 cm, argilele trec spre luturi cu prundiș.

După profilul 21, spre fruntea terasei de 12—14 m, se trece la soluri silvestre slab podzolite (cu separări ale silicei coloidale în suborizontul A_2B). În continuare, pe terasa de 5 m, la contactul ei cu terasa de 12—14 m întâlnim soluri gleice zlotoase (cu suborizontul Go la 70 cm) cu asociații de *Agrostis alba*, care sunt urmate de soluri dernoamfigleice argiloase (cu suborizontul Gr la 180 cm) cu asociații de *Poa pratensis*. Urmează solurile aluviale semigleice ale luncii inundabile, ca apoi pe malul stîng al văii Maria, traversa noastră, ocolind cea mai joasă treaptă morfologică pe care se află o parte a satului Rătești, se urcă pe terasa de 10—12 m al cărei teritoriu a fost folosit pentru culturi agricole. În sectorul mai vălurit al ei se remarcă pe grinduri soluri silvestre slab podzolice brune (de tipul A-Ba₂-B₁-B₂-D), iar pe locuri relativ plane soluri slab și moderat podzolite brune, ale căror orizonturi de suprafață sunt puternic influențate de lucrările aratorii. Pe suprafețele plane întinse, pe aceeași terasă, înainte ca relieful să urce spre platoul Șandrei se întâlnesc soluri puternic podzolite brune (de tipul A₁-A_{1a₂}-A₂B-B-BD), care provin din soluri silvestre podzolice rebazificate după luarea lor sub culturi agricole. La 170 m relieful urcă pe versanți slab eroați, în care alături de soluri puternic podzolite întâlnim și soluri slab podzolite pe depozite deluviale de pantă, sub păduri de *Quercus robur*.

Pe la 200—230 m, spre sud-est, relieful urcă lin către cîmpia Șandra, astăzi o cîmpie înaltă și fragmentată ale cărei păduri vechi de *Quercus petraea*, *Q. cerris* și *Quercus robur* au fost înlocuite aproape în întregime prin terenuri agricole. Predomină soluri silvestre puternic podzolite și

soluri silvestre podzolice. Pentru exemplificare prezentăm profilul nr. 23, de la nord-est de Șandra.

Sol silvestru podzoic (oligobazic)

Profilul nr. 23

Localizare : la nord-vest de satul Șandra (păd. Rosengarten),

Relief : terasă piemontană ; platou la alt. abs. de 210 m.

Material parental : argile deluvial-proluviale acoperite cu depozite eoliene (loessoide) de cuyvertură.

Drenaj natural : bun ; apa freatică sub 10 m.

Folosință : păduri de *Quercus petraea* și *Quercus cerris* cu *Crataegus monogyna* ; asociația ierboasă de *Agrostis tenuis* cu *Veronica officinalis*, *Festuca heterophylla*, *Lathyrus niger* și *Carex montana*.

A₁a₂ 0—7 cm ; lut mediu ; brun-cenușiu inchis spre brun-cenușiu (10YR 4/2 spre 5/2) în stare umedă ; cenușiu deschis (10YR 7/1 spre 7/2) în stare uscată ; astructurat cu tendință spre glomerular rare bobovine mici ; afinat ; rădăcini frecvente ; trecere treptată.

A₂a₁ 7—20 cm ; lut mediu ; cenușiu-brun deschis spre brun-pal (10YR 6/2 spre 6/3) în stare umedă ; alb spre brun foarte pal (10YR 8/2 spre 8/3) în stare uscată ; astructurat cu tendință spre lamelar ; mici bobovine, separații ferimanganice punctiforme ; afinat ; pseudogleizare foarte slabă ; trecere treptată.

A₂b 20—35 cm ; lut greu ; cenușiu-brun deschis (10YR 6/2) în stare umedă, brun foarte pal cu alb (10YR 8/3 cu 8/2) în stare uscată ; astructurat cu tendință nuciformă ; bobovine ; afinat spre compact ; umed ; trecere treptată.

A₂B(γ) 35—55 cm ; lut greu (mai argilos față de A₂b) ; cenușiu-brun deschis cu brun pal (10YR 6/2 cu 6/3) în stare umedă ; brun-gălbui cu pete albe (10YR 5/8 cu 8/2) în stare uscată : nuciform ; afinat spre compact ; bobovine ; ușor pseudogleizat, foarte umed ; trecere treptată.

B₁ 55—90 cm ; argilă usoară ; brun inchis (7,5YR 3/2) în stare umedă, gălbui-roșcat cu roz (7,5YR 5/6 cu 8/4) în stare uscată ; prismatic ; compact ; bobovine : foarte umed ; trecere treptată.

B₂ 90—125 cm ; argilă usoară (mai puțin argilos față de B₁) ; brun 7,5YR 5/4) în stare umedă, brun foarte pal cu brun pal (10YR 7/3 cu 6/3) în stare uscată ; prismatic, foarte compact, bobovine ; rar prundiș cristalin, umed ; trecere treptată.

B₃ 125—165 cm ; argilă usoară (mai puțin argiloasă față de B₂) ; brun inchis spre brun (10YR 4/2 spre 5/2) în stare umedă ; brun inchis cu brun pal (7,5YR 5/6 cu 10YR 6/3) în stare uscată ; prismatic, se desface prin apăsare în cocoloși-nuciformi ; bobovine și pete manganice, cu aspect de acumulare, ca un suborizont mai compact ; foarte rar prundiș cristalin ; trecerea treptată.

Bd 165—200 cm ; argilă usoară (mai argiloasă față de B₃) ; brun inchis cu brun (7,5YR 5/6 cu 5/4) în stare umedă, gălbui-roșcat cu brun inchis și vine alb-roz (7,5YR 6/6 cu 5/6 și 8/2) în stare uscată.



TABELUL 3

Date analitice

*Sol silvestru podzolic (oligobazic).**Profil nr. 23, la nord-vest de satul Șandra (Quercus petraea și Q. cerris).**Analizat de P. Vasilescu (analiza granulometrică), Hareta Mac (pH), Georgea Atanasiu (cationi schimbabili). Recoltat de H. Asvadurov.**Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adâncimea in cm	Fractiuni granulometrice în %										Raportate la partea silicatică				
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<	0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	< 0,001 mm	< 0,01 mm		
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₂ Ca %	pH în suspensie	apoasă							
0–7	A ₁ a ₂	1,35	5,9	0,24	16,7		4,8								
10–18	A ₂ a ₁	1,10	2,3	—	—		4,8								
35–50	A ₂ B ₁ γ	2,20	0,9	—			5,3								
60–75	B ₁	3,16	0,6	—			5,5								
95–110	B ₂	2,27	0,6	—			—								
130–140	B ₃	2,69	0,7	—			6,8								
185–200	Bd	3,47	0,5	—			7,3								
Cationi schimbabili															
	milivali						procente din T								
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺		V %		
0–7	2,78	2,15	0,35	0,60	11,94	17,82	15,6	12,1	1,9	3,4	67,0	33,0			
10–18	1,47	0,63	0,20	0,42	9,41	12,13	12,1	5,2	1,6	3,5	77,6	22,4			
35–50	8,05	5,29	0,19	0,42	9,06	23,01	35,0	23,0	0,8	1,8	39,4	60,6			
60–75	15,57	7,22	0,19	0,57	8,27	31,82	48,9	22,7	0,6	1,8	26,0	74,0			
130–140	18,21	6,63	0,18	0,40	3,05	28,47	64,0	23,3	0,6	1,4	10,7	89,3			
185–200	24,08	10,90	0,25	0,68	2,99	38,77	61,9	28,0	0,6	1,8	7,7	92,3			



Relieful colinar străbătut de traversa noastră este alcătuit dintr-un podiș mai bine păstrat la altitudinea de 230—260 m, o culme vălurită la 260—300 m și o creastă cu suprafete structurale la 300—365 m.

Între Șandra și satul Stîna ne aflăm pe culmea Boldei, înaltă de 230—300 m și acoperită parțial cu păduri de *Quercus petraea*, local cu *Q. cerris* și pajiști cu asociația de *Agrostis tenuis*. Pe această culme apar din loc în loc mici mameloane „mărtori“ de eroziune, care de la altitudini de 260 m, cind întreaga culme se îngustează, devin mai frecvente și mai pronunțate. Eroziunea solurilor afectează sectoarele despădurite ale culmii, iar din interiorul mameloanelor sunt scoase la zi prundișuri cristaline. Pentru relieful de platou înalt prezentăm spre exemplificare profilul nr. 26 situat la nord-est de satul Bolda.

Sol silvestru podzolic (oligobazic)

Profilul nr. 26

Localizare : la nord-est de satul Bolda.

Relief : platou pe o culme piemontană fragmentată ; alt. abs. 255 m.

Materiale parentale : argile cu depozite eoliene (loessoide) de cuvertură.

Drenaj natural : imperfect.

Folosință : pădure de *Quercus petraea* cu *Quercus cerris* și *Cytisus leucatrichus* ; asociația de *Agrostis tenuis* cu *Genista tinctoria*, *Veronica officinalis*, *Hieracium foliosum*, *Poa pratensis* și *Vicia cassubica*.

A₁ 0—5(7) cm ; lut mediu ; brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare umedă, alb (10YR 8/2) în stare uscată ; astructurat cu tendință lamelară și glomerulară slab definită ; separații ferimanganice punctiforme, foarte rare bobovine mici ; afinat ; reavăn ; trecere clară.

A_{2a1} 5(7)—28 cm ; lut mediu ; brun spre brun-gălbui (10YR 4/3 spre 5/4) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 3/3) în stare uscată ; astructurat cu tendință spre lamelar ; separații ferimanganice punctiforme, foarte rare bobovine mici ; afinat ; reavăn ; trecere treptată.

A_{2b} 28—40 cm ; lut mediu-lut greu ; brun spre brun închis (7,5YR 5/4 spre 5/6) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 8/3) în stare uscată, astructurat cu tendință spre nuciform slab dezvoltat ; separații ferimanganice și rare bobovine mici ; afinat ; reavăn ; trecere treptată.

A_{2B} 40—50 cm ; argilă usoară ; brun închis spre brun cu cenușiu-roz (7,5YR 4/4 cu 7/2) în stare umedă, gălbui-roșcat cu roz și pătat cu alb (7,5YR 6/6 cu 8/4 și 10YR 8/2) în stare uscată, nuciform ; bobovine, pete cu oxizi de mangan ; afinat spre compact ușor cimentat ; slab pseudogleizat ; reavăn ; trecere treptată.

B₁ 50—95 cm ; argilă usoară (mai argilos și mai puțin prăfos față de A_{2B}) ; brun-roșcat închis cu brun-roșcat (5YR 3/4 cu 4/4) în stare umedă, roșcat-gălbui cu brun-roșcat deschis (5YR 4/6 cu 6/4) în stare uscată ; prismatic, foarte compact ; bobovine, pete cu oxizi de mangan ; reavăn ; trecere treptată.



TABELUL 4

Date analitice

*Sol silvesru podzolic (oligobazic).**Profil nr. 26, la sud-est de satul Șandra (pădure de Quercus petraea și Q. cerris).**Analizat de P. Vasilescu (analiza granulometrică), Hareta Mac (pH), Leontie Viorica (cationi schimbabili). Recoltat de H. Asvadurov.**Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adâncimea in cm	Fractiuni granulometrice în %										Reportate la partea silicatică
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (< 0,001 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	
0–5	16,1	37,4	35,3	4,9	11,8	33,1	17,2	39,8	37,6	5,3	12,6 35,3
10–25	18,1	38,4	36,9	5,1	13,0	36,8	18,4	38,9	37,5	5,1	13,2 37,3
30–40	20,5	38,8	36,2	4,7	15,7	40,6	20,5	38,7	36,1	4,6	15,7 40,5
40–50	33,4	34,2	29,1	3,8	29,5	52,7	33,2	34,0	28,9	3,7	29,3 52,4
55–70	39,4	29,1	29,4	2,7	35,5	54,3	39,1	28,9	29,2	2,7	35,2 54,0
100–115	40,1	30,8	24,7	4,4	36,1	56,4	40,1	30,8	24,6	4,4	36,1 56,4
145–160	50,8	23,9	23,9	1,5	47,7	63,3	50,7	23,9	23,9	1,5	47,5 63,1
	Orizontul	Apă hidroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie apoasă				
0–5	A ₁	1,95	7,9	0,27	19,8		4,6				
10–25	A _{2a1}	1,31	2,4	—	—		4,4				
30–40	A ₂	1,30	0,8				—				
40–50	A _{2b}	2,19	0,6				5,0				
55–70	B ₁	3,06	0,5				5,3				
100–115	B _{2d}	2,24	0,2				6,3				
145–160	B _{3d}	3,99	0,4				7,0				
	Cationi schimbabili										V %
	miliivalli						procente din T				
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺
0–5	3,22	1,76	0,28	0,23	14,70	20,19	16,0	8,7	1,4	1,1	72,8 27,2
10–25	0,48	0,49	0,07	0,14	11,50	12,68	3,8	3,9	0,6	1,1	90,6 9,4
40–50	3,97	3,56	0,18	0,26	12,69	20,60	19,3	17,3	0,9	1,3	61,2 38,8
55–70	8,00	5,26	0,28	0,48	12,48	26,50	30,2	19,9	1,0	1,8	47,1 52,9
110–115	9,94	5,03	0,14	0,56	4,10	19,77	50,4	25,4	0,7	2,8	20,7 78,3
145–160	20,42	10,59	0,34	1,04	3,89	36,28	56,4	29,1	0,9	2,9	10,7 89,3

B_{2d} 95—130 cm ; argilă ușoară (mai puțin argilos și nisipos, față de suborizontul B₁) ; brun-gălbui cu brun-gălbui deschis (10YR 5/8 cu 6/4) în stare umedă, brun foarte pal cu brun (10YR 8/3 cu 7,5YR 5/4) în stare uscată ; columnoid, slab definit ; frecvențe pete cu oxizi de mangan ; jilav ; trecere treptată.

B_{3d} 130—170 cm ; argilă medie ; brun închis spre brun cu roșcat-gălbui (7,5YR 4/4 cu 4/6) în stare umedă, brun-gălbui deschis cu roșcat-gălbui (10YR 6/4 cu 5YR 5/6) în stare uscată ; prismatic, foarte compact, separațiuni ferimanganice frecvențe sub formă de concrețiuni și pete.

Pe culmea, cu frecvențe mameloane-martori, situată la altitudini de 260—300 m, predomină soluri silvestre puternic podzolite brune ; solurile podzolice se întâlnesc mai ales în sectoarele unde relieful este mai plan. Pe relieful mamelonar aceste soluri sunt formate pe luturi cu prundiș sau chiar pe prundișuri cristaline ; asociațiile cu aceste soluri variază în funcție de microrelief, dar și de grosimea și întinderea stratelor cu aceste prundișuri (prof. 24). De remarcat că pe suprafețele în ușoară pantă, podzolarea este mai slabă, iar substratul litologic, în care întâlnim gresii și argile cu CO₃Ca (uneori acoperite cu prundișuri) este relativ aproape de suprafață (prof. 25). Pentru exemplificare menționăm profilele nr. 24 și nr. 25 situate la NE de Stîna și aflate la o distanță de 150 m unul de altul.

Sol silvestru podzolic scheletic

Profilul nr. 24

Localizare : la nord de satul Stîna.

Relief : mamelon pe o culme, la alt. abs. de 275 m.

Material parental : nisipuri și prundișuri cristaline.

Drenaj natural : foarte bun.

Folosință : pădure de *Quercus petraea*, asociația de *Poa nemoralis* cu *Latyrus vernus*, *Clinopodium vulgare*, *Carex montana*, *Carex divulsa* și *Brachypodium silvaticum*.

A_{1r} 0—8 cm ; lut cu material schematic (19%) ; brun-cenușiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă, cenușiu spre cenușiu deschis (10YR 6/1 spre 7/1) în stare uscată ; astructurat, pulverulent, tendință spre glomerular ; afinat ; reavân ; se sapă greu (ca de altfel tot profilul) ; trecere treptată.

A_{2a1r} 8—25 cm ; lut cu material scheletic (22%) ; brun închis spre brun (10YR 4/3) în stare umedă, brun foarte pal spre cenușiu deschis (10YR 7/2 spre 7/3) în stare uscată ; astructurat cu tendință glomerulară ; ușor cimentat ; reavân ; trecere treptată.

A_{2br} 25—50 cm ; lut cu material scheletic (24%) ; brun-roșcat cu brun-roșcat deschis (5YR 4/4 cu 6/3) în stare umedă, cenușiu deschis spre brun foarte pal (10YR 7/3 spre 7/2) în stare uscată, astructurat, din

TABELUL 5

Date analitice

*Sol silvestru podzolic-scheletic.**Profil nr. 24, la nord de satul Stîna (pădure de Quercus petraea).*

Analizat de P. Vasilescu (analiza granulometrică); Hareta Mac (pH); Leonte Viorica (cationi schimbabili). Recoltat de H. Asvadurov.

Rezultările sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea in cm	Orizontul	Fracțiuni granulometrice în %										Schelet (> 2 mm) % la masa totală a solului	
		Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (< 0,001 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm		
0–6	A ₁ r	31,4	29,8	19,5	11,2	30,8	15,0	33,1	31,4	20,5	11,8	32,5	
10–20	A ₁ a ₁ r	36,8	31,4	15,1	12,6	34,8	15,7	37,2	31,8	15,3	12,7	35,2	
60–70	B ₁ r	7,8	25,3	48,7	15,3	22,4	18,2	7,8	25,3	48,6	15,3	22,4	
125–140	B ₂ r	9,1	24,1	38,1	26,4	35,8	29,2	9,0	23,9	37,8	26,2	35,6	
0–6	A ₁ r	1,67	6,1	0,24	17,1		5,7						
10–20	A ₁ a ₁ r	0,91	1,7	—	—		5,1						
60–70	B ₁ r	1,10	0,9				5,5						
125–140	B ₂ r	1,33	0,4				5,8						
Cationi schimbabili													
		mili valori					procente din T					V %	
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	
0–6		8,56	2,34	0,31	0,24	8,37	19,82	43,1	11,8	1,6	1,2	42,3	57,7
10–20		1,26	0,79	0,05	0,14	8,37	10,61	11,9	7,4	0,5	1,3	78,9	21,1
60–70		4,00	0,28	0,14	0,24	3,67	8,33	48,0	3,4	1,7	2,9	44,0	56,0
125–140		5,79	1,88	0,11	0,26	2,04	10,08	57,5	18,6	1,1	2,6	20,2	79,8



cauza abundenței materialului scheletic este greu de apreciat (tendință spre nuciform) ; reavăn ; trecere treptată.

B_{1r} 50—85 cm ; lut cu material scheletic (54%) ; roșcat închis și roșcat deschis (2,5YR 3/6 și 6/8) în stare umedă ; brun-roșcat închis și roz (5YR 3/4 și 8/4) în stare uscată ; astructurat din cauza abundenței de material scheletic, se sapă greu ; reavăn spre jilav ; trecere treptată cu ondulații.

B_{2r} 85—120 cm ; lut cu material scheletic (50%), roșcat cu brun-roșcat deschis cu 8/5) în stare uscată ; astructurat ; se sapă greu ; jilav : trecere 8/5) în stare uscată ; astructurat ; se sapă greu ; jilav ; trecere treptată cu ondulații.

B_{3r} 120—150 cm ; lut cu material schegetic (24%) ; roșcat cu roșcat deschis (10YR 4/6 cu 6/8) în stare umedă, roșcat cu roșcat-gălbui (2,5YR 4/8 cu 5YR 5/8) în stare uscată ; astructurat, se sapă foarte greu cu tîrnăcopul ; jilav.

Sol silvestru puternic podzolit brun

Profilul nr. 25

Localizare : la nord de satul Stîna.

Relief : începutul unei ramificații dintr-o culme piemontană ; alt. abs. de 270 m.

Material parental : alternanțe de luturi, argile și gresii.

Drenaj natural : bun.

Folosință : pădure rărită de *Quercus petraea* și *Quercus cerris*; asociația de *Poa nemoralis* cu *Veronica officinalis*, *Hieracium foliosum* și *Veronica chamaedrys*.

A₁ 0—5 cm ; lut mediu ; cenușiu foarte închis (10YR 3/1) în stare umedă ; cenușiu spre cenușiu deschis (10YR 6/1) în stare uscată ; glomerular ; afiñat ; reavăn ; trecere clară.

A_{2B} 5—28/32 cm ; lut mediu-lut greu ; brun-gălbui (10YR 5/4) în stare umedă, cenușiu deschis (10YR 7/2) în stare uscată ; nuciform ; silice coloidală abundantă ; separații ferimanganice punctiforme ; reavăn ; trecere treptată.

B₁ 32—90 cm ; argilă medie ; roșcat-gălbui (5YR 4/8 spre 5/8) în stare umedă, brun intens (7,5YR 5/6) în stare uscată ; prismatic spre columnoid ; foarte compact ; rare bobovine ; rădăcini și urme cărbunoase ; jilav ; trecere treptată.

B_{2C} 90—125 cm ; lut mediu spre lut greu nisipos ; brun intens (7,5YR 5/8) în stare umedă, gălbui-roșcat cu vine alb-roz (7,5YR 7/8 cu 8/2) în stare uscată ; ușor cimentat ; pete feruginoase și bobovine foarte rare ; concrețiuni, vine și acumulări prăfoase rare de CO₃Ca ; jilav.

D_c 125 cm ; gresie silicioasă cu benzi roșcate feruginoase ; cenușiu deschis (5YR 7/2) în stare umedă, alb (2,5Y 8/1—8/2) în stare uscată ; cimentat, foarte compact ; jilav ; concrețiuni mici și vine rare de CO₃Ca.

