

B.I.G

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

60472

# DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR

VOL. L/1  
(1962—1963)

60472

BUCUREŞTI  
1964



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ  
COMITETUL GEOLOGIC  
INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ȘEDINȚELOR

VOL. L / 1  
(1962 — 1963)



BUCUREŞTI  
1964



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

**PARTEA ÎNȚÎIA  
SUMARUL ȘEDINȚELOR**



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

## SUMARUL ȘEDINȚELOR

### Şedinţa din 14 decembrie 1962

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— CODARCEA MARCELA. — Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații meridionali centrali (regiunea Rășinari — Cisnădioara — Sadu) <sup>1)</sup>

— AIRINEI ȘT., STOENESCU Sc. — Relații cu privire la întocmirea hărții gravimetrice a R.P.R. (anomalia Bouguer) scara 1: 500.000 (p. 269).

### Şedința din 21 decembrie 1962

Prezidează : Prof. L. PAVELESCU.

— DIMITRESCU R. — Date microtectonice asupra regiunii Cîmpeni (p. 193).

— OPRESCU A., NĂSTASE M. — Studiul preparării minereului de cupru sărac de la Ciamurlia — Somova (p. 257).

### Şedința din 28 decembrie 1962

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— DIMITRESCU R. — Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților orientali (p. 197).

— MUŞTEANU Cr., NĂSTASE M. — Cercetări privind posibilitățile de preparare a minereului de la Rănușa (p. 237).

### Şedința din 4 ianuarie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. — Flisul cretacic și paleogen din valea Cuejdiului și vales Horaiței (p. 131).

<sup>1)</sup> Se publică în An. Com. Geol. XXXIX/1.



### Şedinţa din 11 ianuarie 1963

Prezidează: Prof. N. CERNESCU.

— TODOR D. — **Influenţa diferitelor elemente, precum și cauzele de erori în analiza metalelor alcaline și alcalino-pământoase cu fotometru cu flacără** (p. 317).

### Şedinţa din 18 ianuarie 1963

Prezidează: Prof. N. CERNESCU.

— POPOVĂT M., CONEA ANA, MUNTEANU I., VASILESCU P. — **Loessuri și soluri fosile în podișul Dobrogei sudice** <sup>1)</sup>.

### Şedinţa din 25 ianuarie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., BOLDUR C. — **Date noi asupra limitei tectonice de W a zonei Reşița (Banat)** <sup>2)</sup>.

— NĂSTĂSEANU S., BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLĂ AL. — **Considerații asupra limitei dintre Jurasicul și Cretacicul zonei Reșița – Moldova Nouă (Banat)** (p. 161).

### Şedinţa din 1 februarie 1963

Prezidează: Prof. N. CERNESCU.

— FLOREA N. — **Gruparea rocilor de solificare din punct de vedere pedogenetic** (p. 283).

### Şedinţa din 8 februarie 1963

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— LUPU M., LUPU D. — **Asupra dislocațiilor rupturale din partea de NW a fosei Metaliferilor** (p. 201).

— PEŁTZ S., PEŁTZ M. — **Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoros (munții Harghita)** (p. 85).

### Şedinţa din 15 februarie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— PAVELESCU L., PAVELESCU M. — **Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al Autohtonului Carpaților meridionali** (p. 61).

PAVELESCU L., BERCIA I., BERCIA E., PAVELESCU MARIA. — **Cercetări petrografice și structurale în valea Jiului între Bumbești și Iscroni** (p. 43).

<sup>1)</sup> Apare în *St. Tehn. Econ. Seria C nr. 12*.

<sup>2)</sup> A apărut în *St. și Cerc. Geol. Acad. R.P.R. Tom. VIII/1. 1963*.



— NĂSTASE M., OPRESCU A., MUŞEȚETNU CR. — **Studiul posibilităților de preparare a minereului de fier de la Palazul Mare** (p. 245).

— MUTIAC V. — **Problema limitelor Berriasianului în zona Reșița — Moldova Nouă** (p. 151).

### Şedința din 22 februarie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— M. DIMIAN, ELENA DIMIAN. — **Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre valea Mureșului și valea Ampoiului** (p. 107).

### Şedința din 1 martie 1963

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— PITULEA G., TĂNĂSESCU F., MÎNZĂRARU L. — **Asupra rezistenței witheritului în zăcămîntul de baritină de la Ostra<sup>1)</sup>.**

— ZOTTA VICTORIA. — **Observații referitoare la stratigrafia Pannonianului de pe marginea de vest a muntîilor Gurghiu** (p. 187).

— GHENEA C., RĂDULESCU C. — **Contribuții la cunoașterea unei faune villa-vranchiene în sudul Podișului moldovenesc** (p. 165).

— GÂTĂ GH., GÂTĂ ELENA, ROȘCA VALERIA, SCHRAMEK C. — **Determinarea bariului prin fotometrie în flacără** (p. 305).

### Şedința din 8 martie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— MÎNZATU SILVIA. — **Șisturile cristaline din aureola de contact termic a banatitelor de la Oravița (Banat)** (p. 33).

— MARINESCU JOSEFINA. — **Reprezentanți ai clasei Amphineura în Miocenul din Oltenia** (p. 179).

— GEORGESCU BUJOR, OPRESCU ANGELA. — **Cercetări privind posibilitățile de valorificare a minereului cinabriter din zăcămîntul de la Sintimbru-Ciuc** (p. 211).

### Şedința din 15 martie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— HUICĂ I., STĂOIU I. — **Asupra faunei, pontiene din regiunea Bucovăț — Jurești (ENE de Lugoj-Banat)** (p. 173).

— MUŞEȚEANU CR., GEORGESCU B., OPRESCU ANGELA. — **Cercetări privind posibilitățile de preparare a minereului de pirită cupriferă de la Cîrlibaba** (p. 225).

<sup>1)</sup> Se publică la Academie.



### Şedinţă din 22 martie 1963

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— MUTHIAC V. Stratigrafia și structura geologică a Sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului și valea Jiului) (partea a 2-a).

— PARICHI M. Aplicarea unor metode de reprezentări grafice în caracterizarea învelișului de sol (p. 289).

### Şedinţă din 29 martie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— ALEXANDRESCU GR., BRATU ELENA. Considerații asupra vîrstei marnelor roșii de la Ostra (Carpații orientali) (p. 99).

— GHERASI N. Contribuții la cunoașterea unor erupțiuni neogene de la Baia Mare (p. 15).

### Şedință din 5 aprilie 1963

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— MIRĂUȚĂ O. Șisturile verzi din regiunea Dorobanțu-Măgurele (Dobrogea centrală) (partea a 2-a).

— BANDRABUR T., OPRAN C., MOCANU V., MOCANU M. Cercetări hidrogeologice în vederea stabilirii prezenței sărurilor de potasiu în regiunea Băltătești — Mărgineni — Nechitu<sup>1)</sup>.

— SĂNDULESCU M. Stratele de Sinaia și stratele de Bistra dintre Răchiță și izvoarele Ciobănașului (Munții Ciucului) (partea a 2-a).

### Şedință din 12 aprilie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— LUPU MARCEL. Asupra vîrstei stratelor cu *Aptychus* din Munții Trascău (partea a 2-a).

— MARINESCU FL. Fauna Sarmațianului mediu din vestul bazinului getic<sup>2)</sup>.

— IONIȚĂ STAN. O urmă de *Hipparrion* în Vindobonianul de la Andreiașu (partea a 2-a).

— RIȘĂ EMIL. Notă asupra prezență depozitelor tortoniene din regiunea «Dupa Piatra Stânja» (Munții Metaliferi) (partea a 2-a).

— DIMITRIU AL. Noi posibilități în determinarea elementelor rare din roci prin utilizarea spectroscopiei de neutroni<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Se publică în *An. Com. Geolog.*, XXXIV/2.

<sup>2)</sup> Se va publica în *St. Tehn. Econ.*



## Şedinţa din 19 aprilie 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— MUTIHAC V., MIRĂUȚĂ ELENA. **Observaţiuni asupra Triasicului din Rarău.** (partea a 2-a).

— ALEXANDRESCU GR., ALEXANDNDRĂ ECATERINA. **Date noi asupra Cretacicului superior din flişul extern din regiunea Covasna — Zagon<sup>1)</sup>.**

— SOARE A., SOARE ALEXANDRA. **Variată diurnă solară a elementelor geomagnetice înregistrate la Observatorul Surlari în 1961** (partea a 2-a).

— BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLĂ AL. **Cîteva date noi privind geologia regiunii Sasca — Tilva Cerbului (zona Reşiţa Reşiţa — Moldova Nouă-Banat)** (partea a 2-a).

## Şedinţa din 26 aprilie 1963

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— RĂDULESCU D. **Contribuţiuni la cunoaşterea structurii geologice a părţii centrale a Munţilor Harghita** (partea a 2-a).

— PATRULIUS D. **Răspândirea algelor Globochaete şi Eothryx şi a microfaciesului cu Lombardia (Sacoccomidae) în Carpaţii orientali** (partea a 2-a).

— SÂNDULESCU M., SÂNDULESCU JANA. **Cercetări geologice în regiunea Brețcu — Ojdula şi Comandău.** (partea a 2-a).

— LEMNE MARIA. **Determinarea radiometrică a concentraţiilor de potasiu din forajele Gura- Barza (I.S.E.M.)<sup>2)</sup>.**

— COSMA ST., TEODORU I., TEODORU CAMELIA. **Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei munţilor Călimani de nord şi Bîrgău de sud.** (partea a 2-a).

— DINCA AL., ZIMMERMANN P. **Contribuţiuni asupra dislocaţiei Tincova-Polom din partea de SW a masivului Poiana Rusă** (partea a 2-a).

— DRĂGHINDĂ I. **Contribuţiuni la cunoaşterea genezei flişului** (partea a 2-a).

## Şedinţa din 30 aprilie 1963

Președinte: PROF. L. PAVELESCU.

— PAUCĂ M. **Aparatul vulcanic de la Chilioara, bazinele Silvaniei** (partea a 2-a).

— PAUCĂ M., **Contribuţiuni la tectonica regiunii de la nord de Jibou** (partea a 2-a).

— PAUCĂ M., CLEMENS A. **Vîrsta pietrişurilor din regiunea de sub a bazinului Silvaniei** (partea a 2-a).

— SEICEANU S. **Forajul sondelor la adâncimi mari în scoarţa terestră. Sonda «Mohole»**

— DRĂGHINDĂ I., ILIESCU GH. **Vederi noi asupra structurii Carpaţilor orientali** (partea a 2-a).

<sup>1)</sup> Apare în *St. și Cerc. Geolog. Acad. R.P.R.* Tom. IX/1, 1964.

<sup>2)</sup> Se va publica în *St. Tehn. Econ.*



— RADU MAGDALENA, CHRAHMALIUC GLORIA. **Contribuțiuni la geologia împrejurimilor Șimleului Silvaniei** (partea a 2-a).

— MÂNDRESCU N., Raionarea geologică-tehnică a zonei orașului și combinatului siderurgic Galați cu privire la posibilitatea amplasării construcțiilor industriale și civile <sup>1)</sup>.

— STAN N., BÂRLEA V. Asupra unor andezite piroxenice sarmatiene din regiunea Racșa—Seini (Baia Mare) (partea a 2-a).

### Şedința din 3 mai 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— BĂNCILĂ I., MARINESCU I. **Contribuțiuni noi la cunoașterea geologiei regiunii Covasna** <sup>2)</sup>.

— AIRINEI ȘT., SUCEAVA M. Notă asupra anomaliei gravimetrice-magnetice din regiunea lacului Sinoe (Dobrogea) (partea a 2-a).

— VASILESCU AL., Cercetări geologice și petrografice în partea de sud-est a munților Harghita (partea a 2-a).

— BANDRABUR T. **Contribuțiuni la cunoașterea geologiei și hidrologiei depozitelor cuaternare din bazinul Sf. Gheorghe** (partea a 2-a).

### Şedința din 10 mai 1963

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— PATRULIUS D. Asupra prezenței unor calcare liasice cu Involutina în bazinul superior al Trotușului (Carpații orientali) (partea a 2-a).

— PATRULIUS D. Asupra prezenței unor calcare cu coprolite de crustacei decapozii (Favreina salvenensis Parejas) în Neocomianul inferior din platforma moesică (Cîmpia romină) (partea a 2-a).

— NĂSTĂSEANU S., BOLDUR C. Observații în legătură cu prezența Carboniferului și Doggerului la Valeapai-Banat (partea a 2-a).

— PATRULIUS D., MIHĂILĂ N. Studiul stratigrafic al Cuaternarului din împrejurimile Branului și neotectonica depresiunii Bîrsei <sup>3)</sup>.

### Şedința din 17 mai 1963

Prezidează: Prof. M. G. FILIPESCU.

— KRÄUTNER H. Dolomitele cu blendă și galenă din valea Dobra (Poiana Ruscă) (partea a 2-a).

— ILIE SMĂRĂNDITĂ. **Contribuțiuni la cunoașterea alcătuirii petrografice a cărbunilor liasici de la mina Cozla (Banat)** (partea a 2-a).

<sup>1)</sup> Se va publica în *St. Tehn. Econ.*

<sup>2)</sup> Se va publica în *An. Com. Geol.*

<sup>3)</sup> Se publică în *An. Com. Geol.* XXXIV/1.



— OPRESCU ANGELA, NĂSTASE MARIA. Cercetări privind posibilitățile de valorificare a minereului de sulfuri complexe din zăcămîntul de la Pojorîta <sup>1)</sup>.

— CONSTANTINESCU L., SOARE A., SOARE ALEXANDRA. Caracterizarea activității geomagnetice din anul 1961, pe baza înregistrărilor de la Observatorul Geofizic Surlari (partea a 2-a).

— BUZINCU I., CIOCĂNELEA R., LAZĂR AURELIA. Studiul geologic tehnic al zăcămîntului cuprifer Deva, cu privire specială asupra corelației dintre natura geologică, caracteristicile petrografice și proprietățile fizico-mecanice pe tipuri de roci <sup>1)</sup>.

### Şedința din 23 mai 1963

Președinte: Prof. N. CERNESCU.

— CERNESCU N., FLOREA N. Seminarul F.A.O.-UNESCO, pentru corelarea hărții solurilor Europei.

— Colectiv. Harta solurilor cîmpiei Tisei și piemonturilor din vestul țării R. P. R. (partea a 2-a).

— BĂLĂCEANU V., MOISE E., CUCUTĂ A. Repartiția solurilor din Depresiunea Făgărașului, în raport cu condițiile naturale (partea a 2-a).

— CUCUTĂ AL. Cercetări pedologice în depresiunile Gheorghieni și Ciuc (partea a 2-a).

— CONEA ANA, PARICHI M., ANDREI GH. Harta solurilor cîmpiei Transilvaniei și dealurile Bistriței (partea a 2-a).

— PREDEL FL., BRATOSIN NICULINA. Caracterizarea morfologică fizico-chimică a principalelor tipuri de soluri din regiunea P. Neamă — Mogosăști — Oslobeni — P. Neamă (partea a 2-a).

### Şedința din 31 mai 1963

Prezidează: GR. ALEXANDRESCU.

— CODARCEA MARCELA, BERCEA I., KRÄUTNER H., MUREȘAN M. Cercetări structurale și stratigrafice în Cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel—Holdita). (partea a 2-a).

— MUREȘAN M. Studii geologice în Cristalinul epimetamorfic din partea de NW a masivului Poiana Rusă (partea a 2-a).

— GHEORGHIȚĂ I. Contribuții la cunoașterea eruptivului neogen din regiunea Remetei—Săpînta—Sărăs (Maramureș) (partea a 2-a).

— MARINESCU FL. Date noi privind Sarmațianul și Panonianul din regiunea Baia Mare. (partea a 2-a).

<sup>1)</sup> Se publică în *St. Tehn. Econ.*



## Şedinţă din 1 iunie 1963

Prezidează: Prof. L. PAVELESCU.

— LAZĂR, AURELIA ARGHIR ADELA. Studiul geologic și petrografic al Erupti-  
vului neogen din partea de sud a munților Harghita. (partea a 2-a).

— MUREȘAN M. Considerații asupra corelărilor între cartarea stratigrafică-  
structurală a Cristalinului epimetamorfic din Poiana Ruscă și datele mag-  
netometrice (partea a 2-a).

— VASILESCU AL. Asupra prezenței cinabrusului în munții Harghita (Sîn-  
timbru) (partea a 2-a).

— DRĂGHICI C., DRĂGHICI OLGA. Contribuții la cunoașterea formațiunilor  
sedimentare dintre Ponoare și Călugăreni — podișul Mehedinți (partea a 2-a).

— AIRINEI ȘT. Considerații „asupra reducerii de relief topografic“ aplicată  
măsurătorilor gravimetrice din subcarpații Munteniei orientale (partea a 2-a).



**PARTEA A DOUA  
TEXTUL COMUNICĂRILOR**



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA  
UNOR ERUPTIUNI NEOGENE DE LA BAIA MARE<sup>1)</sup>

DE  
N. GHERASI

Cercetările geologice recente în regiunea Baia Mare inițiate de Comitetul Geologic și începute în anul 1950 de către o echipă de petrografi condusă de Prof. D. GIUȘCĂ și din care am făcut parte, au fost urmate de o serie de rapoarte, comunicări și studii<sup>2)</sup>. Activitatea intensă desfășurată pe teren a permis ca în baza datelor cartografice obținute, să se poată întocmi machetele hărților geologice la scara 1: 100.000 foile Sighet și Seini și care se tipăresc în 1963. Redactarea acestor hărți mi-a revenit în colaborare cu Prof. D. GIUȘCĂ.

Unele probleme ivite în cursul acestei redactări erau în legătură și cu sectorul pe care l-am cercetat, situat la N și NW de orașul Baia Mare între valea Roșie și valea Băiței. Pe de altă parte, informații prețioase au fost obținute prin săparea a două sonde de către ISEM, iar studiul secțiunilor subțiri au permis să verific în anul 1961 succesiunea unor erupțiuni neogene.

Primele studii geologice privind rocile efuzive de la Baia Mare, regiunea cercetată, datează din secolul trecut cînd apar lucrările lui S. SERENYI (1847), KREUTZ (1871) urmate de altele mai importante datorită lui A. GESELL (1892—1894).

Mai tîrziu M. PÁLFY (1915—1918) s-a ocupat de petrografia și structura zăcămintelor de la Baia Mare, datînd vîrsta erupțiunilor în Panonian. I. ATANASIU aduce o contribuție importantă, stabilind o succesiune a erupțiunilor bazat și pe raporturile acestora observate între valea Borcutului și valea Băiței, pe baza studiilor sale din 1936—1938 nepublicate<sup>3)</sup> însă consemnate în cursul său (1943).

**Considerații stratigrafice**

Formațiunile sedimentare care alcătuiesc fundamentalul munților vulcanici Oaș—Gutii aparțin Senonianului, Eocenului și Oligocenului, dezvoltate în facies de fliș.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 29 martie 1963.

<sup>2)</sup> A se vedea bibliografia «Ghidului excursiunilor Baia Mare» de V. IANOVICI, D. GIUȘCĂ și colab. București 1961.

<sup>3)</sup> O schiță de hartă a apărut în Manualul Inginerului de Mine. Vol. I Secț. IV pag. 135 București 1951.



Formațiunile neogene sunt reprezentate prin depozite tortoniene superioare transgresive, Sarmațian și Panonian. În timpul Neogenului s-a desfășurat o activitate vulcanică intensă cu unele intermitențe pînă după Panonian.

În cuprinsul regiunii vulcanice depozitele aparținînd flișului eocen și sedimenele neogene nu apar decît ca petece izolate. Între Baia Mare și valea Băiței vulcanitele și produsele lor piroclastice se mărginesc cu sedimente panoniene. Acestea din urmă nu au făcut obiectul cercetărilor noastre, limitîndu-ne să prezentăm cîteva date cu privire la Eocen.

**Eocen.** Această formațiune este dezvoltată în facies de fliș. Singurele iviri de fliș eocen se găsesc în bazinul văii Ulmoasa afluent al văii Băița, unde apar de sub dacitele piroxenice de Ulmoasa. Litofaciesul acestor depozite este argilo-marnos și arenaceu, observîndu-se o alternanță de argile puțin marnoase cenușii-verzui cu marne cenușii și intercalări subțiri de gresii fine calcaroase. Intercalațiuni de argile marnoase brun-roșii încis, friabile, care se dezagregă în fragmente mici, amintesc de faciesul de Șotrile.

Gresiile fine calcaroase sunt alcătuite din fragmente de cuarț angular și subangular, mai rar rotunjite, prinse într-un ciment calcaros, pe alocuri argilos. În mod subordonat se observă lamele de clorit, muscovit, feldspat, turmalină și hornblendă care provin din fundamentul de șisturi cristaline. Granoclasarea<sup>1)</sup> este evidentă, cuarțul avînd dimensiuni de 0,10 mm, iar variațiunile observate limitîndu-se de la 0,08 la maximum 0,20 mm.

Vîrsta depozitelor din valea Ulmoasa a fost stabilită de TH. IORGULESCU (1955). Asociația microfaunistică de aglutinante indică prezența Eocenului mediu-superior.

Fundamentul eocen a fost interceptat de sonda Săsar din valea Borcutului la o adîncime de 869 m. Flișul eocen este constituit din argile slab marnoase roșii-vișinii sau brun-roșii, în alternanță cu argile roșu încis, vârgate, cu dungi cenușii-verzui, cu argile marnoase cenușii și conținînd intercalăriuni de gresii cuarțitice și de conglomerate. Acestea sunt interformaționale căci conțin fragmente de argile grezoase roșii încis, brune. Ca elemente se găsește cuarț, gnaisă și calcare albe puțin roșietice, brecioase, cu vine de calcit, care apar la 988 și 990 m adîncime. Calcarele conțin *Calpionella alpina* și *C. elliptica*<sup>1)</sup>, forme care indică o vîrstă tithonică. Aceste calcare, au dimensiuni mici 20—30 cm și reprezentă mai curînd blocuri remaniate, decît elemente dintr-o brecie tectonică. Contactul dintre calcar și o gresie conglomeratică este reprezentat printr-o suprafață de eroziune a căror excavații sunt umplute cu argilă.

Litologic depozitele acestea argiloase roșii cu intercalăriuni arenacee se asemănă cu stratele de Petrova din Flișul maramureșan denumite astfel de L. ATANASIU (1956) și descrisă de L. IONESII (1959). Acest autor limitează stratele de Petrova la orizontul inferior al Eocenului.

<sup>1)</sup> Determinările au fost efectuate de D. MERCUS de la Inst. de Petrol Gaze și Geologie pentru care îi aduc mulțumirile mele.



Complexul este puternic tectonizat, observându-se frecvențe oglinzi de fricțiune. La adâncimea de 1100 m au fost întâlnite gresii fine micacee, cenușii închis cu vine de calcit. Pe suprafețe de strat se observă rare mecanoglife. Gresile conțin marne brun-roșii cu multe oglinzi de fricțiune la contact cu gresii silicioase foarte dure. Aceste depozite tectonizate par să reprezinte termeni superiori ai Eocenului aparținând unui solz.

De la 1150 m s-a forat în gresii fine străbătute de vine de calcit și clorit și din strate marnoargiloase cenușii închis, care au fost considerate cretacice, fără dovezi paleontologice. Aceste strate, care au fost străbătute pe 750 m, pot fi și mai vechi, întrucât stau direct peste cristalin, atins la 1899 m adâncime.

### Eruptivul neogen

Manifestările vulcanice din regiunea Baia Mare pot fi grupate după vîrstă în eruptiuni tortoniene, sarmatiene și panoniene. Ultimele după S. SEICEANU<sup>1)</sup> (1959) s-au prelungit și în Pliocenul superior. Datele noi cu privire la eruptiunile tortoniene ne-au determinat să ne ocupăm mai în deaproape de acestea.

*Eruptiunile tortoniene.* Vulcanismul neogen a început să se manifeste din Tortonianul superior, această formăție conținând piroclastite riolitice, care apar la N de Ilba și Seini. Vîrsta lor a fost determinată de TH. IORGULESCU (1955) în baza unei microfaune caracteristice; pe de altă parte M. PAUCĂ (1955) citează *Pycnodonta cochlear* găsită în valea Ilbei.

În urma executării a două foraje de către I.S.E.M. s-au obținut date noi asupra rocilor eruptive tortoniene. În sonda din valea Borcutului (situată la N de localitatea Săsar) au fost întâlnite piroclastite dacitice, iar sonda de la Apa Sărătă (la NE de Tăuți—Măgheruș) a interceptat un corp subvulcanic format din porfire cuarțdioritice și andezite cu piroxen și amfiboli, deasupra căror se găsesc lave andezitice.

1. *Piroclastitele dacitice* sunt suprapuse flișului Eocen inferior de tipul stratelor de Petrova. Grosimea acestor piroclastite este în jur de 167 m fiind străbătute de sonda Săsar de la 702 m la 869 m adâncime. Rocile întâlnite în foraj sunt tufite albicioase sau verzui, compacte, cu spărtură aşchieasă, asemănându-se cu unele roci efuzive hidrotermalizate. O stratificație imperfectă se poate distinge uneori. În masa rocii se observă rare fragmente de argile cenușii și granule de cuarț. Materialul vulcanogen este preponderent și consistă din cristale de plagioclaz, adular, cuarț, minerale femice cloritizate și fragmente de felsite și dacite, prinse într-o masă cinericitică (Pl. I,

<sup>1)</sup> S. SEICEANU. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi în regiunea Baia Mare. Arhiva Institutului Geologic, 1955.

fig. 1). Plagioclazul este în mare parte proaspăt, iar compoziția lui variază între 8—15% An, mai frecvent 11—12% An. Cristale de feldspat potasic cu microstruc-  
tura adularului sunt rare. Cuarțul prezintă contururi angulare, uneori are margini resorbite, care indică originea sa vulcanică (Pl. I, fig. 1). Mineralele femice sunt complet cloritizate, însă se observă pseudomorfoze de clorit după fețe bazale idiomorfice de piroxen și amfiboli. Lamele de biotit sunt sporadice și cîteodată complect oxitate.

Fragmentele de roci vulcanice apar în proporție redusă și majoritatea sunt felsite și mai rar dacite. Felsitele prezintă uneori o textură de curgere prin dispoziția paralelă a microlitelor de feldspat potasic prinse într-o pastă microfelsitică aproape sticloasă (Pl. I, fig. 2). Dacitele au o pastă hemicristalină ușor devitrificată și conțin puțin cuarț (Pl. I, fig. 3); alteori prezintă o structură radiară microsferolitică, fibrele consistind exclusiv din feldspat.

Elemente terigene sunt rare și reprezentate prin cuarț rulat, muscovit și fragmente de gresii și argile silicificate (Pl. I, fig. 1).

Tufitele sunt formate dintr-o masă cineritică brună, caolinizată, pigmentată cu limonit și puțin sericitizată sau în parte cloritizată (tufitele bazale). Tufitele de la 853 m adâncime sunt formate preponderent din cenușă vulcanică nealterată. Important este că această cenușă este o sticlă vulcanică având un indice de refracție de 1,55—1,56 ceea ce indică natura ei dacitică. Pentru originea dacitică a piroclastitelor mai pledează și faptul că feldspații sunt reprezentați exclusiv prin oligoclaz.

Procesele hidrotermale s-au manifestat chiar la începutul activității vulcanice din Tortonian. Din examenul microscopic al tufitelor dacitice din baza formațiunilor eruptive rezultă că plagioclazii au suferit transformări hidrotermale. Astfel unele cristale de feldspat sunt substituite de cuarț, iar altele au fost adularizate. Majoritatea plagioclazilor sunt însă proaspeti și o înlocuire selectivă nu este plauzibilă.

Plagioclazii înlocuiți prin adular și cristale de cuarț reprezintă minerale provenind din alte roci dacitice transformate hidroterinal și remaniate mai tîrziu în tufite.

2. *Corpul intruziv de la Apa Sărătă*. În sedimentele tortoniene din zona axială a anticlinalului Tăuți—Măgheruș întîlnite de sonda de la Apa Sărătă se găsește un corp intruziv constituit din porfire cuarț-dioritice și din andezite cu amfiboli și piroxeni propilitizate. Partea superioară a corpului este constituită din andezite propilitizate a căror grosime pare să atingă 300 m, fiind interceptată începînd de la 1440 m, iar prima probă de porfire cuarț-dioritice fiind de la 1730 m. În porfire s-a forat 378 m.

a) Porfirele cuarț-dioritice, din punct de vedere fizionomic, sunt uniforme prin compoziția mineralologică, prin structură și dimensiunile fenocristalelor, cît și a proporției acestora față de pastă ce constituie 40—50% din rocă. Condițiunile de cristalizare au fost constante, ceea ce în parte a fost determinat de adâncimea la care a avut loc consolidarea.



Fenocristalele de plagioclaz predomină asupra celor de hornblendă și piroxen, cuarțul e sporadic, pe cind în pastă se găsește în cantitate mare.

Structura pastei este microgranitică cu o dezvoltare echigranulară (Pl. I fig. 4 și Pl. II fig. 1) determinată în parte de frecvența cuarțului aproape izometric (0,06—0,08 mmØ) și a plagioclazilor (0,04—0,06 mm pînă la 0,10—0,14—0,16 mmØ). La adîncimea cea mai mare (2053 m) pasta e mai bine cristalizată cu granule de cuarț de 0,05—0,08—0,10 mm, iar de plagioclazi de 0,05—0,12—0,20 mm. Dimensiunile fenocristalelor sunt apropiate fiind cuprinse între 0,5—1,6 mm, rar plagioclazii ating 5—6 mm, iar hornblenda 4 mm lungime.

Plagioclazii (30—38% An) sunt proaspeți sau ușor brunificați. Cristalele au un caracter zonar puțin pronunțat, observîndu-se rar structuri recurente. O accentuare a structurilor zonare în raport cu adîncimea nu a fost observată. Unii plagioclazi conțin nuclee mai bazice puțin corodate, ceea ce indică o înnrerupere în cristalizare. Mineralele femice sunt complet transformate, rocile fiind propilitizate și asupra acestui proces ne referim mai jos.

Enclave se găsesc în porfirele cuarț-dioritice și sunt reprezentate printr-un microcuarț diorit cu biotit (la m 1883) și cuarț-dolerite (la m 2053).

În cuarț-dolerite plagioclazi în bastonașe dispuse divergent înconjoară mineralele femice complet cloritizate cu mult epidot și granule de cuarț (Pl. II, fig. 2). Plagioclazul este acid fiind un albiclaz cu 12% An. Structura acestor roci e sub doleritică, iar dimensiunile în mm: plagioclaz 0,12—0,18—0,2—0,30—0,36—1, minerale femice 0,08—0,10,8 epidot 0,1—0,18—0,24.

b) Andezitele cu hornblendă și piroxeni propilitizate se găsesc în intervalul 1617—1730 m și sunt caracterizate printr-o pastă cu structură sferolitică puțin pronunțată. La partea superioară aceasta din urmă e înlocuită de o structură microgranitică fin grăunțoasă, cu plagioclazi echigranulari.

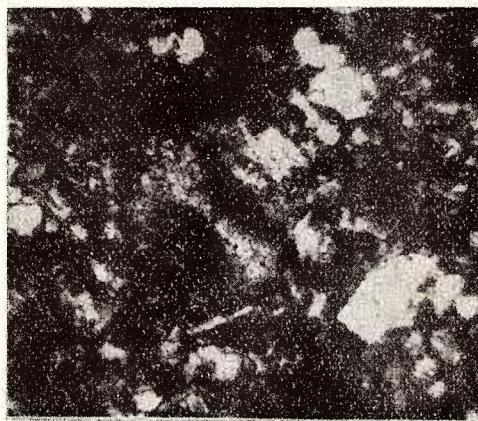
Sferolitele sunt constituite exclusiv din fibre de feldspat dispuse radiar (structură microsferolitică (vezi figura).

Structurile sferolitice se întlnesc mai ales în rocile efuzive acide, însă sunt semnalate și în tipuri hipabisice, astfel M. SAVUL (1937) citează în porfirele roșii de la Coșlugea (Dobrogea) formațiuni sferolitice. În aceste andezite propilitizate structura porfirică nu este tocmai evidentă din cauza colorației verzi atât a fenocristalelor mafice cât și a pastei. Fenocristalele formează 40—50% din roci.

Fenocristalele de plagioclazi prezintă structuri zonare simple și puțin pronunțate cu o bordură mai acidă. Compoziția cristalelor este a unui andezin (30—45% An).

Tipuri mai acide au fost determinate însă pentru roca de la adîncimea 1671 m care conține oligoclaz cu 25% An. Acesta căt și participarea cuarțului în pastă și ca rare fenocristale permite să fie încadrate la dacite. Prezența acestor dacite în masa de andezite poate să fie interpretată ca o separație mai acidă. Mineralele femice sunt aproape complet transformate.

O enclavă de dolerit este prinsă în andezitul de la 1617 m. Structura acestui dolerit este oftică. Plagioclazii (10—12% An) în bastonașe alungite prind între ele mineralele mafice care sunt piroxeni serpentinizati uneori bastitizați, fără separațiuni de minerale opace și hornblendă complet cloritizată cu pulbere de ilmenit și leucoxen punctiform.



Structură sferolitică în andezit, cu hornblendă și piroxeni. 166 ×.

c) Dacite cu hornblendă și piroxen au fost interceptate la adâncimea 1334,40—1334 m, și sunt cantonate la marginea corpului intruziv. Între aceste dacite și andezitele propilitizate se interpun microdiorite și un porfir filonian. Dacitele

#### *Dimensiunile mineralelor în milimetri*

Componentul	Dacit m 1671	Andezite 1617—1773 m	Dolerit m 1617
Plagioclaz . . .	0,40—0,64—1,0—1,4—5	0,24—0,3—0,6—0,8 1,1—1,4—1,4—4	0,24—0,5—0,7
Piroxeni . . .	0,22—0,36—1,10—2,6	0,28—0,36—0,44—0,7—0,9— 1,34—1,36—1,6	0,34—0,56
Hornblendă . .	0,30—0,60—1,90	0,28—0,4—0,5—0,8— 1,3—1,9—2,6	0,20—0,42—1
Cuarț în pasta .	0,02—0,04—0,08		
Plagioclaz idem .		0,02—0,04—0,06	
Sferolite . . .	0,05—0,06—0,008	0,04—0,08—0,12	

rezintă la microscop o structură porfirică nu prea accentuată prin dimensiunile reduse ale fenocristalelor, la plagioclaz fiind de 1,3—1,5—1,7—2 mm la hornblendă 0,5—0,7—0,9 mm și la augit 0,2—0,4—1,2 mm. Pasta este microgranulară și conține

60472

destul de mult cuarț, iar pe alocuri bastonașe de plagioclaz de 0,2—0,3 mm dispuse aproape paralel cu fenocristalele imprimă rocii o textură orientată.

Plagioclazii au un conținut de 30—32% An și sunt foarte puțin alterați; pe microfisuri s-a depus albit. Hornblenda verde nu mai prezintă conture idiomorfe din cauza resorbției. Granule de oxizi de fier uneori în pulbere fină înconjoară cristalele de hornblendă reprezentând un început de opacitizare. Piroxenul a suferit transformări interesante fiind înlocuit de uralit fibros, clorit, prehnit (vezi pag. 24).

d) Microdioritele au fost străbătute în intervalul 1394—1500 m străbătute de un filon de porfir dioritic de la 1442 m la 1448,50 m.

Microdioritele sub microscop sunt roci holocristaline inechigranulare, cu cristale mai mari de plagioclazi. Un labrador cu 58% An ceea ce este suprinzător deoarece masa rocii este formată din plagioclazi mult mai acizi (oligoclaz), în cristale aproape izometrice. Între cristalele de plagioclazi se găsesc minerale femice complet cloritizate și puțin cuarț.

e) Porfirul dioritic se deosebește de rocile precedente prin dezvoltarea mai largă a fenocristalelor care ating 2—8 mm (plagioclaz) și 2,2—3 mm (hornblendă).

Compoziția fenocristalelor de plagioclaz este asemănătoare celor din microdiorite fiind de 61% An, iar cei reprezentați prin oligoclaz sunt izometrici. Dimensiunile lor variază în limite mici între 0,08 și 0,12 mm. Prezența unor sferolite sporadice nu exclude posibilitatea unei decalcifieri.

3. La ve andezitice. Deasupra corpului intruziv au fost întâlnite curgeri de andezite în mare parte brecioase de la 1035 m pînă la 1237 m adîncime. Curgerile de andezite prezintă structuri și texturi destul de variate, însă au o compozиție mineralologică uniformă, fiind constituite din plagioclaz, hornblendă verde și piroxeni. Structurile observate sunt intersertale (la m 1237,20), hialopilitice (1145 m) și pilotaxitice (1035 m).

Andezitele cu structură intersertală conțin sticla formînd o rețea conținînd un agregat poligonal de plagioclazi și rare cristale de hornblendă. Structura intersertală rezultă din devitrificarea sticlei și se observă treceri de la sticla brun-închis la un agregat criptocristalin brun palid pînă la incolor.

Structura hialopilitică este caracterizată printr-o pastă sticloasă, iar textura de curgere rezultă din orientarea paralelă a fenocristalelor de plagioclazi și de hornblendă. Sticla este fragmentată, de unde rezultă un aspect brecios.

Pasta sticloasă este silicifiată pe alocuri, observîndu-se opal în parte transformat în calcedonie fibroasă brun palid care include mici sferolite. Aceste structuri și indici de refracție mai ridicăți la varietățile de silice decît la sticla, permit deosebirea lor.

Structura pilotaxitică rezultă din devitrificarea pastei hemicristaline și prezintă o textură în parte fluidală.



Cercetarea texturilor brecioase prezintă interes, fiindcă permit să se precizeze originea lor. Andezitele de la 1194 m conțin cristale de hornblendă îndoite și fragmentate de curgere. Roca conține și fragmente de andezite vitrosirice.

Andezitele cu structura hemicristalină de la 1146,50 m prezintă de asemenea o fragmentare a fenocristalelor de hornblendă, plagioclaz și a sticlei fără să se observe o demarcație netă între fragmente. Această fragmentare în timpul curgerii lavei care se consolida, a fost determinată de fricțiuni și a fost asociată unor deformări plastice reflectate în texturile fluidale în care nu apar discontinuități. Această brecificare conferă andezitelor aspecte de pseudoaglomerate la scară microscopică.

Andezitele cu hornblendă și augit conțin plagioclazi bazici (50—52% An) cu puțin albit infiltrat pe microfisuri, însă curgerea superioară de la 1035 m adâncime e formată dintr-un andezit cu plagioclazi intermediari (33—34% An).

În toate tipurile de andezite hornblenda verde este în proporție mai mare față de augit.

Mineralele femice sunt proaspete cu excepția celor din curgerea superioară, care sunt opacizate. Transformările hidrotermale ale lavelor se manifestă printr-o slabă silicificare cu înlocuirea sticlei prin opal și calcedonie.

4. *Piroclastite*. Sunt reprezentate prin microaglomerate și tufuri dacitice care au fost străbătute la 1085 m respectiv 918 m adâncime. Ultimele formează o intercalăție în sedimentele tortoniene, pe cind microaglomeratele sunt situate între lavele andezitice.

Microaglomeratele conțin fragmente subangulare de andezite vitrosirice cu sticla brună de 0,3—7 mmØ prinse într-o masă cineritică.

Tufurile dacitice sunt constituite dintr-o masă fină cineritică vitroasă, în parte sericitizată, conținând cristale numeroase de cuarț uneori cu contururi de rezorbție și plagioclazi (andezin cu 35% An). Repartizarea acestor tufuri cristaloclastice la dacite, a fost făcută ținând seama mai ales de conținutul mare în cuarț.

5. *Procesele de propilitizare*. Aceste procese au afectat atât porfirele cuarț-dioritice cît și andezitele corpului intruziv, care sunt în întregime propilitizate, contrastând cu lavele în stare proaspătă situate deasupra lor. Aceste fapte confirmă opinia că propilitizarea se întâlnește în special la roci subvulcanice hipabisice.

În rocile propilitizate numai mineralele mafice sunt complet transformate, pe cind plagioclazii prezintă numai alterări cu totul incipiente. În această privință este o deosebire față de rocile propilitizate din zona externă a transformărilor hidrotermale cu faze metalogenetice. În această zonă externă plagioclazii au suferit transformări mai evidente fiind calcitizați sau ușor cloritizați (C. STANCIU 1961).

Mineralele mafice prezintă unele stadii de transformări care sunt în dependență cu adâncimea la care se găsesc rocile eruptive. În acest sens foarte interesante sunt concluziile la care ajunge recent D. S. KORJINSKI (1961) în privința acestor transformări și care deosebește patru faciesuri, bazindu-se pe paragenezele de echilibru



caracteristice condiționate de temperatura crescîndă. Cercetările întreprinse asupra rocilor propilitizate din corpul intruziv de la Apa Sărătă sprijină punctele de vedere exprimate de D. S. KORJINSKI în lucrarea sa.

Determinările microscopice au pus în evidență mai multe parageneze de minerale dintre cari unele sînt caracteristice. După cum am văzut mai sus în porfirele cuart-dioritice situate la adîncimea în jur de 2000 m se găsește parageneza epidot-clorit-uralit, pe cînd ceva mai sus, asociația clorit-antigorit care se menține și pentru andezite. În partea superioară a corpului eruptiv epidotul e înlocuit de prehnit.

Paragenezele menționate permit să încadrăm rocile propilitizate din corpul intruziv de la Apa Sărătă în faciesul hipabisic propus de D. S. KORJINSKI. În ceeace privește faciesul subvulcanic de temperatură joasă din Transilvania nu a fost întîlnit, ceea ce este și normal deoarece acest tip de propilitizare s-ar fi format la o adîncime mai mică și apreciată pînă la 1000m. Într-adevăr în rocile propilitizate nu apar adularizări și calcitizările sînt subordonate.

Cercetările efectuate au permis să stabilească o succesiune în raport cu adîncimea, deosebindu-se trei zone de propilitizare în care sînt reprezentate minerale caracteristice.

a) Zona cu epidot-clorit-uralit este situată în partea cea mai profundă investigată a corpului intruziv între 1900—2050 m adîncime.

Epidotizarea porfirelor cuart-dioritice este destul de avansată și se poate deduce că acest proces devine și mai pronunțat în adîncime prin faptul că într-o enclavă de dolerit epidotul se găsește în cantitate și mai mare ca în roca gazdă.

Cloritizarea este atît de accentuată încît conturele primare ale mineralelor femice sînt deformate, însă se pot recunoaște încă unele conture ale fețelor bazale de amfiboli (Pl. I, fig. 4) și piroxeni. Delessitul pseudomorfozează piroxenii, observîndu-se pe marginea cristalelor granule de epidot. Prezența leucoxenului este de asemenea caracteristică.

Transformările autometamorfice sînt mai variate la rocile de la 1906 m adîncime unde se observă următoarele tipuri de alterări:

Piroxeni rombici → antigorit ± serpentin;

Augit → uralit fibros;

Hornblenda → clorit, ilmenit ± leucoxen.

Piroxenii rombici sînt înlocuiți de bastit, sau serpentin microcristalin, mai rar sferolitic.

Plagioclazii au fost numai foarte puțin afectați de transformări, conțin zoizit care a fost observat numai la adîncimea cea mai mare. Transformările constau dintr-o cloritizare și sericitizare incipientă.

b) Zona cu clorit-antigorit este mai larg dezvoltată și este cuprinsă între 1500—1900 m adîncime.



Piroxenii rombici sunt complet serpentinizati și acest proces este înlocuit de cloritizare mai jos de 1800 m.

Cercetările întreprinse de D. Roy și R. Roy (1955) au stabilit că serpentinul este înlocuit de clinoclor începând de la 450°, citind însă că YODER (1952) a obținut o conversiune completă la 650°. Temperaturile stabilite dă indicațiuni privind condițiunile de formare ale mineralelor din rocile propilitizate. Transformările acestora sunt de tipul propilitizării de temperatură medie de tip Turinsk (din Ural) studiată de KORJINSKI.

Serpentinizarea piroxenilor rombici este completă observându-se antigorit lamelar și fibre de crizotil formând o structură reticulară tipică (Pl. II fig. 3). Bastitizarea piroxenilor apare destul de rar.

Hornblenda cu conture de rezorbție este cloritizată având o zonă marginală conținând ilmenit și leucoxen (Pl. II fig. 4). Cloritul este de regulă un delessit, însă uneori se observă și un clorit brun deschis vermicular, fibros, la care se asociază și puțin epidot. Biotit secundar este sporadic și se găsește în hornblendele transformate. Hornblenda în plus este invadată de calcit care ocupă partea centrală a cristalelor.

c) Zona cu prehnit și clorit este situată între 1300—1500 m adâncime. În partea inferioară mai persistă serpentinizarea piroxenilor rombici, cu formare de antigorit lamelar și uneori de bastit. Procesele de prehnitizare sunt destul de evidente și sunt însotite de cloritizări. În dacitele de la 1334 m se găsește prehnit ca pseudomorfoze după piroxen și plagioclaz și depus pe diaclaze.

Piroxenul a suferit transformări succesive, fiind inițial epidotizat, apoi prehnitul înlocuiește epidotul. Prehnitul este asociat și cloritul (delessit). Unele cristaline de piroxen au fost înlocuite de uralit, ulterior transformat în clorit, calcit ± prehnit.

Hornblenda nu a fost afectată de transformări, observându-se numai separații incipiente de oxizi de fier care poate să fie din stadiul magmatic. În mod sporadic apare și un biotit secundar. Prehnit în rozete și granular se găsește în diaclaze asociat cu albit și calcit.

Originea proceselor de propilitizare a fost explicată în diferite moduri, însă nu este în intenția noastră să examinăm părerile emise.

Unele date de observație nu confirmă în întregime părerea unei autohidratări în timpul consolidării magmatische (PÁLFY, D. RĂDULESCU). Formarea antigoritului a rezultat într-un prim stadiu de autometamorfism hidrotermal după care au urmat procese de cloritizare. Serpentinizarea piroxenilor rombici este asemănătoare cu aceea din peridotite, observându-se chiar formarea de bastit. Aceste transformări au fost explicate printr-o autohidratare a unor magme bogate în elemente volatile. În porfirele cuarț-dioritice și enclavele de dolerite nu a fost pus în evidență epidot primar, acest mineral apare în granule ocupând interstițiile dintre mineralele primare. Epidotul rezultă din procese hidrotermale de temperatură medie. Transformările mineralelor



femice s-au desăvîrșit în etape succesive condiționate de scăderea treptată a temperaturii, exemplificate mai sus.

Propilitizarea din corpul intruziv de la Apa Sărătă este rezultatul unor transformări autometamorfice parțiale următe de stadii cu caracter hidrotermal (epidotizare, cloritizare, prehmitzare).

*Erupțiuni sarmatiene.* Cele mai importante manifestări vulcanice din Sarmatian au dat naștere la andezite cu piroxeni și amfiboli în general transformate hidrotermal (de tip Seini). Aceste andezite se întind la vest de regiunea cercetată începînd din valea Băiței; ele se găsesc însă în adîncime, fiind puse în evidență prin lucrări miniere în galeria Trei Stejari de la Săsar unde am stabilit prezența lor (1951) cît și în sonda Săsar din valea Borcutului (1961). Alte eruptionsi în Sarmatian sunt reprezentate prin dacitele cu hornblendă și piroxeni de Ulmoasa care ocupă o suprafață restrînsă.

Andezitele cu piroxeni și amfiboli au fost străbătute de sonda Săsar de la 432 m la 695 m adîncime. Ele sunt suprapuse piroclastitelor dacitice tortoniene descrise mai sus. Andezitele cu piroxeni și amfiboli sunt hidrotermalizate și suportă dacite de Ulmoasa ce conțin intercalații de aglomerate a căror grosime cu al lavelor atinge aproape 200 m.

*Erupțiunile panoniene.* Suprafețele cele mai întinse din teritoriul cuprins între valea Firizei și valea Nistrului sunt ocupate de andezite cuartifere în baza cărora se găsesc aglomeratele lor. Acestea din urmă sunt situate, la marginea pantelor abrupte ale înălțimilor care domină Baia Mare cît și dealurile de la N de Tăuți. Aglomeratele stau normal pe marne panoniene care conțin *Congeria partschi* (M. PÁLFY).

Andezitele cuartifere sunt destul de variate ca aspect și se pot deosebi patru tipuri: andezite porfirice de tip Piscuiatu, andezite cu hornblendă opacitizată de tip Murgău, andezite microcristaline de tip Ulm și andezite propilitizate de tip Berăria.

O mare parte din aceste vulcanite au fost transformate hidrotermal și D. GIUȘCĂ (1962) a pus în evidență largă răspîndire a proceselor de adulatizare la andezitele cuartifere de Piscuiatu.

De asemenea andezitele cu opacit de tip Murgău sunt adulatizate și piroclastitele situate deasupra lor conțin de asemenea adulat. Aceste piroclastite trec în sus la gresii tufitice în care MEZŐSI a recoltat: *Melanopsis bouei* și *M. bonelli* care atestă o vîrstă panonian-medie.

Formele menționate mai sus, cît și prezența sub aglomerate a unor exemplare de *Congeria partschi*, încadrează cu certitudine în Panonian andezitele cu opacit de tip Murgău. Aceste andezite au fost străbătute de sonda Săsar pe un interval de aproape 300 m, fiind întîlnite numai roci afectate de transformări hidrotermale.



## Tectonica

Regiunea cercetată nu oferă decât posibilități restrânsse de observație privind atât flișul eocen, cît și depozitele neogene, masele eruptive ocupînd cea mai mare parte a regiunii muntoase.

Prezența flișului eocen la Ulmoasa și în valea Romană arată că zona ocupată de vulcanitele neogene reprezintă o unitate tectonică ridicată, în raport cu bazinul Sighet și bazinul neogen Baia Mare. Depozitele flișului eocen ocupă numai partea de N și centrală a munților vulcanici. În partea de S sonda Săsar a interceptat Eocenul la 868 m adîncime, ceea ce reprezintă față de ivirile din valea Ulmoasa o diferență de 1000 m pe verticală. Această situație poate să fie explicată printr-un relief preexistent antetortonian, dar cu greu se pot admite denivelări de acest ordin. O altă soluție mai plauzibilă ar fi să admitem prezența unui compartiment căzut în partea de S limitat de o falie orientată E-W. Cercetările geofizice pot aduce în viitor precizuni în această privință.