TABELUL 6

Date analitice

*Sol silvestru puternic podzolit brun.**Profil nr. 25, la nord de satul Stîna (pădure de Quercus petraea și Q. cerris)**Analizat de P. Vasilescu (analiza granulometrică); Hareta Mac (pH); Leonte Viorica (cationi schimbabili). Recoltat de H. Asvadurov.**Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°*

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %						Raportate la partea silicatică					
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (< 0,001 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	> 0,001 mm	
0–5	17,8	28,6	41,1	5,4	14,6	32,4	18,9	30,5	44,7	5,7	15,6	
10–25	26,6	29,0	40,4	3,8	22,1	41,1	26,6	29,1	40,4	3,8	22,1	
35–50	56,8	12,7	27,9	2,1	54,7	63,4	57,0	12,8	28,0	2,2	54,9	
95–110	34,4	11,9	45,9	8,1	32,4	42,1	34,3	11,9	45,7	8,1	32,3	
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie apoasă					
0–5	A ₁	2,03	8,3	0,29	19,6		6,2					
10–25	A ₂ B	1,56	1,0	—	—		4,8					
35–50	B ₁	4,00	0,8			—	5,1					
95–110	BC	9,90	—			0,5	—					
Cationi schimbabili												
mili valori						procente din T						
Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	V %	
0–5	14,10	3,34	0,47	0,27	5,94	24,12	58,5	14,0	1,9	1,1	24,5	75,5
10–25	1,72	0,93	0,13	0,18	11,34	14,30	12,2	6,5	0,9	1,3	79,1	20,9
35–50	11,49	8,97	0,28	0,28	12,05	33,05	34,9	27,1	0,8	0,9	36,3	63,7

Între Stîna și Corni, profilul transversal urcă de la 300 la 370 de-a lungul crestei Corni, care o dată cu creșterea altitudinii se ingustează la 20–50 m. Pe mameloane, pe creste structurale inclinate și pe versanții de



creastă predomină, sub păduri de *Quercus petraea*, soluri silvestre puternic podzolite, diferențiate textural și cu orizont iluvial roșcat; în profilul solului și uneori chiar de la suprafață, ca material scheletic se găsesc prundișuri. Pe înșeuări și creste relativ mai domoale se întâlnesc soluri silvestre puternic podzolite și local soluri podzolice, cu orizontul iluvial argilos sub un orizont podzolit scurt de 20–30 cm. Pe creste mai înalte și relativ înguste solurile luate în culturi au fost erodate, iar în lăstărișuri de *Quercus petraea* și *Carpinus betulus* se mai păstrează soluri silvestre podzolite brune, mezobazice ($V = 40\text{--}60\%$), ca de ex. profilul nr. 165, situat la sud-est de satul Socondzel.

Sol silvestru puternic podzolit brun

Profilul nr. 165

Localizare: la sud de satul Socondzel.

Relief: creastă îngustă a unui piemont fragmentat; alt. abs. de 310 m.

Material parental: luturi și argile deluvial-proluviale.

Drenaj natural: moderat.

Folosință: lăstăriș de *Carpinus betulus*, *Quercus cerris* și *Quercus petraea*; asocierea de *Agrostis tenuis* cu *Vulpia myuros*, *Lapsana communis*, *Polytrichum communis*.

A₁ 0–7 cm: lut mediu cu mult nisip grosier; brun-cenușiu închis spre brun-cenușiu (10YR 4/2 spre 5/2) în stare umedă, cenușiu deschis (10YR 7/1–7/2) în stare uscată; glomerular; afinat; reavăn; trecere treptată.

A_{1a₂} 7–20 cm: lut mediu cu mult nisip grosier; brun spre brun-gălbui (10YR 5/3 spre 5/4) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 7/4) în stare uscată; glomerular-nuciform; foarte mici bobovine; afinat; reavăn; trecere treptată.

A_{2B} 20–40 cm: lut mediu spre lut greu, cu mult nisip grosier; brun-gălbui cu brun-gălbui închis (10YR 5/6 cu 4/4) în stare umedă, brun foarte pal (10YR 8/3 cu 7/3) în stare uscată; nuciform cu separări (pu-drări) de silice coloidală; bobovine; afinat; reavăn; trecere treptată.

B_y 40–70 cm: argilă ușoară spre argilă medie (nisip grosier mai puțin, foarte rar prundiș cristalin); brun-gălbui cu vine roșcate și cenușiu (10YR 5/4 cu 2,5YR 4/8 și 5YR 6/1) în stare uscată; prismatic, foarte compact; bobovine; jilav; trecere treptată.

B_d 70–100 cm: argilă medie (mai argilos față de B_y); brun pal cu roșcat (10YR 6/3 cu 2,5YR 4/8) în stare umedă; astructurat cu tendință prismatică, compact; rar separații ferimanganice punctiforme; jilav; trecere treptată.

D_c 100–150 cm: argilă pînă la 125 cm; următoare de nisipuri fine și argile (predomină argilele); roșcat-gălbui (mai ales stratificațiile nisipoase) cu alb (5YR 5/8 cu 5Y 8/2) în stare umedă; gălbui-roșcat cu alb (7,5YR 7/8 cu 8/1) în stare umedă; structurală lameiară foarte ușoară; afinat; compact; jilav; rare și fine pete mici de CO₃Ca.



TABELUL 7

Date analitice

*Sol silvestru puternic podzolit brun.**Profil nr. 165, la sud-est de Socondzel.*

Analizat de P. Vasilescu (analiza granulometrică), Hareta Mac (pH), Leonte Viorica (cationi schimbabili). Recoltat de H. Asvadurov.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %										<0,001 mm				
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm					
0–7	21,2	23,3	27,3	23,7	17,1	33,9	22,2	24,4	28,6	24,8	17,9	35,6			
25–35	27,1	24,1	26,4	21,3	23,9	41,2	27,4	24,4	26,7	21,5	24,2	41,6			
45–60	48,4	17,6	23,1	11,8	43,8	59,8	47,9	17,4	22,9	11,7	43,4	59,2			
70–85	48,7	31,7	19,9	0,9	37,6	71,2	48,1	31,3	19,6	0,9	37,1	70,3			
	Orizontul	Apă hidroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie								
	A ₁	1,78	5,8	0,23	17,2		5,7								
	A ₁ a ₂	1,45	1,7	—	—		—								
	A ₂ B	1,54	1,5	—	—		5,0								
	Bγ	3,41	—	—	—		5,1								
	Bd	4,75	—	—	—		5,0								
	Cationi schimbabili														
	mili valori						procente din T								
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺				
0–7	8,25	2,40	0,49	0,83	7,40	19,37	42,4	12,3	2,6	4,8	37,9	62,1			
25–35	3,76	2,24	0,13	0,77	8,53	15,43	24,5	14,5	0,9	4,9	55,2	44,8			
45–60	11,95	8,29	0,41	0,96	9,74	31,35	38,0	26,4	1,3	3,2	31,1	68,9			
70–85	17,85	8,95	0,66	1,32	17,50	46,28	38,6	19,3	1,4	2,9	37,8	62,2			

La altitudini peste 350 m solurile crestelor sunt erodate. La nord de Corni, versanții de creastă cu expoziție nordică mai păstrează păduri de *Quercus petraea* cu *Fagus silvatica* în timp ce versanții sudici sunt folosiți pentru culturi agricole, livezi și vii. Aici se întâlnesc soluri silvestre brune frecvent slab podzolite, mai ales sub păduri. Local, pe crestele structurale găsim soluri dornocalcice levigate sub asociații de *Festuca vallesiaca*. Pentru exemplificare menționăm mai multe situații :

Profilul nr. 160, pe o creastă relativ mai lată, într-o pădure de *Quercus petraea* cu *Carpinus betulus*, *Crataegus monogyna*, asociații de *Melica uniflora* cu *Dactylis glomerata*, *Glehoma hirsuta*, *Fragaria vesca* și *Gallium schultesii* este un sol silvestru slab podzolit de tipul A₁-Ba₂-B-D, cu orizontul A de 18 cm, lut greu, brun-cenușiu foarte închis (10YR 3/2) în stare umedă, argila fizică (sub 0,01 mm) de 43%, conținutul de humus de 4,3%, azotul total de 0,17%, raportul carbon-azot de 17,6, valorile pH — 5,2, capacitatea de schimb cationic, T = 23,10 miliechivalenți la 100 g/sol și gradul de saturare în baze, V de 51,2%.

Profilul 161, pe un versant nordic, în apropierea crestei, sub păduri de *Fagus silvatica* cu *Corylus avellana*, *Carpinus betulus* și o vegetație ierboasă foarte săracă (cu *Lathyrus venetus*, *Poa nemoralis* și *Lamium galeobdolon*) este un sol silvestru brun, nediferențiat textural; orizontul A de 15 cm, lut greu (argilă fizică, 46%), negricios spre cenușiu foarte închis (10YR 2/1 spre 3/1) în stare umedă, conținutul în humus de 6,1%, azotul total de 0,25%, raportul carbon-azot 16,8, valori pH de 6,6, T = 37,96 me și V = 89,1%.

Profilul 162, pe un versant nordic, în apropierea unei creste înguste la 365 m, sub păduri de *Quercus petraea*, cu *Carpinus betulus*, *Corylus avellana* și asociații de *Viola silvestris* cu *Asperula odorata*, *Gallium schultesii*, *Galium vernum*, *Veronica officinalis* este un sol silvestru brun, nediferențiat textural, argilos și cu profil scurt; orizontul A de 15 cm, argilă ușoară (argilă fizică, 52,7%), negricios (10YR 2/1) în stare umedă, conținutul de humus de 5,7%, azot total de 0,27%, raportul carbon-azot 14,4, valorile pH de 5,9, T = 35,27 me (53,4 me în B₁) și V = 78,6% (72% în B₁).

Considerații generale privitoare la principalele grupe de soluri

Pe baza observațiilor de teren, a morfologiei profilelor și a datelor analitice existente se pot face câteva considerații pedogeografice generale.

Solurile evolute și mai răspândite sunt : solurile silvestre podzolice, solurile silvestre podzolite și mai rar solurile silvestre brune.

Solurile silvestre podzolice sunt soluri formate pe depozite luto-argiloase. Aceste soluri sunt de tipul A₁—A₂—A₂B(γ)—B(γ)—BD. Profilele sunt slab pseudogleizate mai ales în orizontul A₂B ; în condițiile unui relief plan sunt cele mai slab pseudogleizate soluri din nord-vestul țării. Diferențierea texturală între orizonturi este puternică, raportul argilei (sub 0,002 mm) : B : A fiind de 2—2,5. În vestul sectorului (ex. pe terasa și cîmpia înaltă, la nord-vest de Rătești) orizontul B₁ al solurilor prezintă o creștere importantă a argilei chiar sub orizontul A₂B ; culoarea lui mai închisă corespunde și unui suborizont cu conținutul de humus relativ mai ridicat. În schimb pe culmile vechiului podiș orizontul B are un colorit brun-roșcat și doar în baza lui apare uneori un orizont mai închis la culoare și relativ mai bogat în humus. Alcătuirea granulometrică loessoidă, care spre bază acoperă lehmuri cu prundiș cristalin fin, precum și conținutul de humus mai ridicat al acestor profile, la anumite suborizonturi, sugerează ideea că unele soluri s-au format pe materiale parentale stratificate și cu procese de solificare relictă.

Compoziția granulometrică este relativ asemănătoare în cadrul diferitelor profile mai ales în cazul orizonturilor podzolice. Orizonturile podzolice A₁ și A₂ sunt luturi medii cu argila fizică (sub 0,01 mm) de cca 37% ; cantitatea argilei (sub 0,002 mm) este de 17—18%, aceea de praf și nisip fin de cîte 37—42%, iar de nisip grosier (inclusiv bobovinele) de 1,9—5%. Orizontul iluvial B₁ — argilă ușoară, are 54—60% argilă fizică ; cantitatea de argilă (sub 0,002 mm) este de 38—45%, praful și nisipul fin cîte 25—30%, iar nisipul grosier 0,6—2,8%. Conținutul de humus, la suprafață 5—8%, scade în A₂A₁ la 1,8—2,4%, iar în A₂B este sub 1%. Conținutul de azot total, este în A₁ de 0,23—0,27%, iar raportul carbon-azot de 14—20. Valorile pH sunt scăzute mai ales în suborizontul A₂ fiind de 4,4—5,3 ; capacitatea de schimb cationic scăzută la suprafață la 12—50 miliechivalenti-gram la 100 g sol, atinge un maxim în B₁ de 26—34 și scade în B₂ la 20—28 miliechivalenti-gram. Conținutul în baze de schimb de 27—45% în A₁ scade în A₂ la 9—35% ; profilele sunt debazificate (V sub 55%) pe toată grosimea orizonturilor eluviale de 40—65 cm, iar la 120 cm solurile sunt saturate în baze (V > 80%).

În regiunea colinară Ardud-Rătești-Corni, solurile podzolice se întâlnesc mai ales în păduri sau în pajiști, pe suprafete plane, neerodate. Pseudogleizarea lor este slabă și afectează mai mult doar suborizontul A₂B. Sub culturi solurile sunt mai saturate în baze (V = 50—60%), iar în

pășuni debazificarea este încă destul de accentuată mai ales în suborizontul A₂ (V sub 40%). Solurile cu orizont podzolic scurt, în urma folosirii lor sub culturi, se prezintă în prezent ca soluri silvestre moderat sau puternic podzolite. De altfel, chiar sub păduri, solurile silvestre podzolice se asociază cu solurile silvestre podzolite. Solurile cele mai saturate în baze se întâlnesc în sectoarele cultivate din nord-vestul regiunii, iar cele mai debazificate în păduri și în regiunea piemontană a Homoroadelor din nord-estul sectorului (fig. 1).

Solurile silvestre podzolite brune sunt soluri mediu și puternic podzolite formate pe alternanțe de luturi, argile și gresii frecvent carbonatice. Profilele de tipul A₁—A_{1a₂} sau A_{2B}—B(γ)—D sunt slab pseudogleizate mai ales pe depozite greu permeabile (ex. prof. 165). Diferențierea texturală între orizonturile A și B este puternică, raportul argilei B : A fiind adeseori mai mare de 2, mai ales datorită stratificațiilor texturale ale materialului parental. Orizontul A prezintă un colorit brun-găibui, iar orizontul B este mai roșcat; carbonații de CO₂Ca se găsesc la 80—120 cm. Formarea acestor soluri a fost influențată de eroziune și de caracterul litologic al materialului parental.

Orizontul podzolit este un lut mediu sau lut greu, iar orizontul B este o argilă usoară sau medie. Aflate sub aceleași păduri ca și solurile podzolice, conținutul de humus, azot total și raportul carbon-azot prezintă valori apropiate. Valorile pH de 5,2—6,2 sunt mai ridicate, iar capacitatea de schimb cationic relativ scăzută în orizonturile podzolite este mai ridicată în orizontul B (mai argilos față de acela al solurilor podzolice). Gradul saturației în baze, V = 50—75% în orizontul A₁ este mai scăzut în A_{2A₁} sau A_{2B}, iar grosimea orizonturilor debazificate (V sub 55%) corespunde orizonturilor podzolite (inclusiv A_{2b}).

În regiunea colinară Ardud-Rătești-Corni, în sectoarele mai înalte de 230 m și pe versanți predomină solurile silvestre mediu podzolite. În general însă, versanții sunt afectați de eroziunea de suprafață, care în urma despăduririlor și a lucrărilor aratorii prezintă soluri podzolite în diferite stadii de eroziune. Solurile, local slab pseudogleizate sunt relativ saturate în baze (V = 50—70%).

Solurile silvestre brune sunt cele mai puțin răspândite. De altfel traversa noastră, atinge în sectorul Corni-Socondzel cel mai nord-vestic sector din țară cu astfel de soluri. Sunt profile de tipul A—B—D(C) scurte, nediferențiate textural și formate pe depozite argiloase și argilo-marnoase. Aceste soluri sunt saturate în baze (V peste 75%) și aparțin seriei soluri-



lor cu bioaccumulare calcică în zona forestieră (soluri dernocalcice sau soluri pseudorendzinice).

În regiunea Ardud-Rătești-Corni solurile silvestre brune se prezintă ca soluri silvestre tinere, adeseori cu caracter pseudorendzinic. Solurile cele mai tinere, formate pe seama unor soluri erodate sau pe roci lipsite sau sărace în CO_3Ca au o culoare mai deschisă uneori, cu un colorit gălbui. Solurile formate pe argile sau argile marnoase, în sectoare mai puțin afectate de eroziune sunt mai inchise la culoare mai ales în orizontul A și fac trecerea spre soluri pseudorendzinice. În general sunt soluri argiloase (argila fizică sub 0,01 mm, de 50—70%), local slab pseudogleizate și saturate în baze ($V = 70—90\%$).

Pe baza celor prezentate se pot face cîteva considerații în legătură cu repartiția solurilor (fig. 2). Pe relieful relativ plan mai ales în păduri și pajiști predomină solurile podzolice. Pe relieful mai puternic fragmentat, pe culmi înguste și versanți acoperiți de păduri întinși soluri silvestre puternic podzolite brune (local soluri podzolice), iar în locuri despădurite soluri silvestre slab și mediu podzolite brune; sporadic pe anumite mameloane (marteri) de creastă se întâlnesc soluri silvestre podzolite brune și mai rar soluri podzolice cu orizont iluvial feruginos, formate pe prundișuri. Pe creste înguste și versanți cu roci argiloase (frequent cu CO_3Ca) se întâlnesc, chiar sub păduri, soluri silvestre slab podzolite brune local asociate cu soluri silvestre brune și soluri dernocalcice ievigate. Pe versanții puternic eroați se găsesc soluri brune tinere de pantă și regosoluri.

Solul zonal al regiunii, format sub păduri și pe un relief plan, adică în condiții normale de evoluție este solul silvestru podzolic. Acest sol este caracterizat printr-o diferențiere texturală evidentă, o slabă argilozitate a orizontului iluvial și o pseudogleizare slab manifestată mai ales în sub-orizontul de tranziție⁴. Alcătuirea granulometrică și compoziția ei asemănătoare pentru soluri formate pe diferite forme de relief, indică prezența unor materiale parentale de suprafață de origină eoliană. Aspectul morfologic al acestor soluri ne arată că ele au evoluat sub influența unui climat de pădure cu perioade mai calde în cursul anului (coloritul roșcat al orizontului B) și care în decursul timpului nu a fost influențat de condiții climatice cu o umiditate prea ridicată (lipsa pseudogleizării orizontului B).

Având în vedere condițiile bioclimatice actuale, poziția geografică și coloritul brun-gălbui și brun pal al orizonturilor eluviale ale solurilor

⁴ După aproximarea VII sunt soluri „udalf“ cu orizont glosic.

zonale (care reflectă cel mai bine condițiile pedogenetice actuale), considerăm că solurile silvestre din această regiune aparțin faciesului brun-gălbui.

Fertilitatea naturală a solurilor, care au fost luate sub culturi, este relativ mai ridicată față de aceea a solurilor similare de pe alte terase și coline din nord-vestul țării. Pseudogleizarea slab manifestată ne arată că regimul lor aero-hidric nu prezintă deficiențe. De asemenea datorită faptului că solurile nu au o debazificare pronunțată, regimul lor nutritiv se poate corecta ușor. Este drept că solurile, care au fost luate sub culturi, au conținutul de humus, de azot și fosfor total, mult mai scăzut față de acela prezentat în cazul solurilor de sub pădure; se remarcă însă că aplicarea îngrășămintelor minerale și a gunoiului de grajd determină sporuri însemnante de recoltă. De altfel, orizontul eluvial al solurilor fiind scurt, rebazificarea solurilor și schimbarea acidității hidrolitice în urma măsurilor agrochimice, se desfășoară relativ ușor chiar în cazul solurilor podzolice.

BIBLIOGRAFIE

- Asvadurov H., Opris M., Neacșu Marcela, Chițu C., Vasilescu P. (1964). Considerații generale privitoare la învelișul de sol al raionului Oaș. *Com. Geol. Stud. tehn. și econ.*, seria C, 12. București.
- Petrescu Adriana (1964) Apa freatică și solurile gleizate în cîmpia Someșului. *Com. Geol. Studii tehn. și econ.*, seria C, 14. București.
- Cernescu N., Asvadurov H., Predel Fl., Chițu C., Vasilescu P., Serbănescu I., Turcu Gh., Roman N. (1961) Condițiile naturale și solurile depresiunii Baia Mare. *Cercetări de Pedologie* (1958) București.
- Giță Elena, Stoica Elena, Papacostea P., Popa Elena (1963) Solul podzolic de la Săsar-Baia Mare și efectul ameliorativ al marnării. *Com. Geol., Stud. tehn. și econ.*, seria C, 11. București.
- Crișan I., Preda M. (1960) Solurile raionului Satu Mare. *Studii și cercetări agronomice*. Edit. Acad. R.S.R. anul XI. Cluj.
- Florea N. și colab. (1964) Harta solurilor cîmpiei Tisei și a piemonturilor din vestul R.S.R. *D.S.Com. Geol. L/2 (1962—1963)* București.
- (1965) Tipul getic de sol și subdiviziunea lui (discuție). *St. Solului*, 3, București.



Vintilă Irina, Băjescu Irina, Chiriac Aurelia, Daniliuc D., Gîță Gh., Mănuță O., Moțoc Eugenia, Boeriu T. (1967) Proprietățile mineralogice, fizice și chimice ale unor soluri acide din nord-vestul R. S. România. *Analele secției de pedologie*, XXXIV, București.

REMARQUES PÉDOLOGIQUES DANS LE SECTEUR COLLINAIRE SITUÉ À LA NV DE CULMEA VÎRFUL CODRULUI

PAR

H. ASVADUROV, GEORGETA ATANASIU, VIORICA LEONTE, I. DRAGU

(Résumé)

Dans cette région collinaire, les conditions climatiques sont spécifiques à la zone forestière ($T_m = 9-9,6^{\circ}\text{C}$; $P_m = 575-750 \text{ m}$). La végétation naturelle est caractérisée par la prédominance des forêts de *Quercus petraea* et des près d'*Agrostis tenuis* (fig. 1).

Les données analytiques de certains profils représentatifs situés le long d'une ligne orientée NW—SE (fig. 3) sont indiquées dans les tableaux ci-joints.

Sur un relief relativement plan, surtout dans les bois et dans les près, prédominent les sols lessivés. Sur les reliefs rigoureusement fragmentés des crêtes étroites et des versants boisés on rencontre des sols bruns fortement lessivés (localement des sols lessivés) tandis que dans les endroits déboisés les sols bruns faiblement et moyennement lessivés (sols bruns lessivés) ; sporadiquement sur certains mamelons des crêtes on rencontre des sols bruns lessivés et rarement des sols lessivés à horizon illuvial ferrugineux, formés sur des graviers. Sur les crêtes étroites et sur les versants des roches argileuses (fréquemment à CO_3Ca) on trouve, même sous bois, des sols bruns faiblement lessivés, localement associés aux sols bruns lessivés et aux sols dernocalciques lèvigués. Sur les versants érodés on trouve des sols bruns de pentes, faiblement évolués et des régosols.

Les sols lessivés qui se trouvent sous bois sont des sols oligobasiques ($V=10-30\%$) et oligomésobasiques ($V=30-55\%$). Ils sont débaséifiés ($V < 55\%$ sur une petite (25 à 50 cm) et moyenne (50—70 cm) épaisseur ;



sous cultures céréalieres, les sols rébaséifiés sont oligomésobasiques avec les profils débaséifiés peu épais.

Les sols bruns lessivés moins saturés en bases ($V=30-60\%$), de surfaces planes, se sont formés au dépens des sols lessivés transformés par les cultures ; sur les versants, les sols sont plus saturés en bases ($V=50-70\%$) et sont affectés par l'érosion. Généralement ils sont débaséifiés sur de faibles épaisseurs ($V < 55\%$ dans les 10—25 cm).

Les sols bruns lessivés (localement sols dernocalciques lévigués) sont des sols faiblement développés influencés par le matériau originel argileux abondant en éléments basiques et d'érosion. Il s'agit des sols saturés en bases ($V=75-90\%$).



PLANŞA I

Fig. 1. — Terasa joasă, de la Răteşti cu soluri dernoamfigleice (asociația *Poa pratensis*) și terasa de 12—14 m cu soluri podzolice pseudogleizate (asociația *Agrostis tenuis*).

Terrasse basse de Răteşti, avec des sols amphigleyiques (association *Poa pratensis*) et terrasse de 12 à 14 m avec des sols lessivés à pseudogley (association *Agrostis tenuis*).

Fig. 2. — Procese de eroziune ale solurilor podzolice în urma despăduririi.
Processus d'érosion des sols lessivés dûs aux déboisements.

Fig. 3. — Luminiș în pădurea de *Quercus petraea* și *Q. cerris* cu asociații de *Agrostis tenuis* și *Vulpia myuros*, pe soluri silvestre puternic podzolite.
Clairière dans la forêt de *Querqus petraea* et *Q. cerris*, avec associations d'*Agrostis tenuis* et *Vulpina myuros*, sur des sols lessivés.



H. ASVADUROV și colab. Observații pedologice la NV de Culmea Vîrful
Codrului Pl. I.



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.



Institutul Geologic al României

PLANŞA II

- Fig. 1: — Relief de podiş cu ravinări favorizate de arăturile în lungul pantei.
Relief de plateau à ravins dus au labourage effectué le long de la pente.
- Fig. 2 — Podiş fragmentat cu soluri podzolice și soluri podzolite brune, cu păduri de *Quercus petraea* cu *Q. cerris* și pășuni de *Agrostis tenuis*. Vedere spre pădurile Beltiug-Bolda.
Plateau fragmenté à sols lessivés et à sols bruns lessivés, avec des forêts de *Quercus petraea*, *Q. cerris* et près d'*Agrostis tenuis*. Vue représentant les forêts de Beltiug-Bolda.
- Fig. 3. — Versanți lini, la est de Bolda, cu soluri silvestre brune slab și moderat podzolite sub culturi și pășuni de *Agrostis tenuis*.
Pentes douces situées à l'E de Bolda, avec des sols bruns faiblement et modérément lessivés sous cultures et près d'*Agrostis tenuis*.



Institutul Geologic al României

H. ASVADUROV și colab. Observații pedologice la NV de Culmea Vîrful
Codrului Pl. II.

1



1

2



2

3



3

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. LIV/2.



Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA SOLURILOR PODZOLICE
FREATIC-UMEDE¹

DE

H. ASVADUROV², ANA NICULESCU, P. VASILESCU³

Abstract

Contributions to the Knowledge of Lessivé Soils with Ground Water Table in the Maramureş Region. These soils are met with chiefly in bioclimatic conditions specific to the forest zone (T_m 8—9.5°C; $P_m = 550$ —1000 mm). The strongly pseudogleyed soils with a deep bases layer are less influenced by ground water (table 2 and 3). The weakly pseudogleyed soils and those being both pseudogleyed and gleyed i.e. Amphigleyed soils ($V > 55\%$ to 35—50 cm) have a thin low in bases layer (table 4—9). The influence of the ground water in the soil profile is stronger. The presence of soluble salts of manganese ($V_{Mg} > 35\%$ from Bt 21) and even of exchangeable sodium ($V_{Na} = 5$ —12% in BG₀) is to be noticed.

Solurile podzolice cu apa freatică la mică adâncime sunt în general puțin studiate. În lucrările pedologice din țara noastră, aceste soluri au fost menționate de I. Crișan — M. Preda (1960) și de H. Asvaduров (1964). O delimitare a sectoarelor cu aceste soluri este prezentată în „Harta solurilor Cîmpiei Tisei și a Piemonturilor din vestul R.S.R.” (N. Florea et al. 1964). Citeva date analitice și considerații de ordin practic se găsesc și într-un studiu recent efectuat de Irina Vintilă et al. (1967).

În țara noastră, solurile podzolice influențate în substratul lor litologic de apa freatică, se găsesc mai ales în județul Satu Mare. Aceste soluri se întâlnesc mai rar în depresiunile Lăpuș, Baia Mare, mai frecvent

¹ Comunicare în ședința din 18 aprilie 1967.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

³ Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Cal. Griviței nr. 64, București.



în depresiunea Oaș și ocupă suprafețe însemnante mai ales în sectoarele mai vechi ale cîmpilor Someșului și Crasnei. Desigur, este posibil ca ele să apară sporadic și în alte regiuni piemontane, acolo unde, ferite de inundații, solurile silvestre (frecvent amfigieizate) evoluează în condițiile unui regim freatic-transpercolativ cu un drenaj natural moderat sau imperfect (N. Cernescu, 1960).

În nord-vestul țării, în grupa solurilor podzolice freatic-umede cea mai mare răspîndire o au solurile formate pe depozite luto-argiloase. Pe depozite nisipoase ele se întîlnesc foarte rar în pădurile din cîmpia nisipoasă a Nirului (uneori cu formare de ortsand și cu salinizări freatici slabe) și nu vor constitui obiectul preocupării prezente.

În lucrarea de față se încearcă, pentru prima oară, o scurtă prezentare a condițiilor de formare și o caracterizare a morfologiei și a proprietăților fizico-chimice ale unor soluri podzolice freatic-umede formate pe depozite luto-argiloase. Acest studiu a fost făcut pe baza lucrărilor de teren, efectuate sporadic între anii 1957—1966 și a interpretării a 25 de profile analizate în laborator (fig. 1).⁴

Condițiile bioclimatice, specifice zonei forestiere, se caracterizează prin temperaturi mijlocii anuale care scad de la vest spre est de la 9,6° la 8°, iar precipitațiile cresc de la 575 la 1000 mm. În pădurile existente predomină *Quercus robur* (cu mult *Carpinus betulus*), iar în pașiști asociațiile mesofile și mesohigrofile de *Agrostis tenuis*, de *Agrostis canina* și local de *Nardus stricta* sau de *Juncus conglomeratus* (H. Asvadurov și I. Drăgu, 1967).

Relieful pe care întîlnim aceste soluri este reprezentat prin terase tinere, evantaie aluvial-proluviale joase și cîmpii de divagare mai vechi, cu drenaj natural imperfect.

Materialul parental al solurilor este alcătuit din alternanțe de luturi grele și argile, adeseori cu intercalații mai grosiere în substrat. La toate profilele se remarcă în partea lor superioară un material mai prăfos, mai omogen și alternanțe texturale mai ales în substrat.

Pe baza curbelor de însumare a compoziției granulometrice a orizonturilor A₂ și B₁ ale unor soluri reprezentative (fig. 2) a fost calculat indicele de dispersie (Ds), de asimetrie intercuartilă (Asi), asimetrie ex-

⁴ Analizele de laborator au fost executate la Întreprinderea geologică de prospecționi a Comitetului de Stat al Geologiei. Majoritatea profilelor au fost recoltate de H. Asvadurov și P. Vasilescu; au fost luate în considerare și profilele colectate de M. Opris (85, 232), C. Chițu (2, 391) și cele publicate (prof. 4, 5).

ternă (Ase), indicele de kurtosis (Ks_1) și mediana (tabelul 1). Se constată că toate profilele au un orizont A_2 asemănător, dar orizontul lor B este deosebit (ca alcătuire granulometrică, raportul dintre indici și mediană). În

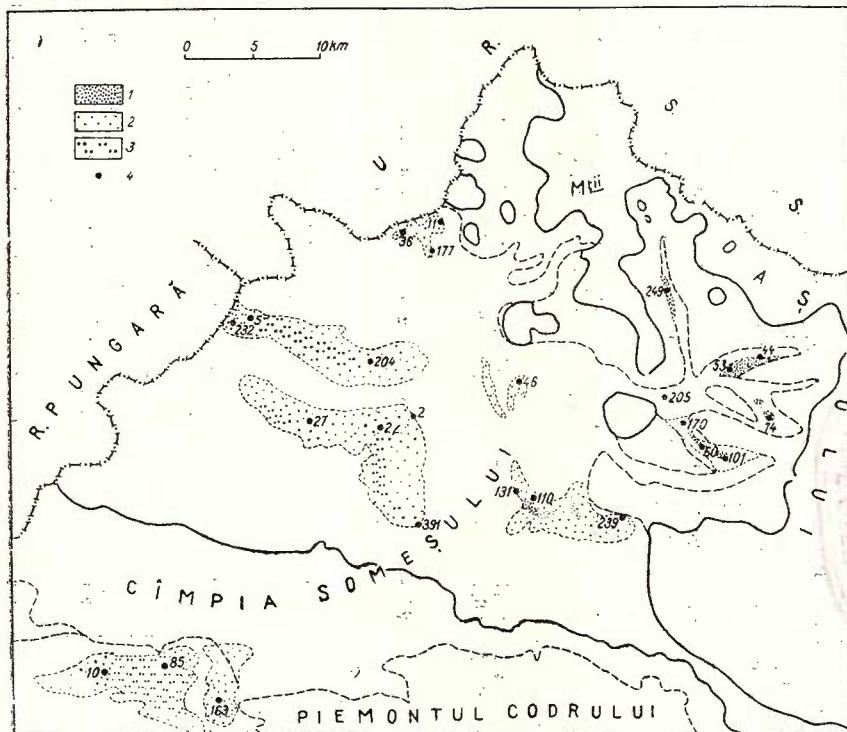


Fig. 1. — Repartiția solurilor silvestre podzolice freatic-umede :
1, soluri podzolice pseudogleice, freatic-umede; 2, soluri podzolice pseudogleyificate, freatic-umede; 3, soluri podzolice pseudogleyificate, freatic-umede, asociate cu soluri podzolice amfigleice (cu conținut ridicat în magneziu schimbabil); 4, profile citate în text.

Répartition des sols lessivés à nappe phréatique :

1, sols lessivés-pseudogley, à nappe phréatique; 2, sols lessivés à pseudogley, à nappe phréatique; 3, sols lessivés pseudogleyifiés, à nappe phréatique, associés aux sols lessivés amphigleyiques (à teneur élevée en magnésium changeable); 4, profils cités dans le texte.

general, valorile obținute pentru aceste soluri sunt foarte asemănătoare cu acelea ale unor soluri podzolice argilo-iluviale stratificate din nord-vestul țării, formate pe unități de relief variate⁵. De asemenea valoarea

⁵ H. Asvadurov Al. Z. Manea și P. Vasilescu „Materialul parental al unui sol acid din Culmea Virful Codrului”. tSudii tehn. și econ. Seria C, 16, (sub tipar).

TABELUL 1
Compoziția granulometrică și indicii granulometrice ai unor soluri podzolice freatic-umede din cîmpia Someșului

Profilul Orizontul	Fracțiuni granulometrice și % mai mici de:							Indici				Rap. Praf/nisip					
	0,001 mm	0,002 mm	0,01 mm	0,02 mm	0,05 mm	0,1 mm	0,2 mm	0,5 mm	1 mm	2 mm	Modu-lul mm	Media-na m					
5 A ₂ B ₁ 45—60	16,3 32,8	20,8 37,1	37,9 51,8	54,6 66,3	87,6 89,6	96,4 95,9	97,6 97,3	98,4 —	— —	100,00 100,00	0,331 0,031	0,017 0,009	0,50 1,00	-0,39 -0,51	-0,56 -0,54	0,82 1,23	0,8 0,9
10 A ₂ B ₁ 50—65	14,2 43,3	18,3 47,0	36,2 58,6	55,6 71,7	87,2 92,2	96,5 98,1	97,6 99,0	— —	— —	100,00 100,00	0,031 0,031	0,017 0,003	0,45 1,25	-0,26 -0,33	-0,52 -0,32	0,80 1,47	0,9 0,9
22 A ₂ B ₁ 45—60	12,9 29,1	16,9 33,2	31,1 61,1	47,9 87,3	83,5 98,3	93,0 98,7	95,1 —	— —	— —	100,00 100,00	0,031 0,081	0,021 0,012	0,41 0,90	-0,34 -0,53	-0,50 -0,58	0,74 1,13	0,6 0,7
85 A ₂ B ₁ 50—70	10,8 49,0	14,0 52,6	34,7 65,3	53,2 78,0	— —	— —	98,5 99,5	— —	— —	100,00 100,00	0,031 0,031	0,018 0,001	0,41 1,34	-0,16 -0,14	-0,26 -0,13	0,81 1,57	0,8 1,2
27 A ₂ B ₁ 50—65	13,2 33,8	17,2 37,2	35,0 52,4	50,9 64,2	— —	— —	96,4 98,7	— —	— —	100,00 100,00	0,031 0,031	0,019 0,009	0,48 1,11	-0,25 -0,49	-0,45 -0,49	0,83 1,28	0,7 0,8
11 A ₂ B ₁ 40—55	17,9 40,4	23,7 45,9	44,7 60,7	64,0 75,0	88,9 92,9	94,8 97,1	95,7 98,8	97,0 —	— —	100,00 100,00	0,031 0,031	0,012 0,003	0,52 1,10	-0,35 -0,29	-0,44 -0,33	0,84 1,33	1,1 1,2
53 A ₂ B ₁ 65—80	14—25 45,5	24,3 50,7	28,8 65,5	48,4 77,6	66,0 —	— —	98,8 99,0	— —	— —	100,00 100,00	0,031 0,031	0,011 0,002	0,69 1,18	-0,42 -0,16	-0,54 -0,20	1,00 1,42	1,1 1,2
391 A ₂ B ₁ 50—70	17—31 47,7	21,8 50,8	47,6 68,6	65,5 79,2	— —	— —	96,6 99,6	— —	— —	100,00 100,00	0,031 0,031	0,011 0,002	0,49 1,26	-0,19 -0,24	-0,44 -0,19	0,79 1,48	1,2 1,3



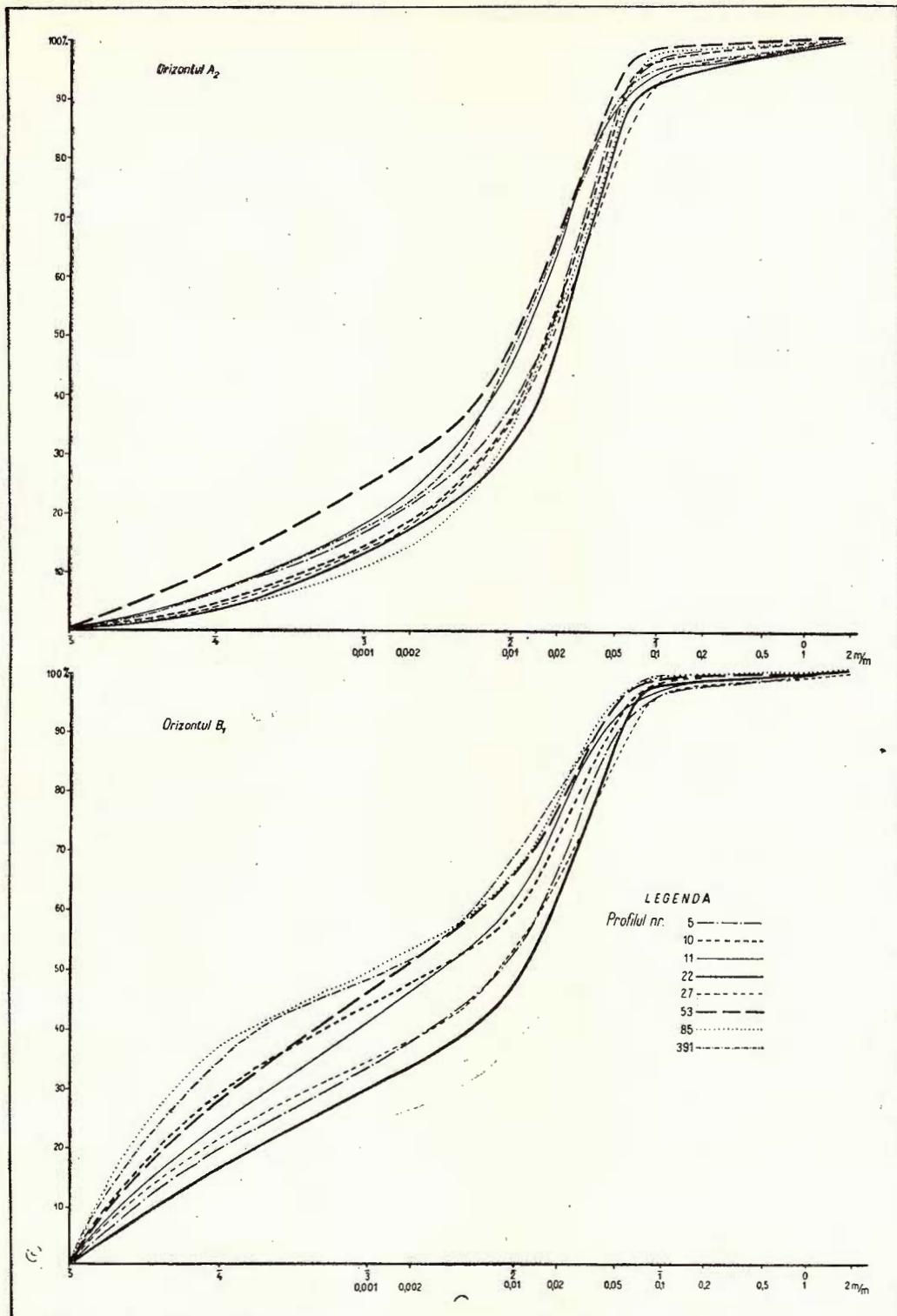


Fig. 2. Curbele cumulative ale compoziției granulometrice ale orizonturilor A_2 și B_1 ale unor soluri podzolice argilo-iluviale freatice-umede.
 Courbes cumulatives de la composition granulométrique des horizons A_2 et B_1 pour certains sols lessivés à nappe phréatique.

modulului de 0,031 mm, care indică predominanța fractiunii granulometrice între 0,02—0,05 mm este caracteristică unor materiale parentale de origine eoliană, comună majorității solurilor podzolice formate pe un relief plan. Considerăm de aceea că materialele parentale pe baza cărora s-au format orizonturile A_2 și B_1 ale solurilor podzolice (tab. 1) sunt de origine eoliană și au avut inițial o alcătuire granulometrică mai mult sau mai puțin deosebită.

Apa freatică, slab mineralizată, în general bicarbonatică-calco-magnezică sau bicarbonatică-calco-natru-magnezică (ex. prof. 110) se găsește la 3—4 m, dar se ridică periodic spre baza profilului de sol. Drenajul natural slab și alternanțele texturale mai grosiere din substrat, favorizează formarea unor strate acvifere suspendate, care influențează regimul hidric și evoluția solurilor (H. Asvadurov și Adriana Petrescu, 1964). Datorită drenajului intern slab, a diferențierii texturale între orizontul A și B, apa provenită din precipitații stagnează la suprafața solului și provoacă uneori o pseudogleizare accentuată.

În aceste condiții se dezvoltă profile, în general de tipul $A_{\gamma_1} - A_{2\gamma}a_1 - A_{2\gamma}a_1 - A_{2\gamma}b_{\gamma}$ (A_2B_{γ}) — $B_{1\gamma} - B_{(\gamma)2} - BC(BCg) - Go - GoGr$. Descrierea morfologică a unui profil mediu este următoarea:

Orizontul A (pseudogleizat) de 40—50 cm, lut mediu sau lut greu se subdivide în mai multe suborizonturi; suborizontul A_1 este mai închis la culoare, mai cenușiu (sub pajiști, cu vinișoare feruginoase și pete cenușii-verzui) și cu structură glomerulară slab dezvoltată; suborizontul A_2 este mai albicios sau brun pal cu albicios (cînd pseudogleizarea este mai slabă), cu structură foioasă și cu bobovine mici, frecvente; suborizontul A_2B (uneori foarte scurt) este puțin mai argilos, cenușiu cu albicios cu pete brun-gălbui, cu structură slab dezvoltată și cu frecvențe pete și concrețiuni ferimanganice (mai ales în sectoarele cele mai vestice și mai puțin umede ale arealelor cu aceste soluri).

Orizontul B (în general mai pseudogleizat în partea superioară) de 50—70 cm sau mai mare (în cazul solurilor fără CO_3Ca) este mai argilos, mai compact și se poate subdiviza; suborizontul B_1 , brun intens, brun-roșcat, întotdeauna cu vine cenușii sau cenușii-verzui, este prismatic, compact și cu bobovine; suborizontul B_2 este adeseori mai slab pseudogleizat și rar mai intens pseudogleizat față de B_1 ; uneori bobovinele sunt mai frecvente ca în B_1 .