Depozitele de fliș străbătute de foraj sunt în parte atribuite părții inferioare a Eocenului și sunt puternic tectonizate. Unele pachete de strate pot fi atribuite unor termeni superioiri ai Eocenului aparținând unui solz, unității inferioare a pînzei de Măgura.

La marginea bazinului neogen Baia Mare este situat anticlinalul Tăuți-Măgheruș, orientat aproape E-W, paralel cu limita formațiunilor eruptive. Zona axială este formată din depozite sarmatiene afectate de o falie longitudinală, datorită căreia la Băile Măgheruș, foarte aproape de axul structurii, stratele sunt înclinate; de asemenea în direcția axului nu au fost observate căderi cu valori mici.

Prospecțiunile geofizice efectuate recent de ing. S. FOTOPOLOS de la Intrep. Prospecțiuni au pus în evidență un maxim gravimetric situat mai la N de axul structurii stabilit geologic. Această decalare de ordinul a 700 m indică o vergență sudică a structurii Tăuți-Măgheruș, care rezultă din faptul că anomalia gravimetrică pozitivă indică o deplasare a zonei axiale. Pe de altă parte se poate deduce că bolta anticlinală este situată la N de falia longitudinală. Flancurile anticlinalului sunt asimetrice, cel de N este mai înclinat și mai scurt, pe cînd flancul de S e mai bine dezvoltat. În anticlinalul Tăuți-Măgheruș este intrus un corp eruptiv, acoperit de lave andezitice tortoniene. Forma corpului intruziv subcrustal poate fi dedusă numai din interpretarea datelor magnetometrice (trecute pe profilul alăturat). Anomalii magnetice stabilite permit să se precizeze că spre N masa eruptivă se afundă repede, pe cînd spre S corpul are o înclinare moderată.

Anticlinalul Tăuți-Măgheruș este afectat de falii transversale care deplasează axul structurii. Dintre acestea cea mai importantă este paralelă cu valea Băiței și a



## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

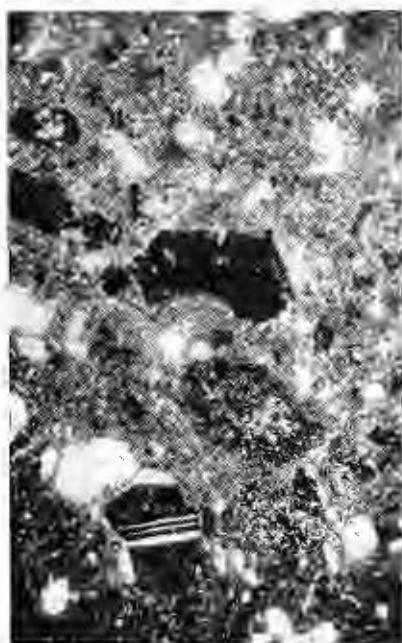
Fig. 1. — Tufit dacitic. Sonda Săsar m 869. Cristale de cuarț și de plagioclaz. În partea centrală fragment de felsit (negru) și de gresie argiloasă. Nic + 31 ×.

Fig. 2. — Tufit dacitic. Sonda Săsar m 869. Fragment de felsit. Nic + 58 ×.

Fig. 3. — Tufit dacitic. Sonda Săsar m 868. Fragment de dacit vitrofircic. Nic + 76 ×.

Fig. 4. — Porfir cuarț dioritic propilitizat. Sonda 17 pîriul Sărata m 2053. Nic + 20 ×.





1.



2.



3.



4.

Dări de Seamă ale ředinelor, vol. L/1.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — Porfir cuarț-dioritic; sonda Apa Sărata m 2053. Fenocristale de plagioclaz într-o pastă microgranulară. Nic +; 75 ×.

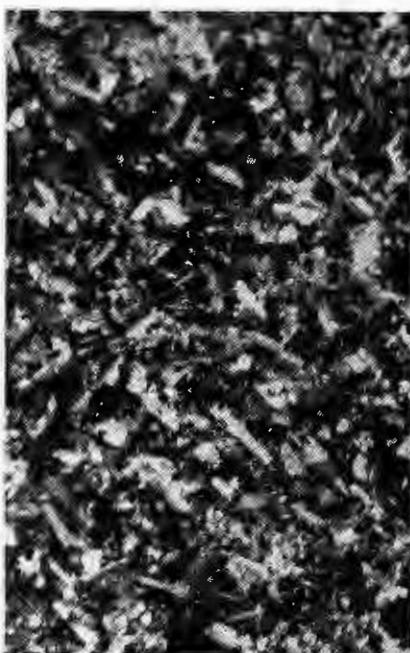
Fig. 2. — Enclavă de cuarț dolerit; sonda Apa Sărata m 2053. Structură. Nic +; 35 ×.

Fig. 3. — Piroxen rombic înlocuit de antigorit cu structură reticulară în andezit propilitizat. Sonda Apa Sărata m 1730. Nic +; 33 ×.

Fig. 4. — Hornblendă substituită de clorit, cu conture marcate de ilmenit și leucoxen. Andezit propilitizat; sonda Apa Sărata m 1730. Nic +; 22 ×.



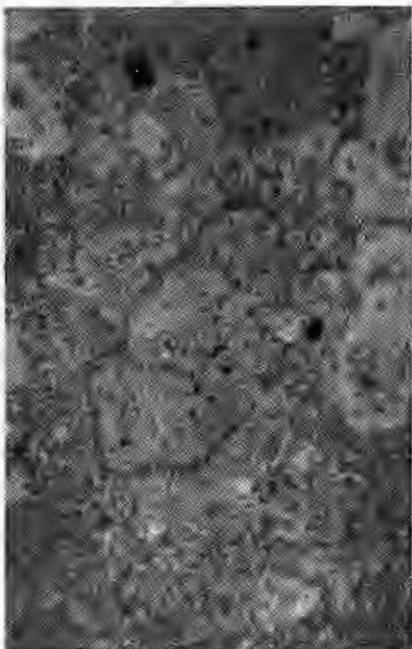
1.



2.



3.



4.

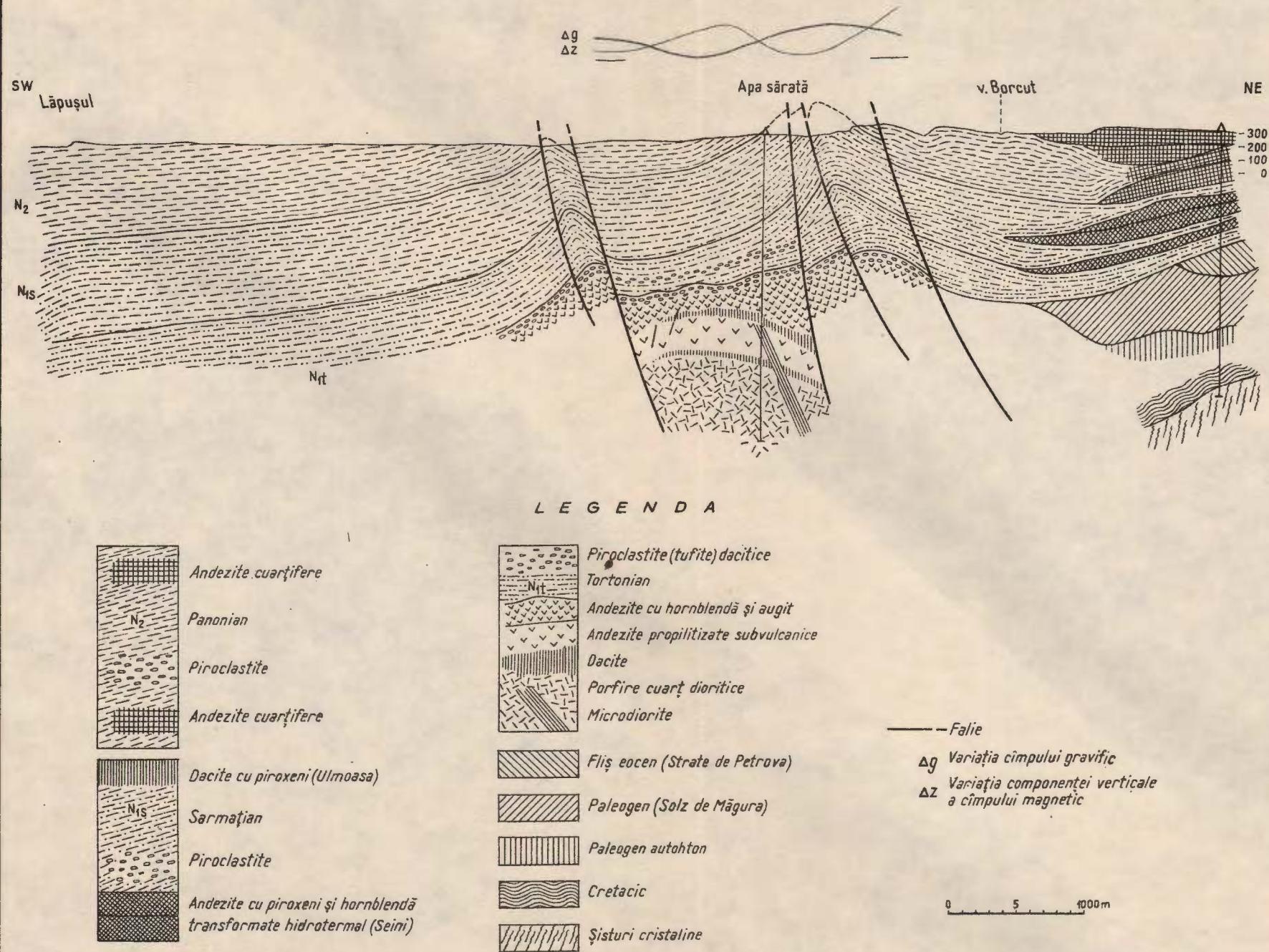
Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.



Institutul Geologic al României

N. GHERASI

## PROFIL GEOLOGIC INTRE V. LÂPUȘ ȘI V. BORCUTULUI



fost menționată și de M. PAUCĂ<sup>1)</sup> (1961). În legătură cu această falie apare alta mai scurtă și paralelă cu prima în Dealul cu Peri.

În fine la W de valea Borcutului mai apare o falie transversală stabilită exclusiv pe date gravimetrice cît și magnetice.

Un mic anticinal apare la S de Tăuți care scoate la zi depozitele sarmațiene pe o suprafață foarte restrinsă în valea Băiței. Înălțările mari se datorează unei falii. Această structură pusă în evidență recent (1961) își găsește confirmarea și din datele gravimetrice. Măsurările geofizice care sunt proiectate, vor reuși să stabiliească întinderea acestei structuri.

În încheiere țin să aduc mulțumirile mele geologilor MARIANA CORBU și I. CHIRIAC de la ISEM cît și geofizicianului SOTIRIS FOTOPOLOS pentru datele puse la dispoziție.

## BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Fenomenele magmatice. Curs Univers. București 1945—1946.
2. ATANASIU L. Geologia regiunii Petrova. *D. S. Com. Geol.* XL, București 1956.
3. GESELL A. Montangeologische Aufnahme des Erzdistriftes von Nagybánya. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Anst. f.* 1890, Budapest 1892.
4. GIUȘCĂ D. Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Acad. R.P.R. Stud. și Cercet. Geol.* V, 3, București 1960.
5. IANOVICI V., GIUȘCĂ D., MANILICI V., GHERAȘI N., JUDE R., GHEORGHIȚĂ I. și DIMITRESCU R. *Asociația Geol. carp.-balc., Congr. V. Ghidul exc. Baia Mare*, București 1961.
6. IORGULESCU TH. Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952), București 1955.
7. IONESI L. Geologia regiunii Petrova-Strâmtura (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XLII, București. 1959.
8. KORJINSKI D. S. Dependența metamorfismului de adîncimea formațiunilor vulcanogene. *Akad. Nauk. Soiung. SSR. Seria geol.* Moscova 196.
9. MEZÖSI I. Geological structure of the environment of Láposbánya. *Acta. Univ. Szeged. sect. Sc. Nat.* II, Szeged 1948.
10. PÁLFY M. Die geologische Verhältnisse des nagybányae Bergrevieres. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst. f.* 1914, Budapest 1915.
11. PÁLFY M. Über die Propylitisierung der Eruptivgesteine *Föld. Közl.* XLVII, Budapest 1916.
12. PAUCĂ M. Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord și est de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952) București 1955.

<sup>1)</sup> M. PAUCĂ — E. MATEESCU, A. NAGHEL, A. PERIANU, D. ISTOCESCU, M. GHEORGHIAN, M. GHEORGHIAN și E. CĂRUȚAŞU. Prospecții geologice pentru cărbuni în bazinul Baia Mare și împrejurimi. *Arh. Inst. Geol.* 1961.



13. RĂDULESCU D. Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, București 1958.
14. SAVUL M. Le granite de Coșlugea. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXI, București 1937.
15. STANCIU C. Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale ale rocilor andezitice. *Acad. R.P.R. Stud. și Cercet. geol.* VI, nr. 4, București 1961.
16. ROY D. & ROY R. Synthesis and stability in the System  $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$ . *Am Mineralogist* 40, 1955.

## К ПОЗНАНИЮ НЕКОТОРЫХ НЕОГЕНОВЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ БАЯ МАРЕ

Н. ГЕРАСИ

(Краткое содержание)

В настоящей работе автор устанавливает наличие процессов вулканической деятельности, начавшейся в верхнем тортоне, будучи представлены риолитовыми пирокластитами между Ильба и Сейнь и дацитовыми пирокластитами в буровой скважине Сэсар (на С—З Бая Маре). Они состоят из кристаллокластитовых туфитов с редкими элементами фельзитов, дацитов, песчаников и глин. Пирокластиты залегают на эоценовом флише — типа пластов Петрова (Марамуреш).

Изверженное тело, находящееся в тортонских отложениях осевой зоны антиклинали Тэуць-Мэгеруш было обнаружено буровой скважиной в Апэ Сэрэатэ. Интрузия составлена из диоритовых, кварцодержащих порфир (1730—2050 м) и пропилитизированных андезитов со сферолитовой структурой (1617—1730 м). Кварцодержащие микродиориты и диоритовый порфир были выявлены между 1394—1500 м. На окраине находятся дациты с зеленой роговой обманкой и пироксенами — на глубине в 1334 м. Над ними залегают андезитовые лавы с роговой обманкой и авгитом между 1145—1034 м. Эти лавы представляют хиалопилитовые, интерсертальные и пилотакситовые структуры, являющиеся результатом прогрессивного расстеклования массы. Флюидальные лавы — брекчиивидны с псевдоагломеративным обликом на микроскопической шкале. То обстоятельство, что лавы не были подвергнуты превращению, подтверждает мнение что пропилитизация встречается, в особенности, в субвулканических гипабиссальных породах.



Мафические минералы представляют в пропилитизированных породах преобразовательные стадии, в зависимости от их глубины, что подтверждает теорию Д. С. Коржинского (1961). Установленные, таким образом, парагенезисы позволили автору включить пропилитизированные породы из интрузивного тела — в состав гипабиссальной фации. Помимо этого, была установлена для автора возможность выделить три зоны пропилитизации:

Зона с эпидот-хлорит-уралитом — на глубине 1900—2050 м, в которой превращения являются продвинутыми вперёд; фемические хлоритизированные минералы имеют деформированные контуры, замещаются делесситом;

Зона с хлорит-антигоритом — между 1500-1900, метров глубины в которой установлено автором наличие полной серпентинизации ромбического пироксена (рис. ), а роговая обманка — хлоритизирована, частично — кальцитизирована незначительным количеством вторичного биотита; пла-гиоклазы — свежи;

Зона с хлорит - пренитом — 1300-1500 м. представляет более сложные превращения; в нижней части — сохраняется ещё серпентинизация. В дацитах окраинной фации, пироксены были подвергнуты последовательным превращениям; они эпидотизированы, затем замещены пренитом или уралитизированы, с последующей общей хлоритизацией. Пренит наступает и на плахиоклаз, будучи осаждён на диаклазах, ассоциированных с альбитом и кальцитом. Пропилитизация пород интрузивного тела является результатом некоторых автометаморфических частичных превращений (серпентинизаций) с последующими стадиями гидротермального характера (эпидотизации, хлоритизации, пренитизации).

Гидротермальные превращения лав ограничены процессами опацитизации пироксенов и амфиболитов, только в наиболее верхней части потоков андезитов. Опацит является результатом процесса окисления ближайшей от поверхности — части.

Гидротермальные превращения были проявлены вначале вулканической деятельности тортона. Дацитовые туфиты содержат кристаллы плахиоклаза, а иногда они замещены кварцем или адуляром.

Сарматские извержения представлены гидротермально превращенными андезитами с пироксеном и амфиболом (андезиты де Сейнь) и дацитами с пироксеном Ульмоаса, которые занимают незначительные площади. Во время паннонского яруса имели место эфузии кварцсодержащих андезитов.

Зона расположения вулканических пород составляет приподнятую единицу в соотношении с бассейнами Сигет и Бая Маре. Автор приходит к этому выводу на основании наличия эоценового флиша Ульмоаса и долины

Романэ. Эоцен занимает только северную и центральную части, в то время как на юге, эоцен был выявлен в буровой скважине Сэсар на глубине в 869 м. Это положение объясняется наличием погруженного крыла. На окраине неогенового бассейна расположена антиклиналь Тэуць-Мэгеруш, которая является структурой с осевой смещённой зоной—с южной вергенцией, установленной автором, на основании геофизических данных — гравиметрический максимум будучи определен к северу от геологической оси.

---

## CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES ÉRUPTIONS NÉOGÈNES DE BAIA MARE

PAR

N. CHERASI

(Résumé)

---

Le Tortonien supérieur marque le début de l'activité volcanique. Des pyroclastites rhyolitiques apparaissent entre Ilba et Seini et des pyroclastites dacitiques ont été rencontrées dans le sondage de Săsar (NW de Baia Mare). Elles sont formées de tuffites cristalloclastiques à rares fragments de felsites, dacites, grès et argiles. Les pyroclastites reposent sur le flysch éocène du type des couches de Petrova (Maramureş).

Un corps intrusif, situé dans les dépôts tortoniens de la zone axiale de l'anticlinal Tăuți-Măgheruș a été intercepté par un forage, à Apa Sărătă. L'intrusion est constituée par des porphyres dioritiques quartzifères (1730—2050 m) et des andésites propylitisées à structure sphérolitique (1617—1730 m). Des microdiorites quartzifères et un porphyre dioritique apparaissent entre 1394 et 1500 m de profondeur. Comme faciès bordier du massif on trouve des dacites à hornblende verte et pyroxènes à 1334 m de profondeur. Suivent des laves andésitiques à hornblende et augite entre 1145 et 1034 m. Ces laves ont des structures hyalopilitiques, intersertales et pilotaxitiques, résultées d'une dévitrification progressive de la pâte. Les laves fluidales sont bréchiques, et au microscope d'aspect pseudoconglomératique. Le fait que les laves ne sont pas transformées confirme que la propylitisation affecte surtout les roches subvolcaniques hypabyssales.

Dans les roches propylitisées, les stades de transformation des minéraux ferromagnésiens dépendent de la profondeur, et ce fait confirme la théorie de D. S. KORJINSKI (1961). D'après les paragénèses identifiées les roches propylitisées du corps intrusif ont été attribuées au faciès hypabyssale. L'auteur a distingué trois zones de propylitisation:



1) La zone à epidote-clorite-ouralite entre 1900 et 2050 m de profondeur, avec des transformations avancées ; les pyroxènes chloritisés ont des contours déformés, remplacés par la délessite accompagnée d'epidote.

2) La zone à chlorite-antigorite entre 1500 et 1900 m, dans laquelle le pyroxène rhombique est complètement serpentinisé (voir figure text roum.) et la hornblende est chloritisée, partiellement calcitisée et avec un peu de biotite secondaire ; les plagioclases sont frais.

3) La zone à chlorite-prehnite entre 1300 et 1500 m présente des transformations plus complexes ; la serpentisation persiste à la partie inférieure. Dans les dacites du faciès marginal, les pyroxènes ont subi des transformations successives ; ils ont été epidotisés, ensuite remplacés par la prehnite ou complètement uralitisés et ultérieurement chloritisés. La prehnite envahit également le plagioclase et on la trouve aussi dans les diaclases, en association avec l'albite et la calcite. Dans ce corps intrusif la propylitisation des roches est le résultat des transformations autométamorphiques partielles (serpentisation) suivies par des stades hydrothermaux (épidotisation, chloritisation, prehnitisation).

Les transformations hydrothermales des laves sont limitées à une faible silicification avec formation d'opale et de calcédoine.

Les transformations hydrothermales se sont manifestées dès le début de l'activité volcanique du Tortonien. Les tuffites dacitiques contiennent des cristaux de plagioclase, substitués parfois par le quartz ou l'adulaire.

Les éruptions sarmatiennes sont représentées par des andésites à pyroxènes et amphiboles, à transformations hydrothermales (andésites de Seini) et les dacites à pyroxènes d'Ulmoasa qui occupent des territoires restreints. Pendant le Pannonien ont eu lieu des effusions d'andésites quartzifères.

La zone constituée par les roches volcaniques représente une unité élevée par rapport aux bassins de Sighet et de Baia Mare. Ce fait est déduit de la présence du flysch éocène à Ulmoasa et Valea Romană. L'Éocène y occupe la partie septentrionale et centrale, tandis que dans la partie Sud il a été rencontré dans le forage de Săsar à 869 m de profondeur. Cette situation est due à un compartiment affaissé. Au bord du bassin néogène de Baia Mare se trouve l'anticlinal de Tăuji—Măgheruș qui représente une structure à zone axiale faillée et à vergence S. Cette affirmation s'appuie sur des données géophysiques, le maximum gravimétrique étant décalé vers le N par rapport à l'axe géologique.





Institutul Geologic al României

## ȘISTURILE CRISTALINE DIN AUREOLA DE CONTACT TERMIC A BANATITELOR DE LA ORAVIȚA (BANAT)<sup>1)</sup>

DE  
SILVIA MÎNZATU

Obiectul cercetărilor noastre îl constituie efectul metamorfismului de contact al banatitelor asupra șisturilor cristaline și transformarea acestora în cadrul aureolei de contact termic de la Oravița.

Perimetru în care am făcut observațiile noastre l-am denumit, după înălțimea predominantă, Tilva Mică. Din punct de vedere geologic acest perimetru este situat la limita ramei vestice a zonei sedimentare Reșița—Moldova Nouă cu formațiunea cristalină a fundamentului regiunii, limită care este cunoscută prin situația de contact anormal între aceste două formații. În perimetru nostru însă contactul este normal, Cristalinul având căderi spre E și SE și suportînd sedimentele paleo-mesozoice.

Cercetătorii anteriori ai regiunii au emis ideea, în prezent unanim acceptată, că acest contact tectonic și fractura după care s-a făcut contactul au înlesnit ascensiunea magmei banatitice și consolidarea ei la diferite nivele, sub formă de zăcămînt și faciesuri diferite. O mare parte a acestor corpuri banatitice apare la zi în toată regiunea, fie pe linia de contact, fie în apropierea ei. Din forajele executate de I.S.E.M. în sectorul Tilva Mică rezultă că aceste corpuri banatitice au o extindere mai mare în adîncime, astfel că aureola de contact pe care au generat-o este mai mare decît se cunoaște din datele de suprafață.

Această aureolă de contact cuprinde, pe lîngă Cristalin, și formațiunile sedimentare paleo-mesozoice ale zonei Reșița—Moldova Nouă. Formațiunile acestea sunt străpunse la contactul lor de banatite și transformate astfel, încît au rezultat roci cu totul deosebite de cele inițiale.

Transformările rocilor sedimentare sunt evidente de la prima vedere, în timp ce transformările suferite de rocile cristaline apar mai clar în urma unui studiu microscopic.

În această lucrare vom prezenta numai transformările rocilor cristalini din cuprinsul aureolei de contact termic a banatitelor.

Din lista mare a cercetătorilor regiunii Oravița, vom aminti numai pe acei care și-au îndreptat observațiile lor și asupra șisturilor cristaline din regiune.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 8 martie 1963.

Primul care face cîteva observații asupra șisturilor cristaline din Banat este IGNATZ VON BORN (1) (1770—1774).

Mai tîrziu, în 1869 G. MARKA (4) sesizează o transformare a șisturilor cristaline la contactul cu rocile eruptive, sub forma unei « înmuieri » a rocii și pierderii cuarțului, transformare pe care însă nu o justifică. Prof. AL. CODARCEA (2) referindu-se la aceste transformări le consideră echivalente cu fenomenele hidrotermale.

În 1870 FR. SCHRÖCKENSTEIN (5) sugerează ideea metamorfismului de contact al unor cloritoșisturi din vecinătatea masivului eruptiv. El constată că aceste roci de la contact sănt impregnate cu minereu de fier și cupru și conțin mase mari de cuarț. Semnalează de asemenei și prezența cuarțitelor rubanate în albastru și albastru-cenușiu.

În 1886 HJALMAR SJÖGREN (6) studiază la microscop șisturile cristaline, pe care le definește cu un termen comun, gnaise.

Nici HALAVÁTS (3) (1884—1890) nu remarcă metamorfismul de contact al șisturilor cristaline, deși acordă o mare importanță descrierii lor.

În 1930 prof. AL. CODARCEA, cercetînd regiunea Ocna de Fier—Bocșa Montană, enunță pentru prima dată caracterele macro- și microscopice ale rocilor cristaline metamorfozate la contactul cu banatitele și în același timp le paralelizează cu rocile similare, nemetamorfozate termic. În studiile sale, prof. AL. CODARCEA a pus în evidență paragnaise contactmetamorfice cu următoarele caractere: întărirea rocilor, pierderea caracterului micaceu, ceeace determină o șistozitate imperfectă, rubanarea rocilor în nuanțe violacee-albastre, imprimarea unui luciu mătăsos datorat îmbogățirii rocii în biotit și injectiile reticulare de filonașe banatitice. Sînt descrise de asemenei gnaise pinnitice, corneene cordierit-andaluzitice, gnaise cordieritice și cuarțite contact-metamorfice.

Ultima lucrare referitoare la regiunea Oravița aparține lui D. CONSTANTINCF<sup>1)</sup>, care în urma cercetărilor de teren din anul 1957 și apoi 1958, remarcă îmbogățirea în biotit a șisturilor cristaline, care se transformă în corneene biotitice și corneene cu cordierit și pinnit.

În toamna anului 1962, făcînd o recunoaștere pe teren a perimetrlui Tilva Mică, în care au fost amplasate de către I.S.E.M. 15 foraje de prospectare (pe care le avem în studiu), am încercat o separare a formațiilor din aureola de contact termic a banatitelor.

Fîndu-ne mai cunoscute șisturile cristaline din celelalte regiuni ale Banatului, am început descifrarea fenomenelor metamorfismului de contact termic, la aceste roci.

Șisturile cristaline de la Oravița constituie o zonă cu direcția aproximativ N—S, în care însă rocile au orientare N—S și NE cu căderi constante spre SE între 70° și 40°. Aceste roci se repartizează la două complexe: complexul paragnaiselor și șistu-

<sup>1)</sup> Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în regiunea Maidan — Oravița — Ciclova — Ilidia. Moldova Nouă. Arh. Com. Geol. 1957.

rilor micacee care ocupă aproape în întregime zona cristalină și complexul amfibolitelor, care apare pe o suprafață redusă la marginea estică a zonei cristaline.

Complexul paragnaiselor și șisturilor micacee este reprezentat printr-o succesiune de: gnaise muscovitice sericitoase, gnaise feldspatice cu muscovit, șisturi micacee cu porfiroblastă de albit și șisturi cloritoase cu zoizit.

Acest pachet se repetă spre E, având în plus intercalații înguste de: șisturi cu biotit și sericit (echivalente corneenelor biotitice), gnaise cu biotit și turmalină, gnaise granitice.

Complexul amfibolitic este, la rîndul său, constituit din: amfibolite și șisturi actinolitice-cloritoase.

#### *Complexul paragnaiselor și șisturilor micacee*

Aceste roci prezintă multe din transformările semnalate de prof. AL. CODARCEA pentru șisturile cristaline din regiunea Ocna de Fier—Bocșa Montană.

Macroscopic, rocile din perimetru Tîlva Mică prezintă în general o foarte slabă perturbare a șistozitatii și o ușoară cornificare. Datorită acestui fapt, ele și-au pierdut în parte caracterul foliației atât de caracteristic șisturilor micacee, încît separația rocii după fețe plane nu se mai face cu ușurință.

Un alt caracter ca efect al metamorfismului termic este pierderea strălucirii micelor, chiar și în acele roci unde procentul acestora este destul de ridicat.

*Gnaisele muscovit-sericitoase.* Aceste roci au culoare deschisă, datorită mineralelor leucocrate care constituie roca. Sericitul și muscovitul participă din abundență și au o nuanță ușor verzuie. Textura rocii este microcutată.

La microscop apare clar structura grano-lepidoblastică.

Componentii mineralogici sunt următorii: cuartul (42%) fin granular (în jur de 0,10 mm Ø), în general cu conture poligonale perfecte pînă la foarte slab îndințate, cînd prezintă o ușoară extincție ondulatorie. Constituie benzi mai mult sau mai puțin continue, alternînd cu benzile de mică; feldspatul (13%) care prin reducerea proporției face trecerea spre șisturile muscovitice. Este granular, cu dimensiuni în general mai mari decît ale cuartului, aproape porfiroblastic și cu pronunțat caracter albitic. Remarcăm prezența la centrul granulelor a unor pseudomorfoze de oxid de fier granular după un mineral complet înlocuit și de asemenea asociația feldspatului aproape exclusiv cu benzile micacee. Dimensiunile granulelor variază între 1,20/0,60 mm și 0,30 mm Ø. Muscovitul (45%) dispus în benzi strîns cutate împreună cu cele de cuart și asociat cu foîte extrem de fine cu caracter sericitic. Turmalina prezintă în cîteva granule prismatice, incomplet dezvoltate (0,30/0,10 mm), cu pleocroism marcant în nuanțe intense de verde albăstrui după Np și pal violacee după Ng. Ea apare asociată cu benzile micacee, granule de oxid de fier, pigment limonitic și grupări de granule și ace de rutil. Turmalina reprezintă 1% din totalul componentelor.

*Gnaisele feldspatice cu muscovit* se deosebesc de rocile anterioare prin cantitatea mare de feldspat și redusă de muscovit, care însă apare aici mai larg cristalizat.

Culoarea rocilor este de asemenei albă, iar textura ușor paralelă. Este constantă și aproape caracteristică prezența pigmentului limonitic pe suprafețele fisurilor și șistozității. Rocile sunt dure, având la prima vedere aspect de cuarțite cu muscovit, mai ales pe teren cînd sunt în stare proaspătă. Sunt străbătute lit-par-lit de cuarț hidrotermal, care atinge uneori 1 m grosime. Deosebirea față de roca descrisă anterior constă în proporția în care se află mineralele:

	%	mm Ø
Cuarț . . . . .	27–45	0,50–0,05
Feldspat . . . . .	31–57	1,00–0,08
Muscovit . . . . .	16–25	0,43/0,04–0,20/0,01

Cuarțul are caracter ușor poligonal, ca rezultat al recristalizării lui sub influența metamorfismului de contact pur termic. În afara acestui cuarț, apare și cuarțul hidrotermal, în benzi foarte înguste. Feldspatul este în majoritate reprezentat prin albit. Conține incluziuni extrem de fine, negre, opace, nedeterminabile, dispuse linear, care par să fie de aceeași natură cu incluziunile din cuarț, dar care sunt mai abundente în cazul feldspatului. Albitul este foarte rar maclat polisintetic, iar ortoza vizibilă în cantitate foarte redusă (cca 5%), uneori maclată după legea Karlsbad. Muscovitul apare în pachete asociate de obicei cu foițe de dimensiunile sericitului, formînd benzi incomplete, uneori sinuoase.

*Sisturile micacee cu porfiroblaste de albit* sunt roci de culoare mai închisă decât cele descrise pînă acum, constituind două intercalății înguste, una în cuprinsul complexului paragnaiselor, iar alta la limita acestui complex cu complexul amfibolitic. În prima intercalăție, roca are un caracter mai pronunțat cornificat decît în cea de a doua intercalăție, iar textura se menține paralelă. În general, feldspatul și cuarțul acestor roci se deosebesc greu cu ochiul liber, datorită culorii închise pe care o au. Structura rocii este granolepidoblastică. Cuarțul nu prezintă mari deosebiri față de cuarțul rocilor descrise pînă acum, decît sub raport cantitativ (aici în proporție mai redusă). Feldspatul este în majoritate un albit, care abundă în porfiroblaste ce depășesc uneori 1 mm Ø.

Caracteristic este conturul oval sau lenticular al acestor porfiroblaste, dar mai ales prezența numeroaselor incluziuni acciculare de rutil (transformate parțial sau total în ilmenit). Incluziunile sunt dispuse linear și au o orientare comună, paralelă, fiind identice cu cele care apar în benzile de mică. Numai în cîteva porfiroblaste se remarcă o ușoară curbare a acestor incluziuni, dovedind astfel o rotire a porfiroblastelor în timpul creșterii lor în metamorfismul regional (structură helicitică). Într-un astfel de porfiroblast, am numărat în plan aproximativ 100 de incluziuni, și prezența numărului lor atât de mare justifică culoarea lor negricioasă. O altă caracteristică este



și extincția neuniformă, concentrică, a acestor porfiroblaste, fapt care presupune o compoziție inițială mai bazică decât cea actuală, iar această albitizare este rezultatul fenomenelor metamorfismului de contact.

Porfiroblastele de albit conțin în centrul lor granule de oxid de fier, care reprezintă pseudomorfoze după granați. Ne bazăm această presupunere în primul rînd pe faptul că aceste roci sînt de tipul gnaiselor cu porfiroblastă de feldspat, din seria Bocșita—Drîmoka, pe care le-a descris prof. AL. CODARCEA și în care d-sa a găsit granați incluși în porfiroblastele de albit. În cazul nostru, presupunem că, sub influența metamorfismului de contact, acest granat a fost transformat în feldspat și oxid de fier granular, produși secundari posibili. În afara albitului, mai întîlnim și ortoza, în cantitate foarte redusă.

Micele sînt reprezentate în rocă prin biotit și muscovit în proporție variabilă. Muscovitul, mai larg cristalizat (0,25/0,03 mm), apare în benzi sinuoase, care mulează porfiroblastele și în care sînt prezente aceleași incluziuni aciculare, orientate, în timp ce biotitul este mult mai fin cristalizat, în pachete cu dimensiuni uniforme (0,03/0,01 mm), de culoare brun-măslinie, constituind uneori benzi aproape lipsite de muscovit. Prin culoarea, aspectul și dispoziția acestui biotit în rocă, deosebit cu totul de biotitul rocilor cristaline metamorfozate numai regional (larg cristalizat, de culoare brun-roșcată), putem afirma că sîntem în prezența unui fenomen de biotitizare destul de accentuat, dar nu de mari proporții.

Menționăm deasemeni prezența andaluzitului, care apare în cristale alungite fine, proaspete, ușor violacee, într-o masă de sericit, ca și prezența cordieritului, de cele mai multe ori în granule unitare, foarte asemănătoare ca aspect cu feldspatul, dar deosebit prin constantele optice. Cordieritul apare în stadii de transformare diferite, pînă la înlocuirea lui totală cu pinnit.

Turmalina se observă și în aceste roci, cu caracterele optice descrise mai înainte, dar în cantitate mai redusă (sub 1%). Celealte minerale accesori însă sunt reprezentate prin apatit, zircon și oxid de fier granular.

*Sisturile cloritoase cu zoizit* constituie o intercalătie foarte îngustă, prinsă între gnaisele cu porfiroblastă de albit și gnaisele muscovit-sericitoase. Roca are culoarea cenușie-verzuie și o sistozitate evidentă care a permis pătrunderea cuarțului hidrotermal lit-par-lit, cu grosimi de 1—2 mm.

La microscop se constată prezența structurii granolepidoblastice, parțial nematoblastică. Roca este constituită dintr-un fond cuarțitic (cu granule fine de cca 0,03 mmØ), cu extincție ușor ondulatorie. În acest fond se dezvoltă orientat, fără a se individualiza în benzi, cloritul și în măsură mai redusă muscovitul, iar zoizitul din abundență.

Dezvoltarea acestor compoziții esențiale ai rocii este oarecum uniformă în rocă, și numai local apar în granule de diferite dimensiuni (0,20 mm — 0,08 mm), leucoxen și oxid de fier în cristale cubice.



*Şisturile cu biotit și sericit.* Aceste roci pot fi considerate corneene cu biotit și astfel sănțem de acord cu cercetătorii anteriori ai regiunii (D. CONSTANTINOF). Șisturile cu biotit și sericit din apropierea corpului banatitic manifestă transformări mai pronunțate decât celelalte roci. Aceste transformări sub influența metamorfismului de contact, se manifestă prin prezența în cantitate destul de mare a biotitului brun-măsliniu, cu aceleași caractere ca pînă acum. El formează benzi înguste la periferia benzilor mai mari de sericit și clorit, constituind o bordură de reacție, din care a rezultat (reacție între cele două minere).



Şisturi cu biotit și sericit (corneene cu biotit). Pachetele de biotit brun-măsliniu sunt bordate cu granule fine de oxid de fier. 200 x. NII.

Remarcăm prezența unor granule extrem de fine de oxid de fier, care sunt dispuse la limita dintre pachetele de biotit, sugerînd ideea că acestea ar fi rămas în exces din această reacție, după formarea biotitului (vezi figura).

Cuarțul constituie benzi fine sau lente, în care granulele sunt limpezi, cu conture poligonale și extincție aproape bruscă. Datorită acestor caractere, originea cuarțului poate fi considerată neîndoelnic hidrotermală, iar roca în care s-a intrus ar proveni dintr-un material fin argilos, foarte slab metamorfozat regional (probabil un șist cu caracter filitos).

*Gnaisele cu biotit și turmalină* se caracterizează prin prezența unui biotit brun roșcat, abundant, cu caractere tipice pentru metamorfismul regional. Această rocă nu a suferit transformări prea mari sub influența banatitelor, ci numai: recristalizarea cuarțului; ușoara perturbare a șistozitatii, evidentă în special la microscop; prezența turmalinei, în proporție de 1%, în granule cu tendință de idiomorfism (0,60/0,15 mm). Ea se caracterizează prin dezvoltare discordantă față de șistozitatea rocii și asociația ei în exclusivitate cu biotitul. Aceste fapte ne-au sugerat ideea originii pneumatolitice a turmalinei.

*Gnaisele granitice.* Aceste roci apar în apropiere de șisturile cu biotit (respectiv corneene biotitice) și de contactul cu banatitele. Ele nu prezintă transformări sub influența metamorfismului de contact, datorită faptului că s-au format la temperaturi mult mai ridicate decât temperaturile degajate de corpul banatitic din apropiere.

### *Complexul amfibolitic*

Complexul amfibolitic, constituit în general din amfibolite cu caracter eruptiv relict și cu o intercalație îngustă de șisturi actinolit-cloritice, se prezintă foarte puțin transformate în comparație cu paragnaisele descrise mai înainte.

Datorită faptului că aceste roci, inițial roci eruptive bazice și ultrabazice, au fost deja transformate în metamorfismul regional, se pare că metamorfismul de contact suprapus nu a mai putut aduce transformări esențiale pe care să le putem sesiza.

Un fapt este caracteristic pentru ambele tipuri de roci și anume că peste uratizarea piroxenilor s-au grefat efectele metamorfismului de contact sub formă de depuneri de actinot abundant, pe fisuri.

### *Efectele metamorfismului de contact termic*

În cuprinsul aureolei de contact termic, se observă transformări mai importante, pe care le-am sesizat în urma studiului microscopic al rocilor descrise pînă acum. Sub influența exclusivă a metamorfismului termic, considerat ca primă etapă în procesele metamorfismului de contact, remarcăm recristalizarea cuarțului și pierderea strălucirii micelor.

Cuarțul este unul din mineralele care se adaptează cel mai bine noilor condiții. Sub influența temperaturii degajată de corpul eruptiv din apropiere, recristalizează și tinde să-și refacă rețeaua cristalină, deformată în urma metamorfismului regional. Această readaptare în condițiile termometamorfismului de contact se traduce prin extincția care nu mai este rulantă, ci se face aproape normal (brusc). Concomitent, în tendință de creștere a cuarțului, limitele îndințate dintre granule, dispar, fiind înlocuite prin limite plane. Astfel, întîlnim în foarte multe roci din apropierea masivului banatic, cuarț cu contur poligonal, recristalizat, care poate fi confundat, pentru caracterele sale noi, cu cuarțul hidrotermal infiltrat în rocă. Spre deosebire de cuarțul recristalizat, cuarțul hidrotermal este mai sărac în incluziuni și, deși are conture poligonale, este mai fin cristalizat și de obicei dispus în benzi înguste, intercalate între benzile de cuarț primar și benzile micacee.

Plagioclazul este în general de natură albitică și în majoritatea cazurilor prezintă un aspect turbură, care pare să fie cauzat de un dezamestec. În general, acest mineral este aproape lipsit de macle polisintetice sau prezintă foarte rar macle simple de doi indivizi. Extincția este în general neuniformă, oarecum concentrică (de la periferie spre centru), ceea ce presupune că aceste porfiroblaste au avut o compozиție inițială mai bazică (probabil oligoclaz). Ar rezulta în acest caz, că albitul s-a format pe seama oligoclazului, așa cum afirmă și prof. AL. CODARCEA, fenomen care pare să fie destul de evident în cazul nostru, ținând seama de caracterele optice menționate.



În sprijinul acestei presupuneri putem cita teoria lui GOLDSCHMIDT, conform căreia, albitul porfiroblastelor rezultă din decalcifierea feldspatului mai bazic, decalcifiere combinată cu un aport de  $\text{Na}_2\text{O}$  din magma acidă.

Unul din cele mai pregnante și mai generale efecte ale metamorfismului de contact este biotitizarea. În zona șisturilor cristaline metamorfozate termic, biotitul apare cu caractere net deosebite de aceleia ale biotitului din rocile cristaline nemetamorfozate termic.

Aceste caractere constau în: culoarea brun-măslinie a biotitului (în timp ce biotitul din șisturile cristaline este brun-roșcat); dimensiunile în general reduse și prezența pachetelor cu dimensiuni aproape constante (în jur de 0,03/0,015 mm); dezvoltarea după direcții oarecum paralele a biotitului, caracter care face ca textura inițială șistoasă a rocii să fie conservată.

HARKER consideră că biotitul rezultă din reacția însesnită de același metamorfism de contact, fără ca temperatura să crească prea mult. Această teorie își găsește confirmarea în cazul nostru, cu atât mai mult, cu cît biotitul brun-măsliniu este asociat cu granule de oxid de fier, care au rămas în exces din această reacție.

În general, biotitul brun-măsliniu nu apare la un loc cu biotitul brun-roșcat decât excepțional și în acele cazuri, biotitul brun-roșcat este în cantitate foarte redusă. Andaluzitul este prezent numai în șisturile micacee cu porfiroblaste de albit, cu un habitus characteristic, alungit, asociat sau nu cu sericit, iar cordieritul, mai larg dezvoltat, îl găsim de cele mai multe ori pinnitizat. Turmalina apare în cantitate foarte redusă, (sub 1%) cu caracterele descrise mai înainte, sugerându-ne originea ei pneumatolitică.

În concluzie, punerea în loc a banatitelor a generat o aureolă de contact, în care s-au resimțit, într-o oarecare măsură, efectele metamorfismului termic și ale metasomatismului.

#### BIBLIOGRAFIE

1. BORN IGNAZ V. Briefe über mineralogische Gegenstände auf einer Reise durch das Temeser Banat, Siebenbürgen, Ober- und Nieder-Ungarn, Frankfurt u. Leipzig 1774.
2. CODARCEA AL. Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.*, XV, București 1930.
3. HALAVÁTS J. Bericht über die im Jahre 1884 in der Umgebung von Oravicza — Román Bogcsán durchgeföhrte geologische Detailaufnahme. *Földt. Közl.*, XV, Budapest 1885.
4. MARKA G. Einige Notizen über das Banater Gebirge. *Jahrb. K. K. geol. RA*, XIX, Viena 1869.
5. SCHRÖCKENSTEIN FR. Die geologischen Verhältnisse der Banater Montan-Distrikten. *Földt. Közl.*, XV, Budapest 1870.
6. SJÖGREN H. Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten von Moravicza und Dognácska im Banat und Vergleichung derselben mit den schwedischen Eisenerzlagerstätten. *Jahrb. k. k. geol. RA*, XXXVI, Viena 1886.



## PLANŞA I



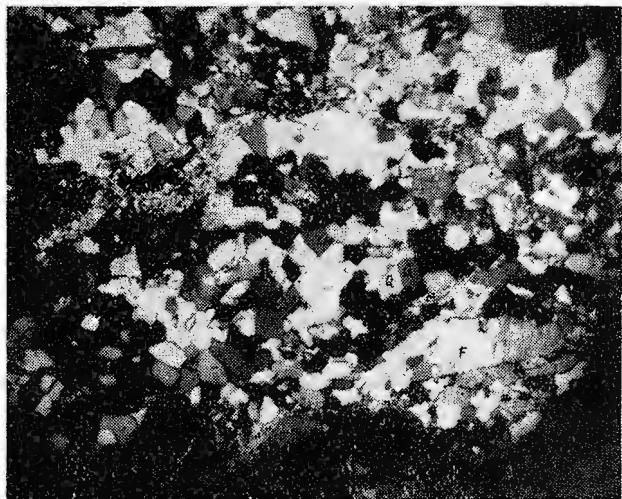
Institutul Geologic al României

## PLANSĂ I

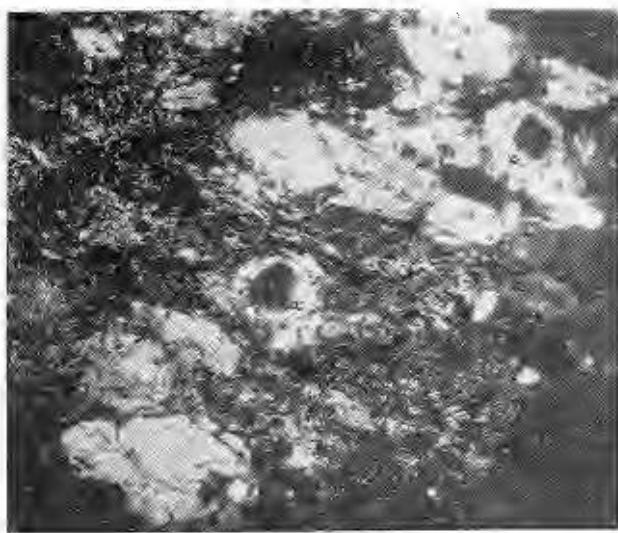
Fig. 1. — Gnaisse muscovit-sericitoase. Cuarțul recristalizat prezintă conture poligonale și extincție normală (uniformă) (Q). În rest roca este constituită din feldspat (F), muscovit (M) și sericit (S). 50  $\times$ . N +.

Fig. 2. — Sist micaceu cu porfiroblaste de albit. Porfiroblastele de albit cu extincție neuniformă concentrică (a) sunt prinse într-o masă orientată de cuarț, muscovit și biotit care le mulează perfect 30  $\times$ . N +.

SILVIA MÎNZATU. Șisturile cristaline din aureola de contact termic (Oravița). Pl. 1.



1.



2.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/l.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II



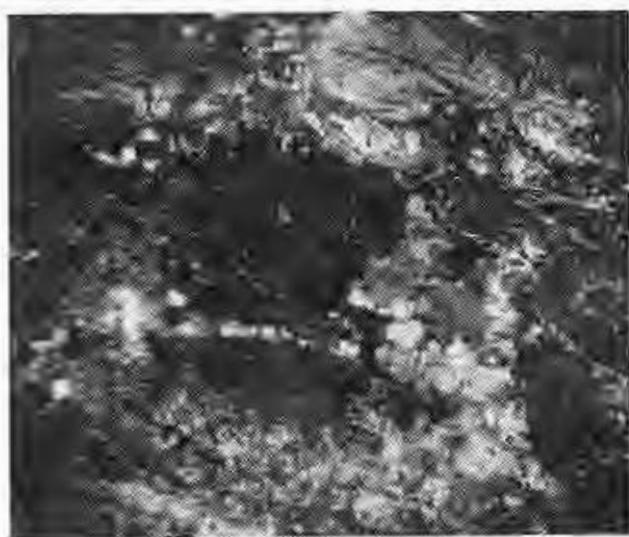
Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

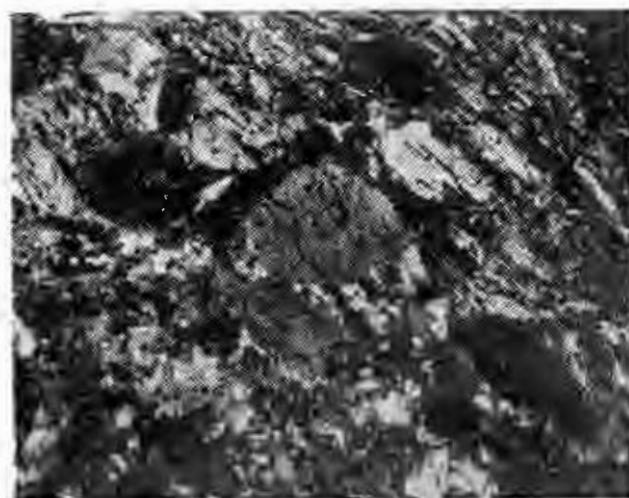
Şist micaceu cu porfiroblaste de albit

Fig. 1. — Porfiroblastele de albit sunt străbătute de cuarț hidrotermal (Q). N +.

Fig. 2. — Porfiroblastele au extincție neuniformă (a) și structura helicitică (H). 30 ×. N +.



1.



2.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/l.