Orizontul BC(g) la 100—120 cm, se asemănă cu orizontul B față de care prezintă adeseori rare și mici concrețiuni, sau (cînd depozitul este mai lutos) vinișoare de CO_3Ca ; efervescentă la HCl , slabă, are loc doar în puncte; uneori se remarcă o acumulare de bobovine, iar alteori ace-



tea lipsesc (mai ales în adîncimea profilului); uneori se constată o pseudogleizare mai accentuată care se continuă și se îmbină, în adîncime, cu orizonturi gleizate freatic.

Orizontul Go se întâlnește în general, la 180—250 cm, în cadrul unor alternanțe texturale evidente alcătuite din argile și luturi (frecvent nisipoase). Concrețiunile de CO_3Ca și bobovinele lipsesc sau sunt mai rare și treptat dispar cu adîncimea. Adeseori, mai ales în anii mai ploioși sau în perioadele umede ale anului, apa freatică se adună chiar la baza profilului săpat la 2 m. De remarcat, că în depresiunea Oaș, concrețiunile de CO_3Ca se întâlnesc mai rar (la Baia Mare lipsesc), iar apa freatică se adună la nivelul unui substrat bogat în bolovănișuri.

Din cercetările de teren și rezultatele analitice ale mai multor profile reprezentative (recoltate mai ales de sub pășuni) se constată că solurile silvestre podzolice, freatic-umede prezintă în afara unor caractere comune și unele însușiri fizico-chimice, care le deosebesc. Profilul morfologic, comun tuturor acestor soluri este de tipul $A_{1y} — A_{2y} — A_2E_y — B_{1y} — B(\gamma)_2 — D(C)g — Go$. În pășuni, conținutul de humus în orizontul A_1 este de 4—6% (mai scăzut în terenuri cultivate și mai ridicat sub păduri), conținutul în azot total de 0,20—0,30%, raportul carbon-azot de 13—15; valorile pH sunt de 4,5—5,2, iar debazificarea este puternică, $V = 20—40\%$ (local mai scăzută) în A_2 . Regimul hidric profundimea debazificării, compoziția cationică și prezența sărurilor solubile, uneori în cantități relativ mai mari în profunzime, depind de condițiile climatice, drenajul natural și natura mineralologică a materialului parental.

ACESTE SOLURI, UMEZITE ATIT DE APA FREATICĂ CIT SI DE APA PROVENITĂ DIN PRECIPITAȚII (SOLURI AMFI-HIDRO-AUTOMORFE, DUPĂ N. FLOREA, 1965) SE POT GRUPA ASTFEL :

1. Soluri silvestre podzolice pseudogleice freatic-umede (cu o debazificare a profilelor pe o grosime moderată și mare) ;
2. Soluri silvestre podzolice pseudogleizate (cu o debazificare a profilelor pe o grosime mică) :
 - a) soluri silvestre podzolice freatic-umede și semigleice ;
 - b) soluri silvestre podzolice amfigleice sau evolute din soluri amfigleice (uneori cu un conținut ridicat în magneziu).

1. Solurile podzolice pseudogleice freatic-umede (tabelul 2) se găsesc în regiunile mai umede ($T_m = 8—9^\circ$; $P_m = 800—1000$ mm) în depresiunile Oaș (H. Asvadurov et. al., 1964) și Baia Mare (N. Cernescu și colab. 1961 și 1963). Aceste soluri sunt formate pe alternanțe

TABELUL 2

Date analitice

Soluri silvestre podzolice, pseudogleice, freatic-umede (oligo-mezobazice)

Analizele (cationilor schimbabili) au fost efectuate de: Georgeata Atanasiu (prof. 101); Eugenia Iacob (205); N. Ivanov (170); Florica Popescu (60); Elena Stoica (4); Mioara Voiculescu (249).

Orizont	Adincimea cm	Argila		H %	N total %	CN	pH susp. apă	T me	V %	Ca/Mg
		<0,002 mm	<0,01 mm							
<i>Profilul 4, Săsar-Baia Mare</i>										
A _γ ₁	0–12	22,0	44,0	3,3	—	—	4,0	13,94	4,4	4,7
A _{2γ}	12–29	22,9	45,3	1,7	—	—	4,2	10,08	6,5	2,4
A _{2γ}	35–55	28,2	44,8	0,5	—	—	4,5	13,13	12,4	1,4
B _γ ₁	60–85	39,2	57,0	0,4	—	—	4,7	21,50	34,3	1,9
B _γ ₂	85–105	39,4	59,7	0,3	—	—	5,1	22,85	52,8	2,1
B _{Go}	130–150	44,8	61,3	—	—	—	5,9	26,16	80,0	2,3
<i>Profilul 5, E Recea-Baia Mare</i>										
A _o	0–3	—	—	23,8	0,96	16,7	3,9	41,6	6,0	2,8
A _{1A₂}	7–16	26,5	48,7	2,4	0,10	16,9	4,3	12,1	10,5	1,4
A _{2γ}	22–32	27,0	49,2	1,6	0,7	16,1	4,6	11,7	10,0	4,8
A _{2B_γ}	39–52	32,9	53,5	0,6	0,5	9,5	4,6	13,4	16,7	3,1
B _γ	64–77	45,6	62,6	0,3	0,3	7,2	5,1	27,8	61,3	2,1
B _{D_γ}	140–156	57,8	69,5	—	—	—	6,1	32,5	87,7	2,9
A _{1G}	206–226	43,2	57,6	—	—	—	7,5	39,6	94,5	2,4
<i>Profilul 60, NE Prilog-Oaș</i>										
A _γ ₁	0–14	27,9	27,9	5,2	0,26	13,2	4,8	16,05	22,6	2,2
A _γ ₂	14–28	27,2	27,2	3,1	0,15	13,7	4,9	13,58	21,6	2,0
A _{2B_γ}	28–42	28,5	28,5	1,7	—	—	—	—	—	—
B _γ _{a₂}	42–60	35,6	35,6	1,1	—	—	5,1	14,45	41,1	1,9
B _γ ₁	60–75	46,6	46,6	—	—	—	—	—	—	—
B _γ ₂	75–90	51,2	51,2	—	—	—	5,7	27,05	62,7	1,7
<i>Profilul 170, SE Remetea-Oaș</i>										
A ₁	0–6	—	—	2,5	0,26	13,1	5,0	14,08	28,4	4,0
A _{2γ}	6–22	19,0	38,8	0,8	0,16	12,3	5,2	11,62	27,0	5,6
A _{2B_γ}	22–37	21,1	40,0	0,4	—	—	—	10,98	31,3	4,4
A _{2B_γ}	37–52	31,1	48,0	—	—	—	—	—	—	—
B _γ ₁	60–75	39,9	36,5	—	—	—	—	28,48	78,8	4,9
<i>Profilul 101, nord Vama</i>										
A ₁	0–12	22,8	46,2	3,9	0,17	14,9	4,9	14,44	31,8	3,2
A _{2γ}	12–20	—	—	3,7	0,15	14,6	4,7	13,0	26,6	3,4
A _{2γ}	20–40	26,7	50,0	3,2	—	—	4,8	11,68	25,3	3,9
A _{2B_γ}	40–55	—	—	1,3	—	—	5,0	13,94	31,0	3,6
B _γ	60–75	49,3	66,8	0,8	—	—	5,3	25,89	42,1	2,9
B _γ ₂	90–105	48,9	69,0	0,5	—	—	5,6	28,50	71,5	1,8
<i>Profilul 249, sud-est Aliceni</i>										
A _γ ₁	0–14	16,3	32,4	4,5	0,20	1,50	4,9	15,66	34,6	9,9
A _γ ₂	35–50	14,5	30,8	1,2	—	—	4,7	9,93	26,4	7,5
B _γ ₁	80–90	18,2	31,0	0,3	—	—	4,8	14,53	57,9	1,9
B _{g₂}	165–180	—	—	—	—	—	6,1	17,07	84,1	1,9
<i>Profilul 205, sud-est Călinești</i>										
A _γ	0–15	40,0	57,9	8,1	0,39	13,9	4,7	26,05	23,8	4,4
A _{2B_γ}	18–30	40,7	59,0	3,6	0,18	13,1	4,9	20,4	21,5	3,7
B _γ _{a₂}	30–45	47,9	47,9	1,8	—	—	4,6	—	—	—
B _γ ₁	50–65	—	—	0,9	0,10	6,4	5,4	38,21	43,8	2,3
B _γ ₁	75–90	60,7	60,7	0,7	—	—	5,5	37,65	53,0	3,2



de luturi grele și argile ușoare. În sectoarele ferite de aporturi deluviale (ex. prof. 205, Călinești) și proluviale (prof. 249, Aliceni), solurile prezintă către suprafață o alcătuire granulometrică relativ apropiată, cu 22—30% argilă (sub 0,002 mm) în orizontul A și 40—50% în B (ex. profilele nr. 60, 101, 170, 53 din Oaș); sub 100 cm, alternanțele texturale sunt evidente. La aceste soluri pseudogleizarea orizonturilor de suprafață este puternică, nu se remarcă un orizont de acumulare a oxizilor de fier și mangan (sub formă de bobovine și concrețiuni) nu se constată salinizări sau solonețizări și concrețiunile de CaCO_3 lipsesc. De altfel apele freatiche, care reflectă în mare măsură un anumit stadiu de îndepărțare din sol a produselor de alterare, în condițiile unor soluri debazificate sunt slab mineralizate. Se remarcă debazificarea relativ înaintată a solurilor, gradul de saturatie în baze scăzut, V sub 30% și uneori sub 10%, în A_2 (N. Cernescu et al. 1961 și 1963; ex. prof. 4 și 5, tab. 2); orizonturile sunt debazificate pe o grosime mare ($V > 55\%$ sub 75—90 cm) și moderată ($V > 55\%$ la 50—70 cm). Gradul saturatiei în baze ridicat, $V > 80\%$ este sub 80—150 cm, iar conținutul de ioni de Mg^{2+} schimbabil $V_{\text{Mg}} = 20—30\%$ se întâlnește la 100—200 cm.

În condițiile unui relief plan, aceste soluri se apropie prin caracterele lor fizico-chimice de solurile podzolice neinfluențate de apa freatică (solurile de pe terase). Doar la nivelul orizonturilor gleizate freatic se constată o creștere relativ mai accentuată, uneori bruscă, a valorilor pH (între 6 și 8) și a gradului de saturatie în baze.

Pentru exemplificare prezentăm profilul nr. 53, situat în depresiunea Oaș.

Sol silvestru podzolic, pseudogleic, freatic-umed (oligobazic)

Profilul nr. 53

Localizare: lunca înaltă a văii Pîrîul Rău, la sud-vest de Bixad.

Relief: loc plan în lunca de confluență (evantai aluvial-proluvial).

Material parental: alternanțe de luturi și argile.

Drenaj natural: imperfect; apa freatică la 3 m (iulie 1959).

Folosință: finețe cu *Agrostis canina*, *Anthoxanthum odoratum* și *Nardus stricta*.

A_{Y_1} 0—17 cm; lut greu; brun-cenușiu închis (10YR 4/2) în stare umedă, cenușiu spre cenușiu deschis (10YR 6/1) în stare uscată; aglomerări microglomerulare; vinișoare și pete fine feruginoase; afinat; fin poros; trecere treptată.

$A_{Y_1}A_{Y_2}$ 17—25 cm; lut greu; cenușiu cu pete brun-cenușii închise (10YR 5/1 cu 4/2) în stare umedă, cenușiu și cenușiu deschis (10YR 6/1 și 7/1) în stare uscată; aglomerări glomerulare mici și medii; pete mici și vinișoare feruginoase; afinat; fin poros; jilav; trecere treptată.



$A_2B\gamma$ 25—40 cm ; lut greu ; cenușiu cu roșcat-gălbui (10YR 5/1 cu 5YR 5/8) în stare umedă, alb cu pete gălbui-brune (10YR 8/2 cu 6/8) în stare uscată ; aglomerări glomerulare cu structură slab dezvoltată ; separații ferimanganice punctiforme ; umed ; trecere treptată.

TABELUL 3

Date analitice

*Sol silvestru puternic podzolic, pseudogleic, freatic-umed**Profil nr. 53, Bixad-Băi*

Analizat de A. Dumitriu (analiza granulometrică) ; Georgeta Atanasiu (cationi schimbabili). Recoltat de H. Asvadurov.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea în cm	Fracțiuni granulometrice în %											
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (< 0,001 mm)	Argilă fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	< 0,001 mm	< 0,01 mm
0–14	27,4	33,8	29,9	0,7	23,3	45,6	29,8	36,8	32,6	0,7	25,3	49,6
14–25	27,8	35,9	31,6	1,2	23,5	46,8	28,8	37,2	32,7	1,2	24,3	48,4
25–40	30,1	35,9	31,4	0,9	25,8	49,1	30,6	36,5	31,9	0,9	26,2	49,9
65–80	50,4	26,8	21,2	1,0	45,2	65,1	50,7	26,9	21,3	1,0	45,5	65,5
115–130	44,6	25,9	26,3	2,6	39,4	59,6	44,8	26,1	26,4	2,7	39,5	59,8
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie apoasă	Ca/Mg				
0–14	A _γ ₁	2,13	5,9	0,36	11,0		4,5	24,2				
14–25	A _γ ₁ A ₂	1,65	2,5	0,17	9,9		4,7	9,6				
25–40	A ₂ B _γ	1,54	1,4	—	—		4,9	12,20				
40–55	B _γ A ₂	1,87	1,0	—	—		—	6,2				
65–80	B _γ ₁	3,57	—	—	—		5,3	2,6				
90–110	B _γ ₁	3,45	—	—	—		—	1,7				
115–130	B _γ ₂	3,69	—	—	—		5,6	2,3				
	Cationi schimbabili										V %	
	milivali						procente din T					
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	
0–14	3,04	0,13	0,29	0,41	14,17	18,04	16,9	0,7	1,6	2,3	78,5	21,5
14–25	2,34	0,24	0,20	0,34	10,42	13,54	17,3	1,8	1,5	2,5	76,9	23,1
25–40	2,19	0,18	0,11	0,32	9,17	11,97	18,3	1,5	0,9	2,7	76,6	23,4
40–55	3,89	0,63	0,21	0,31	8,72	13,76	28,3	4,6	1,5	2,2	63,4	36,6
65–80	10,46	3,96	0,19	0,32	11,23	26,16	40,0	15,2	0,7	1,2	42,9	57,1
90–110	12,29	7,24	0,38	0,30	7,44	27,65	44,5	26,1	1,4	1,1	26,9	73,1
115–130	14,35	6,19	0,33	0,31	6,48	27,66	51,9	22,4	1,2	1,1	23,4	76,6



$B\gamma A_2$ 40—55 cm ; argilă ușoară ; brun-cenușiu cu pete roșcate-gălbui (10YR 5/2 cu 5YR 5/8) în stare umedă, brun foarte pal cu gălbui-brun (10YR 8/4 cu 6/8) în stare uscată ; columnoid din aglomerări nuciform-glomerulare ; separații ferimanganice punctiforme ; foarte umed ; fin poros ; trecere treptată.

$B\gamma_1$ 55—110 cm ; argilă medie ; brun cenușiu cu roșcat-gălbui (10YR 5,2— cu 5YR 5/8) în stare umedă ; cenușiu-albăstrui cu gălbui-brun și roșcat-gălbui (5B 5/1 cu 10YR 6/8 și 5YR 5/8) în stare uscată ; prismatic, foarte compact ; bobovine și concrețiuni ferimanganice ; trecere treptată.

$B\gamma_2$ 110—140 cm ; argilă ușoară cu separații mai grosiere ; cenușiu-vinețiu cu cenușiu-brun deschis și gălbui-brun cu gălbui-roșcat (5B 5/1 cu 10YR 6/2 și 10YR 6/8 cu 5YR 6/8) în stare umedă, și gălbui-brun cu gălbui roșcat (10YR 6/8 cu 5YR 6/8 în stare uscată ; columnoid, foarte compact ; foarte umed ; trecere treptată.

Bg 140—180 cm ; argilă ușoară, trece spre bază către lut greu ; roșcat-gălbui cu alb și cenușiu (5YR 5/8 cu 10YR 8/1 și 5B 5/1) în stare umedă, gălbui-roșcat cu alb și cenușiu-albăstrui (5YR 6/8 cu 10YR 6/8 și 5G 6/1) în stare uscată : structura slab dezvoltată, foarte compact ; acumulări ferimanganice intense ; foarte umed.

2. Soluri silvestre podzolice pseudogleizate (cu o debazificare a profilelor pe o grosime mică)

a) Solurile podzolice pseudogleizate, freatic-umede și semigleice (tabelul 4) se găsesc mai ales în cîmpia Someșului și a Crasnei. Sînt soluri formate pe argile ușoare, iar alternanțele texturale din baza profilelor nu sînt mai argiloase față de suborizontul B (argila, sub 0,01 mm în general de 55—65%). Adeseori, orizontul eluvial (16—23% argila sub 0,002 mm) de la suprafața solului s-a format pe seama unor stratificații inițial mai grosiere față de orizontul B_1 . Contînutul de argilă în suborizontul B_1 , după o trecere scurtă este adeseori dublu față de cel din orizontul A (planosoluri). Solurile sunt în general debazificate pe o grosime mică, $V > 55\%$ la 30—50 cm, iar saturăția în baze cu $V > 80\%$ se întâlneste la 65—90% ; conținutul de magneziu schimbabil, V_{Mg} este de 20—30% (mai ales în B_1) iar $V_{Mg} > 30\%$ în substratul litologic (ex. prof. nr. 177, 110, 391 la care raportul Ca/Mg scade la 1,3—1,8). Concrețiunile de $Ca_3Co_4O_9$ sunt în general sub 120—220 cm ; iar spre bază sărurile solubile (sulfati și cloruri) se găsesc în cantități reduse. De altfel valorile pH de 4,5—5 în suborizontul A_2 cresc în adîncime, iar sub 150—200 cm, în orizontul influențat de apa freatică, au pH mai mare de 8.

Solurile podzolice pseudogleizate, freatic-umede, față de solurile pseudogleice amintite și de solurile podzolice amfigleice sunt mai puțin



TABELUL 4

Soluri silvestre podzolice, pseudogleizate, freatic-umede

Analizele (cationilor schimbabili) au fost efectuate de: Niculina Bratosin (36); Eugenia Iacob (329); Alexandra Medeșan (391); Gh. Nedelcu (163); Ana Niculescu (74); Rodica Safta (110, 177); Mișoara Voiculescu (27)

Orizon-tul	Adâncimea cm	Argila		Hu-mus %	N %	CN	CO ₃ Ca %	pH susp. apă	T me	V %	Ca/Mg
		<0,002 mm	<0,01 mm								
<i>Profilul 36, nord-est Dobolț</i>											
A ₁	0–10	16,7	34,5	2,3	0,13	12,2	—	4,9	10,37	20,7	3,7
A ₂ Al	10–24	16,9	36,5	1,9	0,11	11,5	—	—	—	—	—
A ₂	25–37	17,8	36,5	0,9	—	—	—	5,3	8,98	25,6	3,2
A ₂ B _γ	40–53	27,0	44,4	0,4	—	—	—	—	—	—	—
B _γ ₁	60–80	39,3	54,7	—	—	—	—	6,2	26,09	77,0	1,3
B ₃	120–135	31,6	47,4	—	—	—	—	—	27,73	94,0	1,9
<i>Profilul 46, nord-est Livada</i>											
A	0–15	18,9	37,1	3,6	0,15	15,8	—	4,9	10,54	31,1	6,3
A ₂	20–35	20,3	38,6	1,2	—	—	—	5,1	8,54	23,5	6,3
A ₂ B	40–55	34,2	49,1	0,5	—	—	—	5,5	16,88	35,8	2,3
B _γ ₁	70–85	49,6	61,7	0,3	—	—	—	5,9	34,62	62,6	2,1
B _γ ₁	95–110	49,7	55,5	—	—	—	—	6,3	30,66	83,6	2,2
B _g	125–140	48,5	61,7	—	—	—	—	7,4	33,08	92,6	1,8
Go	160–180	55,4	65,2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Profilul 177, nord Turulung</i>											
A	0–10	16,6	35,5	4,8	0,18	18,0	—	5,0	11,87	28,8	5,3
A	10–14	16,5	35,9	2,2	0,08	17,9	—	5,3	8,45	28,9	5,6
A ₂	25–40	16,7	35,7	—	—	—	—	5,6	7,88	30,1	3,8
A ₂ B _γ	42–52	31,1	46,9	—	—	—	—	5,6	18,15	54,5	1,7
B _γ ₁	65–80	43,4	57,4	—	—	—	—	5,9	30,79	74,4	1,7
B _γ ₂	90–105	34,3	50,6	—	—	—	—	7,4	27,45	89,6	1,8
B _g	145–160	43,4	56,6	—	—	—	—	8,1	—	100,0	1,9
<i>Profilul 391, vest Românești (pădure Q. robur cu Agrostis canina)</i>											
A ₁	2–15	22,5	48,9	4,0	—	12,9	—	4,9	14,64	21,9	7,8
A ₂	17–31	21,8	47,6	1,6	—	11,6	—	5,0	9,29	21,7	3,2
A ₂ B _γ	35–45	27,9	50,7	0,7	—	—	—	5,4	14,11	51,6	1,7
B _γ ₁	50–70	50,8	68,6	0,6	—	—	—	5,3	29,43	75,2	1,4
B _γ ₂	80–95	44,0	62,9	0,5	—	—	—	5,9	31,08	80,4	1,7
B ₃	130–145	42,1	62,2	—	—	—	—	6,9	32,83	90,4	1,8
B ₄	170–190	41,2	60,7	—	—	—	—	7,5	32,65	93,6	1,9
BGC	200–220	46,7	67,9	—	—	—	0,4	—	31,52	95,8	1,3
<i>Profilul 110, nord-est Jojib</i>											
A ₁	0–9	17,9	36,5	4,5	0,21	14,1	—	4,8	13,36	28,2	7,7
A ₂	9–22	17,8	35,6	2,1	0,10	13,2	—	5,1	11,09	32,4	7,0
A ₂ B _γ	22–32	19,6	37,1	0,9	—	—	—	4,9	—	—	—
B _γ ₁	45–60	35,7	50,8	0,6	—	—	—	5,5	22,68	68,2	1,4
B _γ ₁	70–85	32,4	47,1	—	—	—	—	6,6	22,93	84,3	1,9
B _g	125–140	33,8	48,8	—	—	—	—	—	26,25	91,1	1,5
BGg	160–175	31,1	46,7	—	—	—	0,1	7,5	—	—	—