Institutul Geologic al României

### **PLANŞA III**



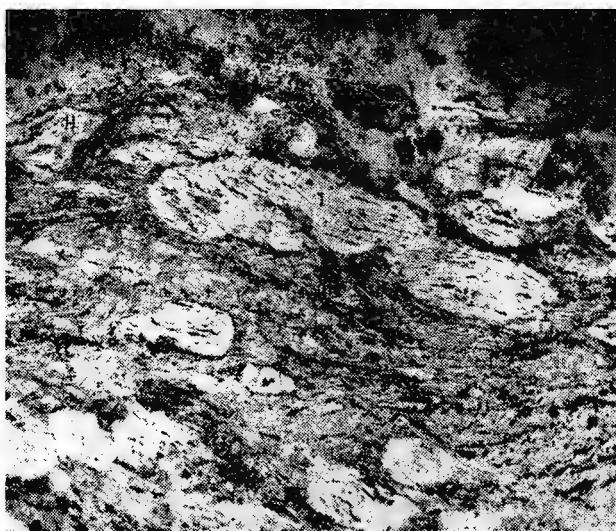
Institutul Geologic al României

### **PLANŞA III**

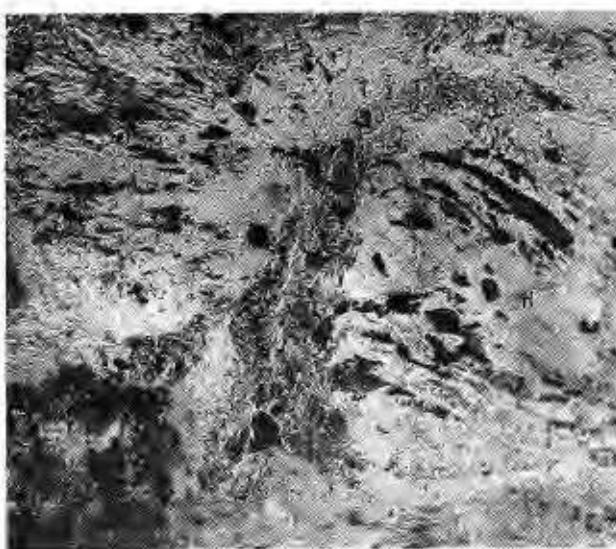
Fig. 1. — řisturi micacee cu porfiroblaste de albit. Se remarcă abundente incluziuni aciculare de rutil transformat parțial sau total în ilmenit, cu orientarea paralelă (I) și uneori cu structură ușor helicitică (H). 25 ×. N II.

Fig. 2. — Detaliu de structură helicitică în porfiroblastele de albit (H). 80 ×. NII.

SILVIA MÎNZATU. Șisturile cristaline din aureola de contact termic (Oravița). Pl. III.



1.



2.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

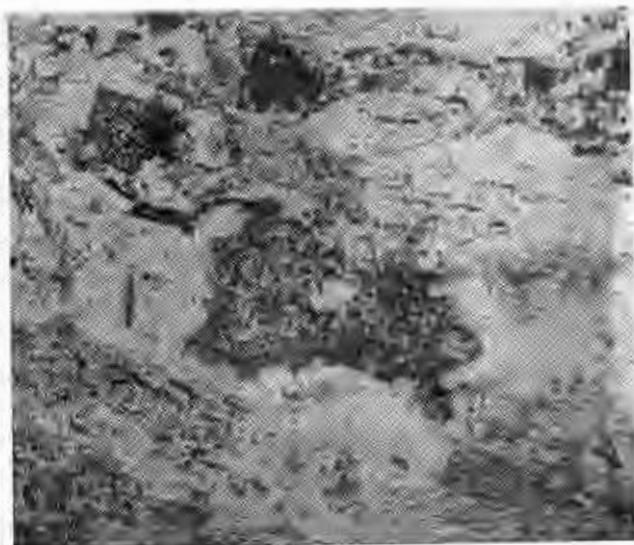
## PLANŞA IV

Fig. 1. — řist micaceu cu porfiroblaste de albit. În centrul porfiroblastelor se remarcă pseudo morfoze de oxid de fier — după granaři. 75  $\times$ . NII.

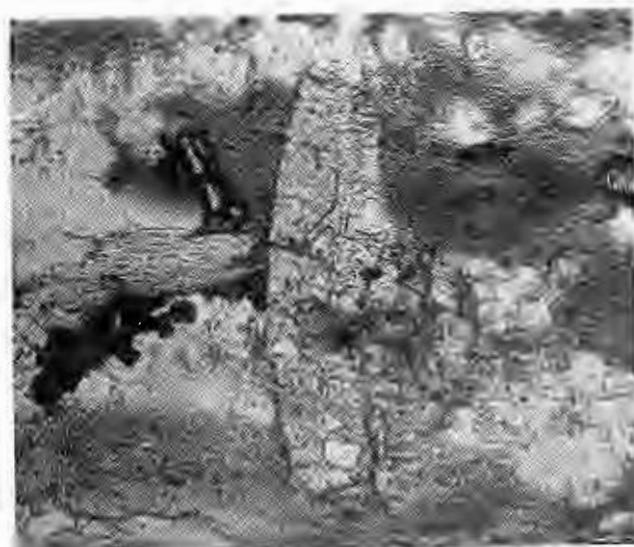
Fig. 2. — Gnais cu biotit și turmalină.

Turmalina (T), cu tendință de idiomorfism, este dezvoltată discordant față de benzile de biotit brun-roșcat. 100  $\times$ . NII.

SILVIA MÎNZATU. Șisturile cristaline din aureola de contact termic (Oravița). Pl. IV.



1.



2.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.



Institutul Geologic al României

## КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ТЕРМИЧЕСКОГО КОНТАКТНОГО СИЯНИЯ БАНАТИТОВ ОРАВИЦА (БАНАТ)

СИЛЬВИЯ МЫНЗАТУ

(Краткое содержание)

Термическое контактное сияние банатитов Оравица включает кристаллические формации и осадочные образования зоны Рэшица - Молдова Ноуэ. Кристаллические формации были подвергнуты метаморфизации в меньшей степени нежели осадочные образования. Наблюдаемые свободным глазом превращения кристаллических сланцев были установлены в легкой пертурбации сланцеватости и ороговения пород как и в потери блеска у слюды.

Эффекты термического контактного метаморфизма были выявлены более ясно под микроскопом, а именно: перекристаллизация кварца, альбитизация полевошпатовых порфиробластов, биотитизация, наличие андалузита и частично пинитизированного кордиерита.

## SCHISTES CRISTALLINS DE L'AURÉOLE DE CONTACT THERMIQUE DES BANATITES D'ORAVIȚA (BANAT)

PAR  
SILVIA MÎNZATU

(Résumé)

L'auréole de contact thermique des banatites d'Oravița renferme la formation cristalline et les formations sédimentaires de la zone de Reșița—Moldova Nouă. Le Cristallin y a été moins affecté que les formations sédimentaires. Les transformations des schistes cristallins — observées à l'œil nu — consistent en une faible perturbation de la schistosité et une cornéification des roches ainsi qu'une disparition de l'éclat des micas. Les effets du métamorphisme de contact thermique deviennent plus évidents au microscope où l'on décèle: la récristallisation du quartz, l'albitisation des porphyroblastes de feldspath, la biotitisation, la présence de l'andalousite et de la cordiérite partiellement pinnitisée.





Institutul Geologic al României

## CERCETĂRI PETROGRAFICE ȘI STRUCTUALE ÎN DEFILEUL JIULUI ÎNTRE BUMBEȘTI ȘI ISCRONI<sup>1)</sup>

DE

L. PAVELESCU, MARIA PAVELESCU, I. BERCIU, ELVIRA BERCIU

**Caracterizare geologică.** Geologia Cristalinului autohton din valea Jiului a format obiectul cercetărilor mai vechi ale geologilor: BÉLA von INKEY, GR. STEFĂNESCU, G. M. MURGOCI și a fost reprezentată pentru prima dată în profil de BÉLA von INKEY și mai exact de L. MRAZEC, G. M. MURGOCI și G. MANOLESCU. Aceste cercetări au pus în evidență existența mai multor serii cristaline care au fost bine caracterizate petrografic. În partea de nord a regiunii autohtonului, pe aliniamentul culmii Mîndra — Straja, INKEY a pus în evidență existența unei zone anticlinale. L. MRAZEC (5,6) remarcă în alcătuirea Cristalinului autohton, existența a două blocuri cu structură anticinală, ambele alcătuite dintr-un fond de roci detritice cuarțitice. Astfel, în unitatea de nord, în axul anticinalului, apar rocile amfibolitice, pe care L. MRAZEC le consideră de origine eruptivă (diorite cuarțifere). În unitatea de sud, se dezvoltă rocile granitoide. Cu privire la aspectul tectonic, L. MRAZEC a menționat gradul avansat de tectonizare a granitoidului precum și al seriei din acoperișul acestuia (seria de Lainici-Păiuș). De asemenea, el a presupus existența unor importante falii cu direcția NE—SW. G. M. MURGOCI (8) figurează structura autohtonului în profilele la harta lucrării de sinteză cu privire la Carpații meridionali. În profilul care trece la E de valea Jiului, G. M. MURGOCI reprezintă o serie de cutie în Cristalinul autohton fără a deosebi cele două blocuri puse în evidență de L. MRAZEC. G. MANOLESCU (4) distinge ca și L. MRAZEC cele două unități, pe care le consideră ca două blocuri vechi separate printr-o zonă de zdrobire și milonitzare intensă. În blocul nordic se remarcă asocierea amfibolitelor cu seria clastică, iar în blocul sudic, asocierea granitoidelor cu seria de Lainici-Păiuș. Fundamentul cristalin suportă un înveliș de depozite sedimentare care încep cu conglomerate laminate (Verrucano?) pînă la șisturi marno-argiloase negre, cretacice inferioare, cu intercalații de serpentinite. Peste acestea, în partea de nord, se dispun șisturile cristaline ale pînzei getice. G. MANOLESCU a făcut cercetări petrografice minuțioase și a caracterizat petrografic și chimic granitoidele și seriile cristaline. Ca și L. MRAZEC, G. MANOLESCU a considerat amfibolitele ca fiind de origine eruptivă, orientarea acestor roci fiind considerată de origine primară. În ceea ce privește vîrsta

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 15 februarie 1963



formațiunilor cristaline MANOLESCU consideră că seria de Lainici-Păiuș reprezintă seria sedimentară cea mai veche care s-a depus în geosinclinalul caledonian și în care s-a manifestat magmatismul rocilor dioritice-gabbroide. Metamorfismul rocilor eruptive bazice în amfibolite s-ar fi produs la începutul cutărilor hercinice. Șisturile cristaline au fost apoi străpunse de granite în Paleozoicul mediu. Deși contactul dintre amfibolite și seria de Lainici-Păiuș nu este un contact de intruziune, ci unul tectonic G. MANOLESCU a admis, pe baza prezenței în masa amfibolitelor, a unor lentile de calcare cristaline cu silicati, că amfibolitele ar fi mai noi ca seria de Lainici-Păiuș. Seria clastică care se dispune peste amfibolite în partea de nord a fost considerată de MANOLESCU în ambele alternative posibile: fie ca reprezentând un detritus în situ al amfibolitelor fie ca formând aceeași serie cu amfibolitele.

În ultimul timp (9, 10) ambele serii au fost cuprinse în seria de Drăgășan în care amfibolitele reprezintă partea inferioară iar seria clastică, partea superioară.

Această rapidă trecere în revistă a cercetărilor anterioare, ne permite să constatăm că o serie de probleme au rămas nerezolvate sau insuficient rezolvate. Printre acestea ar fi: vîrsta relativă a metamorfismului seriilor cristaline, poziția amfibolitelor față de seria de Lainici-Păiuș, poziția seriei clastice față de amfibolite, tectonica de amănunt, etc. De aceea am considerat util ca în reconsiderarea profilului văii Jiului, pe lîngă cercetarea petrografică să se facă și un studiu microtectonic.

Din punct de vedere geologic în perimetru cercetat se pot separa: depozite cuaternare, învelișul fundamentului cristalin al autohtonului și fundamentul cristalin al autohtonului.

Depozitele cuaternare din perimetru cercetat sunt reprezentate îndeosebi prin aluvioni, terase, conuri de dejecție și grohotișuri.

Învelișul fundamentului cristalin al autohtonului în profilul văii Jiului, este constituit din depozite paleozoice metamorfozate (seria de Tulișa). Aceste depozite apar mai bine dezvoltate în partea de nord a regiunii; în zona mediană ele nu apar decât sub forma unor benzi înguste prinse în seria de Lainici-Păiuș sau în rocile granitoide. Această serie începe în regiunea noastră cu filite negre arcoziene cu nodule de cuarț peste care urmează filite negre grafito-sericitoase, șisturi cloritoase cu albă, actinot și epidot, șisturi clorito-sericitoase cu cloritoid.

Şisturile sericito-grafitoase și șisturile clorito-sericitoase cu cloritoid de la Rafaila, au fost descrise încă în 1893 de L. DUPARC și L. MRAZEC (7). În aceste roci, cloritoidul se dispune sub formă de cristale prismatice, în jerbe divergente, prinse într-o masă pîsloasă, formată din sericit și clorit. În aceste șisturi, recent, AL. SEMAKA<sup>1)</sup> a determinat o floră carbonifer-superioară. La Rafaila șisturile cu cloritoid sunt puternic încrețite într-o serie de cutedecimetrice. Peste aceste șisturi cu cloritoid, în acest punct, se dispun gresii cuarțoase și cuarțite compacte cu sericit, care sunt prinse în șisturile clorito-sericitoase cu cloritoid.

<sup>1)</sup> Comunicare orală.



*Fundamentul cristalin al autohtonului.* Șisturile cristaline ale fundamentului sunt reprezentate în partea de nord a regiunii prin seria de Drăgșan iar în zona mediană prin seria de Lainici-Păiuș; rocile granitoide ocupă partea sudică a regiunii având ca înveliș metamorfic șisturile seriei de Lainici-Păiuș.

Rocile granitoide sunt reprezentate prin: granite-granodiorite de tip Șușița, cu treceri spre tipuri tonalitice și de diorite cuarțifere. Din punct de vedere textural, se pot deosebi tipuri cu textură masivă, aparent neorientată, relativ gnaicică precum și tipuri cataclazate și milonitizate. Tipul predominant este cel al granodioritului biotitic cu textură ușor orientată.

Rocile granitice propriu-zise, ca și cele dioritice, nu apar decât sub formă de separații, datorită proceselor de diferențiere. Repartiția acestor tipuri de roci în cadrul masivului de granitoide arată că în partea de sud abundă rocile granitice, în timp ce în partea de nord predomină cele dioritice. În zona în care abundă separațiile granitice se întâlnesc și numeroase roci filoniene reprezentate mai ales prin: porfire cuarțifere, aplite și lamprofire din seria spessartit-kersantit.

În compoziția rocilor granitoide intră în procente variabile: cuarț, ortoză, plagioclaz, biotit, hornblendă, clorit, zoizit, clinzoizit, sericit, titanit, apatit, rutil, și minerale opace.

Plagioclazii în general se prezintă sub formă de cristale idiomorfe umplute în cea mai mare parte cu microlite de clinzoizit și sericit. În granodioritele obișnuite (tipul cu biotit) conținutul în anortit variază între 25—35%. În tipurile granodioritice leucocrate între 34—36%, în granitele adamelitice între 9—10% iar în tipurile de diorite cuarțifere între 32—46%. În unele tipuri de granodiorite plagioclazul se prezintă sub formă de cristale larg dezvoltate iar în tipurile porfiroide prezintă concreșteri mirmekitice. În unele roci puternic laminate și cataclazate, plagioclazul prezintă extincții onduloase iar lamelele de maclă polisintetică sunt ondulate sau fracturate și deplasate mecanic.

Feldspatul potasic este reprezentat mai ales prin ortoză, care se prezintă cu contur neregulat, de obicei cu o ușoară pertitizare și cu aspecte de blasteză. În unele tipuri de granite mai adamelitice, feldspatul potasic apare sub formă de ortoză și de microclin. În general în aceste tipuri se observă o intensă microclinizare a ortozei cât și a feldspatului plagioclaz. Aspectele acestea de microclinizare și blasteză ale feldspatului potasic se întâlnesc frecvent în faciesurile pegmatoide și porfiroide ale masivului. În aceste faciesuri se întâlnesc frecvent ortoze cenușii-fumurii, optic pozitive cu  $2V = 77^\circ - 78^\circ$ .

Cuarțul apare sub formă de cristale xenomorfe îmbrăcind forme foarte variate: granulare, crenelate pînă la izometrice iar în concreșteri cu feldspatul, forme cunei-forme și fusiforme.

Mineralele melanocrate sunt reprezentate prin hornblendă sau biotit, prezentind procese intense de transformare. Astfel hornblenda se fasciculează terminal în ace



de actinot, sau trece în clorit. Biotitul suferă de asemenea procese intense de cloritizare cu separare de magnetit și titanit.

Din aspectele petrografice se desprinde imaginea că granitoidele s-au consolidat în condiții de stress, ceea ce confirmă teoria sincinematismului. Pe de altă parte se observă că principalele componente ale acestor roci au suferit, datorită acțiunii soluțiilor reziduale, o serie de transformări autometamorfice care au produs transformarea plagioclazului și a mineralelor melanocrate. Către sfîrșitul consolidării granitoidelor s-a instalat o fază de metasomatoză alcalină, cu dezvoltare de fenoblaste de feldspat potasic peste fondul rocilor granitoide. Această metasomatoză s-a localizat mai ales în zonele marginale ale masivului. Granitoidele prezintă frecvent aspecte de cataclază și laminare care însotesc uneori blasteza mineralelor.

Seriile cristaline de Lainici-Păiuș și Drăgșan au fost bine caracterizate, atât de către cercetătorii anteriori, cât și de către unul dintre autori. De aceea în lucrarea de față nu vom insista asupra petrografiei acestor serii. Șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, se dezvoltă pe o direcție aproximativ E—W între Rafaila și cantonul Caprei. În constituția acestei serii intră: gnaisse psamitice, cuarțite, șisturi sericito-cloritoase, gnaisse cloritice, gnaisse cu sericit și clorit, calcare cristaline, milonite și migmatite. Unele din aceste gnaisse prezintă toate caracterele unor arcoze cimentate cu un material argilo-cuarțos. Datorită unor procese de granitizare, uneori, aceste roci iau aspectul unor gnaisse granitice. Astfel, natura materialului care intră în compoziția seriei de Lainici-Păiuș ar indica sedimente detritice depuse în zona de shelf. Invazia de material granitic a produs feldspatizarea în diverse grade a seriei de Lainici-Păiuș, determinând apariția de structuri migmatice, de inbibitie și metasomatoză. Aceste procese au fost însotite de transformarea intensă a plagioclazului și uneori de cloritizarea hornblendei și biotitului.

*Șisturile cristaline ale seriei de Drăgșan.* În cadrul seriei de Drăgșan se distinge ca și în alte regiuni unde se dezvoltă această serie, un complex superior clorito-sericitos (seria clastică, G. MANOLESCU) și un complex inferior amfibolitic.

Șisturile cristaline ale complexului clorito-sericitos au o arie de răspândire relativ restrinsă în partea de nord a regiunii. În constituția lor s-au putut separa pe de o parte șisturi și filite epiclastice (filite sericito-cloritoase, șisturi cuarțitice cu clorit și epidot), iar pe de altă parte șisturi piroclastice (șisturi clorito-epidotice cu porfiroblaste de albit, șisturi actinolitice cu epidot, șisturi cloritoase, talcoase), precum și o serie de intercalații de gnaisse granitice, gnaisse cloritice și injecții din suita filoniană a masivului de granitoide.

Complexul amfibolitic are cea mai largă răspândire în cadrul seriei de Drăgșan și este constituit din șisturi sedimentogene-tufogene, metadiorite, serpentinite cu injecții de roci eruptive din masivul de granitoide. Rocile care domină în acest complex sunt reprezentate prin: amfibolite cu biotit, șisturi amfibolice cu epidot și granat, gnaisse amfibolice, amfibolite și șisturi tremolitice.



Complexul inferior, amfibolic, al seriei de Drăgșan cuprinde în majoritatea lui un material constituit din produse ale magmatismului inițial, care s-a manifestat în primele faze ale evoluției geosinclinalului. Alături de rocile metaeruptive se întâlnesc și roci tufogene și tufitogene bazice. Injectia de material leucocrat a determinat ca și în seria de Lainici-Păiuș, formarea în anumite zone a rocilor cu aspecte migmatice și textură paralelă precum și transformarea intensă a plagioclazului și mineralelor feromagneziene. Uneori se observă invazia de material cloritic hidrotermal care ia aspecte sferulitice înconjurînd sau substituind mineralele feromagneziene.

### Caracterizarea microtectonică

Din punct de vedere al studiului microtectonic, în alcătuirea Cristalinului autohton care apare în profilul văii Jiului, distingem următoarele zone cu compoziție petrografică și competență diferită: rocile granitoide, seria de Lainici-Păiuș, seria de Drăgșan inferioară (complexul amfibolitelor) și seria de Drăgșan superioară (complexul clorito-sericitos). În aceste zone, în scopul estimării statistice a elementelor structurale, au fost studiate sectoare relativ omogene, în care elementele structurale au fost proiectate după sistemul Schmidt, folosind emisfera inferioară.

Rocile granitoide formează un masiv intens tectonizat cu frecvente zone de laminare, în care tectonica magmatică este de cele mai multe ori mascată de mișcările ulterioare. Structurile primare de cursiere nu se pot observa decât cu totul excepțional, iar sistemele de fisuri primare se disting cu mare greutate. În această situație am abordat studiul fisurilor, în primul rînd, pentru a compara aspectul structurii interne a granitoidelor cu cel al rocilor înconjurătoare, cît și pentru a obține, pe cît posibil, unele informații cu privire la tectonica magmatică. Profilul în masivul de granitoide

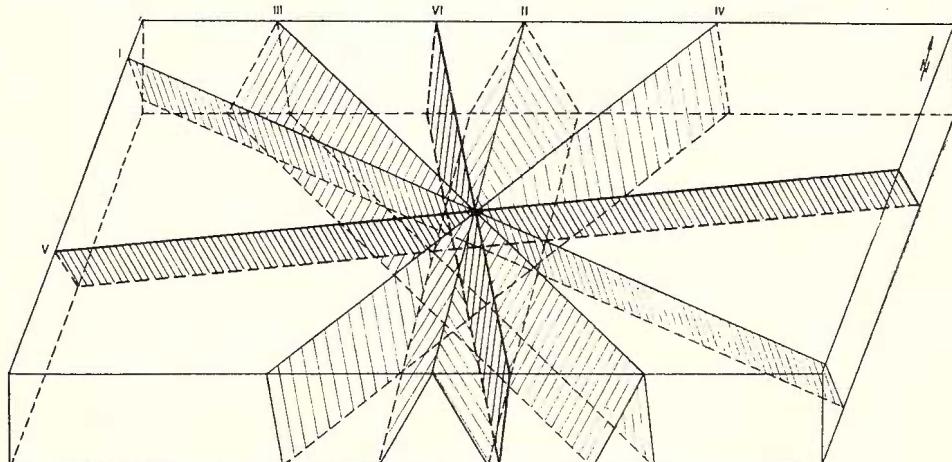


Fig. 1. — Bloc-diagram sintetic cu principalele sisteme de fisuri în granitoide și șisturi cristaline.



a fost împărțit în cinci sectoare omogene, fiecare cuprinzând un număr de 100—300 măsurători proiectate în diagrame de sector. Repartiția maximelor în diagrame pune în evidență existența a maximum șase sisteme de fisuri. În mod cu totul excepțional aceste sisteme se întâlnesc împreună în aceeași diagramă. De obicei apar pînă la 4—5 sisteme. Sistemele de fisuri au fost obținute trasînd planele corespunzătoare maximelor din diagrame care reprezintă concentrații ale polilor planelor de fisuri. Astfel s-au obținut plane cu poziție medie care se pot distinge în oricare din diagrame și care au fost reprezentate mai sugestiv în bloc-diagram (fig. 1).

Din cauza gradului intens de tectonizare, sistemele de fisuri nu se pot clasifica genetic în funcție de structura primară a granitoidului conform clasificării lui H. CLOOS; de aceea urmînd procedeul care se aplică în mod curent în asemenea cazuri am indicat tipurile de fisuri prin cifre romane de la I—VI. Ordinea de numerație nu s-a făcut în funcție nici de frecvență, nici de importanță sistemelor de fisuri.

Astfel în granitoide sistemele de fisuri principale sunt următoarele:

I. N70°—80° W/70° NE—80° SW (conjugat)

II. N 5°—20° E/45°—60° NW (foarte rar conjugat cu sistemul care înclina spre SE)

III. N40°—45° W/65°—75° SW (conjugat cu sistemul mai puțin frecvent cu înclinări de 85° NE)

IV. N40°—55° E/55° NW

N40° E/55° SE (conjugat mai rar)

V. N75°—EW/50°—60° N (în mod excepțional conjugat cu căderi spre SE 85°)

VI. N12°—20° W/80° S—W90° (foarte rar cu înclinări mari spre NE).

Cele mai frecvente sunt sistemele din grupele II, III, IV și VI. Filoanele de aplite și lamporfire se întâlnesc mai ales pe fisurile din grupele II și V mai rar pe cele din grupele III și IV. Fisurile din grupele III și IV (NE și NW) prezintă aproape constant suprafețe de alunecare cu striuri, așa cum se poate observa în tectonograma sectorului 4 (fig. 2), care indică mișcări cu direcția ENE—WSW și subordonat perpendicular pe acestea. Dovada existenței unor mișcări intense pe sistemele III și IV conferă acestora calitatea de plane de forfecare; în același timp prezența uneori pe aceleasi plane a aplitelor și lamprofirilor, este o dovadă că ele au funcționat încă din primele faze de consolidare ale granitoidului.

Prezența aplitelor și lamprofirilor pe sistemul V (N75° E—SW), precum și poziția acestui sistem față de planele de forfecare diagonale transversale, ne determină să recunoaștem în acesta sistemul primar de fisuri longitudinale S. În sectorul 4 în care apar roci tonalitice, pe sistemul V se observă cruste cu cristale de tremolit orientate NNW, care arată mișcarea în această direcție pe planele direcționale. Tot în acest sector au fost măsurate într-un afloriment 18 axe c ale cristalului de hornblendă din tonalite. Acestea prezintă un maxim al direcției de curgere în cadranul SW (fig. 3).



Sistemele II ( $N5^{\circ}$ — $20^{\circ}$ E) și VI ( $N 12^{\circ}$ — $20^{\circ}$ W) sunt de asemenea sisteme primare, deoarece pe primul se întâlnesc filoane, iar pe ultimul apar cruste tremolitice. Este greu de precizat care din aceste două sisteme reprezintă fisurile transversale Q. S-ar putea ca ambele să reprezinte același sistem, deoarece au poziții relativ apropiate deși între maxime există un hiatus. Sistemul I ( $N 70^{\circ}$ — $80^{\circ}$ W) pare a reprezenta un sistem de fisuri mai recent, pe care s-au instalat falii.

După cum se observă în profil, granitoidul este puternic laminat la contactul cu seria de Lainici-Păiuș pe o distanță de peste 700 m. De asemenea zone de laminare frecvente se întâlnesc și în interiorul masivului, majoritatea cu poziția  $N70^{\circ}$ E—EW/ $50^{\circ}$ — $60^{\circ}$  N, reprezentând reluarea planelor din grupa V, precum și plane cu poziția  $N 45^{\circ}$ — $50^{\circ}$  E/ $50^{\circ}$  N, reprezentând planul de forfecare din grupa IV. Falii din grupa V, după cum se observă în profil, apar conjugate însă întotdeauna cele cu înclinări spre nord, sunt însoțite de laminări intense, milonitzări și brecifieri, în timp ce corespondentele lor cu înclinări spre sud sunt mult mai puțin însoțite de asemenea fenomene. Aceasta s-ar putea explica prin faptul că falii cu înclinări spre nord s-au instalat probabil pe planele S preexistente în granitoid, care au favorizat dezvoltarea mișcării.

Repartizarea sistemelor de falii din granitoid se poate observa

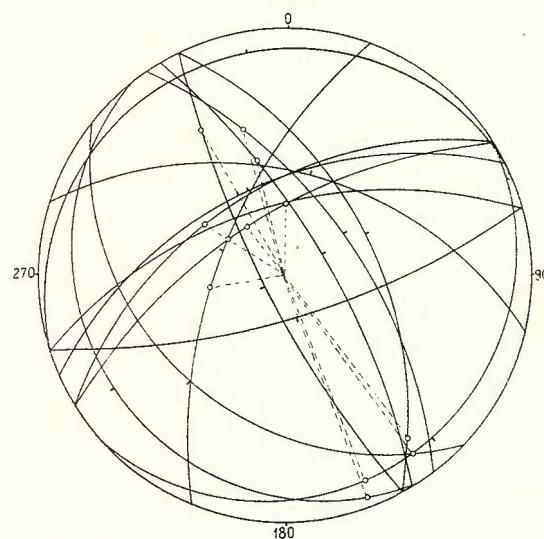


Fig. 2. — Plane cu striuri de alunecare în granitoide (Km 25–28 Tg. Jiu, Sectorul 4).  
○, striuri de alunecare.

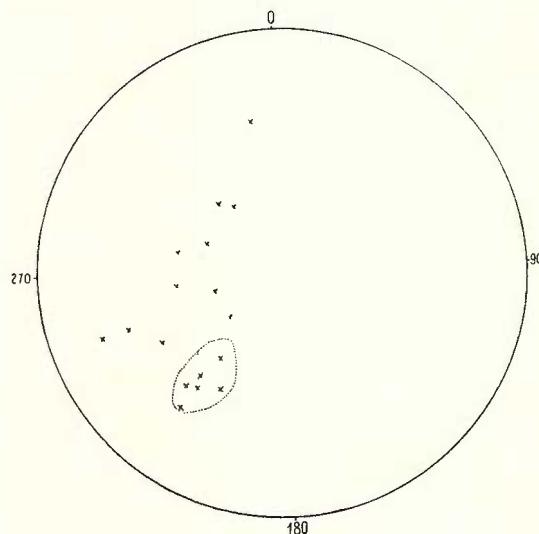


Fig. 3. — 18 axe ale cristalelor de hornblendă în granitoide (Km 25–26 Tg. Jiu, Sectorul 4).

mai bine în diagrama din fig. 4 care permite compararea cu diagramele de fisuri. În această diagramă se schițează două centuri perpendiculare, care reprezintă două zone de plane de forfecare conjugate. Mai evidentă este centura  $C_1$  care conține polii din zona sistemului V (planele de fisuri direcionale). Centura  $C_2$  conține maxime din zona planelor IV (transversale). Apar de asemenea clar maxime pentru faliile localizate pe sistemele IV și III (plane diagonale transversale).

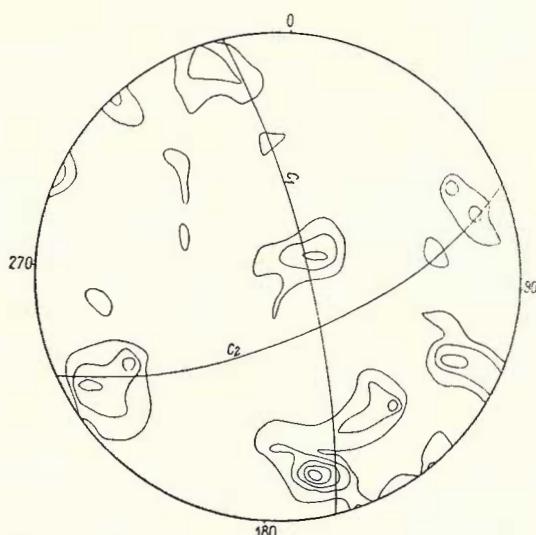


Fig. 4. — Falii în granitoide; 50 măsurători conture: 2—4—6—8—10.

identitate am păstrat și aci notația utilizată la granitoide. Pentru comparație am extras sistemele principale de fisuri cu pozițiile lor medii aşa cum am procedat și la prezentarea granitoidelor. Aceste sisteme sunt următoarele:

- I.  $N64^\circ - 78^\circ W / 70^\circ - 80^\circ NE$
- II.  $NS - 22^\circ E / 60^\circ - 85^\circ NW$
- III.  $\begin{cases} N46^\circ - 52^\circ W / 55^\circ - 60^\circ NE \\ N60^\circ W / 90^\circ \end{cases}$  Conjugate
- IV.  $\begin{cases} N40^\circ - 60^\circ E / 75^\circ - 80^\circ SE \\ N34^\circ - 46^\circ E / 50^\circ - 55^\circ NW \end{cases}$  Conjugate
- V.  $\begin{cases} N74^\circ - 76^\circ E / 46^\circ - 65^\circ NW \\ EW / 60^\circ S \end{cases}$  Conjugate
- VI.  $\begin{cases} N12^\circ - 24^\circ W / 70^\circ - 80^\circ SW \\ N8^\circ - 32^\circ W / 60^\circ - 80^\circ NE \end{cases}$  Conjugate

Fisurile din grupa VI ( $N8^\circ - 32^\circ W$ ) sunt fisuri transversale de tip *ac* deoarece maximul polilor lor coincide în fiecare sector cu zona de proiecție a elementelor lineare B. În mod corespunzător fisurile din grupa V ( $N74^\circ E - EW$ ) reprezintă fisuri direcionale

(h01) conjugate, care se intersectează în axa B a structurii. Deci direcția axei B în seria de Lainici–Păiuș este ENE–WSW–EW și înclină spre WSW, aşa cum se poate vedea din poziția elementelor lineare. Pe suprafața fisurilor *ac* cît și a celor conjugate din zona lui *a*, se observă striuri de alunecare cu direcția ENE paralele cu direcția axei structurii. Striurile indică deformări ale structurii paralel cu axa B.

O suprapunere clară între poziția maximului *ac* din diagrama fisurilor și elementele lineare se remarcă în cadrul sectorului nr. 11 unde planele *ac* medii au poziția N20° W/82° NE, iar lineațiile B apar în poziția 252–268/10°–25° (WSW), exact perpendicular pe planul *ac*.

Trebuie remarcat că dacă am lua în considerație numai direcția foliației, fără a ține seama de poziția elementelor lineare, nu am putea trage nici o concluzie asupra direcției reale a axei structurale, deoarece în anumite zone, după cum se poate vedea în harta structurală, foliația are poziția N20° E sau chiar N–S, în timp ce axa structurii are poziția N80° E. Este interesant de observat că atât în seria de Lainici–Păiuș cît și în granitoide, poziția axei tectonice coincide nu numai ca direcție ci și ca sens al înclinării.

Din datele microtectonice expuse mai sus cu privire la granitoide și la seria de Lainici–Păiuș rezultă următoarele concluzii: majoritatea fisurilor din granitoide sunt fisuri primare care au fost reluate apoi în timpul mișcărilor ulterioare. Se constată că toate sistemele de fisuri din granitoide se continuă perfect nederanjate în învelișul format din seria de Lainici–Păiuș. În seria de Lainici–Păiuș fisurile sunt legate în mod sigur de tectonica B. Pe aceste considerente se poate demonstra că masivul de granitoide este sincinematic.

În partea de nord, seria de Lainici–Păiuș este delimitată de seria amfibolitelor de Drăgășan printr-o zonă tectonică pe care G. MANOLESCU a denumit-o « zona tectonică de Pasul Vulcan–Jiu–vîrful Reci », care se dezvoltă în valea Jiului între punctele Păiuș și Cîrligul Caprei. G. MANOLESCU arată că în această zonă se întâlnesc roci aparținând ambelor compartimente. Falia care separă cele două compartimente este foarte importantă, ea putîndu-se urmări pe o distanță considerabilă în Cristalinul autohton spre W pînă în Munții Cernei iar spre E pînă în Munții Lotrului. Această falie reprezintă un plan probabil foarte vechi care a rejugat în repede rînduri. Ultimile mișcări evidente au avut loc în orogeneza alpină. După cum s-a mai arătat, G. MANOLESCU consideră că de-a lungul acestui contact anormal, compartimentul nordic cu amfibolite ar fi împins peste cel sudic (4). Nu există niciun motiv ca această presupunere să fie contrazisă. Din mișcările observate pe planele de fali, se pare că amfibolitele reprezintă într-adevăr un compartiment ridicat față de seria Lainici–Păiuș. În profilul pe care-l prezentăm, planul de falie, cel mai nordic, de la contactul cu amfibolitele are poziția E–W/80° N apărind contrar înclinării reprezentate de G. MANOLESCU în profilul său. În zona intens tectonizată fisurile au fost proiectate în diagrama nr. 12 (vezi harta). După cum se observă, această diagramă are afinități mai mult cu seria amfibolitelor, axa structurii înclinând spre E. După cum se poate

observă în diagrama din fig. 5, faliile din seria de Lainici–Păiuș se localizează pe aceleasi sisteme de plane ca și în granitoide.

*Seria de Drăgșan.* Ne vom referi mai întâi la gradul de competență cu totul deosebit al seriei de Drăgșan față de seria de Lainici–Păiuș. În timp ce în

seria de Lainici–Păiuș, din cauza duritatei tectonice ridicate, cutele sunt foarte rare, în complexul amfibolitelor rocile mult mai plastice, prezintă o cutare cu alunecare concentrică foarte avansată. În profil sunt reprezentate, cît se poate de exact, cutele mai importante; în zonele în care apar microcute, acestea au fost folosite în funcție de tipul de flanc (normal sau invers) la construirea reliefului structurii de ordin superior. Astfel ambolitele formează o structură anticlinorie, dreaptă relativ simetrică afectată de o serie de fali direcționale și diagonale transversale. În profilul prezentat de G. MANOLESCU (4)

Fig. 5. – Falii în seria de Lainici–Păiuș; 33 măsurători  
conture: 3–6–9–12.

amfibolitele formează de asemenea un anticlinal însă mult mai simplu. Complicația din flancul sudic, care apare în profilul nostru explică de ce nu se repetă simetric partea superioară a complexului amfibolitelor care apare în flancul nordic al structurii.

În complexul amfibolitelor au fost construite cinci diagrame de fisuri (diagrama 12–16) în care se disting următoarele sisteme:

	N72° W/54° NE		
I.	N70°W/85° SW		conjugate
II.	N22° E/74° NW		
III.	N52° E/90°–46° SE		conjugate
	N55°–64° E/56°–75° NW		
IV.	N45°–60° W/70°–80° SW		conjugate
	N50° W/86° NE		
	N70° E–80°/90°		
V.	N70° E/40° NW		conjugate
	N70° E/55° SE		
	EW/84° S		
VI.	N12°–30° W/70°–80° SW°	(exceptional 60° SW)	



Sistemul VI este cel mai frecvent și reprezintă plane  $ac$  perpendiculare pe lineația B. Această relație se observă foarte bine în cartodiagramă în care sînt figurate ambele elemente structurale.

Grupa V — reprezintă plane ( $h01$ ) care se intersectează în axa B cuprindînd patru serii de plane conjugate cu aceeași direcție. Grupele III și IV reprezintă plane de formecare diagonale-transversale. În diagrama faliilor (fig. 6) se observă că sistemele de fali coincide cu sistemele  $ac$  (VI) și ( $h01$ ) precum și cu sistemele diagonale-transversale.

Remarcăm și în complexul amfibolitelor identitatea poziției elementelor microtectonice cu cele ale seriei de Lainici—Păiuș. Direcția axei B se păstrează aproape neschimbătă cu o curbă treptată spre NE. Sensul inclinării axei B se schimbă însă de la SW spre NE, datorită probabil mișcării de răsucire a blocului nordic în jurul axei tectonice sau datorită traversării unei zone de afundare axială.

În prima ipoteză, în desvoltarea structurii, la E și W de Jiu, ar trebui să găsim același sens al inclinării spre NE al axei B. În cea de-a doua ipoteză la W de Jiu ar trebui să găsim inclinări ale axei B spre SW.

Din analiza elementelor microtectonice rezultă clar că valea Jiului traversează anticlinalul amfibolitelor într-o zonă de pericol cu inclinări de  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$  spre NE.

Complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgășan începe la aproximativ 500 m în amonte de confluența cu valea Izvorului. Asupra acestui complex nu putem face considerații deoarece a fost cercetat pe o porțiune foarte restrînsă.

### Concluzii

S-a demonstrat că masivul de granitoide reprezintă un masiv sinorogen care s-a pus în loc într-o fază de cutare prehercnică, aşa cum s-a considerat recent (1). Consolidarea masivului a avut loc sub influența aceluiași cîmp de forțe care a produs cutarea șișturiilor cristaline. S-a arătat de asemenea că seriile de Lainici—Păiuș și Drăgășan au fost metamorfozate în aceeași fază, deoarece ele au suferit

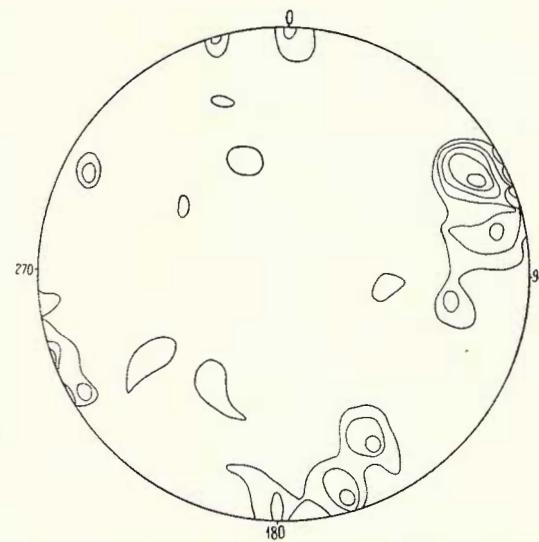


Fig. 6. — Fali în seria de Drăgășan; 38 măsurători  
conture: 2,5—5—7,5—10—12,5.

același complex de mișcări care se reflectă în orientarea și simetria tuturor elementelor structurale. S-a demonstrat că anticinalul amfibolitelor se afundă spre NE cu  $20^{\circ}$ – $30^{\circ}$  formând în valea Jiului un periclin. Limita dintre amfibolitele seriei de Drăgșan și seria de Lainici–Păiuș este o linie foarte importantă care se poate urmări pe o distanță considerabilă în Cristalinul autohton și care separă un compartiment ridicat în partea de nord a regiunii.

Faliile s-au instalat atât în granitoide cât și în șisturile cristaline pe plane de discontinuitate preexistente, mai ales pe cele cu înclinări spre nord, pe care mișcarea a fost reluată în repetate rânduri, datorită împingerilor relative dinspre NNW.

Șisturile cu cloritoid de la Rafaila sunt prinse în seria de Lainici–Păiuș pe plane de fali cu direcția EW–ENE și înclinări spre N paralele cu faliile care produc laminarea granitoidului. Nu se poate preciza de câte ori și în care momente au fost reluate mișările pe aceste plane. În mod sigur se poate afirma că faliile au fost reluate în mișările hercinice tîrzii, deoarece Carboniferul superior reprezentat prin șisturi cu cloritoid, apare prins în seria de Lainici–Păiuș și în granitoide.

Încercînd o privire asupra geotectonicii și evoluției metamorfismului seriilor din autohtonul care apare în defileul Jiului, se obține următoarea imagine: complexul amfibolic al seriei de Drăgșan reprezintă produsele magmatismului inițial al unui geosinclinal vechi, iar seria de Lainici–Păiuș reprezintă depozite psamitice depuse în zona de shelf. Urmează metamorfismul ambelor serii, iar într-o fază mai nouă are loc intruziunea masivului de granitoide care a produs o readaptare a seriilor metamorfice, atât prin acțiunea soluțiilor, cât și prin retromorfismul datorit mișărilor de ridicare.

În geosinclinalul paleozoic s-a depus seria de Tulișa care remaniază rocile granitoide. Această serie a fost metamorfozată în fazele de mișcări hercinice tîrzii deoarece Carboniferul superior este metamorfozat iar Permianul se dispune discordant și nu este metamorfozat.

Geosinclinalul mesozoic începe să funcționeze în această regiune abia în Jurasic. Nu există nici o dovedă asupra existenței Triasicului. În Jurasic magmatismul inițial este reprezentat prin ophiolite, manifestîndu-se pînă în Cretacicul inferior.

Astfel, în evoluția regiunii văii Jiului, distingem trei faze geotectonice din care: două faze cu metamorfism și magmatism (respectiv de vîrstă precambriană și paleozoică) și o fază numai cu magmatism, fără metamorfism (mesozoică).

#### BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL., PAVELESCU L. Considerații asupra genezei rocilor granitoide din autohtonul danubian al Carpaților Meridionali. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. Congresul al V-lea, Mineralogie–Petrografie*, Vol. II, (sub tipar).
2. IONESCU BUJOR D. Studiul geologic petrografic și chimic al masivului granitic de Șușița. București 1913.



*Tabelul diagramelor de fisuri*

Granitoide

- Diagrama 1. 200 măs.; conture: 0,5–1–1,5–2–2,5–3–3,5–4–4,5
- Diagrama 2. 200 măs.; conture: 0,5–1–1,5–2–2,5–3–3,5–4–5–6,7
- Diagrama 3. 127 măs.; conture: 0,8–1,6–2,4–3,2–4–4,8–5,6–6,4
- Diagrama 4. 300 măs.; conture: 0,3–0,9–1,5–2,1–2,7–3,3–3,9
- Diagrama 5. 190 măs.; conture: 1–2–3–4–5–6–7–8–9–10
- Diagrama 6. cuarțite 63 măs.; conture: 1,6–3,2–4,8–6,4–8–9,6
- Diagrama 7. migmatite 170 măs.; conture: 1,3–2,6–3,9–5,2–6,5–7,8–9,1–10,4–11,7
- Diagrama 8. gnaisse psamitice; 170 măs.; conture: 0,6–1,8–3,4–2–5–6,6
- Diagrama 9. gnaisse cuarțitice, șisturi cuarțitice; 130 măs.; conture: 0,8–1,6–2,4–3,2–4–4,8–5,6–6,4–7,2
- Diagrama 10. gnaisse muscovitice; 62 măs.; conture: 1,6–3,2–4,8–6,4–8–9,6–11,2
- Diagrama 11. cuarțite sericitoase și sisturi cuarțitice sericitice; 126 măs.; conture: 0,8–2,4–4–5,6–7,2–8,8–10,4–12–13,6–15,2–18,4
- Diagrama 12. șisturi cloritoase cu albit șisturi carbonatice; 76 măs.; conture: 1–2–3–4–5–6–7–8–9
- Diagrama 13. gnaisse amfibolice amfibolite rubanate șisturi clorito-talcoase șisturi talcoase carbonatate; 197 măs.; conture: 0,5–1,5–2,5–3,5–4,5–5,5–6,5–7,5–8,5–9,5–10,5
- Diagrama 14. șisturi cuarțitice cloritice; 102 măs.; conture: 1–3–5–7–9–11–13–15
- Diagrama 15. amfibolite; 199 măs.; conture: 0,5–1–1,5–2–2,5–3–3,5–4–4,5
- Diagrama 16. amfibolite; 155 măs.; conture: 1,6b–3,2–4,8–6,4–8–9,6–11,2–12,8–14,4.

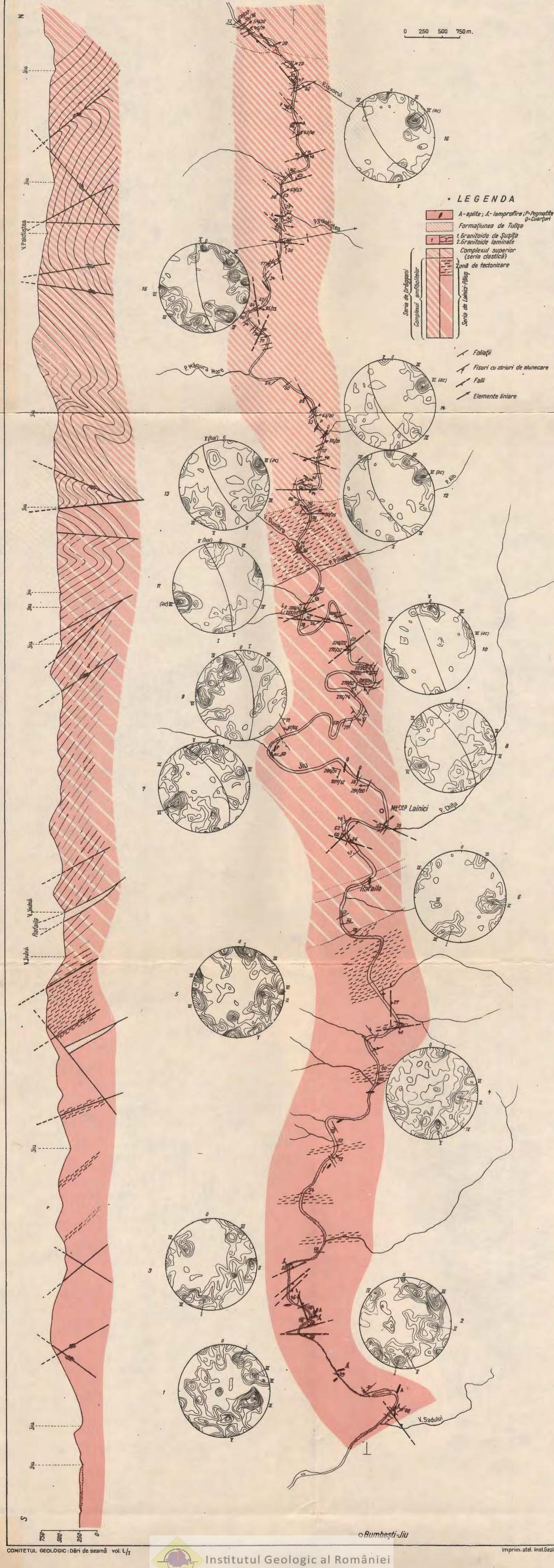
Seria de Drăgșan  
Complexul inferior



Institutul Geologic al României

# SCHIȚA GEOLOGICĂ STRUCTURALĂ A VĂII JIULUI ÎNTRE BUMBEȘTI ȘI ISCRONI

L.PAVELESCU,, MARIA PAVELESCU,I.BERCIA,ELVIRA BERCIA. Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni.