Orizontul	Adâncimea cm	Argila		Humus %	N %	CN	CO ₃ Ca %	pH susp. apă	T me	V %	Ca/Mg
		<0,002 mm	<0,01 mm								
<i>Profilul 27, pădurea Noroeni</i>											
A	0–11	16,8	34,6	4,6	0,21	14,7	—	4,7	13,29	25,5	3,4
A ₂	11–25	17,3	35,0	1,3	0,06	14,0	—	4,8	8,87	23,4	1,9
A ₂ B _γ	30–45	20,9	38,3	0,6	—	—	—	5,0	10,37	43,8	3,1
B _γ ₁	50–65	37,2	52,4	—	—	—	—	6,0	25,51	78,8	1,9
B _γ ₂	75–90	37,3	52,1	—	—	—	—	7,3	28,38	88,9	2,0
B _γ ₃	105–120	31,5	44,8	—	—	—	—	7,7	26,63	92,4	2,1
BDC	160–175	32,4	50,7	—	—	—	0,1	7,6	26,08	93,5	1,4
D _{bc}	210–225	19,7	30,1	—	—	—	0,2	—	—	—	—
<i>Profilul 163, est Mădăraș (teren cultivat)</i>											
A ₁	0–12	18,2	36,4	2,6	0,16	10,7	—	5,4	12,10	50,6	2,5
A ₂	12–25	17,8	35,5	1,4	0,10	9,5	—	5,5	10,64	53,5	2,3
A ₂ B _γ	30–45	30,3	46,4	0,7	—	—	—	5,8	17,62	68,3	1,6
B _γ ₁	55–70	48,2	62,3	0,8	—	—	—	6,3	33,81	79,6	1,8
B _γ ₂	85–100	44,3	59,2	—	—	—	—	6,9	—	—	—
B _γ ₂	135–150	43,1	57,5	—	—	—	—	7,9	33,94	93,1	2,3
B _g	205–220	42,2	55,4	—	—	—	0	8,0	—	—	—
<i>Profilul 329, Viile Orașu Nou</i>											
A ₁	0–12	28,4	46,5	5,9	0,29	13,8	—	4,5	23,71	22,0	7,7
A ₂ A ₁	12–24	26,8	46,5	4,2	0,27	13,7	—	4,6	18,94	21,7	8,9
A _γ ₂	24–38	28,1	47,6	1,7	—	—	—	4,9	16,23	33,4	6,9
B _γ ₁	50–65	61,3	72,2	—	—	—	—	5,4	40,79	61,2	2,3
B _γ ₂	105–120	52,4	66,6	—	—	—	—	6,4	41,02	84,2	2,5
BG	135–150	50,1	65,5	—	—	—	—	6,9	42,63	89,4	2,2
<i>Profilul 74, nord-vest Negrești (teren cultivat)</i>											
A	0–12	20,2	42,7	2,9	0,14	13,9	—	5,2	14,04	51,4	3,8
A _γ _{a1}	14–28	22,4	43,7	2,2	—	—	—	5,3	11,41	49,8	6,0
A _γ ₂	28–40	22,1	42,8	1,3	—	—	—	5,3	11,36	49,4	4,9

pseudogleizate în orizontul A sau în anumite suborizonturi ale orizontului B, atunci cînd solul este mai puțin argilos, sau are apă freatică sub 2,5–3 m. Pe substrate relativ permeabile, sau în condiții climatice cu o umiditate relativ mai scăzută, solurile silvestre podzolice sănt mai puțin pseudogleizate și se asociază cu soluri silvestre podzolice brune, din care au evoluat uneori. De asemenea este posibil ca unele soluri să se fi aflat la un moment dat sub influența unei vegetații ierboase, mai abundente (conținutul de humus mai ridicat în B₁ față de A₂B, indicind un orizont cu humus relict), sau să reprezinte vechi soluri acoperite cu materiale parentale mai recente pe seama căror s-a format actualul orizont eluvial. Pentru exemplificare prezentăm profilul nr. 10 situat într-o pădure, la sud de apa Homorodului.



Sol silvestru podzolic, slab pseudogleizat, freatic-umed (oligomezobazic)**Profilul nr. 10**

Localizare : Cîmpia Crasnei la nord de satul Gelu.

Relief : cîmpie plană cu văluri largi și estompate.

Material parental : luturi loessoide stratificate.

Drenaj : intern, relativ bun ; apa freatică la 3—5 m.

Folosință : pădure de *Quercus robur*.

A₁(γ) 0—7 cm ; lut ușor-lut mediu ; brun-cenușiu (10YR 5/2) în stare umedă, cenușiu deschis (10YR 6/1) în stare uscată ; glomerular, trece treptat spre o structură mai foioasă și o culoare mai deschisă spre bază ; rădăcini ierboase frecvente ; reavân ; trecere clară.

A₂(γ) 7—24 cm ; lut mediu ; cenușiu-brun deschis (10YR 6/2) în stare umedă, alb (10YR 8/2) în stare uscată ; foios ; mici bobovine foarte frecvente ; mici pete de oxizi de mangan ; rădăcini ; reavân ; trecere treptată.

A_{2bγ} 24—35 cm ; lut mediu-lut greu ; cenușiu-brun deschis și brun (10YR 6/2 și 5/3) în stare umedă ; alb (10YR 8/2) în stare uscată ; foios care trece spre nuciform ; acumulări de mici bobovine ; afinat ; rădăcini ; reavân ; trecere treptată.

B_{γa2} 35—42 cm ; lut greu ; brun-cenușiu încis cu brun-cenușii (10YR 4/2 cu 5/2) în stare umedă, brun pal cu alb (10YR 6/3 cu 8/1) în stare uscată ; nuciform ; pudrare cu silice coloidală a agregatelor structurale ; bobovine ; afinat spre compact ; jilav ; trecere netă dar cu ondulații.

B₁ 42—85 cm ; argilă ușoară ; brun-cenușiu încis cu vine brun-cenușii (10YR 4/2 cu 5/2) în stare umedă, brun cu pete cenușii—brun deschis (10YR 5/3 cu 6/2) în stare uscată ; prismatic, foarte compact ; bobovine ; jilav ; trecere treptată.

B₂ 85—115 cm ; argilă ușoară ; brun încis spre brun cu pete brun-cenușii (1YR 4/3 cu 5/2) în stare umedă ; brun-gălbui cu pete brun pale (10YR 5/6 spre 5/4 cu 6/3) în stare uscată ; prismatic ; bobovine moi, relativ mai frecvente decit în **B₁** ; compact ; foarte umed, pseudogleizarea foarte slabă ; jilav ; trecere treptată cu ondulații.

Bgc 115—175 cm ; argilă ușoară ; brun-gălbui cu mici pete gălbui-roșcate și vinoșoare cenușii deschise (10YR 5/6 cu 5/4 și 5Y 7/1) în stare umedă ; brun pal cu brun-gălbui și vinoșoare deschise (10YR 6/3 cu 5/6 spre 5/4 și 5Y 7/1) în stare uscată.

Dgc 175—220 cm ; argilă ușoară (mai prăfoasă față de orizontul **B**) ; brun-gălbui cu vine brun-cenușii și cenușii spre cenușii deschise (10YR 5/6 spre 5/4 cu 5/2 și 5Y 7/1) în stare uscată ; prismatic, se desface ușor, prin apăsare, în nuciform, compact ; concrețiuni de CO_3Ca — dispuse uneori vertical ; jilav.

Dgc 220—300 cm ; argilă ușoară ; brun-gălbui cu cenușiu trece treptat spre bază către un orizont mai cenușiu, gleizat ; frecvențe separații ferimanganice concreționare (bobovine moi) dispar cu adâncimea, iar concrețiunile și vinele de CO_3Ca nu se observă în sondaj ; jilav-umed ; orizont de stagnare temporară a apei.

TABELUL 5

Date analitice

*Sol silvestru podzolic, slab pseudogleizat; freatic-umed (oligomezobazic)**Profil 10, la nord-est de Gelu*

Analizat de P. Vasilescu (granulometrie); Silvia Dumitru (humus) (azot); Hareta Mac (pH); Ana Niculescu (cationi de schimb). Recoltat de H. Aszadurov

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea in cm	Fractiuni granulometrice in %											
	Argila (<0,002 mm)	Praf (0,002-0,02 mm)	Nisip fin (0,02-0,2 mm)	Nisip grosier (0,2-2 mm)	Argila fină <0,001 mm)	Argila fizică (<0,01 mm)	Raportate la partea silicatică					
	Orizontul	Apă higroskopică %	Humus C × 1,72 %	CO ₃ Ca	pH în suspensie	Ca/Mg	<0,002 mm	0,002-0,02 mm	0,02-0,2 mm	0,2-2 mm	<0,001 mm	<0,01 mm
0-7	A ₁ (γ)	2,22	8,0		5,4	3,5						
8-22	A ₂ (γ)	1,38	1,9		4,6	2,2						
24-35	A _{2b} (γ)	1,85	1,1		5,0	1,8						
35-48	B _{1a2}	2,80	0,8		5,2	2,7						
50-65	B ₁	5,07	1,3		5,6	2,5						
85-100	B ₂	4,49	0,6		6,8	3,2						
120-135	Bgc	4,84	0,5	0,2	7,8	3,0						
145-160	Bgc	4,61	—	0,4	7,8	2,7						
190-205	Dgc	4,30	—	0,7	7,9	2,2						
	Cationi schimbatibili										V %	
	milivali						procente din T					
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	
0-7	10,80	3,11	0,42	0,25	9,66	24,24	44,5	12,8	1,7	1,1	39,9	60,1
8-22	2,65	1,19	0,11	0,18	8,56	12,69	20,9	9,4	0,9	1,4	67,4	32,6
24-35	4,31	2,32	0,11	0,18	7,98	14,90	28,9	15,6	0,8	1,2	53,5	46,5
35-48	9,66	3,60	0,21	0,25	8,51	22,23	43,5	16,2	0,9	1,1	38,3	61,7
50-65	18,36	7,21	0,30	0,48	8,98	25,33	51,9	20,4	0,9	1,4	25,4	74,6
85-100	21,98	6,87	0,25	0,63	3,55	33,28	66,0	20,7	0,7	1,9	10,7	89,3
120-135	24,93	8,20	0,27	0,85	—	—	72,8	23,9	0,8	2,5	—	100,0
145-160	22,35	8,33	0,23	1,12	—	—	69,8	26,0	0,7	3,5	—	100,0
190-205	17,68	7,84	0,26	1,28	—	—	65,4	29,0	0,9	4,7	—	100,0



În sectoarele relativ mai umede, în condițiile unui drenaj imperfect, solurile formate chiar pe luturi grele, prezintă o pseudogleizare mai accentuată. Conținutul de magneziu schimbabil crește spre baza profilului o dată cu accentuarea gleizării freaticoe.

Pentru exemplificare prezentăm profilul nr. 11, situat în cîmpia subcolinară a Someșului Vechi și evoluat dintr-un sol silvestru podzolit amfigleic.

Sol silvestru podzolic, pseudogleizat, freatic-umed

Profilul nr. 11

Localizarea : cîmpia subcolinară a Someșului, la nord-est de Halmeu.

Relief : teren plan (al unui evantai aluvio-proluvial).

Material parental : alternanțe de luturi și argile.

Drenaj : imperfect, cu înmlăștinire de suprafață și apa freatică la 3–4 m.

Folosință : pășune cu asociații de *Agrostis canina* cu *Juncus conglomeratus*.

A₁A_{2γ} 0–15 cm ; lut greu prăfos ; brun-cenușiu (10YR 5/2) în stare umedă, cenușiu deschis (10YR 7/2) în stare uscată ; glomerular, ușoară tendință spre foios ; rare bobovine cu separații punctiforme feruginoase ; jilav ; afinat ; trecere netă.

A_{2γ} 15–25 cm ; lut greu prăfos ; cenușiu-brun deschis spre cenușiu (10YR 6/2 spre 6/1) în stare umedă, alb (10YR 8/1) în stare uscată ; foios cu tendință spre glomerular ; frecvențe bobovine mici ; afinat ; jilav ; trecere treptată.

A_{2Bγ} 25–38 cm ; lut greu prăfos ; cenușiu spre cenușiu deschis (10YR 6/1 spre 7/1) în stare umedă, alb (7,5YR, 8/1) în stare uscată ; nuciform-glomerular ; bobovine și acumulări de concrețiuni și pete ferimanganice ; jilav ; trecere clară cu ondulații mici.

B_{γ1} 38–90 cm ; argilă ușoară (spre argilă medie) ; roșcat-gălbui cu pete cenușii (5YR 4/8 cu 5Y 5/1) în stare umedă, roșcat-gălbui cu pete cenușii (5YR 7/8 cu 5Y 7/1) în stare uscată, spre bază coloritul roșcat este mai slab ; prismatic ; bobovine ; umed ; jilav spre umed ; trecere treptată.

B_{γ2} 90–140 cm ; lut greu ; brun intens cu cenușiu și cenușiu deschis (7,5YR 5/8 cu 5Y 5/1 + 6/1) în stare umedă, brun intens cu pete cenușii deschise (7,5YR 5/8 cu 5Y 7/1) în stare uscată ; prismatic ; bobovine ; umed ; trecere treptată.

B_γ C 140–170 cm ; lut greu ; culori asemănătoare cu ale orizontului B_{γ2} ; frecvențe separații concreționare ferimanganice moi ; rare concrețiuni de CO₃Ca, efervescentă la CIH în puncte ; compact ; jilav ; mai puțin pseudogleizat ; trecere treptată.

Dg 170–230 cm ; argilă ușoară ; cenușiu spre cenușiu-verzui cu pete brune închise spre brune (5Y 5/1 spre 5GY 5/1) în stare umedă, cenușiu-verzui cu brun intens (5GY 5/1–6/1 cu 7,5YR 5/8) în stare uscată ; ud, pe alocuri îmbibat cu apă ; concrețiuni de CO₃Ca — pînă la 230 cm, cînd argila ușoară are o culoare mai închisă (5BG 5/1).



TABELUL 6

Date analitice

*Sol silvestru podzolic, pseudogleizat, freatic-umed (oligomezobazic)**Profil nr. 11, la nord-est de Halmeu*

Analizat de P. Vasilescu (granulometrie); Ana Niculescu (cationi schimb.); Hareta Mac (pH). Recoltat de H. Asvadurov.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea in cm	Fracțiuni granulometrice în %													
	Argilă (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină <th>Argilă fizică<br (<="" 0,01="" mm)<="" th=""/><th data-cs="4" data-kind="parent">Raportate la partea silicatică</th><th data-kind="ghost"></th><th data-kind="ghost"></th><th data-kind="ghost"></th></th>	Argilă fizică <th data-cs="4" data-kind="parent">Raportate la partea silicatică</th> <th data-kind="ghost"></th> <th data-kind="ghost"></th> <th data-kind="ghost"></th>	Raportate la partea silicatică							
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie apoasă	Ca/Mg	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	< 0,001 mm	< 0,01 mm
0–15	A ₂ A ₁	1,61	3,4	0,15	16,2		5,0	3,3						
15–25	A ₂ γ	1,91	1,8	0,08	15,9		5,0	2,6						
25–38	A ₂ bγ	2,14	0,8	—	—		5,4	1,9						
40–55	Bγ ₁	4,15	0,7				5,6	1,7						
100–115	Bγ ₂	3,10	0,4			—	7,7	2,1						
140–155	BγC	2,78	—			0,1	8,2	2,0						
185–200	Dg	4,10	0,3			0,2	8,2	1,5						
Cationi schimbatibili											V %			
	milivali						procente din T							
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺			
0–15	3,25	0,99	0,13	0,16	9,78	14,32	22,7	6,9	0,9	1,2	68,3	31,7		
15–25	2,73	1,05	0,09	0,24	8,29	12,40	22,0	8,5	0,7	1,9	66,9	33,1		
25–39	3,72	1,93	0,09	0,28	8,63	14,65	25,4	13,2	0,6	1,9	58,9	41,1		
40–55	9,92	5,74	0,33	0,80	10,65	27,44	36,2	20,9	1,2	2,9	38,8	61,2		
100–115	14,03	6,57	0,23	0,88	1,97	23,68	59,2	27,8	1,0	3,7	8,3	91,7		
140–155	12,71	6,25	0,20	0,89	—	—	63,4	31,2	0,9	4,5	—	100,0		
185–200	15,74	10,42	0,18	0,99	—	—	57,5	38,1	0,7	3,7	—	100,0		



Locație pe anumite materiale parentale luto-argiloase (adeseori cu intercalări nisipoase subțiri), în condițiile unei pseudogleizări slabe, solurile podzolice au uneori o slabă salinizare⁶ sulfato-sodică sau sulfato-calcică; magneziul schimbabil prezintă un procent mai ridicat (% din T), în general fără a depăși pe cel al ionilor de calciu.

Pentru exemplificare prezentăm profilul nr. 22, situat la vest de Livada.

Sol silvestru podzolic, slab pseudogleizat, freatic-umed (mezooligobazic)

Profilul nr. 22

Localizarea: cîmpia Someșului, la vest de comuna Livada.

Relief: cîmpie plană cu microdepresiuni rare; loc relativ ridicat.

Material parental: stratificații aluviale lutoase, remaniate.

Drenaj: imperfect cu stagnări de ape temporare la suprafață și cu apă freatică la 3—4 m.

Folosință: pășune cu asociații de *Agrostis tenuis* și *Agrostis canina*.

A_γ 0—12 cm; lut ușor spre lut mediu; cenușiu-brun deschis (10YR 6/2) în stare umedă, cenușiu deschis (10YR 7/1 spre 7/2) în stare uscată; glomerular cu tendință lamelară; separații ferimanganice punctiforme; afinat; reavân; trecere treptată.

A_{2γ} 12—30 cm; lut ușor spre lut mediu; cenușiu deschis (10YR 7/2) în stare umedă, alb (10YR 8/2) în stare uscată; lamelar cu tendință slabă spre glomerular; frecvențe bobovine mici; afinat; reavân; trecere treptată.

A_{2bγ} 30—40 cm; lut mediu; brun-cenușiu închis cu brun-gălbui și cenușiu spre cenușiu deschis (10YR 4/2 cu 5/6 și 6/1) în stare umedă, alb cu vine brun-gălbui (10YR 8/1 cu 5/6) în stare uscată; tendință nuciformă, ușor cimentat; frecvențe bobovine; reavân; trecere treptată.

B_γ 40—60 cm; lut greu; brun intens spre brun cu cenușiu-brun deschis (7,5YR 4/4 cu 10YR 6/2) în stare umedă, brun intens cu vine cenușii deschise (7,5YR 5/6 cu 7/1) în stare uscată; prismatic; bobovine; compact; reavân; trecere treptată.

B₂ 60—100 cm; lut greu; brun-gălbui (10YR 5/4 spre 5/6) în stare umedă, brun-gălbui cu brun-gălbui deschis (10YR 6/6 cu 6/4) în stare uscată; prismatic; mici bobovine, compact; reavân; trecere treptată.

B₃ 100—130 cm; lut greu-lut mediu; brun-gălbui cu vînișoare brun-cenușii (10YR 5/4 spre 5/6 cu 5/2) în stare umedă, brun-gălbui deschis cu brun-gălbui (10YR 6/4 cu 6/6) în stare uscată; prismatic-columnoid; mici bobovine, rare; compact; jilav; trecere treptată.

⁶ Adeseori se remarcă prezența sărurilor de sodiu; de aceea valorile bazelor de schimb, corectate cu valorile obținute la analiza extrasului apos din probele respective conduc de multe ori la procente ale Na schimbabil în limite normale (V_{Na} sub 5%).

TABELUL 7

Date analitice

Sol silvestru podzolic, slab pseudogleizat, freatic-umed (oligomezobazic)

Profil nr. 22, la vest de Livada

Analizat de P. Vasilescu (granulometrie); G. Enache (azot); Ana Niculescu (cationi schimb.); Hareta Mac (pH). Recoltat de H. Asvadurov.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea in cm	Fracțiuni granulometrice în %										
	Argilă (<0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argilă fină (<0,001 mm)	Argilă fizică (<0,01 mm)	<0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm	<0,001 mm
0–6	15,6	31,6	45,8	1,6	11,7	29,7	16,5	33,4	48,4	1,7	12,4
15–25	16,6	30,5	46,5	4,8	12,7	30,6	16,9	31,0	47,2	4,9	12,9
30–40	21,4	23,8	48,6	5,7	17,3	34,4	21,5	23,9	48,9	5,7	17,4
45–60	33,0	27,7	37,3	1,3	28,9	46,5	33,2	27,9	37,6	1,3	29,1
70–85	31,9	28,9	39,2	0,6	28,7	44,9	31,7	28,7	39,0	0,6	28,5
105–120	28,8	27,8	42,1	0,7	25,4	42,8	29,0	28,0	42,3	0,7	25,2
145–160	16,8	22,5	58,3	1,2	13,4	28,1	17,0	22,8	59,0	1,2	13,6
170–185	27,4	32,1	38,6	1,2	24,0	44,7	27,6	32,3	38,9	1,2	24,2
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie		Săruri solubile		
							apoașă	Ca/Mg	SO ₄	Cl	
0–6	A ₁ γ	1,46	5,7	0,24	16,4		5,0	3,1			
15–25	A ₂ γ	1,02	1,8	0,07	16,4		5,0	2,8			
30–40	A _{2b} γ	1,32	0,7				5,4	1,5			
45–60	B ₁ γ	2,38	0,6				5,8	1,3			
70–85	B ₂	2,60	0,5				7,4	1,4	+	urme	
105–120	B ₃	2,85	—				7,8	1,3	+	„	
145–160	D _{eg}	2,15					0,7	8,6	1,0	+	„
170–185	D _{gc}	2,64					0,5	8,4	—	+	„
	Cationi schimbatibili										V %
	milivali						procente din T				
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺	T	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	H ⁺
0–6	3,46	1,11	0,12	0,16	10,32	15,17	22,8	7,3	0,8	1,1	68,0
15–25	2,06	0,74	0,05	0,12	6,50	9,47	21,8	7,8	0,5	1,3	68,6
30–40	3,24	2,18	0,05	0,15	6,38	12,0	27,0	18,2	0,4	1,2	53,2
45–60	7,50	5,68	0,16	0,19	7,43	20,96	35,8	27,1	0,7	0,9	35,5
70–85	12,48	8,72	0,17	0,17	2,98	21,54	50,9	35,6	0,7	0,6	12,2
105–120	12,85	9,90	0,16	0,19	2,08	23,10	51,0	39,3	0,6	0,8	8,3
145–160	9,60	9,20	0,18	0,27	—	19,25	49,9	47,8	0,9	1,4	—
170–185	25,02	0,21	0,37	—		25,60	97,8	—	0,8	1,4	100,0



Dcg 130—160 cm ; lut ușor ; brun-gălbui cu vine cenușiu-verzui deschise (10YR 5/8 spre 5/6 cu 5GY 7/1) în stare umedă, brun-gălbui cu vine cenușii deschise (10YR 7/6 spre 7/8 cu 5Y 7/1) în stare uscată ; columnoid-prismatic ; mici bobovine ; jilav ; compact, vinișoare și mici concrețiuni rare de CO_3Ca ; efervescentă în puncte rare ; trecere treptată.

Dgc 160—200 cm ; lut greu cu alternanțe de nisipuri fine ; brun-gălbui cu vine cenușiu-verzui deschise (10YR 5/6 spre 5/8) în stare umedă ; gălbui-brun cu pete brun-gălbui și vinișoare cenușii deschise (10YR 6/8 cu 5/8 și 5Y 7/1) în stare uscată ; columnoid, se poate desface pe anumite fețe mai nisipoase ; bobovine foarte rare scad cu adâncimea ; umed ; afinat spre compact ; vinișoare și rare concrețiuni mici de CO_3Ca .

Sub 200 cm ; se trece către alternanțe subțiri de argile, luturi și nisipuri, care formează în perioadele umede ale anului strate temporare de apă suspendată. Stratul freatic permanent la 4—5 m.

b) *Solurile silvestre podzolice freatic-umedе, evolute din soluri amfigleice și soluri podzolice amfigleice* studiate formează o grupă de soluri deosebite (tab. 8 și 9). În anumite sectoare ale cîmpilor dintre Șar și Tur sau la sud de Homorod în condițiile unui climat mai puțin umed ($T_m = 9,5^\circ\text{C}$; $P_m = 550—600 \text{ mm}$), dar în sectoare slab drenate, întîlnim frecvent soluri puternic gleizate. Nivelul hidrostatic al apei freatic se găsește în tot timpul anului la 1,8—2,5 m, prezintă ridicări periodice și provoacă o gleizare freatică a substratului argilos din baza profilelor. Sunt soluri puternic diferențiate textural, la care după o trecere doar de 10 cm, conținutul de argilă al orizontului B_1 (30—50%) este dublu față de cel din orizontul A (14—22%). Gradul de saturatie în baze scăzut în A_2 cu $V = 20—40\%$, crește brusc de la 30—50 cm la peste 55%, ca să ajungă la 40—65 cm (chiar în B_1) la peste 80%. De altfel valorile pH de 4,5—5 în A_2 , care cresc relativ treptat în orizontul B_1 la 100—200 cm, se ridică brusc la un pH de 8—8,2. Concrețiunile de CO_3Ca se găsesc la 90—150 cm, conținutul în săruri solubile este relativ ridicat (mai ales sulfati), iar în profunzimea solurilor apare uneori o solonetzizare slabă ($V_{\text{Na}} = 5—10\%$). Un caracter specific al acestor soluri este conținutul mare în magneziu schimbabil și respectiv descreșterea raportului Ca : Mg, care în cazul orizontului argilos devine subunitar o dată cu creșterea bruscă a saturatiei în baze a profilelor. Conținutul ridicat în Mg (V_{Mg} peste 35—40% din T) chiar din B_1 crește o dată cu argilozitatea și intensitatea gleizării.

Pentru exemplificare prezentăm profilul nr. 5, situat în cîmpia Someșului Vechi, între apele Turului și Șarului.



TABELUL 8

Soluri silvestre podzolice, pseudogleizate, freatic-umede (204 ; 2 ; 232) și amfigleice (131, 85).

Analizele (cationilor schimbabili) au fost efectuate de: Elena Colios (2, 204); Eugenia Iacob (85); N. Ivanov (2); Rodica Safta (232).

Ori- zon- tul	Adinci- mea cin	Argila		Humus %	N total %	CN	pH susp. apă	T me	V %	CO ₃ Ca	Mg (% V)	Ca/Mg
<i>Profilul 204, nord-est Agriș</i>												
A ₁	0–6	19,0	38,8	4,9	0,21	15,5	5,2	12,64	34,7	—	7,8	2,9
A ₂ A ₁	6–13	18,6	38,2	2,8	0,12	15,4	5,0	10,70	30,3	—	4,9	4,3
A ₂	13–30	19,9	39,9	1,6	0,07	15,9	5,6	9,18	36,8	—	7,0	3,5
A ₂ B	30–45	26,5	43,3	0,6	0,04	10,5	—	—	—	—	—	—
Bγ ₁	50–65	45,8	59,4	—	—	—	6,7	31,10	83,3	—	47,6	0,6
Bγ ₂	100–115	42,4	67,4	—	—	—	8,5	32,98	95,6	—	58,0	0,5
BgC	140–155	43,8	67,0	—	—	—	8,2	36,89	95,0	—	55,0	0,6
<i>Profilul 2, nord Dumbrava</i>												
A ₁	0–15	27,4	46,3	6,8	0,34	13,7	4,8	22,43	32,1	—	8,5	2,5
A ₂ A ₁	16–25	21,2	40,8	—	—	—	5,3	11,29	40,4	—	12,6	1,9
Bγ ₁	45–65	49,1	62,0	—	—	—	5,9	32,99	74,9	—	38,2	0,8
Bγ ₂	105–120	32,3	47,6	—	—	—	7,8	25,89	92,4	—	51,5	0,7
BC	130–150	33,0	49,7	—	—	—	8,1	—	100,0	0,7	60,5	0,6
<i>Profilul 131, nord-est Jojib</i>												
A ₁	0–10	21,4	48,9	4,1	0,19	—	5,2	18,86	41,3	—	11,3	1,8
A ₂ a ₁	10–20	22,4	47,6	2,2	0,12	—	5,3	16,19	39,8	—	11,8	1,7
A ₂ B	20–32	30,5	51,3	1,1	0,07	—	5,6	18,12	51,0	—	22,7	0,9
Bγ ₁	35–50	50,2	70,1	0,8	0,06	—	6,1	31,01	81,4	—	39,4	0,9
Bγ ₁	70–85	40,5	58,1	0,5	—	—	8,0	32,68	95,1	—	43,10	1,0
BGC	100–115	30,5	51,3	—	—	—	8,2	26,57	100,0	0,3	49,7	0,8
GC	130–145	23,8	37,3	—	—	—	8,2	30,84	100,0	0,5	35,2	1,7
D	145–160	18,6	24,2	—	—	—	—	—	—	0	—	—
D	185–200	11,8	16,5	—	—	—	—	19,65	96,0	0	35,6	1,4
<i>Profilul 232, nord Bercu</i>												
A ₁	0–14	16,4	34,1	2,4	0,13	12,7	5,3	10,86	40,1	—	7,1	3,9
A ₁ a ₂	14–24	17,9	36,6	1,7	0,11	13,4	5,3	9,94	37,0	—	6,5	4,1
A ₂ γ	24–35	19,2	38,7	1,1	—	—	5,6	9,68	41,8	—	8,7	3,3
A ₂ Bγ	35–50	27,9	44,8	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—
Bγ ₁	50–70	42,7	57,1	—	—	—	6,8	31,07	83,9	—	41,2	0,7
Bγ ₂	100–120	35,5	54,1	—	—	—	—	29,34	94,7	—	44,3	0,8
Bγ ₂	120–140	36,5	58,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
DgC	160–180	33,3	53,2	—	—	—	7,8	—	—	0,5	—	—
<i>Profilul 85, est Gelu</i>												
A ₁	0–10	13,1	34,1	3,9	0,16	14,6	4,9	10,15	26,3	—	6,6	2,5
A ₂	11–23	14,0	34,7	1,5	0,07	14,7	5,6	7,39	27,3	—	8,2	1,9
A ₂ bγ	23–36	18,8	37,1	0,7	—	—	5,6	9,53	44,9	—	15,5	1,5
Bγ ₂	36–46	39,4	53,5	—	—	—	5,9	28,43	69,9	—	35,0	0,8
Bγ ₁	50–70	52,6	65,3	—	—	—	6,1	43,24	82,8	—	40,6	0,9
Bγ ₂	80–100	48,4	63,4	—	—	—	7,7	35,80	92,8	0,05	44,7	0,9
CGo	120–140	—	—	—	—	—	8,2	—	100,0	0,4	44,9	1



Sol silvestru podzolic, pseudogleizat (evoluat dintr-un sol amfigleic)

Profilul nr. 5

Localizare : cîmpia Someșului, la nord-vest de comuna Bercu

Relief : teren plan.

Material parental : argile prăfoase.

Drenaj : imperfect cu apa care stagniază la suprafață după precipitații mai abundente ; apa freatică la 3,5 m.

Folosință : finețe cu asociația de *Agrostis canina* cu *Rumex acetosella* (pe terenuri care au fost arate).

A₁/A₂ 0—20 cm ; lut mediu ; cenușiu-brun deschis spre brun-pal (10YR 6/2 spre 6/3) în stare umedă, cenușiu deschis (10YR 7/1) în stare uscată ; glemelarular cu structură slab dezvoltată ; separații ferimanganice punctiforme ; afinat ; reavân ; trecere treptată.

A₂/a₁ 20—30 cm ; lut mediu ; cenușiu-brun deschis spre cenușiu deschis (10YR 6/2 spre 7/2) în stare umedă ; astructurat cu tendință foioasă ; bobovine ; reavân ; afinat ; trecere treptată.

A₂B_γ 30—40 cm ; lut greu ; cenușiu spre cenușiu deschis cu mici pete brunii (10YR 6/1 cu 5/3) în stare umedă, alb cu pete roșcat-găbui (10YR 8/1 cu 5YR 5/8) în stare uscată ; nuciform ; bobovine și frecvențe concrețiuni ferimanganice ; afinat spre compact ; jilav ; trecere treptată.

B_γ 40—85 cm ; argilă medie ; brun-roșcat intens spre roșcat-găbui cu cenușiu spre cenușiu deschis (5YR 3/4 spre 4/6 cu 5Y 6/1) în stare umedă, roșcat-găbui cu cenușiu deschis (5YR 4/8 cu 5Y 7/1) în stare uscată ; prismatic ; bobovine și concrețiuni ferimanganice ; compact ; foarte compact ; jilav ; trecere treptată.

B_γ C₁ 85—150 cm ; lut greu-argilă ușoară ; cenușiu spre cenușiu deschis cu roșcat-găbui (5Y 6/1 cu 5YR 4/6) în stare umedă, cenușiu deschis cu roșcat-găbui (5Y 7/1 cu 5YR 5/6 spre 5/8) în stare uscată ; structură cu tendință columnar-prismatică ; bobovine cu acumulare evidentă la 85—115 cm ; fețele structurale cu pelicule de argilă și cu stagnare de apă pe fețele lor structurale ;

Cg 150—250 cm ; argilă ușoară prăfoasă ; brun intens cu vine cenușii (7,5YR 5/6 spre 5/8 cu 5Y 6/1) pe bază cu pete roșcat-găbui și vine cenușiu-verzui (5YR 4/8 cu 5GY 6/1) în stare umedă, găbui-roșcat cu vine cenușii deschise (10YR 7/6 spre 6/6 cu 5Y 7/1), iar spre bază cu pete roșcat-găbui și vine cenușii deschise spre cenușiu-verzui deschise (5YR 4/8 cu 5GY 7/1) în stare uscată ; prismatic-columnoid ; separații ferimanganice punctiforme ; jilav, pseudogleizarea mai slabă față de suborizonturile superioare ; concrețiuni mici sferice, spre bază mai coraliforme.

În sondaj : sub 250 cm ; concrețiunile de CO_3Ca se răresc sau dispar ; la 300 cm argilele devin mai vinești (orizont de stagnare a apei).

TABELUL 9

Date analitice

*Sol silvestru podzolic amfgleic (cu conținut ridicat în magneziu schimbabil)**Profil nr. 5, la nord-vest de com. Bereu (raionul Satu-Mare)*

Analizat de P. Vasilescu (granulometrie); Silvia Dumitru (humus); G. Enache (azot); Hareta Mac (pH); Ana Niculescu (cat. schimb). Recoltat de H. Asvadurov.

Rezultatele sunt exprimate față de solul uscat la 105°

Adâncimea în cm	Fractiuni granulometrice în %										Raportate la partea silicatică		
	Argila (< 0,002 mm)	Praf (0,002–0,02 mm)	Nisip fin (0,02–0,2 mm)	Nisip grosier (0,2–2 mm)	Argila fină (< 0,001 mm)	Argila fizică (< 0,01 mm)	< 0,002 mm	0,002–0,02 mm	0,02–0,2 mm	0,2–2 mm			
0–18	19,9	33,7	43,4	0,8	15,3	36,9	20,3	34,5	44,4	0,8	15,7	37,7	
20–30	20,4	33,2	42,2	2,4	16,0	37,2	20,8	33,8	43,0	2,4	16,3	37,9	
20–40	27,0	31,4	32,9	8,9	23,4	43,4	27,0	31,3	32,8	8,9	23,4	43,3	
45–60	36,6	28,8	30,6	2,7	32,4	51,1	37,1	29,2	31,0	2,7	32,8	51,8	
85–100	37,5	33,0	28,4	1,4	32,5	54,9	37,4	32,9	28,3	1,4	32,4	54,7	
135–150	37,1	41,0	20,7	0,5	31,8	59,7	37,3	41,3	20,9	0,5	32,0	60,1	
185–200	32,6	40,1	20,6	0,4	27,9	54,6	34,8	42,8	22,0	0,4	29,8	58,3	
	Orizontul	Apă higroscopică %	Humus C × 1,72 %	N total %	C : N	CO ₃ Ca %	pH în suspensie apoasă	Ca/Mg	Săruri solubile				
0–18	A ₁ γA ₂	1,41	3,0	0,10	19,3	—	4,7	1,4	+	+			
20–30	A ₂ γa ₁	1,11	2,2			—	5,1	1,0	+	+			
30–40	A ₂ Bγ	2,54	0,7			—	5,4	0,7	++	++			
45–60	Bγ	3,51	0,7			—	6,3	0,5	++	++			
85–100	BγC ₁	3,86	0,4			0,2	8,6	0,3	++	++			
135–150	BγC ₁	2,93	—			0,2	8,8	—	++	++			
185–200	Cg	2,51				2,9	8,7	—	+	++			
	Cationi schimbabili												V %
	miliavali						procente din T						
	Ca ++	Mg ++	K +	Na +	H +	T	Ca ++	Mg ++	K +	Na +	H +		
0–18	1,61	1,15	0,09	0,19	9,58	12,72	12,8	9,2	0,7	1,5	75,8	24,2	
20–30	1,48	1,46	0,06	0,19	8,51	11,70	12,7	12,5	0,5	1,7	72,6	27,4	
30–40	3,84	5,68	0,11	0,31	6,07	16,01	24,0	35,5	0,7	1,9	37,9	68,1	
45–60	6,26	11,66	0,18	0,71	3,85	22,66	27,6	51,4	0,8	3,2	17,0	83,0	
85–100	5,99	18,77	0,23	0,74	—	—	23,3	72,9	9,9	2,9	—	100,0	
135–150	18,88	—	0,23	0,70	—	—	95,3	—	1,2	3,5	—	100,0	
185–200	16,44	—	0,19	0,55	—	—	95,7	—	1,1	3,2	—	100,0	



Formarea solurilor podzolice freatic-umede cu un conținut ridicat în magneziu este condiționată de mai mulți factori.

Materialul parental al acestor soluri provine din roci care pot elibera magneziu (ex. din rocile cu biotit ale șisturilor cristaline, față de care rocile eruptive, în Oaș, lipsite sau sărace în mice au furnizat materiale mai sărace în magneziu).

Condițiile climatice, cu precipitații moderate, în cazul unor materiale parentale relativ argiloase nu permit o îndepărțare a produselor de alterare și o debazificare profundă a profilelor.

Apa freatică, situată la mică adâncime, fără să frâneze procesul eluvial, provoacă gleizarea solului, determină procesele de argilizare și favorizează reținerea magneziului (deplasat din orizonturi superioare sau provenit din minerale argilice). Gradul de saturatie în ioni de Mg (V_{Mg}) crește în prezența ionilor de SO_4 (deoarece în aceste condiții ionii de Ca pot exista în soluția solului doar în cantități reduse); de asemenea în anumite condiții are loc o substituire a ionilor de Na prin ionii de Mg.

Considerăm că solurile podzolice freatic-umede, cu conținutul ridicat în magneziu schimbabil ($V_{Mg} \% > V_{Ca}$), prin trăsăturile lor morfogenetice deosebite trebuie separate într-o grupă aparte. Aceste soluri prezintă uneori, în condițiile climatice specifice zonei forestiere la limita ei către silvostepă și o solonețizare slabă la baza profilelor (V_{Na} de 5—12%, în sectorul Gelu din cîmpia Crasnei). În acest caz este posibil ca aceste soluri podzolice să fi provenit din soluri de fineață solonețizate și să ar putea încadra în grupa solodiiilor. Considerăm însă că pentru procesul solodizării, în sensul teoriei lui Gedroitz, este necesar să dovedim că orizontul eluvial nu reprezintă un material stratificat și că, la un moment dat, a fost mai mult sau mai puțin solonețizat. În condițiile unor depozite stratificate este posibil ca unele soluri podzolice să fi provenit și din soluri amfigleice cu mult magneziu (uneori acoperite cu depozite eoliene mai recente), care de altfel apar în regiune.

In concluzie, se poate spune că în nord-vestul țării, care aparține faciesului pedobioclimatic brun-gălbui (subatlantic) solurile podzolice freatic-umede, formate pe depozite luto-argiloase, se pot împărți în mai multe grupe ale căror soluri se asociază uneori între ele. Repartizarea și asocierea lor este condiționată de diferenții factori pedogenetici.

Solurile podzolice pseudogleice, freatic-umede, în general debazificate pe o grosime moderată sau mare ($V > 55\%$ sub 50—75 cm) se întâlnesc într-un climat-umed ($Pm > 750$ mm) pe materiale sărace în componente bazice din depresiunile Oaș și Baia Mare. Aceste soluri se asociază uneori cu soluri silvestre amfigleice podzolice (fără orizonturi bogate

în magneziu schimbabil, fără carbonați, dar cu săruri solubile). Solurile podzolice se recunosc ușor mai ales prin grosimea și diferențierea clară a orizontului podzolic A₂, prin trecerea treptată spre orizontul B_γ, prin lipsa unui suborizont cu tendință de acumulare a separațiilor ferimanganice în orizontul eluvial, lipsa concrețiunilor de CO₃Ca, conținut foarte scăzut în săruri solubile; gleizarea substratului litologic (relativ permeabil) este datorită unor ape freatiche provenite mai ales din ape de precipitații, care au percolat soluri relativ sărace în cationi bazici. Local, în pajiști sub asociații cu *Nardus stricta*, solurile cu un strat subțire de moder, sunt puternic debazificate (uneori cu un micropodzol feri-iluvial), V sub 10%. În aceste condiții influența apelor freatiche se răsfringe mai evident doar asupra substratului gleizat la 2,2—3 m.

Solurile podzolice pseudogleizate, freatic-umede sunt debazificate pe o grosime mică (V > 55 la 30—50 cm) și se întâlnesc într-un climat mai puțin umed (Pm = 550—750 mm) pe depozite argiloase relativ mai bogate în componente bazice din cîmpiiile Someșului și Crasnei. Aceste soluri se asociază cu soluri silvestre podzolite brune sau cu soluri silvestre podzolite amfigleice (soluri dernoamfigleice puternic podzolite). În sectoarele mai slab drenate, fostele soluri podzolice amfigleice, în prezent relativ drenate, prezintă uneori orizonturi în care predomină magneziul schimbabil, V_{Mg} > 35—40% în B₁ (de asemenea unele soluri prezintă în profunzime o solonețizare slabă). Aceste soluri se recunosc mai ales prin aceea că orizontul podzolic apare mai puțin clar exprimat, orizontul eluvial nu depășește 40 de cm, trecerea spre orizontul B_γ este mai puțin treptată, tendința de acumulare a oxizilor de fier și mangan în orizontul eluvial este evidentă; se remarcă de asemenea concrețiunile de CO₃Ca (la 150—200 cm) și prezența sărurilor solubile, iar gleizarea freatică se datorează unor strate acvifere care au percolat soluri relativ bogate în cationi bazici (ape de tip bicarbonatic-calcic). Solurile podzolice bogate în magneziu schimbabil se întâlnesc în cazul solurilor a căror orizont podzolic este relativ mai slab evidențiat morfologic, au trecerea către orizontul argilos mult mai scurtă și evidentă, iar concrețiunile de CO₃Ca, rare, se întâlnesc la o adâncime mică (de 90—120 cm), apa freatică, cu un caracter mai stagnant, provoacă o gleizare mai puternică a bazei profilului (în general argilos).