3. INKEY B. Die transsylvanischen Alpen vom Roterturmpass bis zum Eisernen Tor. *Math. u. Naturw. Berichte aus Ungarn.* Bd. IX. Budapest 1891.
4. MANOLESCU G. Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan, Carpates Méridionales Roumanie. Bucureşti 1937.
5. MRAZEC L. Dare de Seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. I. Partea de E a Munților Vulcan. Bucureşti 1898.
6. MRAZEC L. Contributions à l'histoire de la vallée du Jiu. *Bul. Soc. de Științe*, 1899.
7. MRAZEC L., DUPARC L. Sur un schist à chloritoid des Carpates. *C. R. Acad. Paris* 1893.
8. MURGOCI G. M. The geological synthesis of the South Carpathians. *C. R. Congr. Géol. Intern. XI, Sess. Stockholm* 1912.
9. PAVELESCU L. Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de SE a Munților Retezat. *An. Com. Geol.* XXV. Bucureşti 1953.
10. PAVELESCU L. Contribujiuni la studiul fundamentului cristalin și aria de răspândire a diferitelor formațiuni cristalofiliene din partea centrală și estică a autohtonului danubian. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică. Congresul al V-lea. Mineralogie-Petrografia*, Vol. II. (sub tipar)
11. ȘTEFĂNESCU Gr. Raport asupra constituției geologice a județelor: Gorj, Mehedinți și Dâmbovița. *An. Bir. Geol.* 1882–1883, nr. 1–2, București.
12. \*\*\* Ghidul Congresului al V-lea al Asoc. Geol. Carpato-Balcanice, Carpații Meridionali. Bucureşti 1961.

## ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ УЩЕЛЬЯ ДЖИУ МЕЖДУ БУМБЕШТЬ И ИСКРОНЬ

Л. ПАВЕЛЕСКУ, М. ПАВЕЛЕСКУ, И. БЕРЧА, Е. БЕРЧА

(Краткое содержание)

Автохтонные кристаллические породы ущелья Джину были исследованы, в прошлом, Бела Инкэй, Гр. Штефэнеску, Г. М. Муггоч, Л. Мразек и Г. Манолеску. Более точный облик геологической структуры ущелья был определён Л. Мразеком (1898–1899) и Г. Манолеску (1937), которые устанавливают различие в образовании автохтонных кристаллических пород при посредстве двух древних глыб (отторженцев), выделенных зоной интенсивной тектонизации. На северном участке массива — выявлена ассоциация амфиболитов с кластическими породами, а на южном участке — ассоциация гранитоидов с комплексом Лайнич-Пэйюш. Манолеску полагает, что комплекс Лайнич-Пэйюш представляет наиболее древнюю стратиграфическую серию слоев, которая была пересечена изверженными базитовыми породами (кварце содержащими диоритами). Серия кластических пород была взята на учёт, как обломочный материал, образовавшийся на месте за счёт амфиболитов, хотя, по мнению Манолеску, не исключена возможность принадлежности этой серии туфогенному комплексу ассоциированному с



амфиболитами. Кластические породы и амфиболиты были выявлены, в последнее время, в серии Дрэгшань. По Манолеску — метаморфизм кристаллических сланцев имел место вначале герцинских движений. В настоящее время исследователями был принят в соображение возраст метаморфизма как принадлежащий догерцинскому-ой. В геологическом составе исследуемой области, авторами были выделены: четвертичные осадочные отложения, метаморфизованный покров кристаллического фундамента и кристаллический фундамент автохтона.

Четвертичные отложения представлены: аллювиями, террасами, конусами выноса и обломками горных пород.

Метаморфизованный покров кристаллического фундамента состоит из палеозойских метаморфизованных отложений, известных в Южных Карпатах под названием — Серии Тулиша. Они выходят на дневную поверхность в исследуемой области, будучи тектонически включены в Серии Лайнич-Пэйюш, а также и в гранитоидах. Серия де Тулиша представлена: черными аркозовыми филлитами, черными, графито-серизитовыми филлитами, хлоритовыми сланцами с альбитом, актинотом и эпидотом, хлорито-серизитовыми сланцами с хлоритоидом. Недавно было установлено А. л. Семака наличие верхней карбоновой фауны — в сланцах с хлоритоидом Рафаила.

Кристаллический фундамент автохтона составлен в своей южной части из гранитоидов и из серии Лайнич-Пэйюш, а в северной части — из серии Дрэгшань, со своими двумя комплексами: амфиболитового — у основания и хлорито-серизитового комплекса — в верхней своей части.

Гранитоидные породы представлены: гранитами, грано-диоритами с переходами к тоналитовым типам и кварцсодержащим диоритам, которые преобладают в северной части области. Жильные породы пересекающие гранитоиды, представлены: кварцсодержащими порфирами, аплитами и лампрофирами серии спессартитов - керсантитов.Петрографическое исследование гранитоидных пород показало, что последние были консолидированы (укреплены) под стрессом и что они были подвергнуты интенсивным автометаморфическим преобразованиям (трансформирование плагиоклаза и меланократовых минералов). В окончательной фазе консолидирования массива гранитоидов был проявлен интенсивный щёлочный метасоматоз, установившийся, в особенности, в окраинных зонах массива. Этот метасоматоз привел к образованию фенобластезов калиевого полевого шпата развивающегося над первоначальной структурой гранитоида.

Сиря Лайнич - Пэйюш представляет обломочную серию, составленную из: псамmitовых гнейсов, кварцитов, серизито-хлоритовых сланцев, хлоритовых гнейсов, гнейсов с серизитом и хлоритом, кристаллических известняков, милонитов, магматитов. Последние указывают на то обстоя-



тельство, что первоначальный материал, в преобладающем порядке обломочный, был осаждён в зоне шельфа. Наступление гранитного материала вызвало, в различных степенях, фельдшпатизацию Серии Лайнич-Пэйюш.

*Серия Дрэгшань.* Верхний хлорито-серицитовый комплекс серии Дрэгшань выходит на дневную поверхность, будучи составлен из сланцев и эпикластических филлитов (серицито-хлоритовые, кварцитовые сланцы с хлоритом и эпидотом) и пирокластических сланцев (хлоритовые сланцы с эпидотом, с альбитовыми порфиробластами, актинолитовые сланцы с эпидотом, хлоритовые сланцы с тальком), пересечённых гранитоидными инъекциями.

Нижний амфиболитовый комплекс составлен, в преобладающем порядке, из метадиоритов, ассоциированных с серпентинитами, из седиментогенно-туфогенных сланцев, пересечённых инъекциями гранитоидных пород. Комплекс амфиболитов включает продукты, специфические первоначальному магматизму

Микротектоническое исследование структурных элементов в кристаллических и гранитоидных сланцах, выявило идентичность позиции систем трещиноватостей в гранитоидах и в кристаллических сланцах, а также и параллелизм направления потока из гранитоидов с осью В — структуры кристаллических сланцев. Это демонстрирует, что массив гранитоидов является синогенным. Помимо этого была выявлена, также идентичность позиций структурных элементов Серии Лайнич-Пэйюш и комплекса амфиболитов, демонстрирующих, что эти два комплекса, между которыми не могут быть установлены геометрические соотношения, были метаморфизованы в одно и тоже время. Измерение позиций, элементов продемонстрировало погружение антиклинали амфиболитов на 20°—30° к востоку. Детальные наблюдения позволили построение более точного профиля структуры кристаллического массива. Исследование крупных разрывных нарушений (бросов, сдвигов, смещений) показало, что последние установились на месте, как в гранитоидах, так и в кристаллических сланцах на прежде существовавшей [плоскости] разрыва непрерывности. Петрографические и структурные исследования [позволили] проведение набросков по геотектонике и эволюции метаморфизма области. Таким образом амфиболитовый комплекс серии Дрэгшань представляет продукты первоначального магматизма древней додгерцинской геосинклинали, а Серия Лайнич-Пэйюш — представляет псамmitовые отложения зоны шельфа. Отложения геосинклинали были подвержены складкообразованию и — метаморфизованы. В более новой фазе последние были пересечены гранитоидными породами, вызвавшими переприспособление метаморфических



серий, как при воздействии растворов, так и при посредстве метаморфизма, вызванного движениями поднятия. В палеозойской геосинклинали была осаждена серия де Тулиша, которая переустраивает гранитоиды, будучи метаморфизованы в фазах поздних герцинских движений. Мезозойская геосинклиналь начинает своё существование только с юры. Первоначальный магматизм этой геосинклинали представлен офиолитами, выявленными как в юре, так и в нижнем мелу. Таким образом, в геологической эволюции области В. Джинулуй были выделены три геотехнических фазы, из которых: две фазы с метаморфизмом и магматизмом (соответственно докембрия и палеозойского возраста) и одна фаза, только с магматизмом, но без метаморфизма (мезозойская).

---

## RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET STRUCTURALES DANS LE DÉFILÉ DU JIU, ENTRE BUMBEŞTI ET ISCRONI

PAR

L. PAVELESCU, M. PAVELESCU, I. BERCIU, E. BERCIU

(Résumé)

---

Le Cristallin autochtone du défilé du Jiu a été étudié au passé par BELA INKEY, GR. ȘTEFĂNESCU, G. M. MURGOCI, L. MRAZEC et G. MANOLESCU. Une image plus exacte de la structure géologique a été établie par L. MRAZEC (1898—1899) et G. MANOLESCU (1937) qui, dans la structure du Cristallin autochtone de cette région ont distingué deux vieux blocs séparés par une zone très tectonisée. Dans le bloc septentrional on remarque l'association des amphibolites à la série clastique, et dans le bloc méridional l'association des granitoïdes à la série de Lainici—Păiuș. G. MANOLESCU considère que la série de Lainici—Păiuș représente le terme stratigraphique le plus ancien. Cette série aurait été traversée par des roches éruptives basiques (diorites quartzifères). La série clastique a été regardée comme un détritus formé « *in situ* » aux dépens des amphibolites, bien que G. MANOLESCU n'exclut pas la possibilité que cette série représente la série tuffogène associée aux amphibolites. Récemment, les amphibolites et la série clastique ont été englobées dans la série de Drăgăsan. D'après G. MANOLESCU, le métamorphisme des schistes cristallins aurait eu lieu au début des mouvements hercyniens. À l'époque actuelle le métamorphisme est considéré d'âge anté-hercynien. Dans la structure géologique de la région l'on distingue: les dépôts sédimentaires quaternaires, la couverture métamorphisée du soubassement cristallin et le soubassement cristallin de l'autochtone.



Les dépôts quaternaires sont représentés par: des alluvions, des terrasses, des cônes de déjection et des éboulis.

La couverture métamorphisée du soubasement cristallin est constituée par des dépôts paléozoïques métamorphisés, connus dans les Carpates méridionales sous le nom de Série de Tulișa. Ils sont pris tectoniquement dans la Série de Lainici—Păiuș ainsi que dans les granitoïdes. La Série de Tulișa renferme les roches suivantes: phyllites noires, arkosiennes, phyllites noires graphito-sériciteuses, schistes chloriteux à albite, actinote et epidote, schistes chlorito-sériciteux à chloritoïde. Récemment dans les schistes à chloritoïde de Rafailă, AL. SEMAKA a déterminé une faune d'âge carbonifère supérieur.

Le soubasement cristallin de l'autochtone est formé — au Sud — par des granitoïdes et la série de Lainici—Păiuș, et — au Nord —par la série de Drăgșan avec ses deux complexes: le complexe amphibolique à la base et le complexe chlorito-sériciteux à la partie supérieure.

Les roches granitoïdes sont représentées par: des granites, des granodiorites avec des passages aux types tonalistiques et des diorites quartzifères. Les dernières dominent dans le Nord de la région. Les roches filoniennes qui traversent les granitoïdes sont représentées par: des prophyres quartzifères, des aplites et des lamprophyres de la série spessartite-kersantite. L'étude pétrographique des roches granitoïdes a montré qu'elles se sont consolidées sous l'effet du stress et qu'elles ont subi d'intenses transformations auto-métamorphiques (transformation du plagioclase et des minéraux mélano-crates). Pendant la phase finale de la consolidation du massif de granitoïdes a eu lieu une intense métasomatose alcaline, qui s'est installée surtout dans les zones marginales du massif. De cette métasomatose ont résulté les phénoblastes de feldspath potassique qui se sont développés sur la structure initiale du granitoïde.

La série de Lainici—Păiuș représente une série détritique formée de: gneiss psammitiques, quartzites, schistes séricito-chloriteux, gneiss chloritiques, gneiss à séricite et chlorite, calcaires cristallins, mylonites et magmatites. Cette composition indique un matériel initial prédominant détritique, déposé dans la zone de plate-forme continentale. L'apport du matériel granitique a produit la feldspathisation à divers degrés de la série de Lainici—Păiuș.

*Série de Drăgșan.* Le complexe supérieur chlorito-sériciteux de la série de Drăgșan est formé de schistes et de phyllites épiclastiques (phyllites séricito-chloriteuses, schistes quartzitiques à chlorite et epidote) ainsi que de schistes pyroclastiques (schistes chloriteux à epidote, à porphyroblastes d'albite, schistes actinolitiques à epidote, chlorito-schistes talqueux) traversés par des injections de granitoïdes.

Le complexe inférieur amphibolique est constitué principalement par des métadiorites associées aux serpentinites et aux schistes sédimentogènes-tufogènes et traversées par des injections de roches granitoïdes. Le complexe des amphibolites renferme des produits spécifiques pour le magmatisme initial.



L'étude microtectonique des éléments structuraux des schistes cristallins et des granitoïdes a permis la détermination de la position des systèmes de fissures dans les granitoïdes et les schistes cristallins, de même que le parallélisme entre la direction de coulée des granitoïdes et l'axe B de la structure des schistes cristallins. Ces données montrent que le massif de granitoïdes est un massif synorogène. Notons également l'identité qui existe entre les éléments structuraux de la série de Lainici—Păiuș et ceux du complexe des amphibolites; ce fait démontre que ces deux complexes — entre lesquels on ne saurait établir des relations géométriques — ont été métamorphisés simultanément. La position des éléments a montré que l'anticlinal des amphibolites plonge de 20° à 30° vers l'E. Les données de détail ont permis la construction d'un profil plus exact de la structure du Cristallin. L'étude des éléments rupturaux (failles, décrochements) a montré que ces derniers se sont installés autant dans les granitoïdes que dans les schistes cristallins, le long des plans de discontinuité pré-existants.

L'examen pétrographique et structural a contribué à la connaissance de la géotectonique et du métamorphisme de la région. Ainsi, le complexe amphibolique de la série de Drăgășan est constitué par les produits du magmatisme initial d'un géosynclinal ancien, pré-hercynien tandis que la série de Lainici—Păiuș comporte des dépôts psammitiques, apparus dans la zone de plate-forme continentale. Les dépôts du géosynclinal ont été plissés et métamorphisés. Pendant une phase plus récente, ces dépôts ont été traversés par les roches granitoïdes qui ont produit une nouvelle adaptation des séries métamorphiques autant par l'action des solutions que par le métamorphisme résulté des mouvements de surrection.

Dans le géosynclinal paléozoïque s'est déposée la série de Tulișa à granitoïdes remaniés; elle a été métamorphisée pendant les phases des plissements hercyniens tardifs.

Le géosynclinal mésozoïque commence à fonctionner au Jurassique. Le magmatisme initial de ce géosynclinal est représenté par les ophiolites rencontrées au Jurassique et au Crétacé inférieur. Ainsi, dans l'évolution géologique de la région de Valea Jiului, on distingue trois phases géotectoniques, notamment: deux phases à métamorphisme et magmatisme (respectivement d'âge pré-cambrien et paléozoïque) et une phase à magmatisme, sans métamorphisme (mésozoïque).



*Dări de Seamă ale Ședințelor*

Vol. L/l (1962—1963)

MINERALOGIE-PETROGRAFIE

CERCETĂRI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE IN CAPĂTUL  
DE EST AL AUTOHTONULUI CARPAȚILOR MERIDIONALI<sup>1)</sup>

DE

L. PAVELESCU, MARIA PAVELESCU

Regiunea care face obiectul acestei comunicări este delimitată la nord de valea Lotrului, la sud de valea Repedea, la est de confluența văii Lotrului cu valea Latorița, iar la vest de izvoarele văii Latoriței.

Partea de vest a munților Lotrului se caracterizează prin culmi întinse și domoale în partea de nord a regiunii cercetate și înguste și prăpăstioase în partea mediană și sudică. Astfel, în partea de nord a regiunii cercetate, menționăm culmea Runculeț — Mînileasa de direcție E—W și culmile Stevia — Poiana Mare — Turcinești — Pietrele — Puru — Coasta Benghii, Repezile — Părăginosul, Tîrnovu Mare — Tîrnovu Mic, din zona mediană și sudică, de asemenea de direcție E—W. Rețeaua hidrografică este tributară în întregime văii Lotrului, care în regiunea noastră are un curs aproape W—E. De la nord spre sud își varsă apele în ea următoarele văi: Runculeț, Mînileasa și Latorița cu Rudăreasa și Repedea.

Din punct de vedere geologic, regiunea a fost cercetată încă de L. MRAZEC și Gh. M. MURGOCI între 1895—1910. Pe baza acestor studii și a acelora executate în munții Parâng, L. MRAZEC, a putut stabili cele două grupe de șisturi cristaline, caracterizate fiecare prin faciesul său metamorfic. În urma acestei clasificări, în 1905 Gh. M. MURGOCI a semnalat în Carpații meridionali, grandioase fenomene de șariaj. La această concepție s-a asociat mai tîrziu L. MRAZEC și Fr. SCHAFARZIK. Mult mai tîrziu, regiunea a făcut obiectul tezei de doctorat a lui Șt. GHİKA-BUDEȘTI și în felul acesta ea a fost cercetată destul de amănunțit. În sectorul cercetat de noi, Șt. GHİKA-BUDEȘTI a separat: grupul de Lotru cu serpentine, gabbouri, amfibolite, șisturi amfibolice și diverse tipuri de gnais cu numeroase injecții aplito-pegmatitice; ofiolite cu roci bazice și ultrabazice, insinuate de-a lungul liniei de șariaj și grupul de Parâng: cu o serie sedimentară, una de tranziție, una eruptivă și una melanocrată.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 15 februarie 1963.



## Geologia și petrografia regiunii

Din punct de vedere geologic-structural, în regiunea cartată se pot separa următoarele unități: depozite cuaternare, Cristalinul Pînzei getice, ofiolitele, Autohtonul cu învelișul său sedimentar, (depozite mesozoice, depozite paleozoice) și fundamentul său cristalin.

*Depozitele cuaternare.* Depozitele cuaternare sunt reprezentate prin: depozite aluvionare, cum sunt cele de pe valea Lotrului, în deosebi în aval de confluența sa cu valea Mînileasa și cele de pe valea Latorița și valea Repedea, conuri de dejecție și terase. Acestea din urmă au fost observate pe valea Lotrului în amonte de confluența sa cu valea Mînileasa, sau în apropiere de confluența văii Lotrului cu valea Latorița.

*Cristalinul Pînzei Getice.* Aria de răspîndire a Cristalinului Pînzei getice este foarte mare în partea de nord, est și sud a regiunii cercetate. Limita sa sudică și estică trece începînd de la izvoarele văii Funicelului, la sud de valea Repedea pe care o traversează la Vătășelul, îndreptîndu-se în spre Ciunget și valea Mînileasa la vest de confluența sa cu valea Lotrului. Spre nord, de-a lungul unei linii oarecum drepte de direcție aproximativă E—W, trece pe sub culmea Runculeș și Mînileasa Mică, aproape paralel cu valea Mînileasa. Spre vest, limita trece de-a lungul unei linii de direcție N—S din valea Vidruța, pe la est de vîrful Puru, vest de vîrful Petrimanu pînă în valea Latorița în apropiere de confluența sa cu valea Zăno guța. De aici limita se îndreaptă pe o direcție aproximativă est-vest, mergînd aproape paralel cu valea Latorița Benghii.

Din punct de vedere petrografic, în constituția Cristalinului Pînzei getice intră: micașisturi muscovitice, micașisturi muscovitice cu granați, paragnaise micacee, paragnaise biotitice cu granați, gnais mixte, cuarțite, amfibolite și sisturi amfibolice, aplite, pegmatite și serpentinite.

Micașisturile sunt roci šistoase, cu granule ce variază de la dimensiuni fine la medii și cu structură grano-lepidoblastică. Ele apar fie formînd zone larg dezvoltate, cu numeroase intercalării de paragnaise și cuarțite, de care uneori se deosebesc destul de greu, fie ca intercalări discontinue între paragnaise. În compoziția lor intră: cuarț, muscovit, plagioclazi, biotit, granați, zircon, apatit, minerale opace, etc. Unele din micașisturi arată o gamă largă de variații în ce privește granulația benzilor cuarțitice, scoțînd în felul acesta în evidență o sortare ritmică a materialului sedimentar. În unele din micașisturi, mica albă, dispusă în mod normal în benzi sau širaguri paralele, arată orientări destul de variate. Acest lucru se observă mai ales în micașisturile de pe valea Latorița între Ciunget și Gura Latoriței. În unele micașisturi lamelele micacee prezintă forme sinusoidale și mulează cristalele mai larg



dezvoltate de albit și granați, uneori chiar și de cuarț. Biotitul arată în cele mai multe cazuri un început de cloritizare marginală. Au fost întâlnite și micașisturi în care cuarțul ocupă 55% din volumul rocii și se prezintă sub formă de granule de mărimi și forme cu totul neregulate. Granatul, în ideoblaste de 0,5—1 mm diametru, apare de obicei în asociatie cu aglomerajile mai mari de biotit și este incolor-roz pal. Frecvent este fisurat și conține ca incluziuni, pe lîngă mineralele micacee, cuarț și minerale opace. Paralel cu cloritizarea biotitului, granatul se transformă și el în agregate cloritoase.

**Paragneisele.** Aceste roci, împreună cu micașisturile, ocupă aria cea mai largă în cadrul Cristalinului Pînzei getice. Ele prezintă o structură granoblastică tipică și o textură rubanată. Unele din paragnaise prezintă o ușoară tendință spre o structură grano-lepidoblastică. Se observă că în general dimensiunile granulelor mineralelor ce intră în constituția acestor roci variază de la dimensiuni medii la cele mari. În compoziția lor intră: feldspați (în deosebi plagioclazi), cuarț, biotit, muscovit, granat, turmalină, apatit, zircon, rutil, clorit, sericit, epidot, zoizit, calcit, prehnit, microclin, antofilit.

Raportul cantitativ între mineralele micacee și mineralele cuarț-feldspatice înclina în paragnaisele micacee înspre mineralele micacee, iar în celelalte tipuri de gnais înspre mineralele cuarț-feldspatice.

Parogenezele mineralogice cele mai importante, în ordinea frecvenței lor, sunt următoarele: plagioclaz + cuarț + muscovit; plagioclaz + cuarț + muscovit + biotit; plagioclaz + cuarț + biotit + muscovit; plagioclaz + cuarț + muscovit + microclin; plagioclaz + cuarț + muscovit + biotit + microclin; plagioclaz + cuarț + muscovit + biotit + granat; plagioclaz + cuarț + muscovit + clorit și plagioclaz + cuarț + biotit + hornblendă.

În paragnaise, cuarțul variază procentual între 12—55%, plagioclazii între 18—55%, biotitul între 0—45%, muscovitul între 10—25%. Cuarțul se prezintă de obicei sub formă de xenoblaste, uneori izometrice, alteori ușor alungite după axul C, paralel cu șistozitatea rocilor. Dimensiunile sale variază între 0,1/0,2—2/2 mm. În mod obișnuit prezintă puternice extincții odulatorii, iar granulele mai mari sunt însoțite de un mortar fin. Uneori, cuarțul se întâlnește sub formă de granule fine, inclus în plagioclazi sau chiar în granați. Conține uneori înglobate în granulele sale incluziuni fine de sericit. În unele paragnaise cuarțul împreună cu plagioclazi formează pături de dimensiuni variabile în alternanță cu cele micacee, înaltele el singur formează alternanțe cu mineralele micacee sau constituie fondul rocilor în care apar porfiroblaste de feldspați și fășii destrămate de minerale micacee.

Plagioclazii sunt în general proaspeți și conțin între 8—24% An. Dimensiunile lor variază între 0,1/0,1—1,5/1,5 mm. Ceea ce trebuie remarcat este faptul că maclele polisintetice după legea albitului sunt destul de rare, în schimb după legea periclinului sunt destul de frecvente. Unele cristale de plagioclazi conțin numeroase incluziuni



de cuarț, muscovit, biotit, granat sau săt mașcați de o pulbere fină de natură argiloasă. Cristalele de plagioclazi se dispun împreună cu cele de cuarț în pături ce ating uneori 1 cm grosime, în alternanță cu cele micacee. În unele gnais, asociațiile cuarțo-feldspatice săt dispuse în pături discontinue, care scot în evidență aspecte lenticulare.

Microclinul apare cu totul subordonat feldspașilor plagioclazi, sub formă de cristale cu conture în genere neregulate.

Biotitul se prezintă sub formă de lamele, alungite în lungul șistozitatii rocilor, de dimensiuni ce variază între 0,02/0,04—0,5/2 mm. Este puternic pleocroic și conține numeroase incluziuni de zircon cu aureole radioactive, minerale opace, granati și apatit. Uneori el apare în asociație intimă fie cu muscovitul, fie cu epidotul. Biotitul formează uneori cuiburi lenticulare dispuse în mod neregulat în masa rocilor. În unele paragnaise au fost întâlnite lamele de biotit cloritizate marginal sau de-a lungul clivajelor.

Muscovitul, în majoritatea gnaiselor, apare în asociație cu biotitul sub formă de lamele, uneori mai larg dezvoltate decât cele de biotit (0,20/0,50—0,40—2,5 mm). Unele lamele de muscovit lasă impresia că ar fi secundare, formate pe seama biotitului. În general, aceste lamele săt mărginită de granule fine de oxizi de fier. Aceștia pătrund uneori chiar de-a lungul clivajelor. În unele gnais au fost întâlnite atât lamele de muscovit, cât și de biotit, flexurate și cu extincții onduloase, care formează uneori un unghi aproape  $60^{\circ}$  cu liniile de clivaj.

Granatul, apare în mod obișnuit sub formă de cristale mărunte, izometrice, cu conture rotunjite. Frecent este fisurat și umplut de microlite fine de sericit, cuarț, minerale opace și clorit.

Cloritul este de obicei secundar, format pe seama biotitului. Au fost întâlnite cristale de clorit, care nu prezintă nici o relație genetică cu biotitul sau cu alte minerale; acestea săt mult mai larg dezvoltate (0,2—1,8 mm) și prezintă o culoare ușor verzuie cu ( $-$ ) $2 V = 1-6^{\circ}$ . După toate aparențele, acest clorit nu s-a format pe seama biotitului, ci pe seama unor soluții magneziene ce au circulat în timpul metamorfismului.

Amfiboli săt reprezentă prin hornblendă verde, care se prezintă sub formă de cristale prismatice alungite, de dimensiuni ce variază de la 0,2/0,8—0,3/1mm. Este puternic pleocroică ( $ng$  = verde închis;  $np$  = brun deschis;  $nm$  = brun verzui) și cu unghiu de extincție de  $18^{\circ}$ . Au fost întâlnite gnais în care hornblenda poate atinge un procent chiar de 25% din volumul rocii. În unele gnais cloritice a fost întâlnit un amfibol sub formă de cristale prismatice, alungite, incolor, cu extincție dreaptă și semnul optic pozitiv, caracter optice care ar corespunde antofilitului.

Turmalina, apatitul, zirconul, rutilul, prehnitul, calcitul, minerale opace, etc., au un rol cu totul subordonat.

În apropierea liniei de șariaj, ca și de-a lungul văii Lotrului, între confluența sa cu valea Minileasa și valea Dobrunului, se întâlnesc numeroase tipuri de gnais



care prezintă urmele unor eforturi mecanice la care au fost supuse, fiind cataclazate și milonitizate. Studiul microscopic, atât al paragnaiselor cît și al micașisturilor, scoate în evidență, în mod foarte clar, originea sedimentară a acestor roci. Ele au provenit din metamorfismul unor depozite cuarțo-feldspatice-argiloase-marnoase în condițiile faciesului amfibolic.

**Gnaisele mixte** se găsesc prezentându-se sub formă de intercalații de dimensiuni variabile. Sub denumirea aceasta au fost cuprinse toate tipurile de gnais oculare, lenticulare, aplitice și granitice, care s-au format pe seama unor roci sedimentare supuse unor procese de injecție și metasomatoză. În compoziția acestor roci intră plagioclazi, cuarț, feldspat potasic, muscovit, biotit și minerale accesori. În aceste gnais, plagioclazii față de feldspații potasici oscilează între 2:1, 1:1, 1:3, 1:6. Feldspatul potasic este reprezentat prin cristale proaspete de microclin, ale căror dimensiuni variază între 0,06/0,4—0,5/1 mm. Conturele lor sunt în general neregulate, predominând cele lobate și amoeboidale. Uneori, cristalele de microclin singure formează ochiurile sau lentilele gnaiselor, alteleori împreună cu feldspații plagioclazi. Plagioclazul este un albit-oligoclaz cu 3—17% An și numai cu totul excepțional atinge un procent de 34% An. În general este destul de intens alterat și mascat de o pulbere densă de caolin și solzișori de sericit. Cuarțul apare în mod obișnuit în granule mici; cînd este în granule mai mari arată un început de zdrobire și extincții onduloase foarte pronunțate. Este inechigranular și cu conture neregulate. În gnaisele unde granulele de cuarț sunt zdrobite și fărămițate, se observă că fisurile sunt cimentate cu soluții cuarțo-feldspatice. Muscovitul apare sub formă de lamele larg dezvoltate (0,03/0,2—0,5/2 mm), proaspete, dispuse paralel cu șistozitatea rocii, uneori sunt flexurate și prezintă extincții rulante. Atunci cînd prezintă asemenea extincții, acestea sunt perpendiculare pe direcțiile de clivaj. Biotitul apare și el sub formă de lamele, uneori mai dezvoltate, însă este în cea mai mare parte cloritizat și presărat de numeroase incluziuni de apatit, zircon, ace de rutil și minerale opace. Celelalte componente prezintă caracterele descrise la paragnaise.

**Cuarțitele.** Atât în paragnaise cît și în micașisturi apar destul de frecvent roci puternic cuarțoase și intercalații de cuarțite, din care unele sunt cartabile, altele nu, din cauza dimensiunii lor cîteodată foarte mici. Uneori aceste intercalații de cuarțite sunt atât de intim asociate cu paragnaisele sau cu micașisturile prin intermediul unor roci cuarțoase, încît de multe ori este aproape imposibil de trasat o limită între ele. Cuarțitele, atât cele muscovitice, cît și cele biotitice, prezintă în general o structură granoblastică și o textură masivă. Ele sunt alcătuite în cea mai mare parte din granule frecvent izometrice de cuarț, pe lîngă care mai apar cristale de feldspați și lamele fine de muscovit respectiv biotit. În unele cuarțite muscovitice, se întâlnesc destul de des relicte de biotit, parțial cloritizate, iar celelalte componente prezintă caracterele specifice rocilor care au suferit unele fenomene de diaforeză. Remarcabilă este uneori structura blastopsamitică a cuarțitelor, la care lamelele de

muscovit sau de biotit sănt dispuse în general paralel cu direcția șistozității rocilor. Feldspații sănt reprezentați prin microclin și oligoclaz în raport de 1:1 sau 1:2. Unele din aceste cuarțite, dar mai ales cele biotitice, sănt puternic pigmentate cu hidroxizi de fier. Se observă de asemenea că în majoritatea cazurilor componentele cuarțitelor prezintă o sortare destul de bună a materialului. Cîteodată apar intercalății grezoase pure printre rocile psamitice cuarț-feldspatice. În ambele tipuri de roci se observă că cimentul lor era de natură argiloasă.

**A m f i b o l i t e și ș i s t u r i a m f i b o l i c e .** Rocile acestea apar sub formă de intercalății interstratificate atât printre paragnaise, cît și printre micașisturi, mai ales pe valea Lotrului. Importanța lor constă în aceea că ele marchează o schimbare de natură petrografică în seria monotonă a micașisturilor și a paragnaiselor. În mod obișnuit rocile sănt de culoare verde închis-verde galben și sănt alcătuite din hornblendă verde în cristale prismatice, alungite paralel cu șistozitatea rocilor, biotit, granați, epidot, plagioclazi, cuarț, etc. Unele șisturi amfibolice, prin abundența foarte mare a epidotului, trec în epidotite.

În general, după parageneza mineralologică se pot deosebi: amfibolite, șisturi amfibolice cu biotit, șisturi amfibolice cu biotit și granați și șisturi amfibolice cu biotit și epidot.

La microscop iese foarte bine în evidență uneori structura nemato-lepidoblastică, alteori cea grano-nematoestică și textura paralelă. Amfibolul din aceste roci se prezintă sub formă de cristale prismatice, uneori destul de larg dezvoltate și dispuse pe o direcție preferențială, scoțind în felul acesta în evidență textura șistosă a rocii. Amfibolul este o hornblendă verde-albăstruie care procentual variază între 20—90% din volumul rocilor. Uneori hornblenda ocupă toată masa rocii, fără a arăta o dispoziție preferențială, alteori se poate observa o alternanță de pături larg dezvoltate de hornblendă, cu altele mai subțiri formate în deosebi din plagioclazi, alternanță care dă rocilor un aspect rubanat. În unele din amfibolite, mai ales în șisturile amfibolice și în unele gnais amfibolice, hornblenda este în varietatea sa uralitică sau actinolitică. În aceste tipuri de roci, hornblenda apare în asociere intimă cu biotitul și epidotul. Feldspații plagioclazi sănt complet saussuritizați, astfel că cu greu a fost posibil să se determine la unele cristale conținutul în anortit care variază între 18—36%. Biotitul sub formă de lamele înguste apare numai în asociere cu hornblenda și epidotul și conține numeroase incluziuni de zircon înconjurate de aureole pleocroice. Atunci cînd lamelele de biotit vin în atingere cu cristalele de hornblendă datorită proceselor de reacție prin relație, ambele minerale se decolorează. Cloritizarea biotitului nu se întîlnește decît numai la unele șisturi amfibolice cu biotit și granați. Granații apar de regulă sub formă de cristale izometrice mărunte și numai cu totul sporadic au fost întîlnite roci cu cristale de granați, mai larg dezvoltate, ca porfiroblaste. Epidotul, în granule neregulate, se întîlnește numai în păturile bogate în hornblendă. În mod obișnuit, formează aglomerații de granule, mai ales în șistu-



rile amfibolice cu actinot. Pe lîngă aceste componente principale trebuie să semnalăm în procente variabile prezența titanitului, cuarțului, apatitului, ilmenitului cu coroane de leucoxen, magnetitului, piritei și a limonitului.

Aplitele și pegmatitele care caracterizează pretutindeni Cristalinul getic, apar sub formă de intercalații filoniene de dimensiuni neregulate, atât în masa paragnaiselor, cât și a micașisturilor. O zonă bogată în filoane, îndeosebi pegmatitice, este delimitată la nord de cataractele văii Lotrului, Culmea Runculești la est, Mînileasa Mică la vest și izvoarele văii Mînileasa la sud. În sectorul acesta sunt cantonate cele mai importante exploatari de mică de la noi din țară.

Aplitele apar ca intercalații filoniene, a căror grosime variază de la cîțiva centimetri la cîțiva metri, uneori ele apar și sub forma unor vinișoare de cîțiva milimetri. Aceste vinișoare, în cazul când abundă, dau uneori naștere la gnaise mixte sau gnaise de injecție. De multe ori injecțiile aplitice sunt atât de fine încât separarea materialului gnaisic primar de cel de injecție aplitic nu se poate face decât pe cale microscopică. Rocile prezintă în general o textură masivă cu tendință spre cea șistoasă și o structură echigranulară cu granulație fină. În compoziția mineralologică a aplitelor intră: microclin, plagioclazi, cuarț, biotit, muscovit, hornblendă, granați, zircon, apatit, titanit, epidot, ortit, clorit și minerale opace. Microclinul se prezintă de obicei sub formă de granule cu conture neregulate și formează frecvente concreșteri grafice cu cuarțul. Procentual el ocupă între 10 și 30% din volumul rocilor și cu dimensiuni ce oscilează între 0,6/0,5—0,8/1 mm. Plagioclazii se prezintă sub formă de granule cu conture neregulate, predominând însă formele izometrice. Ca și microclinul, conțin incluziuni de apatit, cuarț și biotit. Conținutul în anortit variază între 8—20%. Dimensiunile granulelor variază între 0,5/0,6—0,8/1 mm, iar procentual ocupă între 18 și 45% din volumul rocilor. Cuarțul se prezintă sub formă de cristale xenomorfe, care mulează celelalte componente. El apare în cantități variabile (20—50%). Se observă o diminuare pregnantă în tipurile mai micro-grăunoase. Biotitul apare sub formă de lamele fine, proaspete, puternic pleocroice, și ocupă între 3—12% din volumul rocilor. Muscovitul apare, ca și biotitul, în lamele fine, însă este subordonat biotitului, uneori poate lipsi. Procentual el variază între 0—10%. Epidotul și hornblenda nu au fost întâlnite decât în cîteva roci și într-un mod cu totul sporadic.

Pegmatitele întâlnite, sunt în general plagioclazice. În mod obișnuit compoziția lor mineralologică este destul de uniformă. Plagioclazul se prezintă în aceste pegmatite sub formă de cristale în general larg dezvoltate, alcătuind uneori pungi și cuiburi. Este destul de proaspăt și conține între 18—20% An. Sub formă de incluziuni conține granule rotunjite de cuarț, muscovit, biotit, apatit, etc. Microclinul apare rar și atunci formează concreșteri grafice cu cuarțul. În multe din lentile de pegmatite, feldspatul potasic lipsește completamente. Au fost întâlnite însă și lentile de pegmatite în care feldspatul potasic este predominant, iar plagioclazii

sînt cu totul subordonăți acestora. Cuarțul sub formă de granule, în general mai mici decît cele de feldspați, prezintă extincții în general ondulatorii. Se întâlnește destul de frecvent cuarț prins în concreștere grafică cu feldspați sau ca incluziuni în granați. Muscovitul, alături de feldspați plagioclazi, este un component important și constant în toate tipurile de pegmatite. Lamelele sale variază foarte mult de la cîțiva centimetri la cîțiva decimetri și deobicei formează pachete de cîțiva centimetri

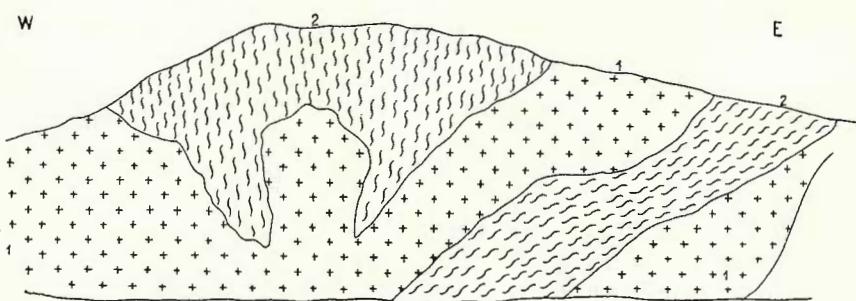


Fig. 1. — Schiță geologică pe valea Minileasa.  
1, pegmatit; 2, sîst cuarțitic biotic.

grosime. Biotitul apare mult mai rar, formînd uneori plăci tot atît de mari ca și muscovitul, sau se asociază în concreștere intimă cu acesta. Alături de aceste componente trebuie să menționăm apariția sporadică a granaților și a turmalinei.

Din punct de vedere al compozitiei mineralogice, pegmatitele întâlnite în regiune nu diferă de paragnaisele în care sunt intercalate, decît prin structura și textura lor. De altfel, în majoritatea cazurilor, între lentile de pegmatite și rocile înconjurătoare se întâlnesc toate gradele de tranziție prin creșterea nu cantitativă, ci în dimensiuni, a feldspațiilor și a micelor.

Pe aceste observații considerăm că geneza acestor pegmatite nu diferă de cea a gnaiselor, în sensul că în anumite perioade a metamorfismului regional, stratele de la o adâncime mai mare încărcate cu apă interstitială au putut atinge o temperatură la care s-a creat un eutectic, iar cuarțul și feldspați au putut intra în soluție cu apa. În felul acesta au luat naștere o serie de pungi și lentile pline cu această soluție care, datorită presiunii vaporilor de apă și a metamorfismului dinamic, au pătruns și au traversat rocile înconjurătoare la diferite distanțe, iar prin recristalizare ulterioară au dat naștere la roci cu caractere pegmatitice. Aceste roci sialice, cu toate că prezintă unele caractere magmatische, nu au nici o legătură directă cu injecțiile mai profunde (fig. 1).

**Serpentinite.** Rocile ultrabajice, serpentinate în totalitatea lor, au fost întâlnite în Dealul Voineasa, Munțele Zănuoguța, Purul și Coasta Benghii. Din punct de vedere mineralologic, se observă că sunt roci provenite din serpentinizarea

unor piroxenite și hornblendite. Sub microscop se disting în aceste roci relicte de olivină, hornblendă și diopsid, prinse într-o rețea de antigorit, crisotil și bastit.

După parageneza mineralologică se disting următoarele tipuri de serpentinite: serpentinite cu olivină + tremolit + crisotil + antigorit; serpentinite cu crisotil + antigorit; serpentinite cu actinot + antigorit + clorit.

În serpentinitetele cu olivină, olivina apare în procente ce variază între 2—10% din volumul rocilor, sub formă de granule izometrice cu conture rotunjite. Granulele acestea sunt în general separate între ele de minerale serpentinice, ceea ce lasă impresia că ele s-au format dintr-un cristal mai mare. Cea mai mare parte a cristalelor de olivină sunt serpentinizate.

Tremolitul se prezintă sub formă de cristale prismatice lipsite de fețe terminale. Este incolor, cu unghiul de extincție ce variază între 14—15°. Uneori și cristalele de tremolit sunt străbătute de minerale serpentinice. Procentual, tremolitul variază între 10—35% din volumul rocilor.

Cea mai mare parte a rocilor este constituită din minerale serpentinice (antigorit și crisotil). Antigoritul se prezintă sub formă de lamele verzi-gălbui, cu extincții ondulatorii și semn optic negativ. Crisotilul apare sub formă de ace fine dispuse în general perpendicular pe diaclaze sau fețele olivinei. Procentual mineralele serpentinice variază între 10—95%. Cloritul se prezintă sub formă de lamele uneori destul de larg dezvoltate și prezintă toate caracterele optice ale penninului. În unele serpentinite el poate atinge un procent de 25% din volumul rocii. Alături de aceste componente, se întâlnesc destul de frecvent minerale opace.

Prin dispoziția mineralelor și în deosebi a celor serpentinice, unele din aceste serpentinite scot în evidență aspecte rubanate, iar altele noduloase. Printre serpentinitetele acestea se întâlnesc și sisturi cristaline propriu zise, cum sunt sisturile actinolitice. Rocile acestea sunt formate în deosebi din actinot, căruia se asociază și penninul. Se distinge o masă fundamentală și sistoasă formată din cristale mici, prismatice de actinot, în care sunt prinse cristale larg dezvoltate de același mineral, care se dispun în mod obișnuit paralel cu sistozitatea rocilor, sau lamele alungite de clorit care se aglomerează de obicei în lentile discontinue pe planele de sistozitate.

*Ofolitele.* Aceste roci ocupă o arie de răspândire destul de mare în regiunea cartată. Astfel trebuie să menționăm: serpentinitete, gabbrourile și dioritele de pe valea Mînileasa de sub culmea Runculești, cele de la Petrimanu sau diferitele tipuri de serpentinite de pe culmea Repezile, valea Pîrîul Înșirat de sub culmea Fratoșteanu, munții Muntinu, Urdele, Cărbunele și Ștefanu. Unele din aceste ofiolite urmăresc linia de șariaj a Pînzei getice, cum sunt cele de pe valea Mînileasa, Petrimanu, valea Latorîa Benghii și Ștefanu; altele sunt intercalate în formațiunile Autohtonului, la limita între calcarale tithon-neocomiene și formațiunile Seriei de Tulișa, cum



sînt cele de la Peretele Repezilor, iar altele sînt intercalate în Cristalinul Pînzei getice, cum sînt cele de la Zănuoguța.

Serpentinitele din cele trei nivele sînt însă identice.

Din punct de vedere al formei de zăcămînt, unele din ele, cum sînt peridotitele în cea mai mare parte serpentinate, gabbrourile și dioritele de la Petrimanu și cele de pe Mînileasa, se prezintă ca niște facolite, altele ca niște silluri insinuate de-a lungul unor linii tectonice.

Acste roci s-au format pe seama unei magme bazice provenind din zona profundă simatică a geosinclinalelor. Datorită mișcărilor și a discordanței tectonice, magma aceasta s-a insinuat de-a lungul liniilor de șariaj. Injectarea aceasta n-a afectat numai flancul invers, ci a pătruns și în zonele învecinate ale pînzei, ca și ale Autohtonului. Din aceste motive, paralel cu linia de șariaj apar roci bazice și ultrabazice atât în Cristalinul Pînzei getice, cât și în Autohton.

*A u t o h t o n u l.* Autohtonul ocupă partea mediană a regiunii cartate, între valea Mînileasa și valea Repedea și este reprezentat prin învelișul său sedimentar și fundamental cristalin.

*Invelișul sedimentar al Autohtonului.* În învelișul sedimentar al Autohtonului s-au putut separa: depozite mesozoice reprezentate prin calcare tithon-neocomiene și depozite paleozoice metamorfozate, reprezentate prin șisturi cristaline ale Seriei de Tulișa.

*Calcarele tithon-neocomiene.* Depozitele tithon-neocomiene sînt reprezentate prin calcare albe-cenușii-roșietice, ce ocupă în general proeminențele unor culmi mai importante sau formează masive de sine stătătoare. Astfel menționăm: Masivul Tîrnova Mare și Tîrnova Mic între valea Latorița și valea Repedea; apoi petece pe valea Rudăreasa, Stevia, Nopteaasa, Turcinu, Culmea Repezele și Pietrele.

Prin poziția lor stratigrafică, ele se plasează totdeauna imediat ca prim termen (la noi în regiune) sub linia de șariaj și prin analogie cu calcarele asemănătoare, din alte regiuni, le-am atribuit vîrsta tithon-neocomiană.

*Seria de Tulișa.* Șisturile cristaline care intră în constituția acestei serii încep cu: conglomerate, după care urmează conglomerate arcoziene, calcar microcristaline în plăci, șisturi și filite grafitoase, șisturi cloritice cu epidot și calcit și cu intercalații de calcar cipolinice, după care urmează diverse tipuri de filite sericitice și grafitoase.

În regiunea noastră șisturile cristaline ale acestei serii au o dezvoltare destul de mare în deosebi în imediata apropiere a liniei de șariaj a Pînzei getice. Astfel trebuie să menționăm regiunea văii Mînileasa, Poiana Mică, versantul stîng al văii Vidruța, Petrimanul, valea Repedea, Muntele Muntinu și Urdele.

ȘTEFAN GHICA-BUDEȘTI în lucrarea sa de teză, (3) cuprinde aceste șisturi cristaline sub denumirea de Grupul Parîng — seria sedimentară. După acest autor, în



ordinea succesiunii, în bază ar fi arcozele și cuarțitele de la Vidruța și Mogoș, peste ele ar urma șisturile negre argiloase (formațiunea de Schela pro parte) cu grafit și uneori cu cloritoid, după care ar urma un orizont de calcare, unul de grauwacke și unul de șisturi verzi cu interstratificații calcaroase.

În regiunea cartată șisturile cristaline ale acestei serii încep cu șisturi arcoziene, în compozitia cărora intră: cuarț, microclin, plagioclazi umpluți cu sericit și minerale din seria epidot-zoizit, lamele mărunte de biotit, clorit, sericit, granule mărunte de epidot, calcit și minerale opace. După caracterele lor petrografice, elementele care intră în constituția acestor arcoze sunt întru totul similare cu cele care constituie șisturile cristaline din fundament. Microclinul, plagioclazii sericitizați și epidotizați și feldspații pertitici prezintă exact aceleași caractere ca și cei din rocile granitice-granodioritice.

Acolo unde lipsesc conglomeratele sau arcozele, Seria de Tulișa începe cu calcare microcristaline cenușii în plăci, cum sunt cele de pe valea Mînileasa sau Poiana Mare, etc. Aceste calcare se aşază discordant fie peste șisturile cristaline ale Seriei de Drăgșan, fie peste rocile granitice-granodioritice. Discordanța aceasta între calcare și fundamentalul cristalin a fost semnalată încă de mult de MURGOCI, în lucrarea sa asupra serpentinelor din Urdele, Muntinu și Găuri și reactualizată de L. PAVELESCU. Calcarele acestea, mai ales cele din bază, conțin pe lîngă calcit, care predomină, granule de cuarț și feldspati, lamele de muscovit-sericit, clorit și o substanță amorfă de culoare cenușie-neagră. Uneori în aceste calcare bazale se întâlnesc și fragmente de șisturi clorito-sericitoase. De obicei aceste fragmente se ordonează pe fețele de șistozitate și ies ușor în evidență ca niște proeminențe prin dizolvarea și îndepărțarea calcitei. Pe suprafețele lor de șistozitate se întâlnesc solzi fini de sericit și pete galbene-roșietice datorită apelor de circulație bogate în substanțe limonitice sau cuiburi de pirită limonitizată.

În unele locuri, cum sunt calcarele de pe valea Mînileasa, ele încep în bază cu o brecie brăzdată de vinișoare de calcit. În partea superioară, calcarele devin mult mai albicioase și mai puțin bituminoase.

În unele cazuri, intercalațiile de calcare dau impresia unor solzi tectonici produși de cutarea calcarelor și a șisturilor verzi superioare. Uneori, direct peste aceste calcare se aşeză șisturile verzi, alteori șisturile și filitele grafitoase cu aspecte argiloase.