Suprafețele cu soluri podzolice freatic-umede sunt folosite în anumite sectoare (îngă Micula, Halmeu, Vama) pentru culturi agricole dar mai mult ca terenuri de pășunat și uneori ca finețe; vechile păduri de *Quercus robur* ocupă azi suprafețe mult mai restrânse. Fertilitatea soluri-



lor este slabă datorită regimului lor aerohidric și nutritiv nefavorabil (soluri gleizate, acide, sărace în elemente bazice și cu aluminiu mobil). La solurile aflate sub culturi se constată o îmbogățire în cationi bazici, dar folosirea elementelor de nutriție de către plante este restrinsă mai mult la volumul stratului arat. Solurile aflate mai ales sub pajiști au un conținut destul de ridicat în humus, azot și fosfor, dar capacitatea de mineralizare a azotului organic este scăzută. Solurile podzolice, mai slab pseudogleizate și cu carbonatare freatică reziduală prezintă caractere fizico-chimice mai puțin deficitare și se pretează mai ușor ameliorațiilor.

În general se recomandă păstrarea pădurilor și îmbunătățirea componenței floristice a păsunilor (prin culturi cu leguminoase și graminee) după ce se creează condiții pentru evacuarea excesului de apă și se utilizează îngrășăminte și amendamente calcaroase. În cazul suprafețelor cultivate, producțiile la ha pot fi sporite prin măsuri de înlăturare a excesului de apă din anumite perioade ale anului și prin incorporarea de îngrășăminte chimice și organice. O atenție deosebită în ameliorarea regimului aerohidric și nutritiv necesită mai ales solurile puternic și profund debazificate la care folosirea îngrășămintelor chimice și organice trebuie executată pe un fond amendat prin marnare sau calcare dolomitice. Solurile debazificate pe o grosime mică, cu un orizont compact la mică adâncime se pretează cel mai ușor la îmbunătățirea regimului lor nutritiv. În cazul solurilor bogate în magneziu schimbabil folosirea marnei sau a calcarului cu magneziu va fi evitată; adâncimea arăturii sau desfundările adânci se vor recomanda doar în cazul asigurării unui drenaj satisfăcător al solului.

BIBLIOGRAFIE

- Asvadurov H., Opriș M., Neacșu Marcela, Chițu C., Vasilescu P. (1964) Considerații generale privitoare la învelișul de sol al raionului Oaș. *Studii tehn. și econ.* seria C, 12, București.
- Petrescu Adriana (1964) Apa freatică și solurile gleizate din cîmpia Someșului. *Studii tehn. și econ.*, seria C, 14, București.
- Cernescu N., Asvadurov H., Predel Fl., Chițu C., Vasilescu P., Ţerbănescu I., Turcu Ch., Roman N. (1961) Condițiiile naturale și solurile depresiunii Baia Mare. *Cercetări de Pedologie* (1958) București.
- Giță Elena, Stoica Elena, Papacostea P., Popa Elena (1963). Solul podzolic de la Săsar-Baia Mare și efectul ameliorativ al marnării, *Studii tehn. și econ.* seria C, 11, București.



- Crișan I., Preda M. (1960) Solurile raionului Satu Mare. *Studii și cercetări agro-nomice*. Edit. Acad. R.S.R., anul XI, Cluj.
- Floreac N. (1965) Tipul genetic de sol și subdiviziunea lui (discuție). *St. Solului*, 3, București.
- Vintilă Irina, Băjescu Irina, Chiriac Aurelia, Daniliuc D., Gîță Gh., Mănuță O., Moțoc Eugenia, Boeriu T. (1967). Proprietățile mineralogice, fizice și chimice ale unor soluri acide din nord-estul R.S.România. *Analele secției de pedologie*, XXXIV, București.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES SOLS LESSIVÉS À NAPPE PHRÉATIQUE

PAR

H. ASVADUROV, ANA NICULESCU, P. VASILESCU

(Résumé)

Les sols lessivés à nappe phréatique ont un horizon éluvial débaséifié ($V\% < 50\%$ pour A_2). Ils présentent des phénomènes de gleyification dûs à l'eau stagnante provenue des eaux de précipitation et de la nappe phréatique située entre 2 et 3,5 m de profondeur. En Roumanie ces sols occupent des surfaces peu étendues ; on les rencontre spécialement dans quelques secteurs des plaines basses de la région de Maramureș. Les conditions bioclimatiques sont celles spécifiques pour les zones forestières ($T_m = 9,5-8^{\circ}C$; $P_m = 550-1100$ mm); la végétation naturelle est représentée par des forêts de *Quercus robur* et des prés avec associations d'*Agrostis canina*, de *Festuca rubra* et localement de *Nardus stricta* et *Juncus conglomeratus*.

Dans cet ouvrage il s'agit de quelques profils représentatifs (fig. 1, tab. 3, 5, 6, 7, 9) et de quelques observations générales concernant certains caractères physico-chimiques des sols formés au dépens des dépôts argilo-limonaux qui à leur partie supérieure présentent le caractère de certains dépôts éoliens (fig. 2, tab. 1). On constate que les sols lessivés qui ont fait l'objet de cet ouvrage peuvent être partagés en plusieurs groupes qui parfois s'associent ou évoluent différemment, fonction de divers facteurs.

Les sols lessivés-pseudogley à nappe phréatique (tab. 2 et 3) formés dans les conditions d'un climat plus humide ($P_m > 750$ mm) sont des



sols à pseudogleyification avancée, sans horizon visible d'accumulation d'oxydes de fer et de manganèse dans l'horizon éluvial ; ils sont fortement débaséifiés ($V < 10—30\%$) et sur une grande épaisseur ($V > 55\%$ inférieur à 50—75 cm). L'influence de la nappe phréatique sur l'évolution du profil est presque insignifiante.

Les sols lessivés à pseudogley et nappe phréatique (tab. 4—7) présentent une faible pseudogleyification, ou bien se rapprochent des sols amphigleyiques lessivés, quand la nappe phréatique est à 1,5—2,5 m. Ce sont des sols formés dans des conditions climatiques moins humides ($Pm = 550 \text{ mm} — 750 \text{ mm}$) dans le secteur ayant un faible drainage naturel et sur des matériaux originaux relativement riches en éléments basiques. Le degré de débaséification est faible dans les sols sous près ($V = 20—30\%$) étant plus élevé dans les endroits cultivés ($V = 40—50\%$); la débaséification affecte le profil sur une épaisseur réduite ($V > 55\%$ pour 30 à 50 cm). Ces sols présentent : des sels solubles (surtout sulfates de sodium), une croissance de la teneur en magnésie changeable dans le substratum et des concrétions de CO_3Ca à une profondeur qui varie de 100 à 180 cm). Ils sont à mentionner tout spécialement les sols (tab. 8—9) qui dans l'horizon B_1 présentent une teneur élevée en magnésium changeable $V_{\text{Mg}} > V_{\text{Ca}}$). Parfois les sols abondant en magnésium présentent, en profondeur, une alcalinité faible ($V_{\text{Na}} = 5—12\%$).

Ces sols révèlent un régime aérohydrique et un régime nutritif défavorables. Il est nécessaire de prendre des mesures amélioratives pour leur régime d'humidité et d'aération ainsi que pour leur enrichissement en substances chimiques.



APLICABILITATEA METODEI MEHRA ȘI JACKSON
LA DETERMINAREA SESCVIOXIZILOR LIBERI DIN SOLURI
ȘI ARGILE¹

DE

ADRIANA CONESCU², VASILICA NEACŞU³

Abstract

Applicability of Mehra's and Jackson's Method for Determining the Free Sesquioxides in Soils and Clays. The applicability of Mehra's and Jackson's method for determining the free sesquioxides in soils and clays is studied. The working conditions both in the presence of humus and of carbonates are established, the fact being pointed to that previous destruction of the above is not necessary. The authors compare the results obtained by the suggested method with those obtained by the method of electrolytic reduction.

Oxizii liberi provin prin fenomenele de alterare a mineralelor din sol, sub influența diversilor factori pedogenetici. Cel mai adesea ei nu rămîn pe locul de formare, ci migrează (mai mult sau mai puțin) fie în adâncimea profilului, fie spre suprafață. Se pot găsi atât în stare concreționară cât și ca pelicule fine ce pot îmbrăca fragmente mai mari de rocă sau chiar agregatele de sol. Uneori pot juca chiar rol de agent de cimentare.

Dozarea exactă a oxizilor liberi este foarte utilă în lămurirea unor probleme de geneza solurilor sau chiar de clasificare.

În alte cazuri este important să se îndepărteze peliculele sau chiar cristalele de oxizi liberi, care — acționînd ca agenți de cimentare, împiedică desfășurarea în bune condițiuni a determinărilor fizico-chimice. Ast-

1 Comunicare în ședință din 18 aprilie 1967.

2 Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, București.

3 Întreprinderea Geologică de Prospecții, Cal. Griviței nr. 64, București.



fel, îndepărtarea oxizilor liberi de fier ajută la o bună dispersie în separarea fracționată a mineralelor argiloase, asigurîndu-se astfel o mai bună interpretare a datelor analitice obținute prin difracția cu ajutorul razeilor X, microscop electronic, analiză în infraroșu și analiză termică diferențială.

Se cunosc foarte multe metode de determinare a oxizilor liberi de fier, variind între ele după natura agentului reducător întrebuiant. Dificultățile cele mai mari în dozarea oxizilor liberi de fier, constau în obținerea unei extracții totale a acestora și în evitarea atacării rețelei mineralelor argiloase. Din cauza dificultăților menționate mai sus, rezultatele obținute prin diversele metode de extracție cunoscute pînă în prezent, dau uneori rezultate foarte diferite, putînd conduce deci la interpretări diferite.

Menționăm cîteva dintre acestea.

Metoda Tamm (1922) folosește pentru extracție un amestec de acid oxalic — oxalat de amoniu la pH 3,2—3,3.

E. Tr u o g (1937) utilizează H_2S rezultat prin reacția dintre acid oxalic și Na_2S .

C. D. Jeffries (1941) folosește ca agent de extracție hidrogen în stare născîndă, produs prin acțiunea acidului oxalic asupra aluminiului metalic.

B. C. Deb (1950) propune ca reducător soluția de ditionit de sodiu cu pH-ul de extracție 2,9—3,5.

E. L. Gâță și G. h. Gâță (1958) folosesc reducerea electrochimică în prezența unei soluții tampon de oxalat de potasiu — acid oxalic la pH 3,85.

Mai recent metoda propusă de O. P. Mehra și M. L. Jackson (1960) a început să aibă din ce în ce o mai largă aplicare, pe de o parte datorită faptului că reducerea nemaifiind efectuată în mediu puternic acid, se evită alterarea rețelei cristaline a mineralelor argiloase și, pe de altă parte, datorită faptului că procedeul de reducere este relativ simplu și rapid.

Considerații asupra metodei

Jackson în 1956 folosește ca agent de reducere ditionitul de sodiu. Studiile anterioare (N. H. Aguilera și M. L. Jackson, 1953) l-au condus la concluzia că într-un sistem tamponat la pH 7,3 cu $NaHCO_3$ în prezența citratului de sodiu, folosit ca agent de chelatizare, rezultatele sunt mult mai satisfăcătoare.



M. L. Jackson a căutat să stabilizeze pH-ul soluției la 7,3, întrucât potențialul de oxidare al ditionitului de sodiu este maxim la acest pH ($E_B^{\circ} = 1,12$). În aceasta constă și superioritatea metodei față de cea a lui Deb, care efectuează reducerea tot cu ditionit însă în mediu acid, mediu în care potențialul de oxidare al ditionitului este mult mai scăzut ($E^{\circ} = 0,08$). De altfel între solubilitatea oxizilor de fier, pH-ul sistemului și potențialul de oxidare există o strânsă legătură. Reprezentind grafic această corelație, respectiv variația potențialului de oxidare și a solubilității fierului în funcție de pH, constatăm că aceste două curbe se intersectează la aproximativ 7,3, aceasta fiind valoarea optimă a pH-ului sistemului în cazul unei solubilizări cantitative și rapide a oxizilor de fier (O. P. Mehra, M. L. Jackson, 1960).

În sistemul propus, efectuând reducerea în mediu slab alcalin, este evitat pericolul de a fi atacată rețeaua mineralelor silicatice cu fier.

Folosirea citratului trisodic ca agent de chelatizare permite o bună solubilizare a fierului, împiedicînd formarea sulfului și sulfurii de fier, citratul dînd combinații chelate atît cu ionul Fe^{3+} cît și Fe^{2+} . Structura acestor compuși nu este complet studiată (N. H. Aguilera, M. L. Jackson, 1953). Se crede că ar fi asemănătoare structurii versenatilor.

După efectuarea operației de reducere, M. L. Jackson supune suspensia de sol operației de centrifugare, adăugind în prealabil soluție saturată de NaCl. În cazurile cînd nu se obține o floculare completă la centrifugare, se adaugă acetonă. Final se spală proba de mai multe ori pentru îndepărțarea totală a fierului cu o soluție de citrat de sodiu (în prezența NaCl și a acetonei dacă flocularea nu este completă). După fiecare centrifugare soluția clară supernatantă este decantată într-un balon cotat de 500 cm. Din acest balon se poate lucepta cota parte pentru determinarea Fe_2O_3 , Al_2O_3 , SiO_2 și MnO .

Rezultate experimentale

În determinările efectuate de noi, am folosit procedeul indicat de O. P. Mehra și M. L. Jackson, efectuând reducerea cu ditionit într-un sistem tamponat cu $NaHCO_3$, folosind ca agent de chelatizare citratul de sodiu.

În ceea ce privește obținerea extractului pentru dozarea sescvioxizilor, am căutat să evităm separările prin centrifugare propuse de autori. De asemenea am eliminat spălările succesiive ale probei de sol pentru îndepărțarea completă a fierului, aducînd întreaga suspensie de sol în



balon cotat de 500 cmc. După o perfectă omogenizare a acesteia, se filtrează prin hârtie de filtru sau membrană de ultrafiltrare. Primele porțiuni de filtrat se aruncă, apoi se culege soluția în vase perfect uscate. Se filtrează atât cît este necesar pentru a se pipete probe pentru determinarea oxizilor de fier, mangan, aluminiu, eventual SiO_2 .

Determinările efectuate prin metoda Mehra și Jackson, evitând separările prin centrifugare, sunt consemnate în tabelul de mai jos.

TABELUL 1

Reproductibilitatea metodei Mehra și Jackson pe soluri și argile

Proba analizată	Adincimea în cm	Oxizi liberi, g la 100 g sol uscat la 105°		
		Fe_2O_3	MnO	R_2O_3
P₇ Valea Lupului Sol brun acid	0–4	1,77	0,062	2,11
		1,75	0,060	2,09
	4–18	1,97	0,056	2,23
		1,96	0,055	2,26
	18–34	1,95	0,055	2,42
		1,95	0,055	2,38
	40–60	1,94	0,049	—
P₁ N Preajba-Olténia Argilă separată din sol brun roșcat de pădure		1,94	0,051	—
	65–85	4,69	—	6,18
		4,67	—	6,18
	240–260	4,78	—	6,41
		4,79	—	6,57
	20–40	4,48	—	5,68
		4,41	—	5,60
P₁₉₉ NE Albești-Dobrogea Argilă separată din karasuluk	85–105	4,21	—	5,30
		4,28	—	5,10

Se remarcă o foarte bună reproductibilitate în cazul determinării oxizilor de fier, mangan și R_2O_3 .

O. Robichet (1957) într-un studiu comparativ privind determinarea oxizilor liberi de fier și mangan din soluri, folosind diferite procedee de extracție, ajunge la concluzia că distrugerea substanței organice din soluri cu soluție de perhidrol, așa cum fusese preconizată de Deb, nu este necesară.

Încercările pe care le-am efectuat asupra unor soluri de munte, cu un conținut ridicat în substanță organică, ne-au condus la aceeași concluzie și în cazul metodei Mehra și Jackson.

Rezultatele sunt redate în tabelul de mai jos.



TABELUL 2

Rezultatele obținute fără distrugerea substanței organice și în prezența acesteia

Proba de sol	Adincimea în cm	Hu- mus %	Oxizi liberi, g la 100 g sol uscat la 105°C					
			fără distrugerea subst. organice			cu distrugerea subst. organice cu H_2O_2 5:25		
			Fe ₂ O ₃	MnO	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	R ₂ O ₃
P ₇ Valea Lupului Argeș	0—4	11,43	1,76	0,061	2,10	1,78	0,053	2,10
Sol brun acid	4—18	5,61	1,97	0,056	2,24	1,94	0,058	2,26
P ₈ Valea Lupului Argeș	18—34	3,00	1,95	0,055	2,40	1,93	0,054	2,36
Sol podzolic brun	6—20	17,49	2,30	0,013	2,99	2,32	0,016	3,07
	20—33	12,42	2,32	0,014	3,43	2,35	0,012	3,53
	33—44	10,02	2,49	0,011	—	2,47	0,014	—

O serie de determinări au fost efectuate pe soluri cu un conținut diferit de carbonați. Prezența acestora imprimă solurilor un pH mai ridicat, peste 8. Distrugerea carbonaților înaintea determinării sescvioxizilor în metoda de față, nu ar părea necesară întrucât pH-ul solurilor în astfel de cazuri este favorabil reacției de reducere a ditionitului de sodiu care are loc în jurul valorii 7,3.

Pe de altă parte s-ar putea în anumite cazuri forma o pătură protecătoare de $CaCO_3$ peste peliculele de oxizi de fier, impiedicind reducerea acestora și deci obținerea unor valori mult mai scăzute pentru oxizi de fier.

Pentru a verifica această ipoteză am făcut o serie de determinări distrugind în prealabil carbonații cu HCl n/10, cît și în prezența acestora.

Rezultatele, consemnate în tabelul de mai jos, arată o bună concordanță, ceea ce ne face să afirmăm că pe probe cu un conținut pînă la 20% carbonați, distrugerea acestora nu este necesară.

TABELUL 3

Rezultatele obținute fără distrugerea carbonaților și în prezența acestora

Proba de sol	Adin- cimea cm.	Carbo- nați %	Oxizi liberi, g la 100 g sol uscat la 105°C					
			fără distrugerea carbonaților			cu distrugerea car- bonaților cu $HCl/10$		
			Fe ₂ O ₃	MnO	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	R ₂ O ₃
P _{9/57} Cherchezu Cernoziom	40—55	5,9	1,45	0,070	1,56	1,45	0,067	1,54
	90—110	18,5	1,23	0,053	1,30	1,22	0,053	1,29
	140—160	16,2	1,19	0,058	1,24	1,19	0,058	1,24
P ₆ Baia de Aramă	0—5	5,0	5,26	—	—	5,35	—	—
	7—17	3,26	5,98	—	—	5,98	—	—
Terra-rossa	21—35	1,0	7,20	—	—	7,24	—	—



Menționăm că, din încercările noastre, distrugerea carbonațiilor cu HCl la concentrații mai mari decât n/10, are reperecuni negative asupra desfășurării reacției de reducere.

În ceea ce privește numărul de extracții pentru a obține valoarea căt mai reală a oxidului de fier extractibil, O. P. Mehra și M. L. Jackson (1960) recomandă pentru probele cu un conținut mai mare de 5% în Fe_2O_3 extractibil, două sau trei tratamente de 15 minute. Acest tratament mai prelungit, autorii îl consideră necesar pentru cazul cînd oxidul de fier ar fi sub formă de goethit. Față de hematit care se recuperează complet în timp de două minute, goethitul se dizolvă mai încet, și aceasta în decursul a două sau trei tratamente de 15 minute în sistem citrat-ditionit.

Am căutat să urmărim dacă la probe cu un conținut mai redus de fier, sub 5%, este suficientă o singură tratare.

Datele analitice sunt consemnate în tabelul de mai jos.

TABELUL 4

Rezultatele obținute printr-un singur tratament, față de două tratamente

Adin- cimea în cm	Ozii liberi, g la 100 g sol uscat la 105°C					
	Fe_2O_3		MnO		R_2O_3	
	extracții	extracții	extracții	extracții	extracții	extracții
	1	2	1	2	1	2
P ₄ Pitești – sol silvestru podzolic pseudogleic						
16–28	2,10	2,10	0,153	0,148	2,19	2,63
28–38	2,11	2,11	0,068	0,068	2,64	2,65
49–64	1,92	1,84	urme	urme	—	—
80–98	1,75	1,75	0,011	0,009	1,80	1,92
P ₇ Valea Lupului – sol brun acid						
0–4	1,60	1,77	0,058	0,061	2,15	2,10
4–18	1,85	1,97	0,053	0,056	2,13	2,24
18–34	1,84	1,95	0,055	0,055	2,43	2,40
P ₉ Valea Lupului – sol podzolic brun						
6–20	2,29	2,30	0,018	0,013	2,81	2,99
20–33	2,26	2,32	0,013	0,014	3,39	3,43
33–44	2,54	2,49	0,011	0,011	—	—

Rezultatele obținute pe probele noastre, nu sunt sensibil diferite ca valoare, la o singură extracție, neobtinindu-se mai puțin de 90% din cantitatea de oxid de fier liber. Ținind seama că în genere se lucrează cu probe de sol al cărui conținut cît și formă de existență a oxizilor de fier este necunoscut, găsim indicat să se efectueze totuși două extracții.



Întrucit în laboratoarele noastre, sescvioxizii liberi sunt determinați numai prin metoda electrochimică, dăm mai jos rezultatele comparative obținute prin ambele metode atât pe argile cît și pe soluri.

Tabelul 5

Proba	Fe ₂ O ₃ total g %	Fe ₂ O ₃ liber g %	
		Metoda Mehra și Jackson	Metoda electro- chimică
Biotit natural de la Lacul Roșu	16,80	0,61	0,64

TABELUL 6

Rezultatele comparative obținute prin metoda Mehra și Jackson față de metoda electrochimică

Proba analizată	Adin- cimea cm	Oxizi liberi, g la 100 g sol uscat la 105°C			
		Metoda Mehra și Jackson		Metoda electrochimică	
		Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃
P ₃₂₁ bis vîrful Feniș munții Gutii	8–18	3,15	5,70	3,35	5,66
	20–35	2,88	7,11	2,76	7,18
Sol brun acid humifer P _{9/57} Cherchezu	40–50	3,13	8,27	3,03	8,84
	40–55	1,45	1,56	1,92	3,36
Cernoziom P ₂ SV Podari-Olténia	90–110	1,23	1,30	1,85	3,05
	140–160	1,19	1,24	1,92	3,16
Argilă separată din sol brun roșcat P ₂ NV Codlea-Brașov	170–190	5,70	6,64	5,61	6,75
	165–185	5,10	6,55	5,15	6,90
Argilă separată din sol pod- zolic P ₁ Preajba-Olténia	65–85	4,69	6,18	4,36	6,28
	240–260	4,78	6,47	4,58	6,74
Albești-Dobrogea P ₁₀₉ Argilă separată din karasuluk	20–40	4,45	5,64	4,44	5,88
	85–104	4,25	5,20	3,90	5,16

Deși metoda electrochimică folosește reducerea Fe³⁺ la Fe²⁺ într-un sistem tamponat la un pH mult mai scăzut (3,8) decit cel folosit în metoda cu ditionit (7,3), rezultatele obținute nu sunt sensibil diferite.