Șisturile verzi întotdeauna se aşeză concordant peste calcar; în cazul cînd au o altă poziție acest fapt trebuie să fie atribuit unor cauze tectonice așa cum a arătat încă în 1898 Gh. M. MURGCCI în lucrările sale din Munții Parîng. Aceste șisturi se aseamănă foarte mult cu unele tipuri de roci din complexul clorito-sericitos al Seriei de Drăgșan. Din cauza aceasta, așa cum a mai fost menționat în lucrările noastre, trasarea limitei între ele este uneori foarte grea. În orizontul acesta al șisturilor verzi, după compozitia mineralogică putem deosebi: șisturi clorito-sericitoase, șisturi clorito-epidotice și calcar cipolinice.



Şisturile clorito-sericitoase prezintă o structură microgranoblastică-lepidoblastică și o textură şistoasă-filitoasă cu aspecte rubanate. În compoziția lor intră: cuarț (20–55%) sub formă de granule izometrice mărunte, feldspați plagioclazi albici proaspeți (0–10%), solzi fini de sericit (5–10%), solzi mărunci de clorit dispuși în benzi paralele subțiri (8–20%), apoi epidot, calcit, apatit, zircon, granați, turmalină și uneori o pulbere fină neagră de grafit.

Şisturile clorito-epidotice prezintă o structură microgranoblastică și o textură compactă masivă cu o slabă şistozitate scoasă în evidență printr-o rubanare foarte fină. Compoziția mineralologică a acestor roci este formată din: epidot, care apare sub formă de granule izometrice într-o cantitate ce variază între 25–80%, clorit, sericit, albă, actinot, etc. Atât compoziția mineralologică cât și structura și textura sănt caracteristice unor roci tufogene bazice.

În ce privește calcarile cipolinice, acestea apar în deosebi în partea superioară a șisturilor verzi, de cele mai multe ori ca intercalări printre șisturile clorito-sericitoase. În aceste roci, în afară de calcit, care ocupă circa 75% din volumul rocilor, intră: granule de cuarț, care uneori sunt dispersate în mod neregulat în masa rocii, alteori formează pături subțiri printre cele de calcit, apoi plagioclaz albitic, muscovit-sericit, turmalină și o pulbere fină de natură grafitoasă.

În ce privește șisturile și filitele grafitoase de natură argiloasă, acestea ocupă suprafețe destul de întinse, cum este cea de pe Mînileasa (fig. 2).

Printre aceste șisturi grafitoase se pot separa: filite grafitoase propriu zise, șisturi satinate, șisturi cuarțito-sericitoase și filite sericitoase (fig. 3).

Cît privește vîrsta depozitelor Seriei de Tulișa, ne menținem la părerea noastră mai veche (8). Pe toată aria de răspîndire, destul de mare, a acestor depozite, n-am găsit nicăieri un profil complet cu toți termenii acestei serii. Datorită probabil presiunilor exercitatelor de Pînza getică, unii din termenii inferiori, mediani sau superioiri au dispărut prin laminare sau au fost deplasati din poziția lor normală. Cu toate că aceste depozite au fost supuse la niște eforturi mecanice foarte puternice, care au determinat metamorfismul lor dinamic destul de accentuat, ordinea de succesiune a diferenților termeni rămîne aproximativ aceeași. Din aceste motive, asupra vîrstei acestor depozite s-au purtat discuții foarte ample. Pentru fixarea vîrstei acestor depozite am ținut cont de raporturile dintre diferenți termeni și raporturile lor cu termenul la care a fost determinată vîrsta geologică.

În termenul superior al filitelor grafito-sericitoase cu cloritoid AL. SEMAKA a determinat o floră de vîrstă carbonifer-superioară. Deci, toți termenii care în raport stratigrafic stau sub aceste filite sunt cel puțin de vîrstă carbonifer-superioară, dacă nu și mai vechi.

AL. CODARCEA și colaboratorii au determinat pe valea Idegului (1) în calcar, similară cu calcarele cenușii care se desfac în plăci din baza Seriei de Tulișa,



fosile dinanțiene, iar GR. RÄILEANU și S. NÄSTÄSEANU, în termenii inferiori calcarelor urme de fosile siluriene (9).

Din aceste considerente, noi am acceptat vîrsta atribuită Carboniferului și termenilor superiori calcarelor, vîrsta dinanțiană calcarelor și vîrsta devonian-siluriană arcozelor și conglomeratelor.

*Fundamentul cristalin al Autohtonului.* În fundamentul cristalin al regiunii cercetate s-au deosebit: roci granitice-granodioritice (granitoide); șisturi cristaline ale Seriei de Drăgșan și șisturi cristaline ale Seriei de Lainici—Păiuș.

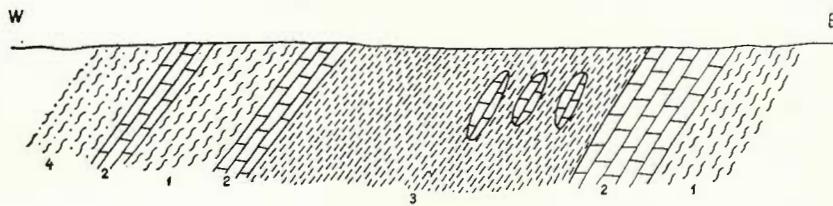


Fig. 2. — Profil schematic pe valea Minileasa.

1, șist cloritos; 2, calcar alb; 3, șist grafitos cu cuiburi remaniate de calcare; 4, cuarjite.

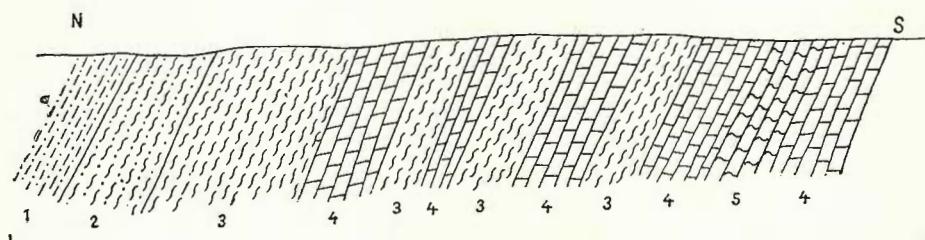


Fig. 3. — Profil schematic pe drumul ce leagă valea Minilcasa cu șoseaua strategică.

1, șist cuarjito-cloritic; 2, cuarjít grafitos; 3, șist cloritos; 4, șist calcaros; 5, șist calcaros grafitos.

*Rocile granitoidice.* Rocile granitice-granodioritice ocupă o arie de răspândire destul de largă. Astfel ele formează un corp de direcție NE—SW la capătul estic al autohtonului între valea Minileasa și valea Latorița. În regiunea cartată se remarcă mai multe zone: zona Nopteașa—Stevia, zona Părăginosu—Repezile și zona valea Latorița. Rocile predominante sunt granodioritele leucocrate cu textură gnaisică. Rocile granitice apar mai ales în partea de sud a regiunii cătărate.

În regiunea cartată am înfălnit roci granitoidice masive și gnaisice. Acestea din urmă însotesc de obicei rocile masive din corpul central. Din această zonă centrală se observă treceri gradate prin varietăți cataclastice, la roci complet șistoase, a căror caractere relictice scot în evidență originea lor. După MURGOCI, aceste granite

gnaisice n-ar fi decât faciesuri periferice ale granitului central, datorită acțiunilor mecanice la care au fost supuse aceste roci. În regiunea cartată, faciesurile șistoase predomină asupra celor massive.

În afară de aceste varietăți texturale, printre rocile granitoide din regiune, se găsesc o serie întreagă de varietăți mineralogice. În mare se deosebesc: tipuri granitice cu microclin, tipuri granodioritice plagioclazice și tipuri de diorite cuarțifere.

În compoziția granitelor cu microclin, feldspatul potasic oscilează între 25—45%, plagioclazul cu 20—25%. An între 30—45%, cuarțul între 20—25% și biotitul între 1—10%. Pe lîngă aceste componente principale, în rocile granitice mai apar cloritul, sericitul, epidotul, ortitul, apatitul și titanitul.

Textura gnaisică a acestor roci nu se datorește unei orientări a mineralelor micacee primare, ci ea este marcată de solzi de sericit și clorit proveniți din transformarea plagioclazilor. La aceste roci se poate surprinde uneori și o textură porfiroclastică datorită dezvoltării mai largi a cristalelor de microclin. Aceste cristale de microclin mai larg dezvoltate apar diseminate într-o masă fin șistoasă, verzuie, formată din sericit, clorit, albit, epidot și cuarț.

În ceea ce privește structura rocilor granitice, ea este hipidiomorf grăunțoasă, cu un amestec de structură cataclastică și granoblastică. În rocile acestea se observă atît în structură, textură, cît și în compoziția mineralologică, urmele unor puternice influențe mecanice. Din studii microscopice foarte atente, reiese că modificările pe care le-au suferit rocile acestea, sub influența forțelor dinamice, sunt destul de complexe și dau aspecte foarte variate în funcție de natura mineralologică a rocilor. Astfel, unele din transformările de natură mecanică constau din zdrobirea și fărâmîțarea mineralelor, minerale care n-au suferit și transformări chimice, cum este ortoza sau cuarțul, altele din contra au dus la recristalizarea mineralelor secundare (sericit, muscovit, zoizit și albit). Aceste două aspecte ale rocilor granitoide care au suferit unele transformări mecanice și chimice au făcut pe unii cercetători din Carpații meridionali să generalizeze originea lor metamorfică.

Rocile granitice, fiind mai bogate în cuarț și feldspați potasici, într-un stadiu mai avansat de șistozitate, prezintă o structură cataclastică-porfiroclastică, iar cele granodioritice, ca și dioritele cuarțifere, datorită mineralelor secundare recristalizate și dispuse în benzi paralele, sunt mult mai șistoase și au caractere mai microgranoblastice.

În ce privește granodioritele și dioritele, în afară de aceste caractere structurale, ele se deosebesc de granite și prin compoziția mineralologică. În granodiorite, feldspați potasici apar între 5—20%, plagioclazii între 15—55%, iar cuarțul între 20—40%. În dioritele cuarțifere, feldspatul potasic lipsește, plagioclazii apar într-un procent ce oscilează între 30—60%, cuarțul între 10—45%, iar biotitul între 1—25%.

Uneori, în aceste roci, mai ales la dioritele cuarțifere într-un stadiu de zdrobire mai avansat, rocile pierd toate caracterele structurale, textura primară și compoziția



mineralogică și se transformă în adevărate șisturi cu albit, sericit, clorit, epidot și zoizit.

În ce privește vîrsta geologică a acestor roci granitice, trebuie să semnalăm că blocuri rotunjite din aceste granitoide se întâlnesc ca elemente în conglomeratele din baza Seriei de Tulișa. Dacă aceste conglomerate sunt mai vechi decât calcarele dinanțiene, deci devoniene sau chiar siluriene, granitele ar fi trebuit să se pună în loc cel puțin la începutul Devonianului sau chiar a Silurianului. Punerea lor în loc este legată, așa cum s-a susținut (8), de fazele orogenice caledoniene.

*Șisturile cristaline ale Seriei de Drăgăsan* sunt cantonate în deosebi în partea mediană a regiunii cercetate, între valea Latorița și valea Rudăreasa.

Din punct de vedere mineralogic și structural, în cadrul șisturilor cristaline ale acestei serii am deosebit: complexul clorito-sericitos cu șisturi și filite sericitoase și grafitoase și șisturi cloritice cu actinot, epidot și albit, și complexul amfibolitic.

**C o m p l e x u l c l o r i t o - s e r i c i t o s .** Rocile acestui complex au cea mai largă răspândire printre șisturile cristaline ale Seriei de Drăgăsan și ocupă creștele Părăginosului și culmile Repezi și Frătoșteanu. Ele se aşeză direct peste rocile granitoide și suportă o serie de petece de calcare tithon-neocomiene. Printre rocile acestui complex se pot deosebi unele cu aspect tufogen, iar altele cu aspect detritogen. Rocile tufogene se caracterizează prin parageneza: albit + epidot + clorit + + actinot. Structura acestor roci este microgranoblastică ușor porfiroblastică, datorită porfirblastelor de epidot și albit. În rocile în care predomină cloritul și actinotul, structura este lepido-nematoblastică. În șisturile cloritice cu actinot, epidot și albit, acesta din urmă apare sub formă de granule cu conture neregulate, predominând cele angulare. În general, cristalele sunt proaspete și nemaclate. Epidotul se prezintă sub formă de cristale izometrice, cu conture în genere rotunjite. În cele mai multe roci, el formează țesutul lor fundamental, în care apar rare lamele de clorit sau ace de actinot. Actinotul poate să apară în cristale aciculare izolate sau formând fascicole discontinue, dispuse paralel în masa rocilor. Cea mai mare parte din clorit este secundar, format prin cloritizarea amfibolilor. Uneori el pseudomorfozează cristalele de hornblendă, alteori apare sub formă de lamele cu conture puternic dantelate. Este verde-gălbui, cu o birefrigență foarte scăzută, aproape izotrop. În afară de aceste componente principale, în compozitia lor mai intră: cuarț, apatit, titanit, ilmenit înconjurat de coroane de leucoxen și sporadic granat, calcit și sericit.

În ce privește tipurile detritogene, acestea sunt mult mai bogate în cuarț și mai sărace în epidot. Printre aceste tipuri detritogene întâlnim și tipuri tufitogene, în care se observă o alternanță fină între materialul detritic și cel tufogen. Textura acestor roci este șistoasă, ușor lenticulară datorită granulelor de plagioclazi, sau rubanată datorită alternației păturilor formate din cuarț cu altele formate din minerale micacee. De multe ori sortarea bună a materialului este scoasă în evidență de această textură rubanată. În ce privește structura, ea este granoblastică



cu tendință spre cea porfiroblastică. În compoziția lor intră: cuarț, albit, actinot, epidot, clorit, sericit, apatit, titanit și minerale opace. În aceste roci, cuarțul variază cantitativ între 20—40%, iar plagioclazul între 10—30%. Celelalte componente prezintă caracterele morfologice și optice specificate la rocile tufogene. Tipurile pur detritogene sunt uneori dominate de abundența sericitului și grafitului (fig. 4).

**C o m p l e x u l a m f i b o l i t i c.** Rocile acestui complex au o arie de răspândire destul de restrânsă în regiunea cercetată și au fost întâlnite pe valea Latorița în apropiere de Ciungel și în versantul estic al munților Muntinu și Urdele.

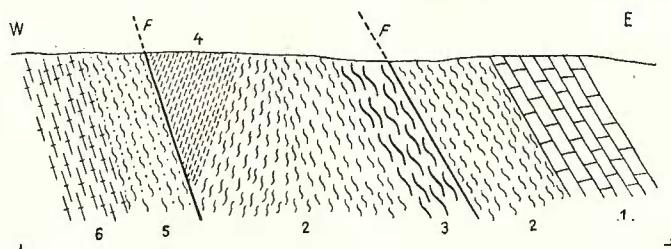


Fig. 4. — Profil schematic pe valea Rudăreasă.

1, calcar; 2, șist clorito-calcaros; 3, milonit; 4, cuarț; 5, șist clorito-epidotic; 6, gnais granitic.

Complexul acesta este constituit din șisturi amfibolice, amfibolite și șisturi cloritoase. După compoziția lor mineralologică, structura și textura lor, ele se repartizează unele la roci eruptive, altele la roci sedimentare. Atât rocile provenite pe seama celor eruptive, cât și cele provenite pe seama unor sedimente marnoase și dolomitive, au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic, spre deosebire de rocile complexului clorito-sericitos care au fost metamorfozate în condițiile faciesului de șisturi verzi.

*Sisturile cristaline ale Seriei de Lainici—Păiuș.* Șisturile cristaline ale acestei serii apar cu totul sporadic în partea de sud a regiunii cercetate și sunt reprezentate prin diferite tipuri de gnaisse psamitice, șisturi micacee și cuarțite mai mult sau mai puțin feldspatice.

### Tectonica

Regiunea cercetată ocupă partea estică a marii semiferestre tectonice a Autohtonului Carpaților meridionali. Ea este constituită dintr-un fundament cristalin episo porfiroblastic, de vîrstă precambriană și cambriană, în care s-au intrus roci granițoide în timpul orogenezei caledoniene. Începînd cu Devonianul sau chiar cu Silurianul și pînă în Carbonifer inclusiv, s-au depus în geosinclinalul nou instalat, sedimente tufogene și detritogene, care printr-un metamorfism dinamic destul de accentuat în această parte a Autohtonului, din timpul orogenezei hercinice, au dat naștere

la șisturile cristaline ale Seriei de Tulișa. În orogeneza alpină, regiunea a fost rege-nerată, cînd s-au depus calcarele tithon-neocomiene însotite de intruziuni bazice care atestă caracterul eugeosinclinal al acestor zone, dînd naștere în felul acesta la ofiolite mesozoice care se insinuează unele de-a lungul liniei de şariaj, iar altele de o parte și alta a acesteia în Autohton sau în Cristalinul getic. Odată cu Cretacicul a început încălcarea Cristalinului getic peste cuvertura sa sedimentară și peste fundamental cristalin al Autohtonului, producînd în felul acesta o serie întreagă de complicații.

*Tectonica internă a Pinzei getice.* Descifrarea structurii interne a Cristalinului Pinzei getice nu este o problemă chiar atît de complicată, mai complicată este stratigrafia și orizontarea complexelor cristaline, atît de puternic metamorfozate. În cadrul Cristalinului getic, se observă în general direcții aproape constante NE—SW, cu căderi ce variază între  $22^{\circ}$ — $90^{\circ}$ .

În sectorul cuprins între valea Lotrului—Ciunget și valea Mînileasa s-au putut descifra mai multe cutie anticlinale largi, dirijate NE—SW. Singura cută de direcție NW—SE este cea din dealul Pinului, iar cea de la Runculești are direcția aproximativă E—W.

În sectorul cuprins între valea Lotrului de la confluența sa cu valea Dobrunului și pînă în valea Repedea, apar o serie de accidente tectonice marcate prin falii de dimensiuni variabile, cum sunt cele de pe valea Lotrului în apropiere de valea Runculești, de direcție NE și NW, cele de pe valea Mînileasa și Culmea Runculești de direcție E—W, sau de pe valea Latorița și valea Repedea de direcție aproximativă E—W sau N—S. Axele B au în aceste sectoare direcții NE, cu plonjări spre est, ce variază între  $40^{\circ}$  și  $60^{\circ}$ , de unde reiese că la limita cu formațiunile Autohtonului, Cristalinul getic se ridică. De altfel această plonjare a cutelor spre NE se observă și în formațiunile Autohtonului.

*Tectonica internă a Autohtonului.* În cadrul formațiunilor autohtonului, aliura cutelor scoate în evidență imaginea tectonică actuală, care este consecința mai multor ere orogenice. În mare, aspectele esențiale ale liniilor tectonice provin, unele din cutările antealpine, iar altele din cutările alpine.

Din cauza perimetrlui prea restrîns, nu putem trage momentan concluzii prea generale, decît să semnalăm faptul că la capătul estic al Autohtonului Carpaților meridionali, tectonica este mult mai complicată decît a fost ea prezentată pînă acum de MURGOCI, GHICA și STRECKEISEN.

Ceea ce vrem să semnalăm în această lucrare este faptul că scufundarea Autohtonului spre ENE nu se face în mod liniștit, ci prin trepte marcate printr-o serie întreagă de falii transversale de direcție aproximativă NNW—SSE. Diagonal pe direcția de afundare a Autohtonului, se întâlnesc de asemenea falii destul de profunde, cum este falia Jieș—Latorița de direcție aproximativă E—W. Falia aceasta este figurată de altfel și pe schița geologică structurală a Carpaților meridionali a lui MURGOCI,



însă numai între Rîul Doamnei și Valea lui Stan. O altă faliș destul de importantă și profundă, de vîrstă antehercinică și care a fost și ea reluată ca și prima și în orogenezele mai recente, este falia care se plasează de-a lungul sinclinalului ce delimitizează șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan, de cele ale Seriei de Lainici-Păiuș. Falia aceasta se poate urmări de aici din capătul estic al Autohtonului prin munții Parâng și Vulcan pînă în munții Cernei, falia care în parte a fost marcată încă de Gh. MURGOCÎ în munții Parâng și de Gh. MANOLESCU în munții Vulcan. Cu această ocazie vrem să semnalăm și cele două faliș de direcție aproximativă N—S, care delimitizează în est și vest, capătul nord-estic al Autohtonului. Una din ele trece la est de confluența văii Dobrunului cu rîul Lotru și la est de Ciunget, iar cealaltă trece prin Vidra—Petrimanu—Galbenul. În capătul acesta nord-estic al Autohtonului Carpaților meridionali, aşa cum am mai arătat, învelișul normal al masivelor de roci granitoide este format din șisturile cristaline ale Seriei de Drăgășan, peste care urmează cele ale Seriei de Tulișa, apoi calcarale jurasice. În cele mai multe cazuri, ordinea aceasta normală este deranjată în sensul că pe de o parte pe unele profile lipsesc unii termeni iar pe de alta, acei care apar în foarte multe cazuri, se afundă sub rocile granitice, sau cele mai noi sub cele mai vechi, marcând în felul acesta zone sinclinale încălecate. În numeroase cazuri se poate constata din succesiunea normală a formațiunilor din acoperișul masivelor de roci granitoide, că multe din ele nu mai sunt în loc. Unele din formațiunile învelișului au fost smulse de pînză din substratul lor și au fost împinsă înainte. Mișcarea aceasta a provocat în cea mai mare parte cutarea și laminarea acestor formațiuni, însă n-a produs niciun fel de metamorfism. Exemple de astfel de cazuri sunt destul de numeroase în regiunea noastră și este suficient să amintim pe cele de pe Culmea Stevia—Dealul Poienii, de pe Valea Rudăreasa sau de pe Culmea Repezile. Versantul sudic al Culmii Stevia—Dealul Poienii, format din roci granitoide, este brăzdat de două faleze mari formate din calcare albe-cenușii, care sunt adînc încleștate în aceste roci granitoide. Pe culmea Repezilor de asemenea, se întîlnesc o serie de faleze formate din calcare șistoase, interstratificate de șisturi verzi, de șisturi și filite grafitoase. În aceste faleze se întîlnesc pe de o parte șisturi cristaline ale Seriei de Tulișa, iar pe de alta calcare tithon-neocomiene. Uneori aceste intercalății se repetă și la partea inferioară a pantei apar ofiolite, apoi din nou calcarale albe și șisturile Seriei de Tulișa. Din observațiile făcute pe teren, unele din aceste intercalății lasă impresia că ar fi niște solzi suprapuși, iar alttele că ar fi numai niște simple sinclinații falișe.

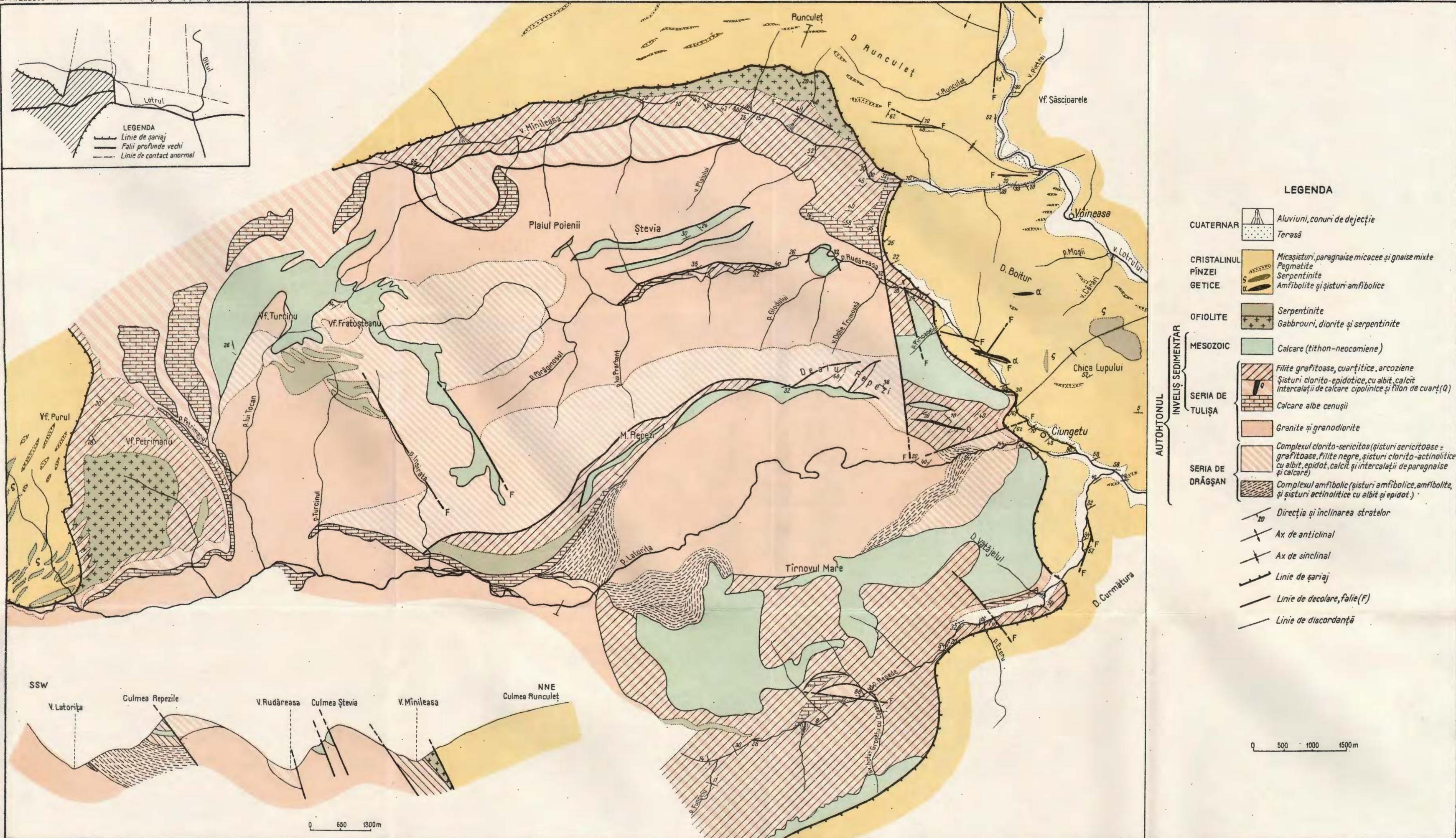
Pe valea Rudăreasa și la Gura Petrimanului, unde profilele sunt mai complete și mai bine vizibile, se observă cum peste granite urmează calcarele, apoi filite grafitoase, șisturile verzi, din nou filitele grafitoase și calcare. Toate aceste intercalății se succed într-o ordine stratigrafică bine stabilită și toate cad spre nord.

Uneori, cum este de exemplu cuta sinclinală culcată de pe valea Rudăreasa, ea prezintă pe flancul său faliș o serie de solzi care urcă pe versantul sudic al culmii



# HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CUPRINSĂ INTRE V. MİNILEASA ȘI V. LATORITĂ

L.PAVELESCU - MARIA PAVELESCU : Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al Autohtonului Carpaților meridionali



Stevia și în deosebi pe culmea Poiana Mare. Solzii aceștia sunt reprezentați prin plăci subțiri de calcare prinse strîns în granite și care înclină spre nord. Structura aceasta în solzi în sectorul cercetat de noi figurează bineînțeles cu totul schematic și pe profilele ce însoțesc schița hărții tectonice a lui MURGOCI (7). Pe profilele ce însoțesc harta lui GHİKA-BUDEŞTI (3), structura aceasta în solzi nu este semnalată decât în parte pe creasta Repezi, în schimb cele de pe culmea Stevia și valea Rudăreasa sunt prezentate

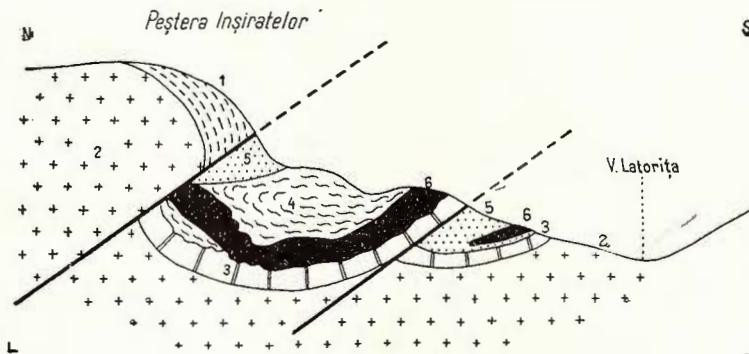


Fig. 5. — Profil geologic pe Culmea Înșiratelor.

1, Seria Drăgșan. 2, Roci granitoide. 3, Calcare cenușii. 4, Sisturi clorito-epidotice. 5, Filite grafitoase. 6, Ofsiolite.

ca niște sinclinali pensate în granite, fără a avea flancuri inverse faliate. Așa cum sunt reprezentați solzii pe harta noastră s-ar putea pune întrebarea dacă — în cazul acesta — avem de-a face în regiunea cercetată cu veritabile cuti sinclinali și anticlinali sau mai degrabă cu niște pachete suprapuse unele peste altele pe planele de ruptură. Studiul detailat atât pe profilele de la Gura Petrimanului, cât și pe cele de pe versantul sudic al culmii Repezi, unde se poate urmări cu mare ușurință formațiunile de la flancul normal pînă la cel invers, confirmă că în regiunea aceasta, avem de-a face cu cuti adevărate, cuti care bineînțeles datorită diferențelor mișcării au suferit o serie întreagă de rupturi, uneori foarte puternice (fig. 5).

#### BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL., RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. Carboniferul inferior de pe valea Idegului. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. V/3* București 1960.
2. CODARCEA AL., RĂILEANU GR., PAVELESCU L. și alții. Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților meridionali dintre Dunăre și Olt. *Asoc. geol. carp.-balc. Congr. V, Ghidul excurs. București 1961.*
3. GHİKA-BUDEŞTI ȘT. Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates méridionales). *An. Inst. Geol. Rom. XVI* București 1934.

4. MRAZEC L. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpates roumaines (Méridionales). *Arch. Soc. Sc. phys. nat.* Genève 1897.
5. MRAZEC L., MURGOCI Gh. Contribution à l'étude des roches de la zone centrale des Carpates méridionales. *Bul. Soc. Științe București* An. VI, București 1897.
6. MRAZEC L., MURGOCI Gh. Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara 1897 III Munjii Lotrului București 1898.
7. MURGOCI Gh. The geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI-e Congr. Geol. Intern.* 1910 Stockholm 1912.
8. PAVELESCU L. Geologia Carpațiilor Meridionali. *Anal. Rom.-Sov.*, Secția St. Geol. 1959, nr. 1. și 2. București.
9. RĂILEANU Gr., NĂSTĂSEANU S. Asupra prezenței formei de *Artrophycus alleganiensis* în Carpați meridionali. *Comun. Acad. R.P.R.* (sub tipar).
10. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI. București 1934.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ВОСТОЧНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ АВТОХТОНА ЮЖНЫХ КАРПАТ

Л. ПАВЕЛЕСКУ, М. ПАВЕЛЕСКУ

(Краткое содержание)

Предметом исследования настоящей работы является восточная оконечность автохтона Южных Карпат. В этой области, с геолого-структуральной точки зрения, были выделены следующие формации: кристаллический комплекс Гетского Покрова, оphiолиты, фундамент кристаллического массива автохтона, вместе с его осадочным покровом. Кристаллический комплекс Гетского покрова представлен: различными типами слюдистых сланцев; парагнейсами, смешанными гнейсами, кварцитами, аплитами, пегматитами, амфиболитами, амфиболитовыми сланцами, серпентинитами. Эти породы занимают в особенности восточную часть исследуемой области. В картируемой области, оphiолиты занимают довольно значительный ареал. Некоторые из этих пород, представлены, по форме залежи, как факолиты, а другие как пластовые интрузии (силлы), будучи инъектированы вдоль некоторых тектонических линий. Указанные породы сформировались за счёт некоторых базитовых магм, происшедших из глубинной симатической зоны геосинклиналей. Благодаря движениям и тектоническому несогласию, магма была инъектирована вдоль линий шарьяжа. Инъекция захватила не только обратное крыло, но проинклировала и в смежные зоны покрова, а также и в автохтон. На основании этих доводов, параллельно линии шарьяжа, авторами были установлены выходы на дневную поверхность базитовых и ультрабазитовых пород, как



в кристаллических породах Гетского Покрова, так и в автохтоне. Последний представлен кристаллическим фундаментом и его покровом. В свою очередь, покров автохтона представлен в этой области мезозойскими, титон-неокомскими, отложениями, а также, и палеозойскими метаморфизованными сedimentațiaimi, представленными кристаллическими сланцами серии Тулиша. В этой области кристаллические сланцы серии Тулиша представлены известняковыми горизонтами зелёных сланцев и графитовых филлитов. В верхнем термине графито-серийтовых филлитов с хлоритоидом, была выявлена флора возраста верхнего карбона. В аналогичных известняках — Серии Тулиша были выявлены динантские ископаемые, а в нижних формациях известняков — следы силурийских ископаемых.

На основании этих доводов, авторами был выделен возраст карбона — верхним терминам известняков; динантский возраст — известнякам и девон-силурийский возраст — аркозам и конгломератам. В кристаллическом фундаменте области были выявлены: гранитоидные породы, кристаллические сланцы серии Драгшань и серии Лайнич-Пэйюш.

В гранитоидных породах были выявлены типы гранитных пород с микроклином, плагиоклавозовых гранодиоритов и типы кварценосных диоритов. На основании очень внимательных микроскопических исследований, авторами было установлено, что изменения, которым были подвергнуты эти породы под влиянием динамических сил, являются довольно комплексными и представляют очень разнообразные облики, в зависимости от минералогической природы пород. Ставление на место этих пород связано с каледонскими орогеническими fazami складчатости. Что касается кристаллических сланцев вышеуказанных двух серий, то они представляют отпечаток процессов диавтореза и метасоматизма. Кристаллический фундамент образован из пород, происшедших из эпикластического и порфирокластического материала докембрийского и кембрийского возраста, в которые проникли гранитоидные породы, во время каледонского орогенезиса.

Туфогенные и детритовые отложения в ново-установленной геосинклинали, регенерировали, начиная с девона, или даже с силура и до карбона-включительно, кристаллические сланцы, серии Тулиша, благодаря динамическому метаморфизму, проявленному довольно четко во время герцинского орогенезиса. Во время альпийской фазы складчатости были осаждены титон-неокомские известняки, сопровождаемые базитовыми интрузиями, удостоверяющими эвгеосинклинальный характер этой зоны, порождая, таким образом, мезозойские офиолиты, вкрапленные вдоль линии шарьяжа. Одновременно с мелом начался надвиг кристаллического Гетского комплекса над своим осадочным покровом и над кристаллическим фундаментом автохтона, вызвав, таким образом, целый ряд осложнений.

В рамках формаций автохтона, амплитуда складок ставит на учет современный тектонический вид, являющийся последствием нескольких орогенических эр.

В заключении, авторы приходят к выводу, что основные виды тектонических линий являются последствием доальпийской складчатости, а другие — альпийской фазы складчатости.

---

**RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES  
DANS L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DE L'AUTOCHTONE  
DES CARPATES MÉRIDIONALES**

PAR

L. PAVELESCU, M. PAVELESCU

(Résumé)

---

Les auteurs présentent un aperçu des recherches effectuées dans l'extrême orientale de l'Autochtone des Carpates Méridionales. Du point de vue géologico-structural on y a séparé: le Cristallin de la Nappe gétique, les ophiolites et le soubassement cristallin de l'Autochtone avec sa couverture sédimentaire. Le Cristallin de la Nappe gétique est représenté par divers types de micaschistes, paragneiss, gneiss mixtes, quartzites, aplites, pegmatites, amphibolites, schistes amphiboliques et serpentinites. Ces roches occupent particulièrement la partie orientale de la région étudiée. Les ophiolites occupent un territoire assez étendu dans la région levée. Du point de vue de la forme de gisement, parmi ces roches, il y en a qui ont l'allure d'un phacolite, tandis que d'autres viennent s'insinuer le long des lignes tectoniques, formant des sills. Ces roches se sont formées aux dépens des magmas basiques, venues de la zone profonde, simique des géosynclinaux. Par suite des mouvements et de la discordance tectonique, ce magma est venu s'insinuer le long des lignes de charriage. L'injection n'a pas affecté seulement le flanc inverse, mais a pénétré aussi dans les zones avoisinées de la nappe ainsi que dans celles de l'autochtone. Ce fait explique pourquoi, parallèlement à la ligne de charriage apparaissent des roches basiques et ultrabasiques autant dans le Cristallin de la Nappe gétique que dans l'autochtone. Ce dernier est représenté par le soubassement cristallin et sa couverture. Dans cette région, la couverture de l'autochtone est constituée par des dépôts mésozoïques, tithoniques-néocomiens et des dépôts paléozoïques métamorphisés, représentés par les schistes cristallins de la Série de Tulișa. Celle-ci comprend l'horizon des calcaires, des schistes verts et des phyllites graphiteuses. Dans le terme supérieur des phyllites



graphito-sériciteuses à chloritoïde a été identifiée une flore d'âge carbonifère supérieur. Les calcaires — similaires à ceux de la base de la Série de Tulișa — contiennent des fossiles dinantiens, et les termes inférieurs des calcaires présentent des vestiges de fossiles siluriens. Ces données permettent aux auteurs d'expliquer l'âge carbonifère des termes supérieurs des calcaires, l'âge dinantien des calcaires et l'âge dévonien — silurien des arkoses et des conglomérats. Dans le soubassement cristallin de la région on a identifié des roches granitoides, ainsi que les schistes cristallins de la Série de Drăgșan et de la Série de Lainici-Păiuș. Les roches granitoides renferment des roches granitiques à microcline, des granodiorites plagioclasiques et divers types de diorites quartzifères. Un examen microscopique minutieux montre que les modifications, subies par les roches sous l'influence des forces dynamiques, sont complexes et impriment des aspects variés en fonction de la nature minéralogique des roches. La mise en place de ces dernières se rattache à l'orogénèse calédonienne. Quant aux schistes cristallins des deux séries, ils accusent l'empreinte des processus de diaphorèse et de métasomatisme. Le soubassement cristallin est formé de roches résultées d'un matériel épi-et porphyroclastique, d'âge précambrien et cambrien dans lequel, pendant l'orogénèse calédonienne ont fait intrusion les roches granitoides. À partir du Dévonien, voir même du Silurien, et jusqu'au Carbonifère y compris, dans le géosynclinal nouvellement installé se sont déposés des sédiments tuffogènes et détritogènes, lesquels par suite d'un métamorphisme dynamique suffisamment accentué au cours de l'orogénèse hercynienne, ont donné lieu aux schistes cristallins de la Série de Tulișa. Pendant la période alpine, a lieu la régénération de la région, lorsque se sont déposés les calcaires tithono-néocomiens accompagnés d'intrusions basiques qui attestent le caractère eugéosynclinal de ces zones, donnant lieu aux ophiolites mésozoïques lesquelles viennent s'insinuer le long de la ligne de charriage. Au Crétacé a commencé le chevauchement du Cristallin gétique sur sa couverture sédimentaire et sur le soubassement cristallin de l'autochtone, produisant maintes complications. Dans l'ensemble des formations de l'autochtone, l'allure des plis met en évidence l'image tectonique actuelle, qui représente la conséquence de plusieurs ères orogéniques. Les aspects essentiels des lignes tectoniques proviennent tantôt des plissements anté-alpins et tantôt des plissements alpins.



Institutul Geologic al României

## CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA APARATULUI VULCANIC OSTOROS (MUNTII HARGHITA)<sup>1)</sup>

DE

SERGIU PELTZ, MARGARETA PELTZ

Aparatul vulcanic Ostoros a constituit obiectul cercetărilor noastre în cadrul prospecțiunilor geologice efectuate în nordul munților Harghita în anii 1961 și 1962. El se situează în partea axială a munților Harghita, în inima masivului muntos, la cca 12 km W de comuna Cîrja, raionul Ciuc, regiunea Mureș-Aut. Maghiară. Existența acestui aparat vulcanic a fost recunoscută în special pe criterii morfologice de către puținii cercetători anteriori care nu s-au oprit la studierea sa mai detaliată. În această lucrare ne propunem să prezentăm elementele principale de ordin vulcanologic, petrografic și petrochimic, care să contribuie la cunoașterea mai completă a acestui aparat vulcanic.

Datele existente referitoare la geologia regiunii au un caracter general, sănt reduse și relativ recente. ȘT. GHICA-BUDEȘTI, în rapoartele geologice din anii 1939<sup>2)</sup> și 1948<sup>3)</sup>, arată existența stratovulcanilor și a craterelor în munții Gurghiu, separând mai multe nivele de aglomerate și lave și contribuind astfel la cunoașterea vulcanologiei acestor regiuni. I. TREIBER s-a ocupat în cadrul mai multor lucrări de geologia munților Harghita. În lucrarea publicată în anul 1959 (6) arată existența unui centru vulcanic la Ostoros. Datele geologice prezentate sănt generale, referindu-se și la Harghita Mădărașului. I. GRIGORE, în lucrarea publicată în 1957 (1), consideră aparatul vulcanic Ostoros « o căldare » în care se separă aglomerate și nivele de lave. Datele gravimetrice prezentate de M. SUCEAVĂ în 1958<sup>4)</sup>, din păcate parțiale, corespund structurii geologice presupuse de noi, indicând existența unei anomalii de maxim în zona aparatului vulcanic Ostoros.

*Morfologia vulcanică.* Aspectele morfologice ale aparatului vulcanic Ostoros au fost determinate de structura sa geologică, de formarea sa în urma activi-

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 8 februarie 1963.

<sup>2)</sup> Prospecții geologice asupra regiunii Ciumani – Sumuleu – Tătarca. Rap. Arh. Com. Geol. 1939.

<sup>3)</sup> Cercetarea și prospectarea mineralizațiilor metalifere în masivul vulcanic Harghita. Rap. Arh. Com. Geol. 1948.

<sup>4)</sup> M. SUCEAVĂ. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice din regiunea Miercurea Ciuc – Voșlobeni. Arh. Comitetului Geologic 1958.



tății vulcanice relativ recente, și subordonat de eroziune. El se află într-un foarte bun stadiu de conservare. Dimensiunile sale caracteristice sunt următoarele: diametrul bazei conului exterior (pe direcția N—S) este de cca 7 km, deschiderea actuală a craterului pe aceeași direcție este de cca 3 km. Înălțimea probabilă a conului înaintea eroziunii a fost de cca 900 m, diferența actuală între punctul cel mai înalt al buzei craterului (1386 m) și punctul cel mai coborât de la interiorul craterului, aflat la ieșirea pîrîului Lok din aparat (996 m), este de cca 430 m. Depresiunea craterului este foarte evidentă, fiind marcată de buza aparatului vulcanic care formează un nivel aproape continuu, alcătuit din lave cu abrupturi pronunțate spre interior, cu platouri și pante line spre exterior. Creasta aproape circulară este conturată de înălțimi cuprinse între 1290 m și 1386 m. Numai în partea estică a craterului, ea este tăiată de pîrîul Lok care formează în această zonă un culoar îngust. Pîrîul Lok se formează din cîțiva afluenți radiari ce izvorăsc din aparat și converg spre un punct ce ar reprezenta centrul morfologic al acestuia. La exterior, se află zonele de izvoare ale pîraielor Șicasău, Făgetul îngust, Ostoroș și Fabian, care au modelat curgerile de lavă și au scos la iveală produsele mai vechi ale aparatului vulcanic, cum se observă în pîrîul Șicasău.

Aspectul morfologic general al aparatului vulcanic indică o eroziune puțin avansată dar mai intensă în comparație cu edificiile de același tip din munții Gurghiu. La interior valoarea maximă a eroziunii este marcată de diferența de nivel de cca 350 m între buza craterului și punctul central interior. Eroziunea a contribuit la accentuarea pantelor în apropierea buzei craterului și la umplerea interiorului cu material provenit din pereți, ceea ce a condus la formarea unei zone aproape plane, pe alocuri înmlăștinate în zona confluenței pîrîului Lok cu pîrîul Ingust și pîrîul Brazdei. Morfologia actuală a craterului este perturbată de cîteva proeminențe reprezentate prin stîlp, filon, dyke, corespunzătoare probabil unor apofize ale canalului central de alimentare.

*Descrierea și răspîndirea rocilor.* Complexul piroclastitelor inferioare reprezintă cele mai vechi produse eruptive vizibile la interiorul aparatului vulcanic. În cadrul lor se înglobează atît produsele unei activități vulcanice anterioare, cît și, probabil, produsele explozive inițiale ale vulcanului Ostoroș, acestea din urmă neputînd fi separate de vulcanitele mai vechi. Aceste piroclastite se dezvoltă în lungul pîrîului Lok în aval de confluența sa cu pîrîul Minei. Sunt constituite din aglomerate cu masa de legătură larg dezvoltată, cineritică-grosieră, gălbuiie, bogată în cristale de hornblendă. Fragmentele semirulate au diametrul cuprins între 2 cm și 35 cm și sunt predominant amfibolice. În aceste aglomerate se intercalează cîteva nivale subțiri de andezite cu hornblendă rezorbită și piroxeni. Complexul piroclastitelor inferioare se dezvoltă spre est la exteriorul aparatului vulcanic. Prin caracterele lor petrografice și poziția geometrică corespund nivelului superior al complexului vulcanogen sedimentar din munții Gurghiu (5).



**A**ndezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni sunt roci de culoare cenușie, masive, uneori fisurate. Prezintă textură masivă, structură porfirică cu structură microfelsitică sau hialopilitică a masei fundamentale. Feldspatul plagioclaz, format cel puțin în cadrul a două generații, este un andezit cu 35—45% An. Se prezintă ca fenocristale, microlite și cristale cu dimensiuni intermediare acestora. Este zonat și maclat albit și albit-Karlsbad. Hornblenda verde prezintă diverse grade de rezorbție, incluziuni de sticlă, feldspați, piroxeni și magnetit. Piroxenii sunt reprezentați prin hipersten și augit, mai rar diopsid. Pasta este alcătuită din sticlă, microlite de plagioclaz, piroxeni, amfiboli și granule de magnetit.

În zona canalului de alimentare și în vestul acestuia, andezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni sunt intens transformate (argilizate, silicificate, limonitizate) sau parțial transformate; în acest din urmă caz își păstrează structura inițială. Plagioclazul este sericitizat și argilizat; hornblenda este înlocuită cu un agregat de clorit, carbonați, biotit, oxizi de fier, sericit, magnetit; hiperstenul este bastitizat. Pasta prezintă diverse grade de recristalizare, se îmbogățește în silice și minerale secundare, este impregnată cu pirită. Formele holocristaline sunt granulare, masive, de culoare cenușie-verzuie. Prezintă structură porfirică cu structură holocristalin-microgranulară a masei fundamentale. Compoziția mineralologică este asemănătoare lavei. Andezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni ocupă interiorul aparatului vulcanic, iar la exterior apar la vest, în zona de izvoare a pârâului Șicasău. Formele holocristaline constituie neckul Piricske, un filon și un dyke pe creasta dintre pârâul Îngust și pârâul Brazdei. Transformările secundare apar în zona coșului și în vestul său, între pârâul Gezes la sud și pârâul Brazdei la est și nord.

**P**iroclastitele nivelului I sunt reprezentate prin brecii și microbrecii, aglomerate și microaglomerate. Sunt alcătuite din fragmente de andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni, parțial sau total transformate, prinse într-un ciment limonitic, argilitic sau silicios. Ele apar la interiorul aparatului vulcanic, în partea sa vestică, sub forma unor mici pete ce (fig. 1).

**A**ndezitele cu hornblendă rezorbită sunt roci de culoare cenușie pînă la brună. Caracteristică este structura porfirică cu structura masei fundamentale criptocristalină, alotriomorf-granulară. Feldspatul plagioclaz se prezintă ca fenocristale tabulare și prismatice, cristale cu dimensiuni intermediare și foarte puține microlite. Este un andezit cu 35% An. Frecvent este maclat complex și rareori este zonat. Hornblenda este complet rezorbită și a fost probabil o varietate brună. La limita cristalelor cu masa de bază se observă interesante aureole de difuziune. Mineralele opace sunt reprezentate prin magnetit și mai ales limonit. Pasta este constituită din sticlă de culoare brună cu microlite de plagioclaz, hornblendă și limonit. Aceste andezite aflorează la interiorul aparatului vulcanic în imediata apropiere a buzei nordice și vestice cât și pe creasta vestică, unde formează cîteva proeminente conice.



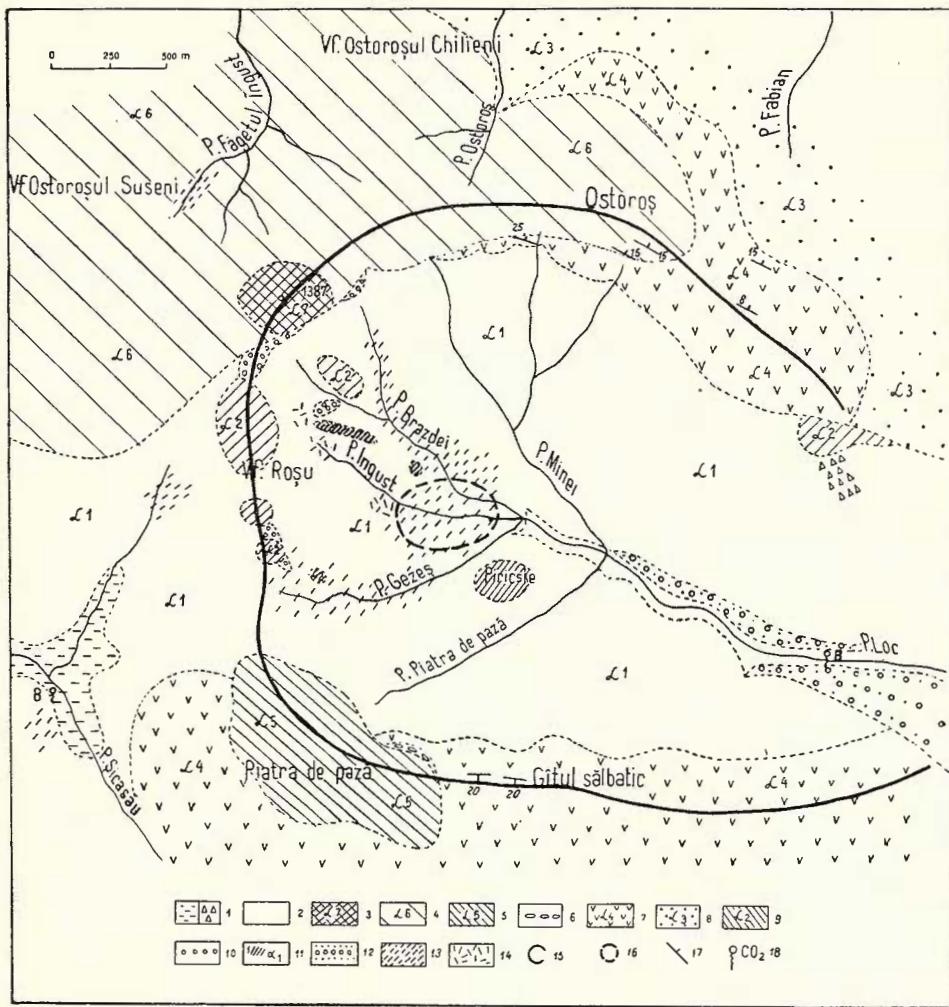


Fig. 1. — Harta geologică a aparatului vulcanic Ostoros.

1, mlaștină; grohoti; 2, aluvioni; 3, andezite piroxenice bazaltoide; 4, andezite piroxenice 5, andezite cu hornblendă verde și hipersten; 6, piroclastite nivel II; 7, andezite cu piroxeni și hornblendă rezorbită; 8, andezite cu hornblendă rezorbită și piroxeni; 9, andezite cu hornblendă rezorbită; 10, piroclastite nivel I; 11, andezite cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni; 1, neck, filory, dyk; 12, complexul piroclastitelor inferioare; 13, transformări secundare; 14, brecie; 15, marginea craterului; 16, marginea coșului; 17, poziția suprafețelor de curgere; 18, izvoare.

Andezitele cu hornblendă rezorbită și piroxeni sunt roci de culoare cenușie-negricioasă, compacte, cu textură masivă, structură porfirică și structură masei fundamentale hialopilitică. Feldspatul plagioclaz formează feno-

cristale, microlite și cristale cu dimensiuni intermediare. Este un andezin cu 40% An. Hornblenda este parțial sau total rezorbită. Piroxenii sunt reprezentați prin augit și subordonat hipersten. Mineralele opace sunt reprezentate prin magnetit care pigmentează masa de bază sau formează incluziuni în celelalte minerale. Aceste andezite se dezvoltă la exteriorul aparatului vulcanic în partea sa nordică șiestică.

**A n d e z i t e l e c u p i r o x e n i și h o r n b l e n d ā r e z o r b i t ā** se prezintă macroscopic ca roci masive, compacte, de culoare cenușie. Se observă textura masivă și structura porfircă, cu structura masei fundamentale variată: microfelsitică, criptocristalină, alotriomorf granulară pînă la hialopilitică.

Feldspatul plagioclaz este un andezin cu 45% An. Este maclat albit; prezintă incluziuni de sticlă, magnetit, epidot. Piroxenii sunt reprezentați prin hipersten și augit cu forme și aspecte variate. Hornblenda este în general rezorbită. Pasta este constituită din sticlă și granule din mineralele descrise. Se observă silicifieri și separații dioritice. Aceste lave se dezvoltă în partea de nord și sud a aparatului vulcanic, formînd cea mai mare parte a buzei.

**P i r o c l a s t i t e l e n i v e l u l u i I I** sunt reprezentate prin brecii constituite din blocuri colțuroase și semicolțuroase de andezite cu piroxeni și hornblendă prinse într-o masă de legătură redusă. Sunt caracteristice blocurile mari cu diametrul de 3 dm în medie, dar sunt prezente și fragmente cu diametrul cuprins între 1 cm și 4 cm. Aceste piroclastite apar la interiorul aparatului, imediat sub vîrful Piatra de Pază.

**A n d e z i t e l e c u h o r n b l e n d ā v e r d e și h i p e r s t e n** sunt roci masive de culoare cenușie. Prezintă textură masivă, structură porfircă cu structură hialopilitică a masei fundamentale. Feldspatul plagioclaz este un andezin cu 45% An. Este adesea maclat după legea albit și albit-Karlsbad. Hornblenda verde apare în cristale de dimensiuni medii și mici, mai ales prismatice. Piroxenul este un hipersten de formă prismatica sau tabulară, în general proaspăt. Mineralele opace pigmentează pasta constituită din sticlă de culoare cenușie-negricioasă, microlite de plagioclaz și piroxeni. Aceste lave ocupă o suprafață restrînsă în partea de sud-est a aparatului vulcanic, în jurul vîrfului Piatra de Pază.

**A n d e z i t e l e p i r o x e n i c e** sunt roci compacte, uneori granulare, cenușii, care se desfac în plăci centimetricce. Adesea sunt alterate mai ales pe fețele de separație, în care caz roca devine cenușie-verzuie. Sub microscop se observă structura porfircă cu structura masei fundamentale criptocristalină sau hialopilitică. Feldspatul plagioclaz are un conținut de anortit ce variază între 48%—55%. Prezintă macle variate și zonări, unele recurente. Piroxenii sunt reprezentați prin hipersten și augit care formează fenocristale, cristale de dimensiuni intermediare și microlite. Hornblenda apare cu totul subordonat, iar olivina este sporadică. Magnetitul formează incluziuni sau pigmentează masa fundamentală, constituită din sticlă de culoare cenușie-brună, microlite de plagioclazi și piroxeni, minerale opace.

Acstea roci au o largă dezvoltare la exteriorul aparatului vulcanic, în porțiunea sa nordică și vestică unde se întindează cu lavele piroxenice ale aparatelor vulcanice din estul munților Gurghiu.

*Andezitele piroxenice bazaltoide* sunt roci de culoare cenușie-negricioasă, fine, compacte, sticioase, cu spărtură concoidală. Prezintă structură ușor fluidală. Sub microscop se observă structura porfirică cu structura pilotaxitică a masei fundamentale. Feldspatul plagioclaz este un labrador cu 67% anortit, prezintă zonări și macle albit. Augitul este piroxenul predominant; subordonat se observă cristale de olivină cu dimensiuni medii și mici. Masa fundamentală este bogată în baghete de plagioclaz dispuse fluidal, microlite de piroxen și olivină.

*Depozitele cuaternare* ocupă mici suprafețe atât la interiorul cât și la exteriorul aparatului vulcanic. Ele sunt reprezentate prin aluviunile pîrului Lok, grohotișul observat sub marginea interioară nord-estică a craterului, mlaștini și zone de înmlăștinare pe pîrul Șicasău, la exteriorul, și pe pîrul Gezeș, la interiorul aparatului vulcanic. În sfîrșit, în zona central-interioară se află materialul de umplutură, incomplet drenat, constituit din blocuri rupte din perejii craterului.

*Caracterele chimice generale ale principalelor tipuri de lave.* În tabela 1 prezentăm rezultatele a șapte analize chimice ale principalelor tipuri de lave. În literatura publicată sau în manuscris nu am găsit indicată vreo analiză chimică care ar putea proveni

TABELA 2  
Parametrii Niggli

Nr. crt.	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Tipul
1	169	28	26	21	15	.13	.49	.58	peléitic
2	207,5	39,5	25,5	24	11	.34	.26	.93	tonalitic
3	191	32,5	30	21	16,5	.23	.46	.69	tonalitic-peléitic
4	192	35	25	25	14	.27	.64	1,00	tonalitic-peléitic
5	181,5	32	29	23	16	.13	.49	.79	peléitic
6	199	36	24,5	26,5	13	.16	.14	1,08	tonalitic
7	230	41	25	20	14	.22	.16	.78	cuarț-dioritic

din zona aparatului vulcanic Ostoroș. În cadrul considerațiilor pe care le facem asupra chimismului lavelor, am inclus toate cele șapte analize. Parametrii Niggli calculați și tipul de magmă corespunzător se află în tabela 2. Reiese că lavele aparatului vulcanic Ostoroș aparțin seriei calco-alcaline, grupa magmelor dioritice. În cadrul grupei se constată o diferențiere sensibilă de la tipul cuarț-dioritic la cel peléitic. Această



T A B E L A 1  
*Analiza chimică a rocilor din aparatul vulcanic Ostoros*

Nr. crt.	Roca și locul de proveniență	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O-	H <sub>2</sub> O+	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	S	Pierdere prin caleinare	Σ	Analist
1	Andezit cu hornbl. verde rezorbită și piroxeni Piricske	58,00	16,56	6,60	1,45	0,07	4,05	6,65	4,50	1,00	—	0,55	0,07	0,13	—	lipsă	0,30	100,95	GR. RACU
2	Andezit piroxenic vf. Ostorosul Susenilor . . . . .	58,75	19,03	4,53	1,90	0,40	1,31	6,29	2,18	1,70	0,11	3,20	1,00	0,08	lipsă	lipsă	—	100,49	ALEX. DĂNCIULESCU
3	Andezit piroxenic creasta Ostoros . . . . .	58,89	17,05	4,24	2,00	0,10	2,90	5,97	4,01	1,93	0,54	0,72	1,85	0,14	lipsă	urme	—	100,34	C. POPESCU
4	Andezit piroxenic vf. Ostoros	58,95	18,64	3,15	1,86	0,07	3,28	7,27	3,23	1,88	0,89	0,45	0,30	0,14	urme	0,20	—	100,31	A. KIZYK
5	Andezit cu piroxeni și hornblendă rezorbită. Gâtu Sălbatec . . . . .	59,10	17,55	4,50	1,65	0,10	3,20	7,05	4,55	1,00	—	0,20	0,65	0,12	lipsă	lipsă	0,30	99,97	GR. RACU
6	Andezit cu hornblendă verde și hipersten. Piatra de Pază	59,28	18,28	6,78	0,83	0,50	0,72	7,34	3,36	1,00	0,15	1,00	0,88	0,09	lipsă	urme	—	100,21	ALEX. DĂNCIULESCU
7	Andezit cu hornblendă rezorbită Vf. Roșu . . . . .	61,00	18,45	5,49	1,30	0,52	0,75	4,86	3,05	1,33	0,15	1,53	0,75	0,15	lipsă	urme	—	99,33	ALEX. DĂNCIULESCU

diferențiere a magmei dioritice s-a produs în cadrul etapei principale de activitate a aparatului vulcanic căreia îi corespund vulcanitele ce îl constituie.

Din diagrama de variație  $mg: c/fm$  (fig. 2) se observă aceleași caractere ale diferențierii. Astfel, patru analize se proiectează în spațiul  $Ca > Fe > Mg$ , dintre care analizele 1, 3, 5 foarte aproape de linia  $Fe = Mg$ . Analiza nr. 6, datorită valorii ridicate a parametrului  $c/fm$ , se plasează la partea superioară a domeniului  $Ca > \frac{Fe + Mg}{2}$ . Analiza nr. 4 se

proiectează în spațiul  $Ca > Mg > Fe$  la limita superioară a domeniului  $Ca > \frac{Fe + Mg}{2}$ . O singură analiză — nr. 7 — se proiectează în spațiul  $Fe > Ca > Mg$ .

Diagrama parametrilor Niggli (fig. 3) indică de asemenea în mod sugestiv, gradul de diferențiere destul de avansat al principalelor produse efuzive ale aparatului vulcanic, confirmând determinările microscopice. Caracterul calco-alcalin al lavelor este indicat de valoarea ridicată a parametrului  $c$  față de parametrul  $alk$ .

Încercând să facem o comparație cu diagramele parametrilor Niggli alcătuite pentru rocile din restul munților Harghita (4) observăm următoarele: diagrama  $si - al$  este asemănătoare integral, diagramele  $si - fm$ ,  $si - c$

și  $si - alk$  prezintă numai similitudini parțiale; prin aspectul general ele se încadrează în diagramele munților Harghita, dar privite în detaliu, prezintă unele particularități.

Diagrama parametrilor Zavaritski (fig. 4) pune în evidență cele două tipuri suprasaturate în aluminiu (nr. 2 și 7), prin dispoziția vectorilor  $a'$ . Ea sugerează gradul de diferențiere, confirmând observațiile făcute prin interpretarea parametrilor Niggli.

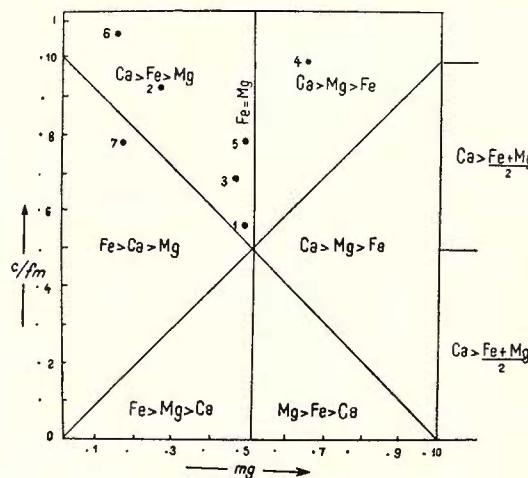


Fig. 2. — Diagrama variației  $mg: c/fm$ .

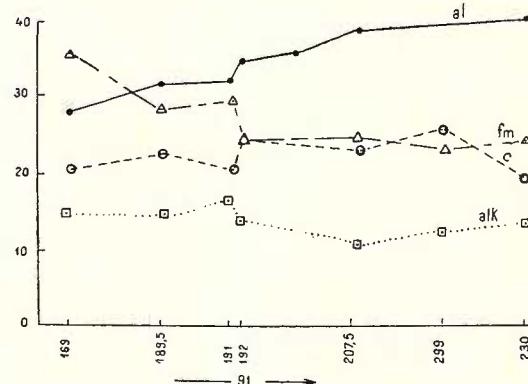


Fig. 3. — Diagrama de variație a parametrilor Niggli.

Valorile parametrilor Niggli și Zavarițki sunt asemănătoare celor calculate pentru analizele andezitelor din alte regiuni ale munților Harghita, precum și pentru ande-

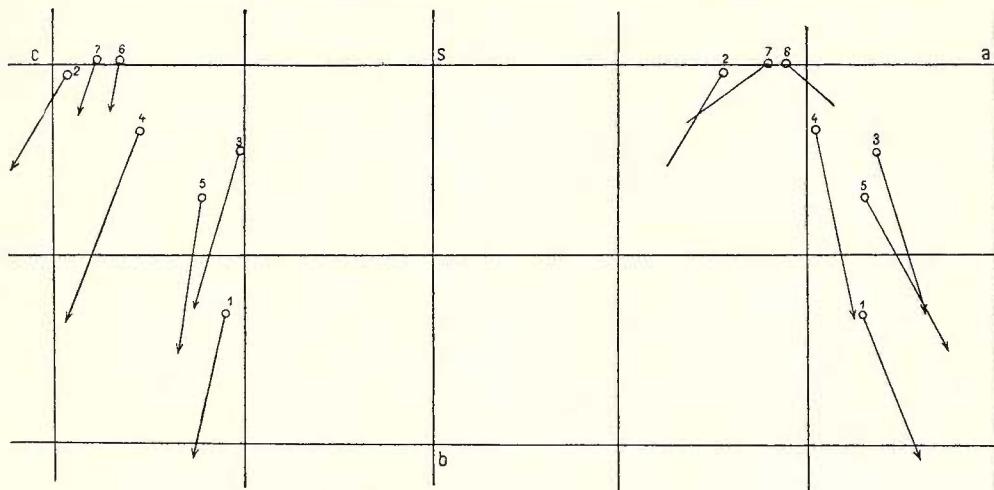


Fig. 4. — Diagrama parametrilor Zavarițki.

zitele munților Gurghiu (2, 5). De altfel și diagrama parametrilor Zavarițki pentru andezitele din munții Gurghiu (5) este asemănătoare.

Datele chimice confirmă observațiile petrografice și structurale și ne ajută la justă reconstituire a istoriei activității aparatului vulcanic. De asemenei, ele atestă consanguinitatea lavelor aparatului vulcanic Ostoroș cu a lavelor aparatelor vulcanice din munții Gurghiu și Harghita.

TABELA 3  
Parametrii Zavarițki

Nr. crt.	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	
1	11,5	5,4	16,6	66,5	—	42,1	41,2	16,6	86,9	
2	7,7	9,7	10,3	72,3	15,3	62,1	22,5	—	65,9	
3	11,9	5,7	12,4	70,0	—	45,9	40,4	13,6	76,2	
4	10,2	7,8	11,8	70,2	—	39,3	49,2	11,4	72,2	
5	11,6	6,1	13,6	68,7	—	40,6	40,1	19,7	92,5	
6	9,4	8,3	10,0	72,3	—	75,2	12,3	12,4	83,1	
7	8,9	8,9	10,0	72,2	20,3	66,1	12,7	—	78,2	

*Structura aparatului vulcanic.* Buna sa conservare ofera conditii favorabile pentru observarea structurii stratovulcanice alcătuită în mare dintr-o alternanță de

lave care au o largă dezvoltare și subordonat pirolastite. Aparatul vulcanic Ostoros reprezintă principala suprastructură vulcanică din nordul munților Harghita, al căror fundament este reprezentat prin complexul pirolastitelor inferioare. Lor li se raportează primele momente ale vulcanismului din această regiune. Ele includ produsele unei activități preponderent explozive, anterioare aparătoarelor vulcanice Ostoros și Răchiță<sup>1)</sup>). Procesele care au dat naștere acestor produse au fost probabil de lungă durată și destul de complicate. Aparatele vulcanice care le-au dat naștere nu au putut fi identificate; ele se găsesc probabil în aceeași regiune cu aparatele recente.

La partea central-inferioară a aparătorului vulcanic Ostoros se conturează cele mai vechi produse reprezentate prin andezitele cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni. În masa lor, aproximativ în partea central-vestică a aparătorului, se află canalul de alimentare. Aceasta este parțial acoperit cu material de umplutură recentă, ceea ce nu ne permite conturarea și studierea sa exactă. Cele cîteva iviri sesizate în zona cîanalului de alimentare sunt reprezentate prin brecii silicificate și limonitizate, fragmente caolinizate, silicificate și limonitizate. La cca 200 m sud-est se conturează neckul Piricske, care reprezintă o apofiză a canalului de alimentare principal și totodată punctul de emisiune presupus al andezitelor cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni. În partea interioară a craterului se observă alternanța lavelor și subordonat a pirolastitelor reprezentând diferite etape ale activității vulcanului. Andezitele cu hornblendă rezorbită și piroxeni, andezitele cu piroxeni și hornblendă rezorbită și andezitele cu piroxeni reprezintă principalele momente efuzive, ale căror produse se întind pe suprafețe mari la exteriorul aparătorului. Ele prezintă suprafețe de curgeri cu direcții tangențiale conturului crestei, cu înclinări radiare spre exterior, iar la interior formează abrupturi caracteristice buzei craterului.

Singurele « perturbații » în morfologie se observă la interiorul craterului. La aceasta concură în afara neckului Piricske menționat anterior, filonul și dyke-ul situate pe creasta dintre pîrîul Ingust și pîrîul Brazdei. Se observă că aceste forme intrusive, împreună cu canalul de alimentare, se plasează pe un aliniament NW—SE, extremitatea sa sud-estică fiind în punctul Piricske. De fapt, la interiorul aparătorului vulcanic se poate vorbi de o « zonă de minimă rezistență », marcată de mai multe aliniamente aproape paralele orientate NW—SE. Ele sunt evidențiate de iviri de brecii și zone cu transformări secundare. În zona central-vestică a aparătorului vulcanic se intersectează linia NW—SE, evidențiată de aparatele vulcanice din partea sud-estică a munților Gurghiu (5) și aparatul vulcanic Ostoros, cu linia N—S, care ar uni aparătorul Răchiță prin aparătorul Ostoros cu aparatele vulcanice din partea centrală a munților Harghita.

<sup>1)</sup> Aparatul vulcanic Răchiță a fost identificat de noi cu prilejul cercetărilor din 1961. El se află în extremitatea nord-estică a eruptivului Harghitei și nu a fost menționat de cercetătorii anteriori. S. PEŁTZ, M. PEŁTZ. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în munții Harghita de N. Rap. Arh. Com. Geol. 1961.

Într-o astfel de imagine, aparatul vulcanic Ostoroș s-ar plasa la intersecția a două importante linii de dislocație făcând legătura între aparatele vulcanice din munții Harghita și cele din munții Gurghiu. Această poziție nodală îi conferă un rol important în cadrul zonei vulcanismului neogen de la interiorul Carpaților orientali.

*Istoria desfășurării activității vulcanice.* Cercetarea detaliată a structurii aparatului vulcanic Ostoroș și a împrejurimilor sale ne permit încercarea reconstituirii diferitelor momente efusive și explozive care au condus la formarea edificiului vulcanic. În linii mari, desfășurarea activității acestui aparat vulcanic « cu activitate centrală continuă » este asemănătoare și sincronă celei observate pentru aparatele vulcanice din partea centrală și de est a munților Gurghiu (3, 5). Se pare că în zona Ostoroș activitatea vulcanică a început ceva mai tîrziu decât în aparatele vulcanice din munții Gurghiu de SE și ar corespunde începutului activității aparatelor de la interiorul caldeerei Fîncel-Lăpușna.

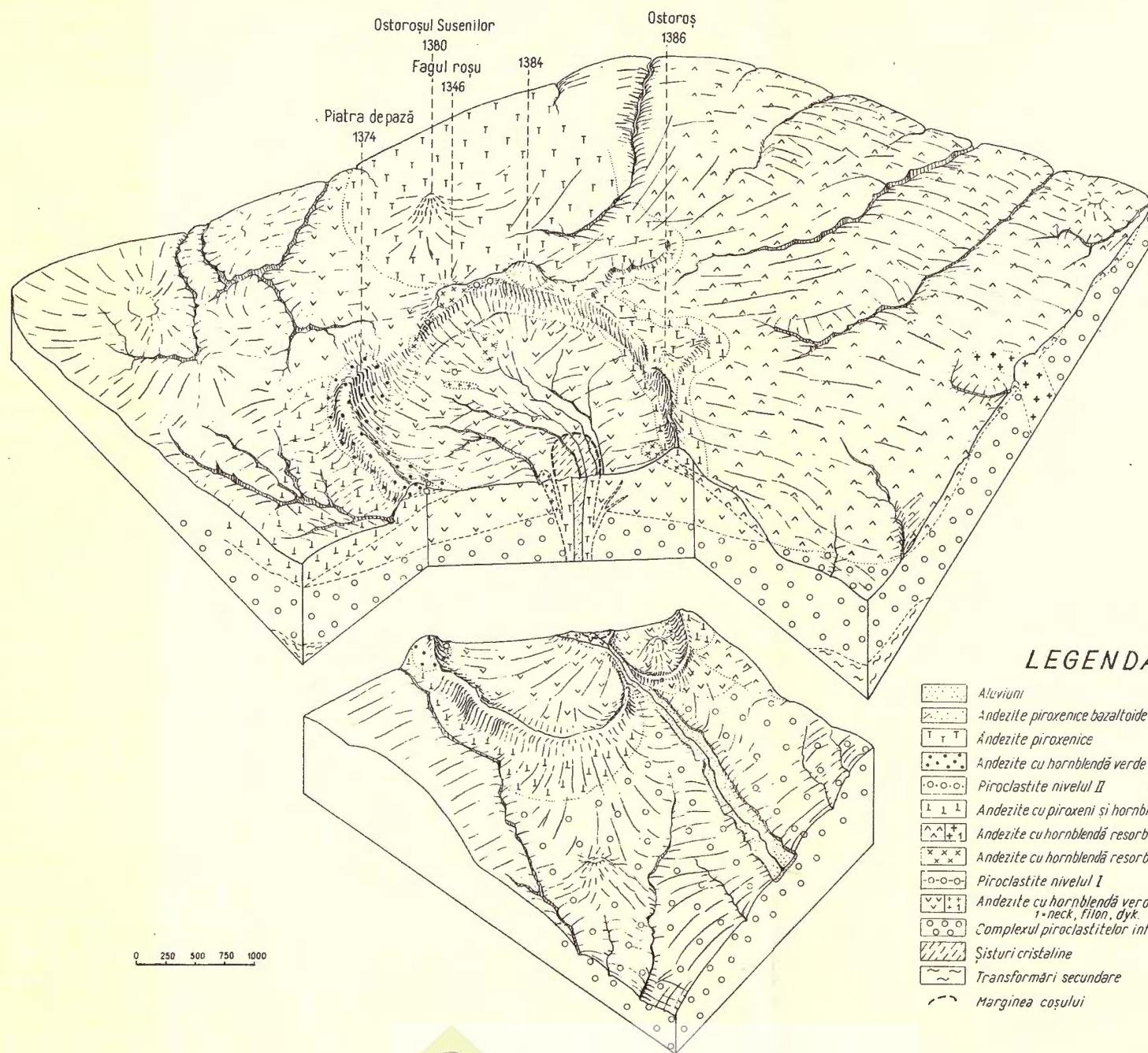
Începutul activității aparatului vulcanic este marcată de un puternic moment exploziv. Produsele sale se suprapun produselor explozive anterioare, raportate complexului piroclastitelor inferioare de care în mod practic nu pot fi separate. Primul moment efuziv este acela al andezitelor cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni care ocupă o suprafață importantă atât la interiorul cât și la exteriorul (vestul) aparatului vulcanic. Canalul de alimentare, cel puțin pentru o parte din aceste andezite, ar fi neckul Piricske. Către sfîrșitul acestei efuziuni, s-au produs mici intruziuni ale magmei de același tip. Ele sunt marcate prin filonul și dyke-ul care apar în creasta cuprinsă între pîrful Îngust și pîrful Brazdei.

Începutul eruptiei următoare este marcat de o puternică explozie. Piroclastitele grosiere ce se raportează acestui moment (piroclastitele nivelului I), s-au aşezat peste relieful puțin erodat al andezitelor cu hornblendă verde rezorbită și piroxeni. Eroziunea destul de intensă la interiorul craterului a înlăturat în cea mai mare parte aceste produse vizibile azi ca pete izolate, mai ales în porțiunea sa vestică. Aceste piroclastite marchează începutul unei intense activități vulcanice, care prin produsele sale a contribuit în cea mai mare măsură la construirea edificiului conului actual. Este vorba de o succesiune de efuziuni și subordonat de explozii ce caracterizează tipul strombolian al acestui aparat vulcanic. Astfel, după momentul exploziv menționat, urmează efuziunea andezitelor cu hornblendă rezorbită, a cărei curgere a avut o tendință preferențială nordică pe clina vulcanului. Efuziunile următoare ale andezitelor cu hornblendă rezorbită și piroxeni și ale andezitelor cu piroxeni și hornblendă rezorbită, arată tendință de diferențiere treptată a magmei spre caractere mai bazice. În timp ce lava andezitelor cu hornblendă rezorbită pare a se fi revărsat preferențial pe clina nordică, lava andezitelor cu piroxeni și hornblendă rezorbită a format curgeri uniforme în jurul canalului de alimentare.



# BLOCDIAGRAMA APARATULUI VULCANIC OSTOROS (MÂJII HARGHITA DE N.)

PELTZ S., PELTZ MARGARETA: Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoros (Munții Hârghita)



Urmează un moment exploziv de intensitate redusă (nivelul II de piroclastite) care marchează a treia etapă și ultima în evoluția vulcanului Ostoros. Activitatea vulcanică în cadrul acestei etape este exclusiv efuzivă. Ea începe cu produse mai acide — andezitele cu hornblendă verde și hipersten — care aparțin unui moment efuziv foarte redus ca intensitate și timp. Urmează efuziunea andezitelor piroxenice care pare a fi cea mai răspândită în spațiu. Dezvoltările sale în timp îi corespunde o diferențiere cu tendință bazică așa cum arată analizele chimice executate la diferite nivele ale curgerii. Către sfîrșitul erupției a avut loc o revârsare de lavă care a curs numai în partea nord-vestică a vulcanului. Ea este reprezentată prin andezite piroxenice bazaltoide, care, aici ca și în alte aparate vulcanice din lanțul neoeruptiv Călimani—Gurghiu—Harghita, marchează încheierea activității vulcanice. Aceste produse ar marca trecerea de la magmatismul subsecvent la cel final litogen.

*Vîrstă activității vulcanice.* Stabilirea vîrstei erupțiunilor este o problemă foarte dificilă, deoarece nicăieri vulcanitele aparatului Ostoros nu vin în contact cu depozite sedimentare. Datele obținute în urma cercetărilor recente întreprinse în munții Gurghiu (6), munții Harghita de N și Depresiunea Ciucului superior<sup>1)</sup> ne permit totuși să plasăm în timp activitatea aparatului vulcanic Ostoros. Astfel, în cadrul cercetărilor efectuate de noi în Depresiunea Ciucului superior am identificat în depozitele piroclastice care alcătuiesc umplutura bazinului, blocuri andezitice aparținând diferitelor tipuri de lave ale aparatului vulcanic Ostoros. Din datele forajelor ce se execută în zona Mădăraș—Dănești, reiese că piroclastitele stau peste depozite sedimentare pliocene<sup>2).</sup>

Așa cum am mai arătat, activitatea aparatului vulcanic Ostoros este sincronă aparatelor care alcătuiesc unitatea structurală superioară a munților Gurghiu. Buna conservare a aparatului vulcanic indică continuarea activității sale pînă în momente destul de recente. În această accepțiune, aparatul vulcanic Ostoros și-a desfășurat activitatea în Pliocenul superior (Post-Ponțian) și Cuaternarul inferior.

Cercetările recente (3, 5) arată că vulcanitele munților Călimani—Gurghiu—Harghita ar reprezenta ultima sau ultimele două faze de activitate vulcanică separată în munții Apuseni și regiunea Baia Mare. Pentru aparatul vulcanic Ostoros, datele de care dispunem pînă în prezent ne permit să atribuim produsele sale ultimei faze de activitate vulcanică separată în munții Apuseni și regiunea Baia Mare.

<sup>1)</sup> S. PEŁTZ, MARGARETA PEŁTZ. Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în munții Harghita de N. Rap. Arh. Com. Geol. 1961.

<sup>2)</sup> L. TĂNĂSESCU. Raport asupra studiului petrografic de teren și laborator de la șantierul I.S.E.M. Mădăraș — Ciuc. Rap. Arh. Com. Geol. 1962.



## BIBLIOGRAFIE

1. GRIGORE I. Studiul geologic și petrografic asupra munților Gurghiu. Ed. Științ. 1957.
2. RĂDULESCU D. Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol.* 2. 1961.
3. RĂDULESCU D. Probleme ale vulcanismului terțiar în munții Călimani – Gurghiu – Harghita. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. geol.* 2. 1962.
4. RĂDULESCU D. Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R. *Asoc. geol. Carpațo-Balcanică Congr. V. București* 1961 (sub tipar).
5. RĂDULESCU D., VASILESCU AL., PEŁTZ S., PEŁTZ MARGARETA. Contribuțiumi la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII (sub tipar).
6. TREIBER I. Adatok az Észak-Harghita geológiai felépítéséhez és a Hargitai kaolinos közetek vizsgálataihoz. *Stud. Univ. Babeș-Bolyai ser. II/1* 1959.

ВКЛАДЫ К ПОЗНАНИЮ ВУЛКАНИЧЕСКОГО  
АППАРАТА ОСТОРОШ (ГОРЫ ХАРГИТА)

СЕРГ. ПЕЛЬЦ, МАРГ. ПЕЛЬЦ

(Краткое содержание)

В настоящей работе авторами были представлены новые данные касающиеся вулканического аппарата Осторош, расположенного на севере Гор Харгита. Они имеют отношение к: структуре вулканического аппарата, последовательности вовремени своих продуктов, его петрографическим особенностям, возрасту и химизму.

Морфология характеризуется наличием, хорошо сохранившегося края; внутренние стены — обрывисты, а внешние склоны — пологие. Окраина кратера — кольцеобразна, почти — непрерывная.

Стены кратера образованы из чередований лав и пирокластитов, в подчиненном порядке. На центрально-западной части кратера был оконтурен канал снабжения и несколько его апофиз.

На основании петрографического исследования, авторами были выделены семь типов андезитовых лав и три уровня андезитовых пирокластитов, которые принимают участие в строении стратовулканической структуры: комплекс нижних пирокластитов, андезиты с зелёной, повторно-растворённой, роговой обманкой и пироксенами, пирокластические породы I уровня, андезиты с повторно-растворённой роговой обманкой, андезиты с повт. раств. роговой обманкой и пироксенами, андезиты с пироксенами и повт. раств. роговой обманкой, пирокластические породы II уровня, андезиты с зелёной роговой обманкой и гиперстеном, пироксенические андезиты и пироксенические базальтовидные андезиты.



Петрографическое исследование было пополнено химическим исследованием главных типов лав. Авторами-представлено семь химических анализов, для которых были высчитаны параметры Ниггли и Заварицкого. Лавы принадлежат калько-щелочной серии, а группа диоритовых магм — выявила чувствительную дифференциацию от кварце-диоритового типа до пелейского типа извержения. Химические данные подтверждают генетические отношения изверженных пород лав вулканического аппарата Осторош с лавами остальных вулканических аппаратов Гор Харгита и Гор Гургиу. Расшифровка структуры вулканического аппарата, петрографическое и петрохимическое исследование позволили авторам восстановить историю развития вулканической деятельности. Она является центральной непрерывной деятельностью стромболийского типа, которая имела место в трёх этапах, начиная с верхнего плиоцена и до нижнего четвертичного периода.

Вулканический аппарат Осторош, по своему положению, занимает главное узловое место в границах неоэруптивной системы Гургиу-Харгита. Он представляет, с другой стороны, юго-восточное окончание структурного контура, ориентированного на СЗ—ЮВ вулканических аппаратов Гор Гургиу (южных), а с другой стороны, при его посредстве, проводится связь со структурным контуром, ориентированным на С—Ю, вулканических аппаратов Гор Харгита.

## CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE L'APPAREIL VOLCANIQUE D'OSTOROŞ (MONTS HARGHITA)

PAR

S. PELETZ, M. PELETZ

(Résumé)

Le travail comprend des données nouvelles sur l'appareil volcanique d'Ostoroş, situé dans le Nord des monts Harghita. On considère: la structure de l'appareil volcanique, la succession en temps de ses produits, ainsi que les caractères pétrographiques, l'âge et le chimisme de ces derniers.

La morphologie est caractérisée par la présence d'un cratère bien conservé; les parois intérieures sont abruptes tandis que les pentes extérieures sont douces. Le bord du cratère est circulaire, presque continu.

Les parois du cratère sont constituées par une alternance de laves et, subordonné, par des pyroclastites. Dans la partie centrale W du cratère a été identifié le canal d'alimentation et certaines de ses apophyses.

L'étude pétrographique a permis aux auteurs de séparer sept types de laves andésitiques et trois niveaux de pyroclastites andésitiques qui participent à la construction de l'édifice stratovolcanique: le complexe des pyroclastites inférieures, les andésites à hornblende verte résorbée et pyroxènes, les pyroclastites du I-er niveau, les andésites à hornblende résorbée, les andésites à hornblende résorbée et pyroxènes, les andésites à pyroxènes et hornblende résorbée, les pyroclastites du II-e niveau, les andésites à hornblende verte et hypersthène, les andésites pyroxéniques et les andésites pyroxéniques basaltoïdes.

L'étude pétrographique est complétée par l'étude chimique des principaux types de laves. Sont présentées sept analyses chimiques, pour lesquelles on a calculé les paramètres de Niggli et de Zavaritski. Les laves appartiennent à la série calco-alcaline, le groupe des magmas dioritiques présente une différenciation sensible du type quartz-dioritique vers celui pélitique. Les données chimiques attestent la consanguinité entre les laves de l'appareil volcanique d'Ostoroș et les laves du reste des appareils volcaniques des monts Harghita et Gurghiu. Le déchiffrement de la structure de l'appareil volcanique ainsi que l'étude pétrographique et pétrochimique ont permis la reconstitution de l'historique de l'activité volcanique. Elle représente une activité centrale, continue de type strombolien, qui a eu lieu pendant trois étapes depuis le Pliocène supérieur jusqu'au Quaternaire inférieur.

Vu sa position, l'appareil volcanique d'Ostoroș occupe un rôle important, dans l'ensemble du système néo-éruptif des monts Gurghiu—Harghita. D'une part, il représente la terminaison SE de l'alignement orienté NW-SE des appareils volcaniques des monts Gurghiu du S, et d'autre part, il établit le lien avec l'alignement orienté N-S des appareils volcaniques des monts Harghita.



***STRATIGRAFIE***

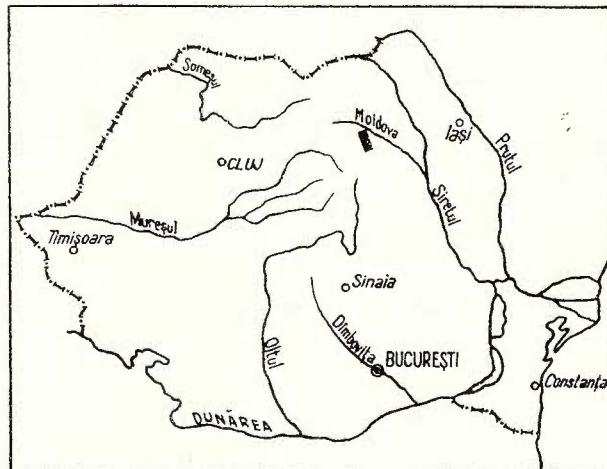
**CONSIDERAȚII ASUPRA VÎRSTEI MARNELOR ROȘII  
DE LA OSTRA (CARPAȚII ORIENTALI)<sup>1)</sup>**

DE

GR. ALEXANDRESCU, ELENA BRATU

În cursul anilor 1957—1960 am efectuat cercetări geologice în cuprinsul depozitelor cretacice de pe teritoriul comunelor Stulpicani, Negrileasa și Ostra (vezi figura). Depozitele cretacice care apar în acest sector aparțin flișului intern și flișului extern. O parte din rezultatele obținute care privesc în special flișul extern, au fost comunicate într-o lucrare anterioară (1).

În flișul intern din bazinul văii Ostra (vezi planșa), apar depozite cretacice caracteristice, reprezentate prin marno-argile roșii, verzi și cenușii, care sunt o continuare a ivirilor de depozite de același tip, de la Gemenea (4). Aceste apariții de marnoargile roșii joacă un rol important în ceea ce privește descifrarea stratigrafică și tectonică a flișului intern. Obiectul principal al prezentei note îl formează analiza conținutului micropaleontologic al marnelor roșii, verzi și cenușii din regiunea Ostra.



Amplasamentul regiunii

**Date geologice**

Pentru a arăta poziția și semnificația marnelor roșii de la Ostra trebuie făcută o scurtă prezentare a alcăturii geologice a acestui sector. Depozitele flișului intern din sectorul Ostra sunt repartizate la două unități tectonice: pînza internă superioară

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 29 martie 1963.

(M. G. FILIPESCU) — unitatea vest internă (I. BĂNCILĂ) și pînza internă inferioară (M. G. FILIPESCU) — unitatea est internă (I. BĂNCILĂ).

Pînza internă superioară este alcătuită din stratele de Sinaia (Valanginian — Houterivian) și strate de Bistra (Barremian—Aptian inferior). Acestea formează culmile Muncelul Mic, muntele Ostra și muntele Băieșescul de la vest de valea Ostrei.

În depozitele care intră în alcătuirea pînzei interne inferioare se pot separa mai multe orizonturi: Orizontul șistos cu gresii curbicorticale (Aptian — Albian inferior); Orizontul grezos (Albian mediu); Orizontul marnos, cenușiu negricios (Albian superior) și Orizontul marno-argilelor roșii și cenușii (Vraconian—Cenomanian—Turonian) eventual Senonian inferior.

*Orizontul șistos cu gresii curbicorticale.* Este alcătuit dintr-o alternanță de șisturi marnoase și argiloase cenușii-negricioase, cu gresii micacee curbicorticale cu « hieroglife ». Cu aceste caractere, orizontul se întâlnește amonte de confluența văii Ostra cu Gemenea și pe toți afluenții de pe partea stîngă a văii Negruleasa.

*Orizontul grezos.* Peste orizontul cu gresii curbicorticale urmează un complex alcătuit în general din gresii masive cu granulație fină sau grosieră, uneori microconglomeratice, în alternanță cu șisturi argiloase și marnoase. Depozitele acestui complex formează creasta despărțitoare dintre valea Negrulesei și valea Ostrei, continuindu-se spre sud prin valea Suha Mare.

*Orizontul marnos cenușiu-negricios,* urmează peste gresiile masive și este alcătuit din marne și argile cenușii negricioase sau negre cu intercalării de gresii micacee și gresii curbicorticale în strate subțiri. Complexul apare foarte frămîntat și prezintă dese elaborări de calcit. Cu caracterele de mai sus se întâlnește pe pîrul Muncelului, pîrul Botușanei, și pe toți afluenții de pe stînga Ostrei și Ostriței. Probabil că acest complex este echivalent cu cel descris de M. SĂNDULESCU în 1957<sup>1)</sup>, în bazinul văii Trotușului, și menționat apoi în Ghidul Asociației Carpato—Balcanice—Carpații orientali (pag. 25).

*Orizontul marno-argilelor roșii și cenușii.* Peste orizontul marnos negricios urmează un complex alcătuit în cea mai mare parte din marno-argile roșii și cenușii în alternanță cu marne verzui și cenușii. La diferite nivele se găsesc intercalate și gresii micacee subțiri de culoare cenușie sau verzuie, precum și marno-calcare cărămizii.

Marnele roșii din regiunea de la S de valea Moldovei au fost semnalate pe un mic affluent al văii Gemenea de către M. G. FILIPESCU, P. ȘOIGAN și T. NEAGU, 1957 (4). În concepția autorilor acest orizont stă direct pe gresiile masive de vîrstă albiană. După conținutul micropaleontologic autorii atribuie orizontului de marne roșii, vîrstă vraconian-cenomanian inferior. Ulterior A. STOICESCU<sup>2)</sup> semnalează marne

<sup>1)</sup> M. SĂNDULESCU și L. ATANASIU. Raport din 1957. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>2)</sup> A. STOICESCU. Cercetări geologice în bazinul superior al văii Suha Bucovineană. Raport arh. Min. Petrol și Chimie. București 1958.



roșii pe valea Brăteasa și Ostra. Noi am urmărit aceste depozite începînd de la Gemenea spre sud pînă la izvoarele văii Negrileasa. La contactul dintre cele două unități ale flișului intern, am constatat că aceste depozite sunt bine reprezentate. În acest sens profilul văii Brăteasa (la vest de satul Ostra) este cel mai reprezentativ. Aici depozitele pelitice roșii ating cca 60 m. În continuare spre sud ele apar pe toti afluenții din stînga văii Ostra, apoi pe pîrîul Ostrița, pînă la izvoarele Negrilesei. Spre vest marnele roșii vin în contact cu stratele de Bistra din pînza internă superioară.

Complexul marnelor roșii și cenușii ce apare pe afluenții de pe stînga văii Ostra (Porcărețu, Brăteasa, Ostrița) ne-a oferit un bogat conținut micropaleontologic reprezentat printr-o asociație de foraminifere, ostracode și dinți de pești. Din ordinul Foraminifera s-au determinat 40 specii, alcătuite din forme arenacee (70%) și forme calcaroase (30%). Acest conținut micropaleontologic se găsește plasat în două nivele:

Nivelul inferior alcătuit în general din marne roșii, cuprinde următoarele forme:

- Bulimina pupoides* D'ORB.
- Bulimina intermedia* REUSS
- Clavulinoides gaultinus carinatus* NEAGU
- Dentalina* sp.
- Dorothea pupoides* (REUSS)
- Glomospira gordialis* (JONES ET PARKER)
- Gyroidina mauretanica* CARBONIER
- Haplophragmoides* cf. *H. subglobosus* (SARS)
- Marsonella oxycona* (REUSS)
- Marginulina* sp.
- Nodosaria* sp.
- Plectina tenuis* (GRZYB.)
- Psammosphaera fusca* SCHULTZE
- Pseudoglaudulina* sp.
- Rhabdammina abyssorum* SARS
- Rhizammina algaeformis* BRADY
- Ramulina aculeata* WRIGHT
- Robulus* sp.
- Rotalipora appenninica* (RENTZ)
- Rotalipora reicheli* MORNOD
- Rotalipora montsalvensis* MORNOD
- Spiroplectammina laevis* (ROEMER) var. *cretosa* CUSHMAN
- Spiroplectammina complanata* (REUSS)
- Trochammina nucleolus* (GRZYB.)
- Trochammina* cf. *T. globigeriniformis* (JONES ET PARKER)



Vîrsta nivelului inferior care cuprinde această asociație este dată de *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora reicheli*, *Marsonella oxycona*, *Clavulinoides gaultinus carinatus*, specii caracteristice pentru Cenomanian.

În ansamblu microfauna determinată din acest nivel este comparabilă cu asociatia citată de M. G. FILIPESCU, P. ȘOIGAN și T. NEAGU la Gemenea (4) și de T. NEAGU (5) pentru marnele roșii de la Teliu. Acești autori atribuie acestor depozite vîrsta vraconian-cenomanian inferior. Tinând seama de aceste argumente, și de faptul că nivelul inferior de marne roșii de la Ostra are aceeași poziție stratigrafică cu cel citat la Gemenea și la Teliu, considerăm că și nivelul inferior de marne roșii de la Ostra aparțin ca vîrste Vraconian—Cenomanianului inferior.

Nivelul superior. Peste marnele roșii vraco-cenomaniene în concordanță, se dispune o alternanță de marne roșii și cenușii a căror conținut micropaleontologic este dat în întregime de foraminifere aglutinante:

- Ammodiscus incertus* (D'ORB.)
- Dendrophria excelsa* GRZYB.
- Glomospira charoides* (JONES ET PARKER)
- Glomospira serpens* (GRZYB.)
- Glomospira gordialis* (JONES ET PARKER)
- Hormosina ovulum* (GRZYB.)
- Haplophragmoides walteri* GRZYB.
- Haplophragmoides crassa* (D'ORB.)
- Nodellum velascoense* (CUSHMAN)
- Placentammina placenta* (GRZYB.)
- Proteonina complanata* (FRANKE)
- Plectorecurvoidea alternans* NOTH
- Rhizammina algaeformis* BRADY
- Rhabdammina robusta* (GRZYB.)
- Trochammina nucleolus* (GRZYB.)
- Trochamminoides irregularis* WHITE
- Trochamminoides subcoronatus* GRZYB.
- Trochamminoides* sp.

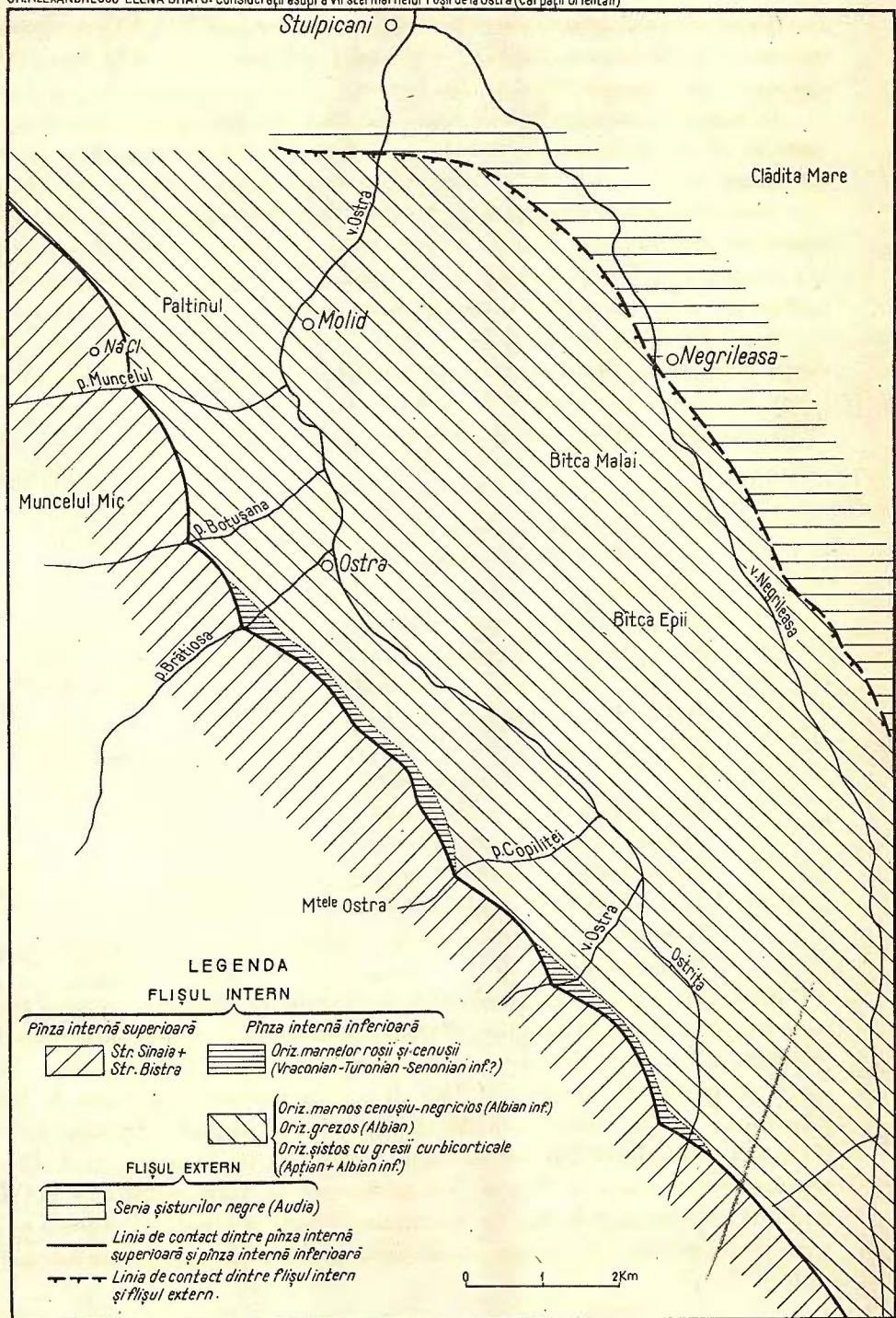
Analizînd conținutul micropaleontologic al nivelului superior se constată prezența unor forme ca: *Hormosina ovulum*, *Haplophragmoides walteri*, *Nodellum velascoense*, *Ammodiscus incertus*, *Trochamminoides subcoronatus*, care sunt menționate în literatură de specialitate ca provenind din stratele cu Inocerami din pînza de Măgura. Alte forme au fost menționate din Cenomanianul superior—Senonianul inferior (LISKOWA 1959, HUSS 1957 și de NEAGU 1962). M. G. FILIPESCU și I. PANĂ (3) consideră că asociatia de foraminifere aglutinante (în parte similară cu cea identificată de noi) din argilele roșii de pe versantul de est al Ceahlăului aparțin în întregime Senonianului. De asemenei în asociatia găsită de noi sunt numeroase forme



GR. ALEXANDRESCU - ELENA BRATU

## SCHIȚA GEOLOGICĂ A SECTORULUI OSTRA-NEGRILEASA

GR. ALEXANDRESCU - ELENA BRATU: Considerații asupra vîrstelor marnelor roșii de la Ostra (Carpații Orientali)



COMITETUL GEOLOGIC: Dări de seamă, vol. L/1

Imprim. atel. Inst. Geol.