Deducem că puterea de extractie a celor două metode pentru probleme cercetate este aceeași.

Rezultate mai puțin concordante s-au obținut în cazul unui cernoziom format pe loess (profilul 9/57 Cerchezu). Prin metoda electro-



chimică s-au obținut valori neașteptat de mari pentru dinamica sescvioxizilor într-un sol de tip cernoziom. Nu am făcut studii mai amănunțite pentru a determina cauza acestei neconcordanțe, însă în ceea ce privește extractia s-au făcut determinări atât în prezența carbonaților cit și după distrugerea acestora cu acid clorhidric n/10.

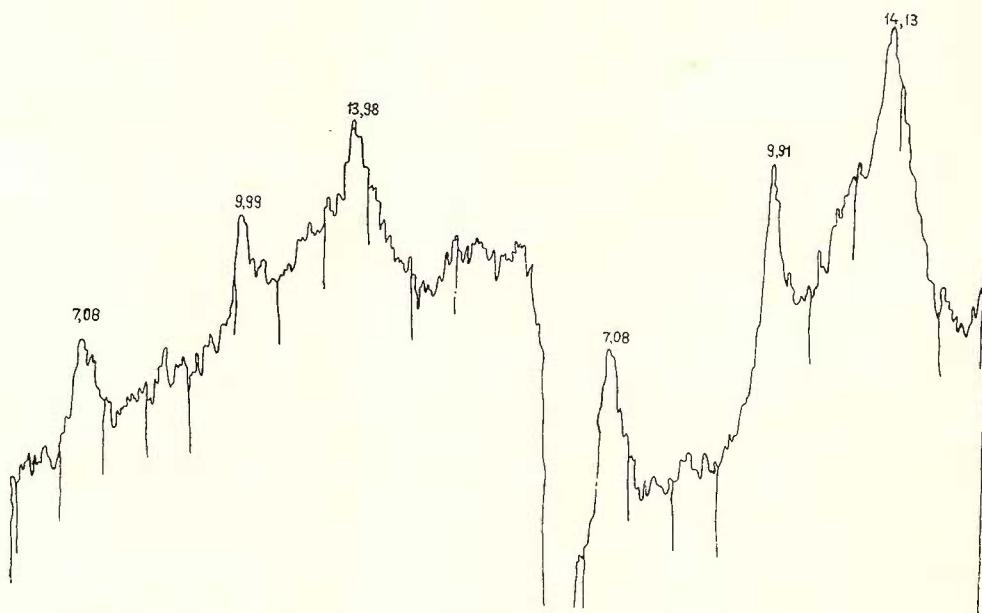
În ceea ce privește atacul rețelei cristaline, O. P. Mehrab și M. L. Jackson recomandă metoda sa pentru îndepărarea sescvioxizilor liberi din probele care vor fi supuse unui studiu roentgenografic, cu mențiunea că atacul rețelei cristaline prin procedeul său, nu are loc.

În același scop am supus unei analize roentgenografice, proba de biotit analizată mai sus, în stare naturală și după extracție.

Deoarece pe roentgenogramele probelor cercetate liniile își păstrează aceeași poziție și intensitate, rezultă că rețeaua cristalină a biotitului nu este distrusă.

Pozitia liniei de difracție pentru planul reflexului (060) a biotitului este aceeași în ambele probe, ceea ce demonstrează că fierul nu este extras din stratul octaedric.

În figură, redăm difractogramele efectuate pe o probă de sol din profilul 7 valea Lupului, adâncimea 40—60 cm, înainte și după extrac-



Refractograma unei probe de sol, înainte și după extracție Profil 7 Valea Lupului adâncimea 40—60 cm. Analiză efectuată de chimist Giușcă Radu.

ție, unde se poate vedea că liniile corespunzătoare vîrfurilor de difracție ale mineralelor argiloase prezente își păstrează aceeași poziție.

Pe diagrama probei după extracție, amplitudinea vîrfurilor este mai mare, deci gradul de orientare al particolelor crește.

Din acest motiv pentru probele cu un conținut ridicat de oxizi de fier extracția în prealabil a acestora devine foarte necesară, deoarece permite punerea în evidență a unor linii de difracție care în condiții normale nu ar putea fi detectate datorită oxizilor de fier ce dau funduri întunecate pe roentgenograme.

Modul de lucru

Extracția. Se cîntărește proba trecută prin sită de 2 mm (5 g în cazul unei analize de sol sau 0,5—1 g pentru analiza de argilă) în pahare de 250 cmc. Se adaugă 40 cmc dintr-o soluție de citrat trisodic ($\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7 \cdot 5 \text{ H}_2\text{O}$) 0,3 M și 5 cmc dintr-o soluție de bicarbonat de sodiu 1 M. Se încălzește pe baie de apă sau pe o sită cu flacără mică pînă la 80°C (temperatura nu trebuie să depășească mai mult), controlind temperatură cu un termometru, folosit și ca baghetă. Cînd s-a ajuns la 80°C se adaugă cu o spatulă cca 1 g de ditionit de sodiu ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$). Pentru probele cu un conținut mai redus de fier este suficient și 0,5 g. Se agită energetic un minut, apoi se lasă la temperatură constantă de 80°C pe baie de apă încă 15 minute. Se ia după baie și se lasă cîteva minute pentru a se depune solul. Se decantează soluția limpede într-un balon cotat de 500 cmc. Solul rămas în pahar este supus încă o dată tratamentului pentru îndepărtarea sescvioxizilor, după care se trece întreg conținutul paharului în balonul cotat de 500 cmc. Se spală cantitativ paharul în balon, se aduce la semn și se agită bine.

Determinarea sescvioxizilor

Se filtrează conținutul balonului cotat, atît cît este necesar pentru a se pipete 100 cmc soluție în care se dozează sescvioxizi. Filtrarea se face prin hîrtie de filtru bandă albă. Hîrtia de filtru cît și vasul în care se prinde filtratul, trebuie să fie perfect uscate. Primele porțiuni de filtrat se aruncă. Se are în vedere să se treacă la început o cantitate mai mare de sol pe filtru, pentru ca filtratul să treacă cît mai limpede.

În cazul solurilor mai argiloase, pentru evitarea obținerii unui filtrat opalescent, filtrarea se poate face și prin membrană de ultrafiltrare.



Se pipetează 100 cmc în pahare de 400 cm, se aduce la sec și se distrug sărurile prin tratări repetitive, odată cu HNO_3 concentrat și de două ori cu apă regală ($3\ \text{HNO}_3 + 1\ \text{HCl}$). Se trece totul sub formă de cloruri prin tratare de două ori cu HCl . Se filtrează și în soluția respectivă se determină sescvioxizi prin metodele cunoscute.

Reactivi necesari pentru extracție: bicarbonat de sodiu, soluție 1 M; citrat trisodic, soluție 0,3 M; ditionit de sodiu, pulbere.

Concluzii

În urma studiului efectuat asupra posibilității de aplicare a metodei de determinare a sescvioxizilor liberi după O. P. Mehra și M. L. Jackson, se poate preciza că aceasta poate fi folosită atât pe probe de soluri cât și pe probe de argilă, rezultatele fiind reproductibile.

Metoda este foarte rapidă, în general necesitând numai 30 minute pentru o probă, în acest timp putindu-se efectua în paralel mai multe extracții.

Nu necesită distrugerea substanței organice.

În cazul solurilor cu carbonați, distrugerea în prealabil a acestora nu este necesară.

Prin procedeul de extracție propus, rețeaua silicaților nu este atacată.

Metoda este simplă și poate fi folosită și în laboratoare mai puțin utilă, deoarece nu necesită aparatură de platini ca în cazul metodei electrochimice.

BIBLIOGRAFIE

- Aguilera N. H., Jackson M. L. (1953) Iron oxide removal from soils and clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 17, Madison, U.S.A.
- Firman E. Bear (1964) Chemistry of the soil. Second Edition New-York.
- Gâță El., Gâță Gh. (1958, 1959) Determinarea oxizilor liberi din sedimente. D. S. Com. Geol. XLVI, București.
- Latimer W. M. (1952) The oxidation states of the elements and their potential in aqueous solutions. Second Edition, New-York.
- Mehra O. P., Jackson M. L. (1960) Iron oxide removal from soils and clays a dithionite-citrate system, buffered with sodium bicarbonate. Clay and clay minerals, 5, London.



Robichet O. (1957) Recherches sur les oxydes de fer et de manganèse dans les sols. *Annales agronomiques*, série A, Juillet-Aôut, Paris.

Tsyurupa L. G. (1961) Extraction of free (nonsilicate) iron and aluminium from soils and clays. *Soviet Soil Science*, 4. U.R.S.S.

L'APPLICABILITÉ DE LA MÉTHODE MEHRA ET JACKSON POUR LA DÉTERMINATION DES SESQUIOXYDES LIBRES DES SOLS ET DES ARGILES

PAR

ADRIANA CONESCU, VASILICA NEACŞU

(Résumé)

Dans cet ouvrage sont établies les conditions de travail grâce auxquelles on détermine les sesquioxides libres à l'aide de la méthode Mehra et Jackson. On en utilise comme réducteur le ditionite de sodium, dans un milieu imprégné de NaHCO_3 du pH 7,3 en présence du citrate trissodique.

Les résultats obtenus sur des échantillons de sols et d'argiles peuvent être reproduits.

Par les déterminations effectuées on a montré que la destruction de la substance organique par l'attaque du perhydrol, même pour des teneurs élevées en humus, n'était pas nécessaire.

Les résultats obtenus sur des échantillons à teneur élevée en carbonates (jusqu'à 20%) conduisent aussi à la conclusion que les déterminations peuvent être effectuées en bonnes conditions sans la destruction en préalable de ceux-ci par de HCl n/10.

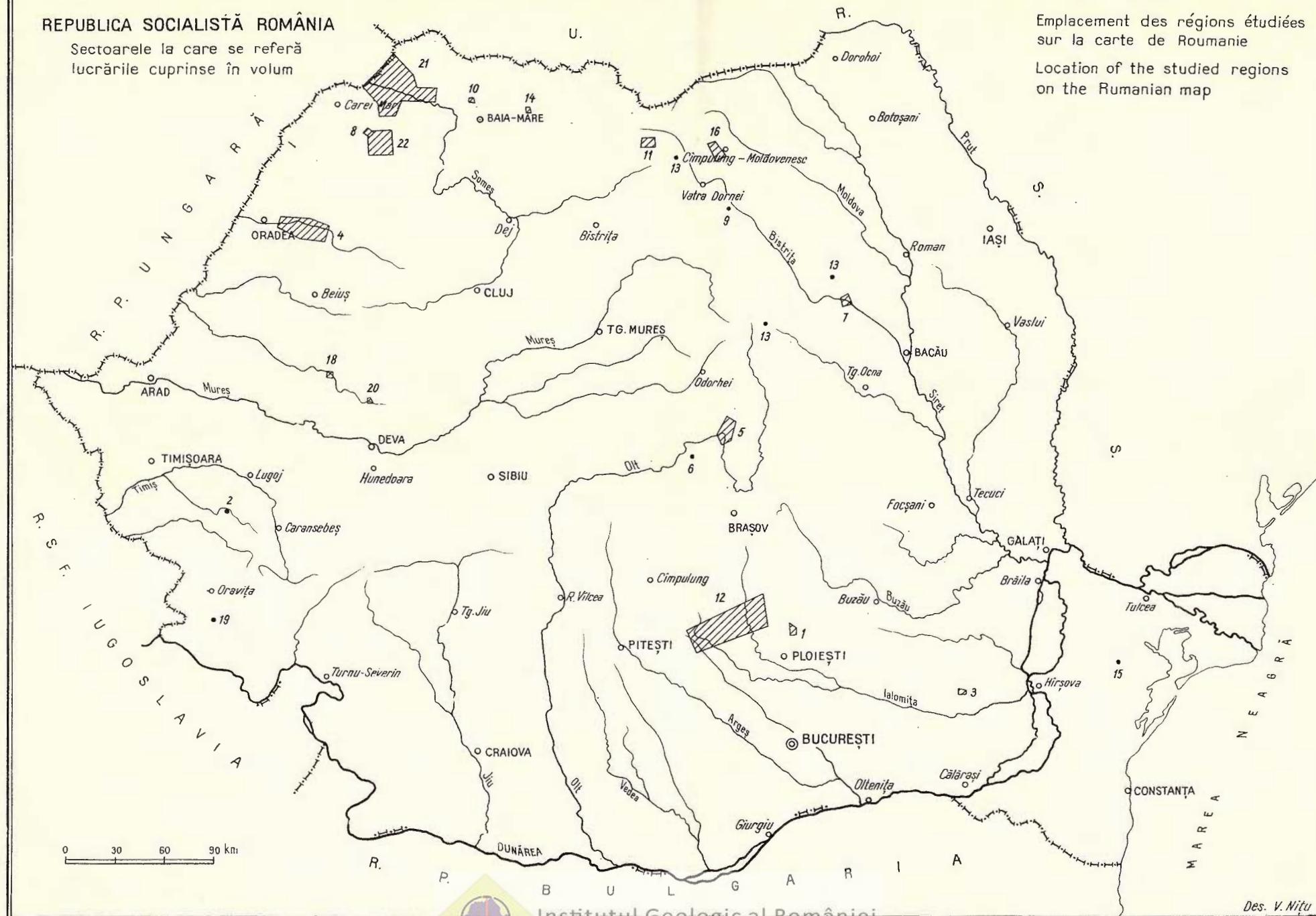
Les données analytiques obtenues par la méthode proposée ont été comparées à celles obtenues par la méthode électrochimique. Les résultats analogues obtenus dans la majorité des recherches effectuées jusqu'à présent sur des échantillons de sol et d'argiles nous mènent à conclure que ces deux méthodes nous conduisent à la même capacité d'extraction.





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

Des. V. Nitu

CUPRINS

P'ALEONTOLOGIE

	P'ag.
1. Iliescu Violeta, Cioflica Gianina. Contribuții palinologice la reconstituirea vegetației de la limita Oligocen-Miocen	5
2. Marin ecu Fl., Florei N. O specie nouă de cardiid în Ponțianul din Banat	11
3. Patrulius D., Iordan Magdalena. Notă asupra unor pești placodermi în Devonianul din platforma moesică	17
4. Paucă M. Creseis borodiana n. sp., pteropod din bazinul Vadului	25
5. Petrescu I. Date noi asupra paleoflorei din bazinul Baraolt	31
6. Popa Elena. Asupra prezenței speciei Pleuroceras solare (zona Spina-tum) în calcarurile Domerianului autohton din munții Persani (Carpații orientali)	41
7. Ciobanu M. Date noi asupra peștilor fosili din Oligocenul de la Piatra Neamț	47

TECTONICA

8. Asvadurov H. O nouă insulă de cristalin în nord-vestul Transilvaniei	87
9. Bercia Elvira, Kräutner Fiorentina. Date furnizate de forajul Barnar, cu privire la stratigrafia și poziția în pînză a cristalinului epimetamorfic din munții Bistriței	93
10. Kalmár I., Bălașa E. Asupra sistemelor de fracturi în neoeruptivul din zona Cicârlău (Baia Mare)	105
11. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila. Structura geologică și stratigrafia cristalinului părții de est a munților Rodnei	115
12. Ștefănescu M. Unele date și comentarii privind structura zonei flișului între valea Doftanei și valea Ialomiței	131
13. Gurău A. Studiul structural și genetic al zăcămintelor metalifere din șisturile cristaline ale Carpaților orientali	151
14. Kalmár I. Studiul geologic al minei Roata (Cavnic)	188
15. Mureșan M. Studii asupra zăcămintului de pirită cu magnetit de la Altin Tepe (Dobrogea centrală). I. Încadrarea genetică a mineralizației	203



GEOCHIMIE

16. Colios Elena. Folosirea datelor chimice ca indicator in diferențierea unor tipuri de roci carbonatice mezozoice din sinclinalul Rarău 229
 17. Giușcă R. Analiza cantitativă a calcarelor cu ajutorul razeilor X 245

PREPARAREA SUBSTANȚELOR
MINERALE UTILE

18. Georgescu B., Dumitrescu Maria. Cercetări privind posibilitățile de valorificare a caolinului de la Talagi 251
 19. Pandeleescu C. Dumitrescu Maria. Cercetări cu privire la valorificarea unui minereu cuprifer din regiunea SM 261
 20. Pandeleescu C., Mușeteanu Cr. Cercetări pentru valorificarea minereului complex din sectorul BR 273

PEDOLOGIE

21. Asvadurov H., Atanasiu Georgeta, Leonte Viorica, Drăgu I. Observații pedologice în sectorul colinar de la NW de Culmea Vîrful Codrului 291
 22. Asvadurcov H., Niculescu Ana, Vasilescu P. Contribuții la cunoașterea solurilor podzolice freatic umede 319
 23. Conescu Adriana, Neacșu Vasiliu. Aplicabilitatea metodei Mehra și Jackson la determinarea sescvioxizilor liberi din soluri și argile 347



CONTENU

(Résumés)

PALÉONTOLOGIE

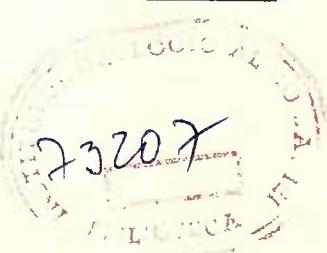
	<u>Page</u>
1. Iliescu Violeta, Cioflica Gianina. Contributions pallinologiques pour la reconstitution de la végétation située à la limite entre l'Oligocène et le Méotien	10
2. Marinescu Fl., Florei N. Nouvelle espèce de cardiidée dans le Pontien du Banat (Zorlențul Mare)	15
3. Patrulius D., Iordan Magdalena. Note sur le présence des poissons placodermes dans le Dévonien de la Plate-forme moessienne	22
4. Paucă M. Creseis borodiana n. sp., Ptéropode du bassin de Vadul	28
5. Petrescu I. Nouvelles données concernant la paléoflore du bassin de Baraolt	39
6. Popa Elena. Sur la présence de l'espèce Pleuroceras solare (la zone Spinatum) dans les calcaires du Domérien autochtone des Monts Perșani (Carpates Orientales)	45
7. Ciobanu M. Nouvelles données sur les poissons fossiles de l'Oligocene de Piatra Neamț	81

TECTONIQUE

8. Asvadurov H. Nouvelle île de cristallin dans le nord-ouest de la Transylvanie	91
9. Bercia Elvira, Kräutner Florentina. Nouvelles données fournis par le forage de Barnar sur la stratigraphie et la position en nappe du cristallin épimétamorphique des Monts de Bistrița	101
10. Kalmár I., Bâlașa E. Sur le système de fractures du néoéruptif de la zone de Cicirlău (Baia Mare)	113
11. Rădulescu I., Rădulescu Ludmila. Structure géologique et stratigraphie du cristallin de la partie orientale des Monts de Rodna	127
12. Ștefănescu M. Quelques données et commentaires concernant la structure de la zone de flysch compris entre les vallées de Dofana et de Ialomița	145



	Page
13. Gurău A. Etude structurale et génétique des gisements métallifères cantonnés dans les schistes cristallins des Carpates orientales	183
14. Kalmár I. Étude géologique de l'exploitation minière de Roata (Cavnic)	200
15. Mureșan M. Études sur les gisements de pyrite à magnétite d'Altîn Tepe (Dobrogea centrale). I. Classification génétique de la minéralisation	224
 GÉOCHIMIÉ	
16. Colios Elena. Utilisation des données chimiques comme indicateur pour la différenciation de certains types de roches carbonatées mésozoïques du synclinal de Rarău	244
17. Giușcă R. Analyse quantitative des calcaires à l'aide des rayons X	249
 PRÉPARATION DES SUBSTANCES MINERAUX UTILES	
18. Georgescu B., Dumitrescu Maria. Recherches sur les possibilités de la mise en valeur du kaolin de Talagi	259
19. Pădelescu C., Dumitrescu Maria. Recherches pour la mise en valeur d'un minéral cuprifère de la région de S.M.	271
20. Pădelescu C., Mușeteanu Cr. Recherches pour la mise en valeur d'un minéral complexe du secteur BR	289
 PÉDOLOGIE	
21. Asvadurov H. Atanasiu Georgeta, Leonte Viorica, Dragu I. Remarques pédologiques dans le secteur collinaire situé au NW de Culmea Virful Codrului	316
22. Asvadurov H., Niculescu Ana, Vasilescu P. Contributions à la connaissance des sols lessives à nappe phréatique	345
23. Conescu Adriana, Neacșu Vasilica. L'applicabilité de la méthode Mehra et Jackson pour la détermination des sesquioxides libres des sols et des argiles	357



Redactori: MARGARETA PELTZ și FELICIA ISTOCESCU
Traduceri: MARGARETA HARJEU și MARIANA SAULEA
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules: aug. 1968. Bun de tipar: dec. 1969. Tiraj: 1050 ex.
+ 50 ex. extrase. Hirtie scris I A. Format $70 \times 100/56$ g. Coli
de tipar $22\frac{3}{4}$. Com. 342. Pentru biblioteci indicele de clasificare

Tiparul executat la întreprinderea poligrafică „Informația“
str. Brezoianu nr. 23—25, București.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

COMITÉ D'ÉTAT POUR LA GÉOLOGIE
INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LV/2
1966-1967



Institutul Geologic al României