Institutul Geologic al României

pe care T. NEAGU le citează din nivelul de agluminante de vîrstă cenomanian superior-turonian de la Sadova și Intorsura Buzăului. E. BRATU<sup>1)</sup> menționează pentru stratele de Zagon din flișul extern, o asociație similară cu cea găsită în acest nivel și pentru care acordă vîrsta cenomanian superior-turonian.

Înînd seama mai ales de faptul că asociația de foraminifere agluminante determinată de noi, se găsește într-un pachet de marne ce urmează în continuitate de sedimentare peste depozite cu un conținut micropaleontologic ce atestă vîrsta vraconian-cenomanian inferioară, conchidem că nivelul superior al marnelor roșii și cenușii de la Ostra corespunde unei serii comprehensive care începe cu Cenomanianul superior, cuprinde Turonianul și eventual Senonianul inferior.

### Concluzii

Studiul micropaleontologic al depozitelor de marnoargile roșii și cenușii de la Ostra a pus în evidență, existența a două nivele cu foraminifere. Un nivel inferior, cu foraminifere calcaroase și agluminante de vîrstă vraconian-cenomanian inferior și un nivel superior de vîrstă Cenomanian superior—Turonian eventual Senonian inferior.

Acest tip de depozite aparțin flișului intern și apar la contactul dintre cele două unități tectonice (pînza internă inferioară și pînza internă superioară). Ele constituie încă o verigă, din lanțul aparițiilor de acest fel de-a lungul Carpaților orientali, în punctele Sadova, Gemenea, Ceahlău, Teliu—Intorsura Buzăului.

### BIBLIOGRAFIE

1. ALEXANDRESCU Gr. Observații geologice în flișul cretacic din regiunea Găinești—Stulpicani (Carpații orientali). *D. S. Com. Geol.* LXIX p. I-a (sub tipar).
2. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților orientali. Ed. Științifică București 1958.
3. FILIPESCU G. M., PANĂ I. Vîrsta argilelor roșii de pe versantul estic al Ceahlăului și poziția tectonică a acestor depozite. *Anal. Univ. C. I. Parhon. Seria Șt. Naturii*, Nr. 8, București 1956.
4. FILIPESCU G. M., ȘOIGAN P., NEAGU T. Poziția geologică a marnelor roșii din flișul intern de la Gemenea și Sadova reg. Suceava. *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Seria Geol.-Geogr.* T. III, nr. 3—4 București 1957.
5. NEAGU T. Studiul micropaleontologic al Cretacicului din V. Teliu. *Anal. Univ. C. I. Parhon Seria Șt. Naturii* nr. 21 București 1959.
6. KOSIKOWSKI H., A. JEDNOROWSKA. Badania geologiczne i mikropaleontologiczne w dolinie Slonicy (Beskid Zachodni). *Acta geologica Polonica* VI p. 4 Varșovia 1956.
7. NEAGU T. Studiul foraminiferelor agluminante din argile cretacic superioare de pe valea Sadovei. (Cîmpulung Moldovenesc) și bazinul superior al văii Buzăului. *Studii și Cercet. Geol.* T. VII nr. 1, Ed. Acad. R.P.R. București 1962.

<sup>1)</sup> E. BRATU. Raport din 1962. Arh. Inst. Geol. București.



СООБРАЖЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ КРАСНЫХ МЕРГЕЛЕЙ ОСТРЫ  
(КАРПАЦИЙ ОРИЕНТАЛЬ)

ГР. АЛЕКСАНДРЕСКУ, ЕЛЕНА БРАТУ

(Краткое содержание)

Во внутреннем флише бассейна долины Остра, находятся типичные меловые отложения, образовавшиеся из красных, зелёных и серых мергеле-глин. Последние имеют, с тектонической и стратиграфической точек зрения, большое значение для расшифровки геологии внутреннего флиша.

Главным предметом настоящей работы является анализ микропалеонтологического содержания красных, зелёных и серых мергелей области Остра.

Меловые отложения внутреннего флиша сектора Остра были распределены двум тектоническим единицам: внутреннему верхнему покрову (М. Г. Филипеску) — внутренней западной единице (И. Бэнчилэ) и нижнему внутреннему покрову (М. Г. Филипеску) — внутренней восточной единице (И. Бэнчилэ):

Во внутреннем нижнем покрове авторы выделили четыре горизонта: Сланцевый горизонт с кривокорковыми песчаниками (апт-нижний альб), песчанистый горизонт (средний альб), серый мергелистый горизонт (верхний альб, горизонт красных и серых мергеле-глин (враконский подъярус., сеноман-турон).

Горизонт красных мергелей был выявлен, начиная от Жеменя — к югу, до истоков долины Негриляса. Профиль долины Брэтяса является самым представительным, так как, здесь красные пеллитовые отложения достигают, примерно, 60 м.

Комплекс красных и серых мергелей, выходящий на поверхность, на левых притоках долины Остра, представил авторам богатое микропалеонтологическое содержимое, представленное ассоциацией фораминифер, остракод и рыбных зубов.

Микропалеонтологическое содержимое оказывается включённым в двух уровнях: нижний, возраст которого определяется наличием *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora reicheli*, *Marsonella oxycona*, *Clavulinoides gaultinus caninatus*, разновидности характерные сеноману.

Этот горизонт имеет тоже стратиграфическое положение, что и красный горизонт, цитированный в Жемене, а также и горизонт, цитированный в Телиу.

Верхний, новое микропалеонтологическое содержимое, со следующей сердцем разновидностей: *Hormosina ovulum*, *Haplophragmoides walteri*, *Nodel-*



*lum velascoensis*, *Ammodiscus incertus*, *Trochamminoides subcoronatus* формы, которые упоминаются в польской литературе для интервала верхний сеноман-нижний сенон.

Микропалеонтологическое исследование отложений красных и серых мергелей Остра поставило на учёт наличие двух уровней фораминифер, из которых один нижний-возраст а враконского подъяруса-нижнего сеномана, а другой-верхний — возраста верхнего сеномана-турона, возможно, нижнего сенона.

В заключении, авторы приходят к выводу, что этот тип отложений принадлежит внутреннему флишу и появляется на поверхность при контакте, указанных двух тектонических единиц (внутренний нижний покров и внутренний верхний покров) и составляет звено цепи этого рода обнаружений, известных вдоль Восточных Карпат в пунктах Садова, Жеменя, Чахлэу, Телиу-Ынторсуря Бузэулуй.

## CONSIDÉRATIONS SUR L'ÂGE DES MARNES ROUGES DE LA RÉGION D'OSTRA (CARPATES ORIENTALES)

PAR

GR. ALEXANDRESCU, ELENA BRATU

(Résumé)

Dans le flysch interne du bassin de la vallée d'Ostra on rencontre des dépôts crétacés, caractéristiques, formés de marno-argiles rouges, vertes et grises. Elles ont une grande importance du point de vue stratigraphique et tectonique, pour le déchiffrement de la géologie du flysch interne.

Le thème principal de cette étude concerne l'analyse du contenu micropaléontologique des marnes rouges, vertes et grises de la région d'Ostra.

Les dépôts crétacés du flysch interne de la région d'Ostra sont attribués à deux unités tectoniques: la nappe interne, supérieure (M. G. FILIPESCU) — unité Ouest interne — (I. BĂNCILĂ) et la nappe interne inférieure (M. G. FILIPESCU) — unité Est interne (I. BĂNCILĂ).

Dans la nappe interne inférieure les auteurs distinguent quatre horizons: l'horizon schisteux à grès carbocorticaux (Aptien—Albien inférieur), l'horizon gréseux (Albien moyen), l'horizon marneux gris (Albien supérieur) et l'horizon des marno-argiles rouges et grises (Vraconien—Cénomanien—Turonien).



L'horizon des marnes rouges a été poursuivi à partir de Gemenea vers le Sud jusqu'aux sources de Valea Negruleasa. La coupe géologique de Valea Brăteasa est la plus représentative et les dépôts pélitiques rouges y atteignent 60 m environ.

Le complexe des marnes rouges et grises, qui apparaît sur les affluents gauches de Valea Ostra a fourni un riche matériel micropaléontologique représenté par une association de Foraminifères, Ostracodes et dents de poissons.

Le matériel micropaléontologique est renfermé dans deux niveaux:

Un niveau inférieur dont l'âge est indiqué par les espèces *Rotalipora appenninica*, *Rotalipora reicheli*, *Marsonella oxycona*, *Clavulinoides gaultinus carinatus*, caractéristiques pour le Cénomanien. Ce niveau occupe la même position stratigraphique que l'horizon rouge de Gemenea et de Teliu.

Un niveau supérieur, avec un contenu micropaléontologique nouveau renfermant une série d'espèces, telles que: *Hormosina ovulum*, *Haplophragmoides walteri*, *Nodellum velascoensis*, *Ammodiscus incertus*, *Trochamminoides subcoronatus*, mentionnées dans la littérature polonaise comme appartenant à l'intervalle Cénomanien supérieur — Sénonien inférieur.

L'étude micropaléontologique des dépôts de marnes rouges et grises de la région d'Ostra a mis en évidence deux niveaux à Foraminifères, l'un inférieur d'âge vraconien-cénomanien inférieur et l'autre supérieur, d'âge cénomanien supérieur — turonien, éventuellement sénonien inférieur.

Les dépôts de ce type appartiennent au flysch interne et apparaissent au contact des deux unités tectoniques (nappe interne inférieure et nappe interne supérieure), constituant un anneau, dans la série des apparitions pareilles, connues le long des Carpates orientales, dans les localités Sadova, Gemenea, Ceahlău, Teliu—Intorsura Buzăului.



STRATIGRAFIE

DATE STRATIGRAFICE ȘI SEDIMENTOLOGICE  
PRIVIND FORMAȚIUNILE CRETACICE  
DINTRE VALEA MUREȘULUI ȘI VALEA AMPOIULUI<sup>1)</sup>

DE  
MIHAI DIMIAN, ELENA POPA-DIMIAN

Regiunea cercetată este cuprinsă între valea Ampoiului la N și valea Mureșului la SE și S. Până astăzi, datorită caracterului fragmentar al cercetărilor întreprinse anterior de diferiți autori, fie la N, fie la S de creasta dintre Ampoi și Mureș, datele privitoare la stratigrafia și tectonica depozitelor cretacic-superioare sunt incomplete și contradictorii. La N de această creastă, fauna de la Bălătruc a fost determinată de L. ROTH TELEGD (1904) și J. GHERMAN (1941). Asociația de moluște și corali de aici este considerată de ROTH TELEGD ca turoniană, eventual și senoniană, iar G. MACOVEI și I. ATANASIU o atribuie Turonianului superior și Senonianului inferior. La S de creasta Ampoi—Mureș, depozitele cretacic-superioare au fost cercetate de M. PÁLFY (1903), care a descris în valea Stăuinii următoarea succesiune, de jos în sus: orizontul cu *Inocerami*, orizontul cu *Actaeonella*, orizontul cu « *Cerithium* », orizontul cu *Sabal major*. Aceste orizonturi sunt repartizate Campanianului. FR. NÓPCSA (1905) a recoltat și determinat din orizontul cu *Inocerami* din valea Stăuinii specile *Pachydiscus neubergicus*, *P. colligatus*, *Scaphites* sp. (8). M. PÁLFY (1907) citează din marnele roșii de la Geoagiu, specia *Inoceramus salisburgensis*, atribuind depozitele respective Emscherianului. G. MACOVEI și I. ATANASIU, pe baza prezenței speciilor *Pachydiscus neubergicus* și *P. colligatus*, consideră depozitele cretacice din valea Stăuini și valea Vinții de vîrstă maestrichtian-inferioară. T. GHÎTUȚESCU, M. SOCOLESU (3) și M. ILIE (5) au atribuit Cenomanianului aproape totalitatea depozitelor dintre Mureș și Ampoi, dezvoltate la W de Alba Iulia.

Cercetări mai recente aparțin lui D. IACOB (1944) care a remarcat pentru prima dată în același teritoriu, existența a trei faciesuri (litoral-conglomeratic la est, mixt și de adâncime la vest), ce se îndințează între ele. Vîrsta tuturor depozitelor cercetate (la S de creasta Ampoi—Mureș) este maestrichtiană după acest autor, excepție făcând numai marnele roșii cu *Inoceramus salisburgensis* (Emscherian) de la Geoagiu și Băciua. Pe harta geologică (a R.P.R.) scara 1: 500.000, zona dintre Ampoi și Mureș

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 22 februarie 1963.



este trecută aproape în întregime la Cenomanian, cu excepția a două zone restrînse la Ampoi și pe malul drept al Mureșului, ce sănt atribuite Senonianului.

În ceea ce privește formațiunea roșie ce apare dispusă peste depozitele maestrichiene în regiunea Stăuiniilor—Vurpăr, aceasta a fost considerată de NOPCSA, pe baza unor resturi de dinosaurieni, ca fiind de vîrstă daniană. Mai recent, M. ILIE a atribuit-o Acvitanianului.

### Stratigrafie

*Cretacicul inferior (Barremian — Aptian — Albian?)* apare dezvoltat sub două litofaciesuri: la sud și vest unul de adâncime șistos, metamorfozat (șisturi verzu și violacee sericitoase cu biotit, șisturi cloritoase cuarțitice, conglomerate laminate și calcar de precipitație chimică) cu calcarenite și mai multe nivale de spilite interstratificate, și la N un facies de fliș proximal cu conglomerate și olistolite calcaroase<sup>1)</sup>. Ele au constituit obiectul unui studiu anterior (1).

*Vraconian — Cenomanianul* îmbracă faciesul de « Wildflysch » tipic. S-au analizat anterior (M. BLEAHU; M. DIMIAN, 1961) caracterele specifice ale acestei formațiuni (variații mari de grosime ale stratelor pe distanțe relativ scurte, lentilizări brusăte pe direcții, variații granulometrice și de compoziție).

Componenții litologici specifici ai acestei formațiuni sănt: argile aleurolitice micacee roșii-violacee și cenușii-verzui vărgate, uneori cu concrețiuni feruginoase, sferoidale sau stratiforme cu structuri con-in-con gresii ortocuarțitice cu lamele de clorit și ciment calcaros (uneori aleurolitice, cînd apar în strate subțiri), ortocuarțite calcaroacee, calcarenite și calcirudite, mai rar marnocalcare aleurolitice violacee sau vărgate și marne cretoase pătate violacee. Sint foarte frecvente blocurile exotice (olistolite) de dimensiuni variate, de la cîțiva mm pînă la cîteva sute de metri<sup>2)</sup>, alcătuite din calcar neojurasic (cu *Trichites* sp. și *Valletia* sp.) și cretacic-inferioare cu Orbitoline (Bulbuc) subordonat și ofiolite, întovărășite de paraconglomerate brecioase cu elemente argiloase violacee și elemente calcaroase. După modul de asociere a diferenților componenții litologici iau naștere argile cu blocuri, brecii și conglomerate nesortate cu liant argilos (paraconglomerate), calcarenite și calcirudite cu ciment calcaros, și subordonat ritmuri de fliș fine, predominant argiloase. Sint specifice pe de o parte lipsa generală de sortare a materialului detritic, frecvența mare a remanierilor intraformaționale și pe de altă parte caracterul oligomictic al gresiilor.

În valea Porcilor s-a remarcat de asemenei prezența de spilite interstratificate, cu numeroase blocuri de calcar neojurasic și roci detritice cretacice. Spilitele au

<sup>1)</sup> Prezența olistolitelor a fost menționată pentru prima dată de GR. POPESCU și I. C. MOTĂȘ, în « Cercetări geologice în partea de S și SE a Munților Mureșului » Arh. Com. Geol., 1954.

<sup>2)</sup> Olistolitele însăși prezintă o structură heterogenă reprezentând brecii cu blocuri de calcar neojurasic, cretacice, remanieri de pelite violacee, ofiolite etc.



fost de asemenei întâlnite în zona de depozite cenomaniene de la S de Bulbuc. Depozitele aparținând acestui litofacies au luat naștere într-o zonă relativ puțin adincă a geosinclinalului Mureșului, situată în proximitatea unui relief activ în ridicare (probabil cordiliera Întregalde — Trascău). Vîrsta acestei formațiuni se bazează pe argumente microfaunistice.

Astfel, de pe interfluviul Telna — Bucerdea<sup>1)</sup> a fost recoltată o probă conținând următoarea asociatie de foraminifere aglutinante determinate de M. TOCORJESCU: *Glomospira charoides* var. *corona* CUSH. & JARVIS, *Hormosina ovulum* (GRZYB.), *Saccorhiza ramosa* (BRADY), *Glomospira gordialis* (JONES ET PARKER), *Dorothia filiformis* (BERTH.), *Hyperammina elongata* BRADY, *Ammodiscus* cf. *guelmarenensis* HOGLUND, *Haplophragmoides* cf. *trulissatum* (BRADY), *Psammosphaera fusca* SCHULTZE, *Proteonia complanata* FRANKE, *Reophax* sp., *Trochammina minuta* CRESPIN, *Rhabdammina linearis* SARS, *R. discreta* BRADY, *Haplophragmoides glomeratus* BRADY, *Bathysiphon dubia* (WHITE), *Rhabdammina annulata* RZH., *Arenobulimina* sp., *Reophax lenticularis* GRZYB., *Trochamminoides* sp., *Haplophragmoides concava* (CHAPMANN), *Ammobaculites parvispira* TEN DAM, *Trochammina* cf. *ruggatti* CRESPIN, *Uvigerinammina jankoi*, *Werbella rugosa* TEN DAM, *Gaudryina bearpawensis* WICK., *Textularia xearlandi* PARKER, *Bathysiphon vitta* NAUSS, *Haplophragmoides latidorsatum* BRONN. După TH. NEAGU prezența în această asociatie a unui număr de forme specifice depozitelor vracono-cenomaniene din Carpații orientali demonstrează vîrsta cenomaniană eventual și vraconiană a acestor formațiuni.

Din marne calcaroase cretoase vărgate cenușii-violacee, noi am colectat o probă de la S de Bulbuc, care conține următoarea asociatie determinată de TH. NEAGU: *Glomospira gordialis* (JONES ET PARKER), *G. charoides* (JONES ET PARKER), *Trochamminoides irregularis* WHITE, *Dorothia conulus* (REUSS), *Lituotuba incerta* FRANKE, *Haplophragmoides* sp., *Hippocrepina depressa* VASICEK, *Rectoglandulina manifesta* (REUSS), *R. mutabilis* (REUSS), *Marginulina inconstantia* CUSH., *M. regularis* D'ORB., *M. bullata* (REUSS), *Lenticulina gaultina* (BERTH.), *Dentalina* div. sp., *Lagenula apiculata* REUSS, *Gyroidinoides nitida* REUSS, *Gyroidina mauritanica* CARBONNIER, *Gavelinella infracretacea* HOFKER, *Hedbergella trochoidea* GANDOLFI, *H. portsdownensis* (WILLIAMS, MITCHELL). Existența Hedbergelilor în această asociatie indică prezența părții inferioare a Cenomanianului, probabil și a Vraconianului. Ambele microfaune pledează deci pentru vîrsta cenomaniană, probabil și vraconiană a acestei formațiuni. De asemenei s-a mai recoltat de la S de Ighiu o microfaună de Rotalipore<sup>2)</sup> specifică Cenomanianului mediu (*R. monsalvensis* MORNOD, *R. cf. turonica* BROTZEN, *R. cf. evoluta* SIGAL).

<sup>1)</sup> G. MANTEA și echipa. Raport de prospecțiune. Arh. Inst. Geol. 1961.

<sup>2)</sup> G. MANTEA, E. ANTONESCU, S. BALĂ, etc. Raport de prospecțiune. Arh. Inst. Geol., 1961.



Anterior, M. ILIE a atribuit această formațiune albian-vraconianului pe baza prezenței speciei *Orbitolina conica*. Însă, întrucât în aceleași calcarenite din care s-a recoltat această faună, au fost găsite relativ abundant exemplare de *Orbitolina lenticularis*, *O. discoidea* (apțiene), determinate de TH. NEAGU, reiese că ele au fost în totalitate remaniate.

*Turonian-Senonianul* apare dezvoltat sub două litofaciesuri ce se îndințează între ele.

Faciesul proximal-litoral, dezvoltat la est, este alcătuit din conglomerate, gresii grosiere și marne argiloase nisipoase micacee-cenușii. Conglomeratele apar în strate de 0,2—5 m grosime. În mod frecvent, mai multe strate conglomeratice, cu grosimi de ordinul metrilor, se suprapun, alcătuind bancuri. Numai în condiții favorabile de deschidere se pot observa cicatricele de eroziune ce separă stratele conglomeratice elementare între ele. Între bancurile conglomeratice sau chiar între stratele conglomeratice elementare, apar uneori secvențe sau strate de marne argiloase nisipoase micacee, cenușii-albăstrui sau cenușii. Grosimea acestora din urmă variază între limite foarte largi. În general, în porțiunile estice (valea Stăuinii, valea Bobului—Tăuți) conglomeratele sunt mai grosiere și se prezintă în bancuri mai groase. Mai spre W și SW, pe măsura îndepărterii de sursă, bancurile de gresii grosiere până la microconglomeratice, la început subordonate ca număr și grosime, devin din ce în ce mai numeroase și mai groase, substituind treptat conglomeratele. În zonele estice, marnele apar ca nivele groase de ordinul zecilor, uneori chiar al sutelor de metri, intercalate între pachetele conglomeratice. Ele sunt nisipoase, de culoare cenușie-albăstruie și conțin unele intercalații de conglomerate cu elemente moi marnoase și galeți diseminați de calcare și gresii, precum și gresii moi argiloase. În special în unele nivele fosilifere se constată o sortare redusă a depozitelor.

Părțile bazale ale stratelor conglomeratice se prezintă totdeauna extrem de neregulate, mulțind suprafețele de eroziune creiate de curenții ce au transportat materialul detritic (pl. I, fig. 1). Se observă frecvent existența de canale de eroziune ce pot depăși 1 m adâncime, cu secțiunea transversală aproape semicirculară. Conglomeratele sunt în general imperfect sortate și negradeate. Uneori, în mare, se poate observa totuși o oarecare granuloclasare, conglomeratele trecând pe verticală la gresii grosiere, apoi fine și în fine la marne nisipoase (în zonele de tranziție spre flișul vestic). De cele mai multe ori însă, în faciesul proximal dezvoltat la est, conglomeratele nu sunt granuloclasate, prezintă o stratificație lenticulară (la scară mare) și sunt foarte rar imbricate. Se asociază cu gresii grosiere lenticulare, ce prezintă uneori stratificație oblică la scară mare ce se observă în multe cazuri sub formă încrucisată (« criss-cross bedding ») în valea lui Mihai și valea Vinții de ex. (fig. 1, 2). S-au remarcat și tranziții pe laterală pe numai câțiva metri de la conglomerate la gresii. În concluzie, în acest facies sunt caracteristice stratificația lenticulară, neregulată, canalele de eroziune, cît și reducerile parțiale sau totale uneori (prin eroziune) a unuitor strate subiacente,



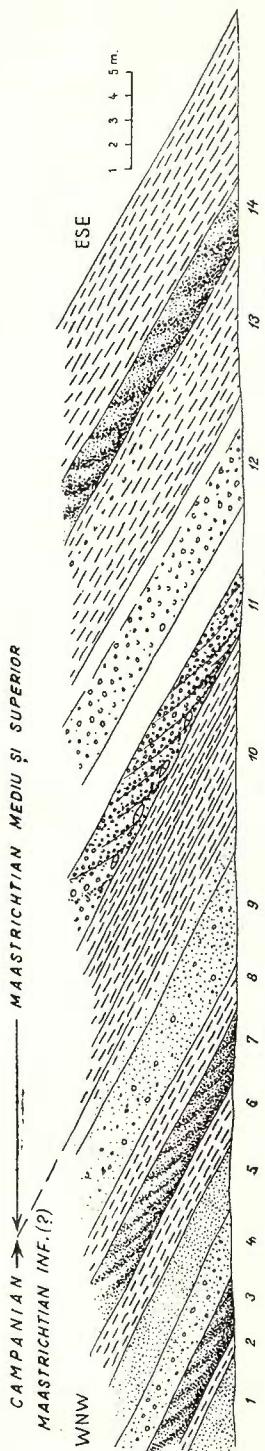


Fig. 1. — Profil în Valea lui Mihai.

1, gresie microconglomerică cu fragmente de cărbuni; 2, marnoargile grezoase cenușii; 3, gresie cenușie cu stratificație oblică; 4, microconglomerate; 5, gresii nisipoase masive cenușii; 6, marni cenușii nisipoase și gresii albicioase diastratate; 7, gresii cu stratificație oblică la scară mare și remanieri de gresii; 8, marne argiloase grezoase; 9, gresii microconglomerică cu fragmente cărbunare; 10, marne argiloase slab nisipoase cenușii cu concrețiuni calcareoase și grezoase și intercalajii roși și verzu; 11, microconglomerat friabil cu concrețiuni marno-calcaroase discoidale în bază (5 cm), trece pe laterală la conglomerat îngroșindu-se de la 2 la 3 m și prezintă o stratificație încrucișată la scară mare ("crisscross bedding") cu foreșeturi inclinate spre E; sub acesta mai apare pe laterală o gresie polimictică, grosieră, pestriță (30 cm); 12, conglomerat dur cu elemente de 2-5 cm; 13, marne și argile nisipoase roșii cu pete cenușii și concrețiuni verzu și verzu; 14, gresii polimictice feldspatiche (verzu patate) grosiere microconglomerică laminare oblic sau orizontal conținând remanieri de pelite roșii și cenușii de ordinul centimetrelor sau decimetrelor și galeti de cuarție și ofiolite (?).

provocate de către curenții ce au depus stratele suprajacente. Sunt frecvente în fine, remanierile « canibalistice » intraformationale. Sunt caracteristice pentru acest

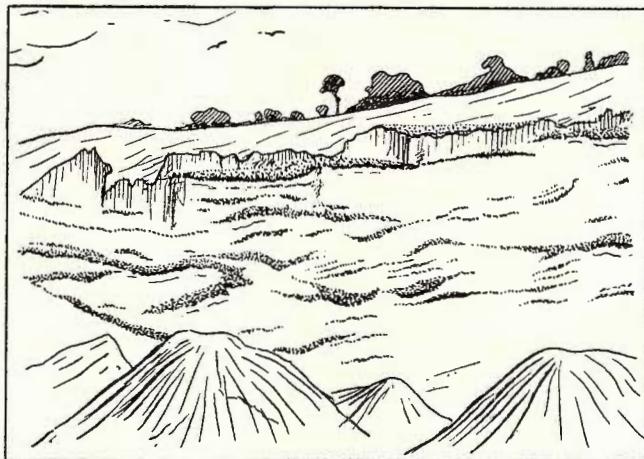


Fig. 2. — Aspect stronomic de detaliu din faciesul grezos proximal al Senonianului. Valea Vinții.

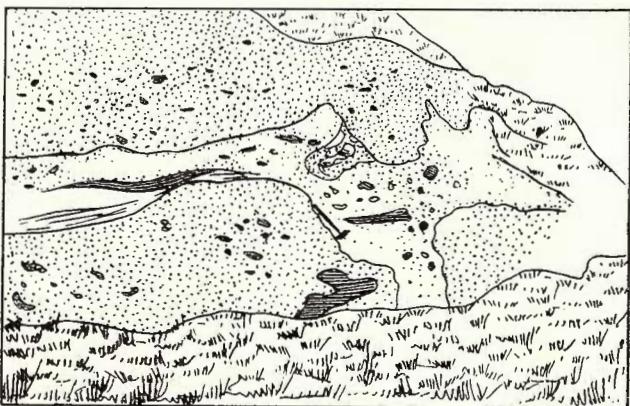


Fig. 3. — Alunecare intraformatională în faciesul proximal detritic grosier al Senonianului. Valea Vinții.

facies litoral și alunecările intraformationale, atât cele de tip coherent (« slides ») cât și cele de tip incoherent (« slumps »). (fig. 3 și 4).

În ceea ce privește compoziția, conglomeratele din faciesul dezvoltat la est prezintă caracter polimictic, compoziția lor fiind variată și neuniformă, atât pe verticală cât și pe orizontală. Astfel, primul pachet de conglomerate de la Tăuți este

alcătuit predominant din calcare neojurasice și subordonat cuarțite albe sau colorate, sisturi cloritoase, sisturi cuarțitice grafitoase, micașisturi, ofiolite, tufuri verzi și jaspuri. Diametrul elementelor variază între 1 cm și 2 dm (diametrul mediu = 4 cm). Spre SW acest pachet devine grezos microconglomeratic, conținând trunchiuri de arbori incarbonizate, cu dimensiuni de ordinul metrilor.

Al doilea pachet de conglomerate este alcătuit din elemente de 7 mm—2 dm, reprezentate în partea inferioară în special prin cuarțite albe și negre bine rulate, mai puțin calcare și ofiolite și subordonat calcare negre silicioase, calcirudite, jaspuri roze și verzi. Spre partea superioară elementele calcaroase cresc procentual. În acel nivel trece spre SW la gresii microconglomeratice și apoi la fliș. În vîrful Medrei aceste conglomerate, asociate cu gresii, sunt constituite în cea mai mare parte din calcare neojurasice și subordonat din jaspuri roz și verzi și cuarțite grafitoase. În valea Inurilor conglomeratele sunt extrem de heterogene pe verticală: în compoziția elementelor intră calcare neojurasice albe-gălbui coraligene, calcare cu silexuri vinete (probabil oxfordiene), jaspuri roze sau verzi, uneori rubanate, calcare negricioase foarte dure premeszozoice, microconglomerate și gresii cuarțoase, probabil cretacice, și cuarțite. În general predomină calcarale neojurasice și mai rar gresiile și microconglomeratele cretacice remaniate.

Al treilea pachet de conglomerate este alcătuit din elemente de 5—10 cm, maximum pînă la 80 cm, în general predominant (pînă la 75%) calcaroase (calcare neojurasice, uneori cu concrețiuni silicioase, calcare negre albăstrui brecificate, uneori silicificate) și subordonat calcirudite brecioase (rare), jaspuri verzi și roșii, cuarțite albe, negre grafitoase sau cenușii, calcare cristaline, gnaisse și ofiolite. Apar și unele nivele alcătuite în cea mai mare parte din conglomerate și gresii, probabil cretacice. Prezența de elemente de calcar pînă la 80 cm, de jaspuri pînă la 30 cm și de calcirudite pînă la 1,5 m, indică o poziție destul de apropiată a uscatului-sursă situat la est.

Al patrulea pachet de conglomerate, alcătuit ca și celelalte nivele din elemente subrotunjite pînă la rotunjite, de 5—30 cm, rar 20—50 cm (diametrul mediu cca 5 cm), prezintă o compoziție destul de asemănătoare cu cele precedente. Sunt totuși demne de remarcat nivelele constituite predominant din calcare foarte dure cenușii-vinete puternic diaclazate, probabil premeszozoice, și altele alcătuite din gresii calcaroase

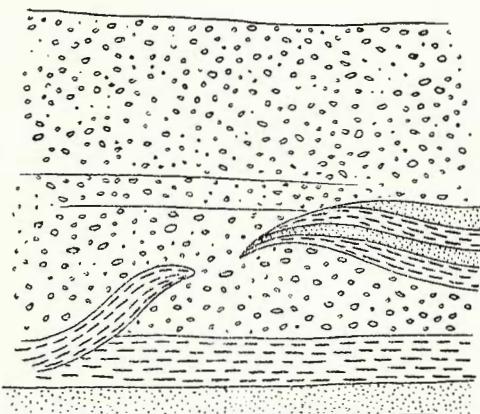


Fig. 4. — Aspect stratonomic de detaliu din fațiesul grezos proximal al Senonianului, Valea Vinjii.

cenușii. Apar rar elemente de calcirudite brecioase neojurasice (probabil brecii recifogene) și de ofiolite sau andezite alterate.

Al cincilea pachet de conglomerate, bine deschis pe valea Stăuinii și valea Vinții, prezintă o compoziție net diferită în comparație cu pachetele de conglomerate inferioare: componentul litologic predominant și specific îl constituie tufurile riolitice de culoare roz deschis pînă la roz viu sau alb-cenușiu, cu cristale de cuarț corodate magmatic, prisme de piroxeni și amfiboli într-o masă de legătură microcristalină. Ele apar ca elemente de 10—50 cm; subordonat, se întâlnesc în ordinea frecvenței gresii polimictice și marne probabil cretacice, jaspuri roze și verzi în elemente pînă la 50 cm, calcare neojurasice sau calcirudite, calcare rubanate alb-negru premesozoice, cuarțite negre sau vărgate.

Peste al cincilea pachet de conglomerate urmează pe valea Stăuinii un pachet de fliș gros de 550—650 m. În fine, peste acesta se dispune pachetul de depozite marnoase-nisipoase cenușii, în care se află cantonate orizonturile fosilifere semnalate de PÁLFY. Acest pachet are 500—600 m grosime.

Către W și SW, toate pachetele conglomeratice trec treptat la gresii masive în bancuri separate prin diasteme, iar acestea, prin intervenția unor strate de marne și subierea gresiilor, trec la faciesul de fliș. Și în pachetele marnoase încep treptat să apară spre W și SW gresii relativ subțiri granuloclasate, trecindu-se de asemenei la fliș. Astfel, faciesul vestic de fliș apare ca un facies relativ uniform. Înem totuși să remarcăm două situații particulare: astfel, în regiunea Văii Mici și a văii Galațiilor apar în faciesul de fliș, cu ritmicitate deasă de ordinul decimetrilor, ritmuri de 3—8 m, avînd în bază microconglomerate și trecînd treptat pe verticală, prin intermediul gresiilor, la marne nisipoase albăstrui.

În al doilea rînd remarcăm prezența unor secvențe grosiere intercalate în fliș. Astfel, în cursul superior al văii Gobliai apar, în asociatie cu gresii, conglomerate alcătuite predominant din elemente calcaroase. Pachetul superior de conglomerate de pe această vale prezintă o constituție mai heterogenă, fiind alcătuit în unele zone predominant din andezite cu hornblendă, cu hornblendă și augit și subordonat calcare jurasice, pe cînd în alte zone predominant elemente de gresii calcaroase și marne nisipoase cretacice, apărînd subordonat și andezite, tufuri riolitice rozvișinii, cenușii sau albe.

În cursul mijlociu al văii Blandiana, apare intercalat în faciesul de fliș un pachet grezos cu caractere de tranziție. Spre amonte acesta trece gradat la faciesul de fliș prin subierea gresiilor, scăderea granulometriei și apariției marnelor nisipoase. Spre aval, în dreptul dealului Tomei, încep să apară tot mai frecvent bancuri conglomeratice, în strate ce ating pînă la 10 m grosime, cu elemente de 5—10 cm, predominant calcaroase. Cu conglomeratele se asociază frecvent gresii masive de ordinul metrîlor.



În cursul inferior al văii Blandiana, al văii Bisericii și pînă la Mereteu, s-a constatat prezența unui nivel grezos microconglomeratic superior, conținînd și unele intercalații de conglomerate. Conglomeratele sunt constituite din elemente de 1—10 cm (diametrul mediu cca 5 cm) reprezentate prin calcare, gresii, tufuri riolitice, rar cuarțite albe sau colorate și alte roci cristaline. La gura văii Blandianei, intercalațiile conglomeratice sunt predominant calcaroase. Se remarcă predominanța gresiilor masive în strate de 20 cm — 2 m.

Tranziția de la faciesul proximal grosier dezvoltat la est, la cel de fliș dezvoltat la vest și sud-vest, are loc uneori gradat, prin intermediul unor depozite de tranzitie grezoase grosiere. Alteori tranzitia are loc destul de brusc prin îndințarea conglomeratelor intercalate cu depozite ritmice de fliș.

Faci esul de fliș (cunoscut sub numele de Strate de Bozeș, după GHÎȚULESCU, SOCOLESCU) îmbracă aspectul său tipic (pl. I fig. 3): ritmuri granuloclasate normale binare sau ternare (gresii — marne nisipoase sau microconglomerate gresii — marne nisipoase) repetate monoton. Valoarea grosimii ritmurilor este în general de ordinul decimetrilor (sau chiar al metrîlor în zonele de tranzitie, în special). Raportul gresii/marne este în general 1:3—1:4, în aspectele tipice. În zonele de tranzitie raporturile sunt inversate. Culoarea depozitelor din ritmuri este cenușie-albăstruie sau cenușie. În gresii apar frecvent fragmente cărbunoase de ordinul milimetrelor sau al centimetrilor iar la baza stratelor se observă mecanoglife și bioglife (Pl. III fig. 1, 2). Din punct de vedere petrografic, gresiile grosiere, care prezintă o matrice fin detritică și cantități mari de labile fac parte din categoria grauwackelor, pe cînd gresiile fine cu ciment calcaros pot fi atribuite subgrauwackelor. Se poate remarcă în general o scădere a gradului de diagenizare al gresiilor din Turonian pînă în Campanian.

Ca aspecte litologice particulare, putem menționa prezența în partea inferioară a flișului turonian-senonian a marnelor nisipoase roșii, ca și a unor nivele de curgeri spilitice în partea bazală a Turonianului. S-au mai întîlnit marne nisipoase micacee, violacee, vărgate, în cursul superior al văii Satului (afluent al văii Ampoiului) ce izvorăște din vîrful Medrei, în aval de al doilea pachet conglomeratic.

De asemenei, s-a remarcat în cursul inferior al văii Vinții și în valea Jidovinii, apariția de tufite cu biotit colorate alb murdar în strate de 60 cm pînă la 2 m, fine, friabile, cu stratificație oblică de curent (planară) a căror foreseturi indică o proveniență estică. Acestea se intercalează normal în ritmurile de fliș. Aceste tufite depuse submarin în fosa flișului sunt probabil sincrone cu tufurile riolitice provenite din eruptionsile ce au avut loc pe continentul transilvan situat la est și care se regăsesc ca elemente remaniate în conglomeratele litorale.

Mai trebuie semnalată prezența sporadică, în special spre N, către partea inferioară a seriei turonian-senoniene (între valea Bobului și valea Porcilor și la izvoarele văii

Blandianei), a unor remanieri de roci pelitice vărgate violacee și cenușii-verzui vărgate, uneori și a unor cristale calcaroase reluate din Cenomanian.

Caracteristicile depozitelor maestrichtiene au putut fi studiate la E de Vurpăr și la Rîpa Roșie (ce se situează în afara perimetrlui prezentat), La E de Vurpăr, în Valea lui Mihai, în partea superioară a seriei de depozite campanian-superioare — maestrichtian-inferioare (?), încep să apară treptat intercalații șistoase de culoare roșie sau verzui-olive (fig. 1). În malul drept al Mureșului, la E și W de Vurpăr, se remarcă o serie constituită în primul rînd din marne și argile tari fin nisipoase,

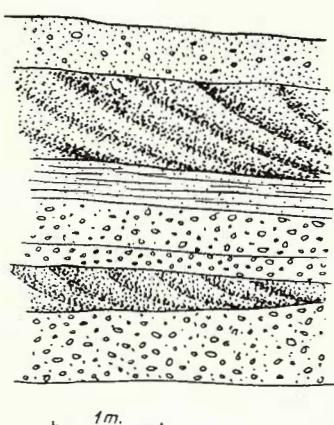


Fig. 5. — Formațiunea roșie cu dino-saurieni. Rîpa Roșie, Sebeș.

roșii vărgate cu pete verzui (calcaroase), în strate cu grosimi de ordinul metrilor, conținând uneori galeți de 1—2 cm (ofiolite, andezite, cuart). În al doilea rînd, apar relativ frecvent, în strate de 0,5—2,5 m, gresii grosiere friabile, polimictice, arcoziene (conținând cuart, feldspați, tufuri, remanieri de roci pelitice violacee și verzi); ele prezintă un aspect pestriș caracteristic și un colorit general cenușiu-verzui deschis. În ordinea frecvenței, în al treilea rînd urmează conglomeratele, în strate cu grosimi de ordinul metrilor, cu elemente de 0,5—10 cm diametru, alcătuite din cuartite albe, rubanate, negre, roșii, micașisturi, pegmatite, calcare jurasice și cretacice, ofiolite și andezite cu mineralizații, precum și numeroase remanieri intraformaționale de roci argilo-marnoase.

În general, conglomeratele și gresiile apar intim asociate între ele, prezentând tranziții între ele atât pe laterală cât și pe verticală. Rocile menționate prezintă foarte frecvent stratificație oblică la scară mare. Ele apar net subordonate față de marno-argile.

La S de valea Mureșului, Maestrichtianul apare în malul drept al văii Sebeșului, la Rîpa Roșie (fig. 5 și pl. I, fig. 2, 4). Aici, formațiunea roșie prezintă un aspect oarecum diferit: predomină gresiile și conglomeratele în strate lenticulare și cu stratificație oblică încrucisată, la scară mare (« criss-cross bedding »). În ceea ce privește compoziția, conglomeratele sunt constituite din roci cristaline. Uneori se poate remarcă și prezența de tufuri sau tufile.

Pentru stabilirea vîrstelor formațiunilor atribuite Turonian — Senonianului, ne-am bazat atât pe macrofaună cât și pe microfaună. În determinările de faună s-a insistat asupra formelor care pot aduce precizuni stratigrafice. De asemenei, s-a acordat o atenție deosebită studiilor micropaleontologice. Redăm mai jos principalele rezultate obținute prin studierea materialului macro- și micropaleontologic. Astfel, în vestul regiunii, în valea Galațiilor, am recoltat (M. DIMIAN) în partea inferioară

a formațiunii în facies de fliș ( $F_1$ ) specia *Inoceramus labiatus* SCHLOTH., caracteristică pentru Turonianul inferior. În apropierea comunei Bozeș s-a colectat (D. JIPA) și determinat de noi (E. DIMIAN) specia *Inoceramus cardissooides* GOLDF., ce indică prezența Santonianului inferior, eventual și Coniacianul superior.

Din vîrful Tîrnijoarei (12) și de la Bălătruc (2) ( $F_2$ ) se citează asociații de corali, lamelibranchiate și gasteropode ce au fost considerate ca specifice pentru Turonian superior și Senonian inferior. Însă în valea Cheia, din același nivel stratigrafic, se menționează<sup>1)</sup> o asociație microfaunistică specifică Santonianului inferior (*Globotruncana fornicata* PLUMMER, *C. cf. angusticarinata* (GANDOLFI), *G. cf. lapparenti* BROTZEN, etc.) Pozitia discordantă peste depozite cenomaniene demonstrează caracterul ingresiv al Santonianului în partea de E a zonei. În schimb, în partea de W a regiunii, la Băcăia și Geoagiu, depășiri mai importante s-au produs în timpul Campanianului, acesta fiind reprezentat prin marne roșii cu *Inoceramus salisburgensis*.

Pentru partea de E a regiunii am dispus de un mare număr de date macro- și micropaleontologice, care ne-au permis obținerea unei imagini de ansamblu suficient de clare. În valea Stăuinii, în punctul b (vezi harta) am recoltat o probă al cărei conținut micropaleontologic analizat de TH. NEAGU este următorul: *Marsonella oxycona* (REUSS), *Tritaxia dubia* (REUSS), *Gaudryina cretacea* (CARRER), *Dorothia plummerae* BROTZEN, *Frondicularia archiacina* D'ORB., *Dentalina* sp. (cf. *angusticostata* CUSH.), *Dentalina* sp., *Lenticulina* sp., *Marginulina bullata* REUSS, *Lagena globosa* WALKER & BOYS, *Ramulina aculeata* BRADY, *Pleurostomella subnodosa* REUSS, *Nodosarella solida* BROTZEN, *Allomorphyna allomorphynoides* (REUSS), *Praebulimina pusilla* BROTZEN, *Gümbelina globulosa* EHRENBERG, *G. striata* EHRENBERG, *Globigerina cretacea* D'ORB., *Globigerinella aspera* EHRENBERG, *Gyroidinoides nitida* REUSS, *Stensiöina pommerana* BROTZEN, *Gavelinella costata* BROTZEN, *C. clementiana* D'ORB., *Epistommina stelligera* (RSS), *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *Globotruncana arca* CUSH., *G. globigeriniformis* BROTZEN, *G. lapparenti* BROTZEN. Asociația speciilor menționate de Globotruncane asociate cu *Stensiöina pommerana*, *Praebulimina pussila* și *Epistommina* sp., indică o vîrstă santoniană probabil superioară.

În punctul  $F_3$  de pe aceeași vale, situat geometric mult mai sus, am recoltat câteva exemplare de *Inoceramus balticus* BÖHM.

În punctul c, superior stratigrafic, situat tot pe valea Stăuinii, în marne nisipoase cenușii, am găsit următoarea microfaunnă determinată de TH. NEAGU: *Gaudryina bronni* (REUSS), *Spiroplectammina baudouiniana* (D'ORB.), *Marsonella oxycona* (REUSS), *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Pseudodavulina clavata* (CUSH.), *Haplophragmoides rugosa* (CUSH. & WATERS), *Proteonia diffugiformis* (BRADY), *Nodosaria cf. spinulosa* (MONTAGU), *Saracenaria navicula* (D'ORB.), *Lagena globulosa* (WALKER).

<sup>1)</sup> G. MANTEA și echipa. Raport de prospecție Arh. Inst. Geol., 1961.

ET BOYS), *Lenticulina* sp. (div. sp.), *Allomorphyna allomorphynoides* (REUSS), *A. cretacea* (REUSS), *Pleurostomella subnodososa* REUSS, *Gümbelina globulosa* (EHRENBERG), *Bolivinita eleyi* CUSH., *Cyroidinoides globosa* (HAGENOW), *Gavelinella costata* BROTZEN, *Rugoglobigerina rugosa rotundata* BOLLI, *Globigerina cretacea* D'ORB., *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *G. arca* CUSH., *G. bulloides* BROTZEN, *G. fornicate* PLUMER. Asociația este caracteristică pentru Campanian. Tot din acest punct am recoltat și câteva exemplare de *Pachydiscus* sp.

Din punctul F<sub>4</sub>, superior stratigrafic, am colectat mai multe exemplare de *Inoceramus* sp., *Neancyloceras* sp. (aff. *N. retrorsum* SCHLÜTER), *Cyclolites elliptica semiundulata* BARNABAS.

Din punctul F<sub>5</sub> s-au recoltat: *Pachydiscus colligatus* BINK., *P. egertoni* FORBES, *Pachydiscus* sp., *Cyclolites elliptica semiundulata* BARNABAS, *C. undulata* (GOLDF.) *Inoceramus* sp., asociate cu diferite lamelibranchiate și gasteropode.

În punctul F<sub>6</sub>, tot pe valea Stăuini, am întâlnit din nou specia *Pachydiscus* cf. *egertoni* FORBES, *Cyclolites discoidea* GOLDF., *Cyclolites* cf. *nummulus* REUSS și numeroase lamelibranchiate și gasteropode. Marnele nisipoase din acest punct conțin următoarea microfaună determinată de TH. NEAGU: *Textularia* cf. *aglutinans* D'ORB., *Spirophthalmidium cretaceum* REUSS, *Quinqueloculina* cf. *antiqua* FRANKE, *Nodosaria intercostalis* REUSS, *Dentalina* sp. (div. sp.), *Frondicularia bicornis* REUSS, *Lenticulina* sp. (div. sp.), *Vaginulina trilobata* D'ORB., *Gümbelina globulosa* (EHRENBERG), *Globigerina cretacea* D'ORB., *Gyroidinoides nitida* (REUSS), *Gavelinella pertusa* MARSSON, *Gavelinopsis voltsiana* (D'ORB.), *Globotruncana fornicata* PLUMMER, *Garca* CUSH., *Epistomina stelligera* (REUSS) (foarte abundente). Pe baza prezenței Globotruncanelor, a formelor *Gümbelina globulosa*, *Gavelinopsis voltsiana* și *Gavelinella pertusa*, ajungem la concluzia că acest nivel aparține deasemeni Campanianului.

Din punctul fosilifer F<sub>8</sub> de pe aceeași vale, am recoltat speciile *Pachydiscus* aff. *egertoni* FORBES și *Cyclolites* cf. *nummulus* REUSS. Imediat superior se situează un nivel bogat fosilifer ce conține lamelibranchiate și gasteropode.

În fine, la un nivel plasat mai sus stratigrafic (F<sub>7</sub>), am găsit un mare număr de exemplare de *Inoceramus balticus* BÖHM, un exemplar de talie redusă de *Actaeonella* sp., alături de alte lamelibranchiate și gasteropode. Prezența speciei *I. balticus* ne arată că și acest nivel aparține ca vîrstă Campanianului.

De pe interfluviul Pîclișa — Valea Mare, din același pachet fosilifer a fost colectat de I. C. MOTAŞ<sup>1)</sup> și remis nouă spre determinare, un exemplar de *Hoplito-placenticeras vari* (SCHLÜTER), fosil de zonă al Campanianului superior.

Spre SW, pe aliniamentul văii Vinții, am recoltat două probe micropaleontologice din punctele *e* și *f*, analizate de TH. NEAGU:

<sup>1)</sup> GR. POPESCU, I. C. MOTAŞ. Cercetări geologice în partea de S și SE a Munților Mureșului, 1954, Arh. Inst. Geol.



Proba e conține *Rhabdammina* sp., *Textularia plummerae* LALICK, *Haplophragmoides deformis* ANDREAE, *Gaudryina bronni* RSS, *G. pyramidata* CUSH., *Lenticulina* sp., *Allomorphina cretacea* RSS, *Nodosarella solidula* BROTZEN, *Gyroidinoides nitida* RSS, *Osangularia* sp., *Stensiöina exsculpta* RSS, *Gümbelina globulosa* EHRENBURG, *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *G. lapparenti angusticarinata* GANDOLFI, *G. lapparenti bulloides* VOGLER, *G. fornicata* PLUMMER, *Planulina lundegreni* BROTZEN. Asociația de Globotruncane și Stensiöine indică vîrsta santonian inferioră.

Proba f cuprinde o asociație foarte asemănătoare celei din punctul b de pe valea Stăuinii, situându-se probabil la același nivel stratigrafic (Santonian superior).

Mai în aval, în malul stîng al văii Jidovinii și în aval de confluența acesteia cu valea Vînții (F<sub>11, 12, 13</sub>) menționăm următoarele forme: *Inoceramus* sp., *Pachydiscus* cf. *colligatus* (BINK.) și *Micraster* sp. Deci depozitele campaniene din valea Stăuinii se continuă către SW spre valea Vînții, cuprinzînd același interval stratigrafic.

Dintron un nivel stratigrafic superior, în valea Goblii, valea Vînții și Valea lui Mihai (F<sub>14, 15, 16</sub>) am recoltat o bogată faună de actaeonele, reprezentată prin următoarele specii: *A. gigantea* Sow., *A. aff.* și *A. lamarchi* ZK. În valea Stăuinii acest nivel este astăzi acoperit. El se regăsește însă spre NE pe malul stîng al văii Seci (F<sub>9, 10</sub>). Peste nivelul cu actaeonele se dispune un nivel foarte bogat în ceriți, melanopside, etc., studiat în detaliu anterior (11). Este probabil ca nivelele cu actaeonele și ceriți să reprezinte deasemeni Campanianul superior, însă nu trebuie exclusă posibilitatea ca ele să cuprindă și partea bazală a Maestrichtianului.

Din prezentarea datelor macro- și micropaleontologice de mai sus rezultă că sîntem în prezența unei serii marine comprehensive, turonian-campaniene, foarte groase, în care este evidențiată prezența tuturor etajelor cu excepția Coniacianului, care are probabil un caracter regresiv. Nu trebuie exclusă posibilitatea ca Santonianul, a căruia poziție ingresivă în E este scoasă în evidență de prezența sa direct peste Cenomanian, să se prezinte într-o situație similară și în W, însă acest fapt nu este confirmat de datele de care dispunem pînă în prezent.

Grosimea totală a depozitelor turonian-campaniene poate fi apreciată la aproximativ 4500—5000 m. O apreciere mai exactă a grosimii nu se poate face din cauza prezenței fracturilor longitudinale.

Prezența peste depozitele Campanianului superior cu faună marină, a unor nivale cu faune specifice unor ape cu salinități mai reduse, acestea stînd la rîndul lor sub formațiunea roșie continentală limnică fluviatilă cu dinosaurieni, tinde să indice o evoluție continuă spre exondare treptată a geosinclinalului Mureșului.

În ceea ce privește vîrsta formațiunii roșii continentale, dispusă aparent în continuitate peste formațiunile Campanianului superior (Maestrichtianului inferior ?) (fig. 1), trebuie să ținem seama de rezultatele numeroaselor studii efectuate de FR. NOPCSA asupra dinosaurienilor colectați și determinați de el din aceste depozite. Acest autor citează la E de Vurpăr (1904) dinți de *Rhabdodon priscum* și oase



de ornithopode. Mai spre S, la Rîpa Roșie, de la NE de Sebeș, NOPCSA mai citează fragmente de oase de sauropode. În aceeași formațiune, mai ales la S în apropierea localității Hațeg, de la Sînpetru și Vălioara, ANDREWS (1913), dar mai ales NOPCSA (1923), au descoperit și analizat faune relativ bogate de pterosaurieni, păsări (*Eloppteryx nopscaei*), chelonieni (*Kallokibotium*), crocodilieni și dinosaurieni (*Titanosaurus*, *Orthomerus*, *Rhabdodon*, *Struthiosaurus*, *Megalosaurus*). Pe baza faunei pe care o conține, NOPCSA corelează această formațiune cu Danianul din Danemarca și cu Garumnianul din Franța.

Mai recent însă, în 1951, 1960, 1962, JELETSKY, ținând seama de faptul că formațiunea de Hell Creek (Lance) cu dinosaurieni (zona cu *Triceratops*) se îndințează (oblic) cu gresiile de Fox Hills maestrichtiene marine și este acoperită de depozite nemarine cu placentare primitive montiene (= daniene), ajunge la concluzia că formațiunea de Hell Creek este de vîrstă maestrichtian-superioară.

Remarcind (după NOPCSA, 1923 și LAPPARENT, 1947) marea asemănare dintre faunele de dinosaurieni din Franța, Spania, Gosau și Transilvania pe de o parte, și fauna de dinosaurieni din America de Nord pe de altă parte, JELETSKY ajunge la concluzia că toate aceste formațiuni cu dinosaurieni ar fi de vîrstă maestrichtian-superioară. În acord cu concluziile lui JELETSKY, atribuim această formațiune continentală (limnică — fluvială) cu dinosaurieni, Maestrichtianului.

Formațiunea cu dinosaurieni se continuă spre S în regiunea Hațeg—Pui. Această formațiune trebuie corelată deasemeni cu partea inferioară și medie a formațiunii cu cărbuni, tufuri și banatite din zona Rusca Montană, dispusă peste depozite campaniene, considerată anterior tot de vîrstă daniană<sup>1)</sup>). Spre N, partea inferioară a formațiunii continentale a argilelor roșii vărgate inferioare (orizontul lateritic) din bazinul Transilvaniei, acolo unde aceasta atinge grosimile cele mai mari (Jibou), s-ar putea să reprezinte, din punct de vedere cronologic, un corespondent al formațiunii cu dinosaurieni din regiunea Vurpăr, Sebeș și Hațeg; astfel, săntem tentați să considerăm că argilele vărgate inferioare constituie local o succesiune neîntreruptă de la Maestrichtian superior la Lutetian inferior. De altfel, depozitele senoniene de facies marin (pe care repauzează formațiunea continentală a argilelor vărgate inferioare cu reptile din regiunea Iarei) nu conțin nicăieri în partea centrală și nordică a Munților Apuseni fosile specifice care să indice Maestrichtianul (ci numai Campanianul).

FR. NÓPCSA (1923) a apreciat grosimea formațiunii cu dinosaurieni cam la 300 m în zonele de ramă, unde este transgresivă uneori pe roci cristaline. Această formațiune este acoperită de depozite eocen-medii (priaboniene — V. Tuiușului).

<sup>1)</sup> Vezi și AL. DINCA. Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană, 1961. Arh. Inst. Geol.

Grosimile cele mai mari sănt atinse în porțiunile axiale ale foset molasice maestrichtian-paleogene, pe care o putem denumi fosa Jibou—Alba Iulia—Hațeg—Rusca Montană.

### *Observații sedimentologice și paleogeografice*

« Wildflysch »-ul vraconian-cenomanian presupune existența unor ape relativ puțin adânci și a unui relief accidentat situat la N și NW în continuă ridicare (cordilieră). Aceste condiții au fost create de amorsarea fazelor tectonice ante-turoniene (fig. 6).

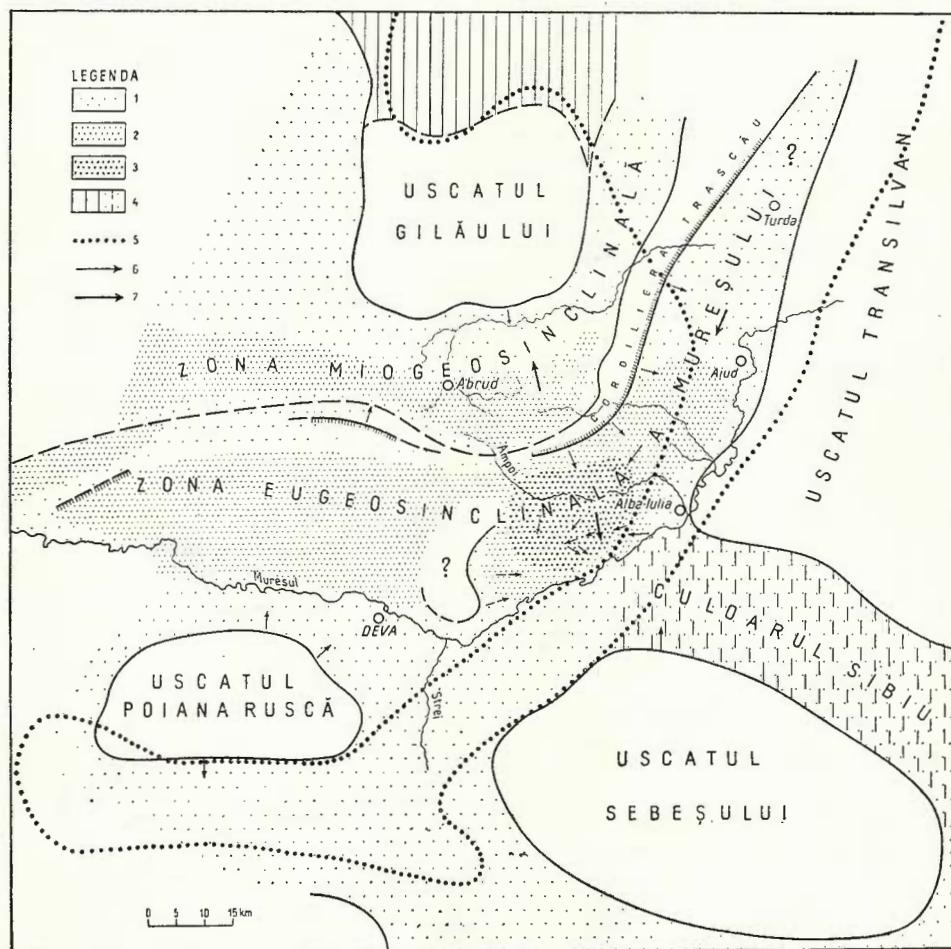


Fig. 6. — Aspectul paleogeografic al munților Apuseni în timpul Cretacicului.

1, zone litorale și de shelf; 2, zone de adâncime moderată; 3, zone de mare adâncime; 4a, arii de înecare în Senonian; 4b, arii de înecare în Cenomanian-Senonian; 5, aria foset molasice maestrichtian-paleogenă; 6, sens de aport al materialului; 7, sens de migrare în timp a zonelor de sedimentare.

În Turonian, dar în special în Senonian, ridicarea activă a uscatului transilvan însotită de condiții hidrodinamice specifice (create prin realizarea de viteze de transport și debite superioare apelor curgătoare actuale) au dus la formarea pe zona de platformă a acestui uscat, a unor conuri deltaice submarine, suprapuse, anastomozate, cu stratificație lenticulară. Dinspre această zonă acoperită cu pietrișuri, nisipuri și mîluri nisipoase calcaroase, se declanșau periodic alunecări submarine, ce se transformau pe parcurs în curenti de turbiditate drenați pe canioane cu activitate erozivă puternică, spre W, către zonele mai adânci ale geosinclinalului, unde a avut loc depunerea flișului (Strate de Bozeș). Intensitatea activității erozive, cu caracter de multe ori intraformatiunal, este evidențiată de cicatricile de eroziune dantelate și abundența microconglomeratelor, gresiilor și marnelor remaniate intraformatiunal. În mediu litoral, existau și perioade mai calme, în care se depuneau marne nisipoase frecvent fosiliere. În Senonian se poate constata o dezvoltare progresivă spre W și SW a faciesului conglomeratic proximal în detrimentul celui de fliș, fapt care trebuie pus pe seama activării treptate a sursei situate la est (uscatul transilvan) în acest interval de timp.

Aspectul ritmic al flișului senonian din munții Mureșului este impus, ca și în cazul tuturor depozitelor gradate actuale (Atlantic, Pacific), de activitatea curentilor de turbiditate.

Transportul conglomeratelor a necesitat viteze mari de transport (între 200—1000 cm pe sec.) ale curentilor. Curentii de turbiditate ce au transportat depozitele detritice din fliș au avut viteze mult mai reduse. Spre SW și W, pe traectoria curentilor de turbiditate și fluxo-turbiditici s-a operat o sortare remarcabilă, tranzitia de la faciesul proximal conglomeratic la cel grezos și cel de fliș fiind în general gradată.

Depozitele cretacic-superioare au fost depuse în fosa eugeosinclinală a Mureșului (Pl. V). În Maestrichtian, odată cu începutul mișcărilor precuroare fazei laramice, are loc exondarea definitivă a geosinclinalului și migrarea sedimentației în fosa molasică Jibou — Alba Iulia — Hațeg — Rusca Montană, în care a avut loc depunerea unor molase maestrichtian-paleogene (Pl. IV). Mișcările de ridicare și cutare a munților Mureșului s-au accentuat de asemenea în Maestrichtian, având un caracter compensator față de mișcările de afundare ale uscatului transilvan.

*Sensurile curentilor. Sursele sedimentare.* Din analiza hărții de paleocurenți<sup>1)</sup> reiese că depozitele conglomeratice proximale au fost transportate de către curenti transversali și oblici, dirijați E—W, ENE—WSW sau ESE—WNW, eliberați de sursa estică (uscatul transilvan). De asemenei, depozitele detritice din faciesul grezos și o parte din cele din faciesul de fliș (Strate de Bozeș) au fost generate de către sursa transilvană. Alcătuirea petrografică a conglomeratelor proximale ne arată că partea

<sup>1)</sup> Harta de paleocurenți s-a alcătuit în urma analizării statistice a orientării spațiale a mecanoglifelor de eroziune și dragare, ca și a orientării « foreset »-urilor din stratificațiile oblice. (Pl. I fig. 1, Pl. II fig. 1, 2).



de W și SW a uscatului transilvan a fost constituită în mare parte din calcare neojurasice (callovian-titoniene), tufuri riolitice banatitice, subordonat ofiolite, gresii și marne cretacice și un fundament cristalin epi- și mesozonal (șisturi cloritoase, cuarțite albe, colorate, cuarțite micacee, grafitoase, micașisturi, calcar cristaline). Este deci demonstrată existența unui uscat transilvan în ridicare, cu rol de sursă sedimentară, a cărei importanță a crescut progresiv în timpul Cretacicului superior. Este probabil că uscatul transilvan a suferit o ridicare continuă și progresivă în tot timpul Cretacicului superior înainte de afundarea sa definitivă în Maestrichtian.

Întrucât conglomeratele din al cincilea pachet provin, după cum reiese din harta de paleocurenți, de la aceeași sursă transilvană, trebuie să admitem, ținând seama de compozitia lor, că în Senonianul superior, mai precis în Santonianul superior, au început să aibă loc, după aliniamente paralele cu sistemul de fracturi NE—SW, ce a delimitat spre E geosinclinalul Mureșului de uscatul transilvan, o serie de efuziuni riolitice și andezitice făcând parte din faza magmatică banatitică.

În zona situată imediat la S de valea Ampoiului, prezența unor sensuri oblice de paleocurenți dirigate de la N către S, ca și lipsa blocurilor exotice, tind să indice afundarea cordilierelor geanticlinale a Trascăului (Ciumerna — Întregalde — Rîmeți) în Cretacicul superior ca și proveniența materialului dinspre uscatul Gilăului situat la nord. În partea de SW a regiunii, în valea Blandianei, au fost puse în evidență sensuri de paleocurenți de la NW către SE. Este probabil ca aceste sensuri să devină predominant la W de valea Blandianei. Ținând seama de acest fapt, ca și de prezența unor conglomerate al căror material pare a proveni din această direcție, trebuie să admitem pe de o parte existența unei surse situate la vest, nu prea îndepărțate, iar pe de altă parte o relativă îngustime a acestei fose puternic subsidente.

Conglomeratele s-au sedimentat în zona de platformă la adâncimi reduse (pînă la 200–300 m), în condiții favorabile uneori dezvoltării faunei. În favoarea apropierii litoralului pledează prezența de fragmente mari de trunchiuri și ramuri de plante terestre, precum și caracterele stratonomice — sedimentologice. Flișul sincron conglomeratelor, dezvoltat mai la W, s-a depus în zonele cele mai profunde ale fosei, la adâncimi superioare zonei de platformă, însă probabil mai mici de 1000 m.

Depozitele detritice ce constituie formațiunea roșie cu dinosaurieni, depusă discordant peste depozitele campanian-maestrichtian-inferioare (?) au fost transportate de curenți fluviali puternici dirigați de la W către E, după cum reiese din orientarea spațială a foreseturilor din stratificația de current (criss-cross bedding). Această modificare radicală a orientării paleocurenților, activarea unei surse vestice și creerea unei zone de apel situată la est, trebuie pusă pe seama mișcărilor tectonice ce aparțin fazei laramice.

În depozitele formațiunii roșii maestrichtiene, s-au găsit în regiunea Hațeg (9) animale lacustre, de mlaștini: unionide, crocodilieni, cheloniene, dinosaurieni



(*Titanosaurus*, *Orthomerus*, *Rhabdodon*); alături de acestea apar și dinosaurieni tereștri (*Struthiosaurus*, *Megalosaurus*) și zburătoare (pterosauriene, păsări) căzute accidental. S-au recunoscut în Rusca Montană plante de mlaștină: *Cedneria* ferigi arborescente, *Sassafras* și plante terestre (*Sabal*, *Jurania*), precum și cărbuni. Mediul de sedimentare al molasei maestrichtiene a avut deci un caracter continental lacustru-fluvial.

### Tectonica

Formațiunea vraconian-cenomaniană puternic cutată în facies de «Wildflysch» se dispune discordant peste cea aptian-albian-inferioară, din ale cărei depozite remaniată elemente. Discordanța se datorează mișcărilor din faza austrică. S-a pus în evidență existența unei faze anteturoniene pe baza discordanței stratigrafice și de cutare dintre Cenomanian și Turonianul inferior, în intervalul corespunzător Cenomanianului superior. În depozitele turonian-senoniene apar de altfel și remanieri de depozite cenomaniene. Se mai poate remarca și caracterul ingresiv al depozitelor santoniene, ce ajung pe alocuri discordante transgređind direct pe Cenomanian sau Turonian (fază subhercinică).

Depozitele turonian-senoniene apar sub forma unei mari zone sinclinale principale, orientate ENE—WSW, puternic asimetrică, cu flancul nordic mult îngroșat datorită migrării în timp a axei de maximă subsidență a fosei, precum și datorită falierilor longitudinale NE—SW, în opoziție cu flancul său sudic, mult redus, rezemat de masivele cristaline Sebeș și Poiana Ruscă. Mureșul curge astfel aproximativ pe zona axială a acestei structuri. În mod excepțional, în zone de fracturi apar și cute secundare. Stratele prezintă înclinări mai mari în partea de N (cca 60°); spre S înclinările se reduc treptat, ajungând la valori medii de 25°—30°. Depozitele turonian-senoniene sunt afectate de fracturi dirijate după două direcții: unele orientate NE—SW, iar altele mai noi afectându-le pe primele, orientate NW—SE. Accidentele tectonice NW—SE au fost desigur reluate în Neogen, întrucât pe ele s-au axat erupțiunile de aceeași vîrstă.

Este interesant de remarcat că orientările accidentelor tectonice ce afectează depozitele cretacice corespund cu cele scoase în evidență în fundamentalul cristalin al masivului Poiana Ruscă (6). Reiese că avem de afacă cu o reluare a unor accidente tectonice (formate în faze orogene mai vechi) în fazele tectonice mai noi. Fazele tectonice ce aparțin orogenezei alpine nu s-au manifestat suficient de intens pentru a modifica orientările tectonice ale fracturilor mai vechi. Magmatismul bazic inițial, care s-a manifestat puternic pînă în Malm, și-a continuat activitatea în Barremian, Aptian și Albian inferior; el s-a manifestat mai slab și în Vraconian-Cenomanian, pînă în Turonianul inferior. Magmatismul banatitic subsecvent își începe activitatea efuzivă în Santonianul superior și se continuă foarte intens în Maestrichtian.



## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

Fig. 1. — Conglomerate senoniene în Valea Goblii. Se remarcă cicatricea de eroziune la baza stratelor conglomeratice și stratificația oblică a intercalajiei cu ritmicitate de fliș.

Fig. 2. — Râpa Roșie. Aspect general.

Fig. 3. — Fliș senonian (Strate de Bozeș). Valea Porcilor.

Fig. 4. — Detaliu indicând stratificația lenticulară a molasei continentale maestrichtian-superioare de la Râpa Roșie (Sebeș).

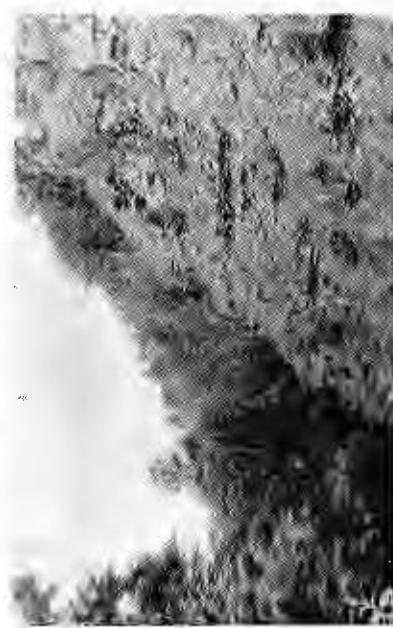




1.



2.



3.



4.

Dări de Seamă ale ředintelor, vol. L/1,

## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

Fig. 1. — Mecanoglife de dragare și de saltație. Senonian.  
Fig. 2. — Ripple-marks asymétriques. Senonian.

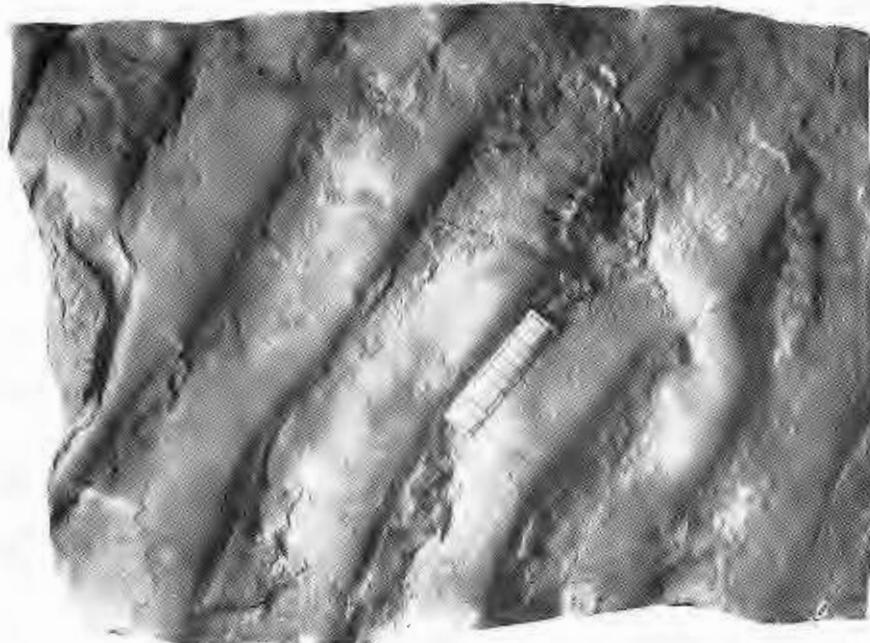


Institutul Geologic al României

M. DIMIAN, ELENA POPA-DIMIAN. Stratigrafia Cretacicului dintre Mureş și Ampoi.  
Pl. II.



1.



2.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA III



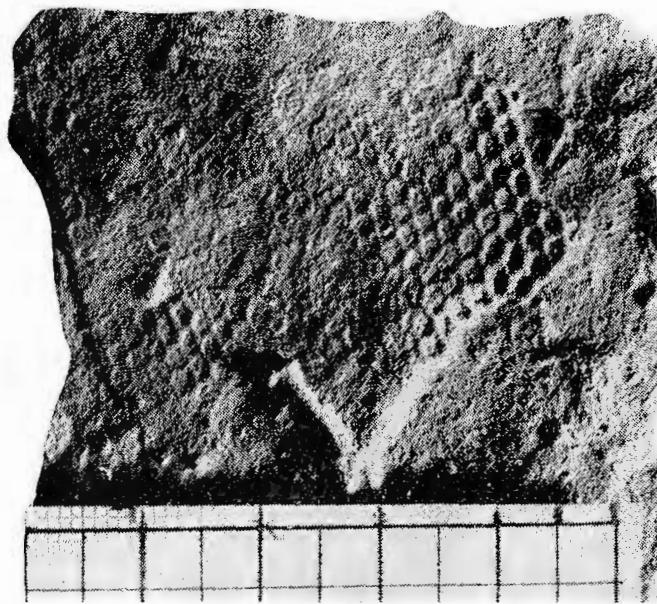
Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

Fig. 1. — *Helminthoida crassa* SCHAFHAUTL. Senonian, faciesul de fliş. Valea Vinjii.  
Fig. 2. — *Palaeodictyon* sp. Senonian, faciesul de fliş. Valea Blandianei.



1.



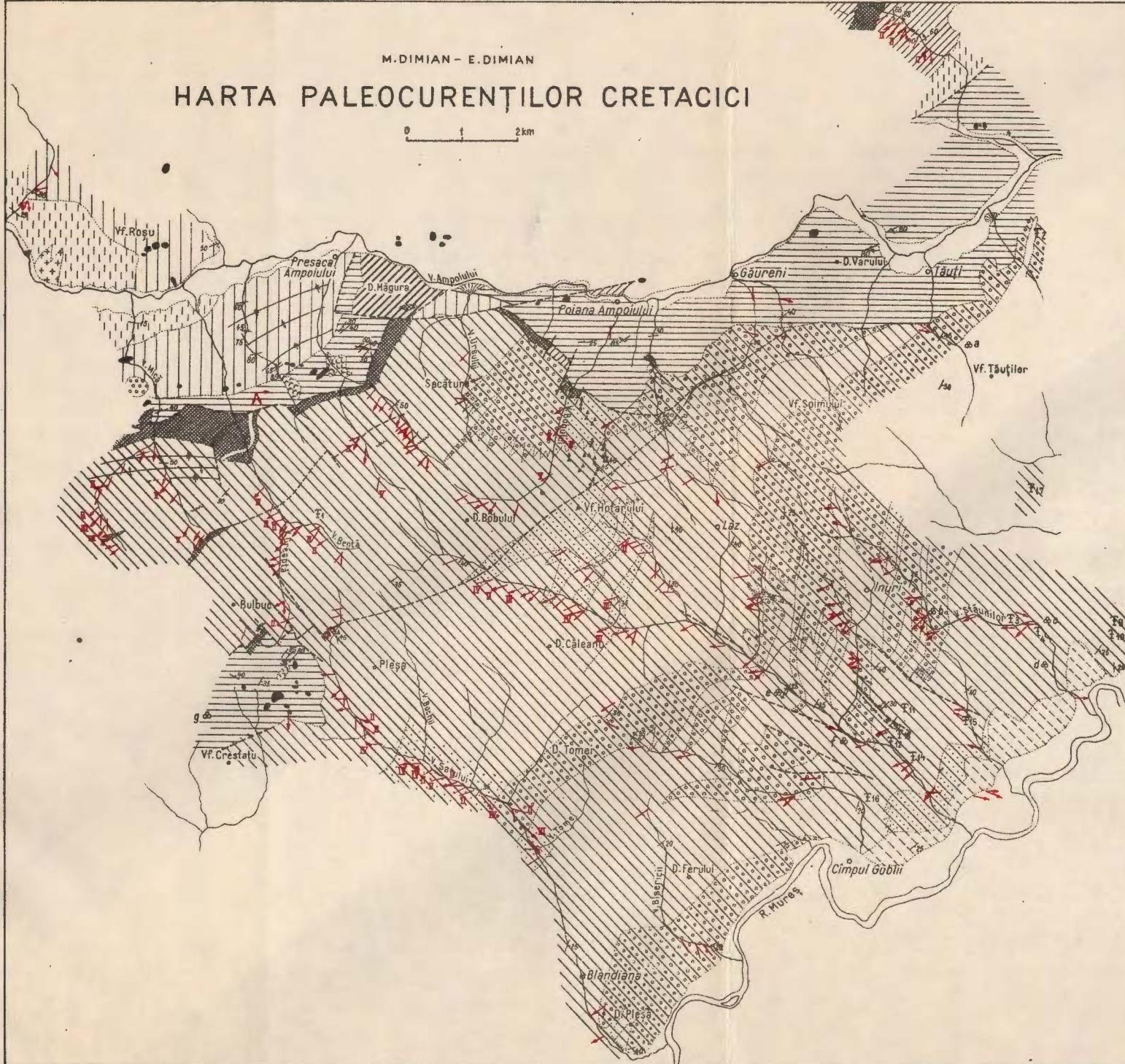
2.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.

M.DIMIAN - E.DIMIAN

## HARTA PALEOCURENTILOR CRETACICI

0 1 2 km



### LEGENDA

- [Symbol: white box] Aluvioni
- [Symbol: dashed box] Pomicuri
- [Symbol: triangle with dashed lines] Canuri de dejeçie
- [Symbol: diagonal lines] Tortonian și riolite
- [Symbol: diagonal lines with 'a' and 'b' labels] Paleogen (?); a) aglomerate ofiolitice
- [Symbol: diagonal lines with 'c' and 'd' labels] Maestrichtian mediu și superior
- [Symbol: diagonal lines with 'e' and 'f' labels] Turonian - Campanian c) facies conglomeratic; b) facies de tranziție, Maestrichtian inferior e) marne nisipoase; d) tufite; e) remenesceri de petale violacee; f) ofiolite
- [Symbol: horizontal lines] Vraconian - Canomanian în facies de wildfisch; a) ofiolite
- [Symbol: diagonal lines with 'b' and 'a' labels] Aptian în facies de flis și ofiolite
- [Symbol: diagonal lines with 'c' and 'b' labels] Barremian Aptien-Albian(?) în facies și/sau metamorfozat slab
- [Symbol: black circle] Olistolite de calcare jurasice și urgoniene
- [Symbol: red arrow] Sensuri de paleocurenți
- [Symbol: small circle with 'T'] Punct fosilifer
- [Symbol: small circle with 'Pd'] Palaeodictyon
- [Symbol: small circle with 'g &'] Analize micropaleontologice
- [Symbol: three short wavy lines] Ripple - merks

## COLOANA STRATIGRAFICĂ A DEPOZITELOR CRETACICE SUPERIOARE DINTRE V. MUREŞULUI ȘI V. AMPOIULUI

M.DIMIAN-E.DIMIAN: Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre V. Mureșului și V. Ampoiului

PLVII

	LITOLOGIA	MACROFAUNĂ	MICROFAUNĂ
MAASTRICHTIAN MEDIU ȘI SUPERIOR	W E Marne, argile roșii vărgate, gresii, conglomerate cu stratificație toreaniană	Dinosaurieni	
MAASTRICHTIAN INFERIOR			Ostracode <i>Globotruncana fornicata</i> <i>Globotruncana arca</i> <i>Gumbelina globulosa</i> <i>Gavelinopsis voltziana</i> , <i>Gavelinella pertusa</i>
CAMPANIAN	Tufuri	<i>Actaeonella</i> , <i>Cerithium</i> , <i>Ostrea</i> <i>Inoceramus balticus</i> <i>Hoplitoplacenticeras vari</i> <i>Pachydiscus colligatus</i> , <i>Pachydiscus egertoni</i> , <i>Micraster sp.</i>	<i>Globotruncana fornicata</i> <i>Globotruncana arca</i> <i>Globotruncana globigeriniformis</i> <i>Globotruncana lapparenti</i> <i>Stensiöina pommerana</i> <i>Praebulimina pusilla</i>
SANTONIAN	Facies distal de flîș      Facies proximal detritic grosier	<i>Inoceramus cardissoides</i>	<i>Globotruncana lapparenti lapparenti</i> , <i>G. lapparenti angusticarinata</i> , <i>G. lapparenti bulloides</i> , <i>G. fornicata</i> , <i>Stensiöina exsculpta</i>
CONIACIAN		<i>Inoceramus labiatus</i>	
TURONIAN			
CENOMANIAN VRACONIAN	Argile micacee vărgate roșii cu verzui cu calcarenite, calcirudite, olistolite, paraconglomerate brecioase, ortocuarțite cloritoase, spilite, marne cretoase vărgate.	<i>Inoceramus cripsi</i> (citat de D. Iacob)	<i>Uvigerinammina jancoi</i> <i>Hedbergella trochoidea</i> , <i>Hedbergella portsdownensis</i> , <i>Ammobaculites parvispira</i> , <i>Rotalipora monsulvensis</i> <i>Rotalipora cf. turonica</i> <i>Rotalipora cf. evoluta</i>
ALBIAN INFERIOR	Șisturi verzui și violacee sericitoase cu biotit, cloritoase cu arțite congolomerate laminate, calcare de precipitație, spilite calcarenite.		<i>Orbitolina lenticularis</i>
APTIAN			
BARREMIAN			

COMITETUL GEOLOGIC: Dâri de seamă vol. L/2

Imprim. Atel. Inst. Geol.



## BIBLIOGRAFIA

1. BLEAHU M., DIMIAN M. Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din Munții Metaliferi. *Asoc. geol. carp. — balc. Congr. V.* București, 1961.
2. GHERMAN J. Cercetări geologice în colțul de SW al Depresiunii Transilvaniei. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VII, 1943.
3. GHITULESCU T., SOCOLESCU M. Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, 1942.
4. IACOB D. Contributions à la connaissance du Crétacé supérieur dans le Sud des Monts Apuseni. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, VIII, 1944.
5. ILIE M. Monts Métallifères de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXIII, 1950.
6. IONESCU F., KRÄUTNER H., MUREȘAN M. Contribujiuni la cunoașterea fundamentalui cristalin din bazinul Streiului pe baza noilor date geofizice și geologice. *Asoc. geol. carp. — balc.*, *Congr. V.* București, 1961.
7. JELETSKY J. A. Youngest marine rocks in western interior of North America and the age of the Triceratops beds, etc. *Internat. Geol. Gongr.* XXI, Copenhagen, 1960.
8. LUPU D., LUPU M. Contribujiuni la cunoașterea faunei de Rudisti din Senonianul Munților Apuseni. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, IV, 1960.
9. MACOVEI G., ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI, 1931.
10. MURGEANU G., PATRULIUS D. Les formations mésozoïques des Carpates Roumaines et de leur avant-pays. *Ann. Inst., Geol. Publ. Hung.* XLIX/1, 1960.
11. NOPCSA Fr. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, etc. *Jahresb. k. ung. geol. RA.*, XIV, 1905.
12. NOPCSA Fr. On the geological importance of the primitive reptilian fauna in the uppermost Cretaceous of Hungary. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, LXXLX/313, London, 1923.
13. PÁLFY M. Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvíncz. *Mitt. Jahrb. k. ung. geol. RA.*, XIII/6, Budapest, 1902.
14. PÁLFY M. Das rechte Ufer des Marostales in der Umgebung von Algyogy. *Jahresber. k. ung. geol. A. f.* 1907, Budapest 1909.
15. RĂILEANU Gr., SAULEA E. Paleogenul din reg. Cluj și Jibou (NW Transilvaniei). *An. Com. Geol.*, 1956.
16. ROTHE TELEGD L. Der Ostrand des siebenbürgischen Erzgebirges in der Umgebung von Sard, Metes, Presaca, Racatau und Gyulafehérvár. *Jahresber. k. ung. geol. A. f.* 1904, Budapest 1906.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ  
КАСАЮЩИЕСЯ МЕЛОВЫХ ФОРМАЦИЙ МЕЖДУ ДОЛИНАМИ  
МУРЕША И АМПОЮЛУЙ (ЮЖНЫЕ ГОРЫ АПУСЕНЬ)

МИХАЙ ДИМИЯН, ЕЛЕНА ДИМИЯН

(Краткое содержание)

Нижний мел (баррем-апт — нижний альб?) выходит на дневную поверхность, будучи развит под двумя литофалями: на юге и западе — под сланцеватой, метаморфизованной, глубинной фацией со спилитами,



известняками, химического осаждения и калькаренитами, а на севере и востоке — ближайшей флишевой фацией с конгломератами и известняковыми олистолитами.

Враконский подъярус — сеноман представляют характеристики типичного «вильдфлиша», составленного, в преобладающем порядке, из красно-фиолетовых, серовато-зелёноватых, полосатых алевролитовых слюдистых глин, иногда с железистыми стяжениями; — выходят на дневную поверхность, в подчинённом порядке и ортоарениты (ортокварциты и калькаорениты) кальцирудиты, более редко, мергеле-известняки и фиолетовые полосатые меловые мергеля. Очень часты олистолиты разнообразных размеров (от нескольких миллиметров до нескольких сот метров), составленные из неоюрских и нижнемеловых известняков и офиолитов, а также из брекчиивидных параконгломератов с известняковыми и глинистыми, межформационно реконструированными элементами. Относительно редко выходят на дневную поверхность и переслоенные спилиты. Характерными являются глины с валунами, которые представляют, как и остальные литологические составляющие вариации, на коротких расстояниях гранулометрии, составе и мощности пластов. Формация «вильдфлиш» (выделенная прежде другими авторами альб-враконскому подъярусу), по мнению авторов, должна быть принята во внимание, на основании микрофауны, как враконско-сеноманская.

Турон-сенон — развиты в ближайшей грубобломочной фации — на востоке и во флишевой фации — на западе. Грубобломочная фация представлена, в преобладающем порядке, из конгломератов, микроконгломератов, грубых песчаников и, в подчиненном порядке, из серых песчаников, глинистых мергелей. Конгломераты представляют ярко выраженный полимиктовый характер; они составлены, в преобладающем порядке, из желтоватых неоюрских известняков и, в подчинённом порядке, из известняков с синим кремнем, розовыми и зелёными яшмами, из брекчиивидных кальцирудитов, серых и черноватых, очень твёрдых, домезозойских известняков, микроконгломератов и меловых песчаников, кварцитов, серicitовых и хлоритовых сланцев, слюдистых сланцев, гнейсов, кристаллических или доломитовых известняков, риолитовых туфов, андезитов и офиолитов. Авторами были выделены некоторые уровни, составленные, в преобладающем порядке, из риолитовых туфов и андезитов (в верхней части кампана), из песчаников и меловых микроконгломератов или домезозойских известняков. К З и Ю—З, благодаря процентному увеличению количества песчаников и песчаных мергелей и их полупериодическому становлению на место, авторами был установлен переход к фации серого флиша. В нижней части флиша турон-сенона были выявлены несколько течений



переслоенных спилитов, в верхней своей части, верхнего сантонса и нижнего кампана — белесоватые туффиты. Песчаники составляют часть категории субграувакк. Над формацией турон-кампана (возраст которой был установлен на основании макро и микропалеонтологических доводов) несогласно залегает красная формация с динозаврами, маастрихтского яруса.

На правом берегу дол. Мурешул эта формация является, в особенности, глинисто-мергелистой с некоторыми прослойками аркозовых песчаников и конгломератов, в то время когда на левом берегу — залегает, в особенности, песчанисто-конгломератовая формация. К югу формация с динозаврами — продолжается в бассейне Хацег; она приходит в корреляцию с нижней и средней частями формации с углами, туфами и банатитами района Руска Монтанэ. К северу, нижняя часть континентальной формации нижних полосатых красных глин, может представлять, с хронологической точки зрения, соответствующую часть формации с динозаврами.

«Вильдфлиш» вракон-сеномана предполагает наличие некоторых, относительно неглубоких вод и некоторой неровности рельефа, находящегося на З и С—З (кордильера Траскзулуй). Эти условия были созданы возникновением тектонической дотуронской фазы.

В туроне, а в особенности в сеноне, активное поднятие Суши Трансильвании, сопровождаемое гидродинамическими специфическими условиями, привели к образованию этой Суши в зоне плиты, а также и некоторых наложенных подводных дельтовых конусов. Со стороны этой зоны, покрытой гравием, песками и известняковым илом происходили периодически подводные оползни, превращённые, по пути следования, в потоки мутности, дренируемые в подводные долины (каньоны) к западу, с сильной эрозионной деятельностью, в более глубокие зоны геосинклинали, где происходило отложение флиша.

Интенсивность эрозионной деятельности, имеющей, в большинстве случаев — межформационный характер, объясняется наличием эрозионных рубцов и изобилием возрождений конгломератов песчаников и меловых мергелей. В сеноне, в результате постепенного активирования источников, находящихся на востоке (Суша Трансильвании), авторами было установлено прогресивное развитие к З и Ю—З ближайшей конгломератовой фации в ущерб — флишевой. Большое количество направлений палеопотоков, ориентированных с СЗ к ЮВ, указывают на наличие не очень отдалённого седиментационного источника, находящегося на западе и на относительно малую ширину впадины Муреша в этом интервале.

Обломочные отложения красной формации с динозаврами были перенесены сильными речными потоками, направляемыми с запада на восток.



Радикальное изменение ориентировки палеопотоков объясняется активированием западных источников поднятием из воды и складкообразованием геосинклинали Муреша и созданием зоны, погружённой водами в В (молассовый передовой прогиб).

Авторами было взято на учёт наличие австрийской, дотуронской, субгерцинской и ларамийской фаз.

Турон-сенонские отложения выходят на дневную поверхность под видом большой синкллинальной зоны, ориентированной ВСВ—ЗЮЗ с утолщенным северным крылом, благодаря передвижению, во времени, оси максимального погружения, а также, благодаря продольным сбросам-сдвигам с СВ на ЮЗ. Главные ориентировки сбросов: СВ—ЮЗ и СЗ—ЮВ, (последние более недавнего времени будучи возобновлены и в неогене повлияли на первые).

Базитовый магматизм усиленно проявленный в малъме, продолжил свою деятельность в барреме, апте и нижнем альбе; он был проявлен более слабо в продолжении во враконе-сеномане до нижнего турона.

Банатитовый магматизм начинает свою эфузивную деятельность в верхнем сантоне и продолжает её очень интенсивно и в маастрихтском ярусе.

DONNÉES STRATIGRAPHIQUES ET SÉDIMENTOLOGIQUES  
SUR LES FORMATIONS CRÉTACÉES ENTRE VALEA MUREŞULUI  
ET VALEA AMPOIULUI (MONTS APUSENI DU SUD)

PAR

M. DIMIAN, E. DIMIAN

(Résumé)

Le Crétacé inférieur (Barrémien - Aptien - Albien inférieur ?) revêt deux lithofaciès: au Sud et à l'Ouest un faciès de profondeur, schisteux, métamorphisé, à spilites, calcaires de précipitation chimique et calcarénites et au Nord et à l'Est un faciès flysch proximal, à conglomérats et olistolithes calcaires.

Le Vraconeien-Cénomanien présente les caractères d'un « wildflysch », constitué principalement par des argiles aleurolitiques micacées, rouge-violacé et gris-vert, bariolées, parfois à concrétions ferrugineuses; d'une manière subordonnée apparaissent des ortho-arénites (ortho-quartzites et calcarénites), des calcirudites, plus rarement des marno-calcaires et des marnes craieuses, violacées, bariolées. Très fréquentes sont les olistolithes de dimensions variables (jusqu'à quelques centaines de mètres) formées de calcaires néojurassiques, crétacés inférieurs et d'ophiolites, ainsi que de



paraconglomérats bréchiques à éléments calcaires et argileux remaniés. Relativement rares sont les spilites interstratifiés. Très caractéristiques sont les argiles à blocs qui pareilles aux autres composants lithologiques présentent des variations de la granulométrie, de la composition et de la puissance des couches. La formation de « wildflysch » (attribuée antérieurement à l'Albien-Vraconien) est considérée d'après la microfaune comme appartenant au Vraconien-Cénomanien.

Le Turonien-Sénonien est développé en faciès proximal détritique grossier à l'Est et en faciès flysch à l'Ouest. Le faciès détritique grossier est formé principalement de conglomérats, microconglomérats, grès grossiers et subordonné, de marnes argileuses, sableuses, grises. Les conglomérats ont un caractère polymicte prononcé; ils sont constitués essentiellement par des calcaires néojurassiques, jaunâtres et subordonné, par des calcaires à silex violacé, des jaspes roses et verts, des calcirudites bréchiques, des calcaires gris et noirâtres pré-mésozoïques, très durs, des microconglomérats et des grès crétacés, des quartzites, des schistes sériciteux et chloriteux, des micaschistes, des gneiss, des calcaires ou dolomies cristallines, des tufs rhyolitiques, des andésites et des ophiolites. Ont été remarqués des niveaux formés de tufs rhyolitiques et d'andésites (à la partie supérieure du Campanien), de grès et de microconglomérats crétacés ou de calcaires pré-mésozoïques. Vers l'W et le SW, la quantité considérable de grès et de marnes sableuses ainsi que leur disposition alternante marquent la transition au faciès flysch, sombre. À la partie inférieure du flysch turonien-sénonien on rencontre des coulées spilitiques interstratifiées et à la partie supérieure, dans le Santonien supérieur et le Campanien inférieur, apparaissent des tufites blanchâtres. Les grès appartiennent à la catégorie des sub-grauwackes et des grauwackes. Sur la formation turonienne-campanienne (datée au moyen d'arguments macro- et micropaléontologiques) repose en discordance la formation rouge maestrictienne à Dinosauriens. Sur la rive droite de Valea Mureșului, cette formation est surtout argilo-marneuse avec certaines intercalations de grès arkosiens et de conglomérats, tandis que sur la rive gauche elle devient plutôt gréseuse conglomératique. Vers le Sud, la formation à Dinosauriens continue dans le bassin de Hațeg; elle se rattache à la partie inférieure et médiane de la formation à charbons, tufs et banatites de la région de Rusca Montana. Vers le Nord, la partie inférieure de la formation continentale des argiles, peut représenter du point de vue chronologique, un correspondant de la formation à Dinosauriens.

Le « wildflysch » vraconien-cénomanien suppose l'existence des eaux relativement peu profondes et d'un relief accidenté situé dans l'W et le NW (cordillière du Trascău). Ces conditions ont été déclenchées par la phase tectonique anté-turonienne.

Au Turonien, mais surtout au Sénonien, le soulèvement actif du Continent Transylvain, accompagné de conditions hydrodynamiques spécifiques ont déterminé — sur la zone de plate-forme de ce continent — la formation des cônes deltaïques

sous-marins superposés. De cette zone, recouverte par des cailloutis, des sables et des boues calcaires, se déclanchaient périodiquement des glissements sous-marins qui, sur leur parcours, se transformaient en courants de turbidité, drainés au long des cañyons à activité érosive intense, vers les zones plus profondes du géosynclinal, où a eu lieu la déposition du flysch. L'intensité de l'activité érosive, souvent à caractère intraformationnel, est mise en évidence par les cicatrices d'érosion et l'abondance des remaniements de congolomérats, de grès et de marnes crétacées. Au Sénonien, à la suite d'une activation progressive de la source située à l'Est (Continent Transylvain) a eu lieu le développement successif vers l'W et le SW du faciès conglomératique proximal aux dépens du faciès flysch. Les divers sens des paléocourants, orientés du NW vers le SE, désignent au Sénonien l'existence d'une source sédimentaire située à l'Ouest, pas trop éloignée, et un rétrécissement relatif de la fosse du Mureş pendant cet intervalle.

Les dépôts détritiques de la formation rouge à Dinosauriens ont été transportés par des courants fluviatiles puissants, orientés W—E. La modification radicale de l'orientation des paléocourants est le résultat autant de l'activation de la source occidentale par l'exondation et le plissement du géosynclinal du Mureş que de la création d'une zone d'affaissement, envahie par les eaux, à l'Est (avant-fosse molasique).

Signalons l'existence d'une phase austrique, d'une phase anté-turonienne, d'une phase sub-hercynienne et d'une phase laramienne.

Les dépôts turoniens-sénoniens apparaissent sous la forme d'une grande zone synclinale, orientée ENE—WSW, ayant le flanc septentrional épaisse par suite de la migration dans le temps de l'axe de subsidence maximum, ainsi que par suite des failles longitudinales. Les fractures sont orientées NE—SW et NW—SE (les dernières, plus récentes étant reprises aussi au Néogène lorsqu'elles affectent les premières).

Le magmatisme basique, très prononcé au Malm, a continué son activité pendant le Barrémien, l'Aptien et l'Albien inférieur ; il a été plus faible au Vraconien—Céno-manién jusqu'au Turonien inférieur. Le magmatisme banatique commence son activité effusive au Santonien supérieur et continue avec une grande intensité pendant le Maestrichtien.



STRATIGRAFIE

FLIȘUL CRETACIC ȘI PALEOGEN DIN VALEA CUEJDIULUI  
ȘI VALEA HORAIȚEI<sup>1)</sup>

DE  
O. MIRĂUȚĂ, ELENA MIRĂUȚĂ

Această lucrare are ca obiect studiul flișului cretacic și paleogen dintre valea Cuejdiului și valea Horaiței, de la nord de orașul Piatra Neamț (Moldova centrală). Flișul cretacic de aici formează nucleul unei mari cute anticlinale (cuta Horaița—Doamna), situată la exteriorul flișului parautohton marginal (Unitatea externă).

Depozitele cretacice și paleogene din valea Cuejdiului, valea Almașului și valea Horaiței au fost studiate mai înainte de către S. ATHANASIU, G. MACOVEI și I. ATANASIU (1927), I. ATANASIU (1939), C. OLTEANU (1952) S. PAULIUC (1952)<sup>2)</sup>, FL. OLTEANU (1953)<sup>3)</sup>, T. FILIMON și A. DAMIAN (1959)<sup>4)</sup> și ȘT. ALBU și E. ALBU (1958)<sup>5)</sup>.

**Stratigrafie**

*Seria Șisturilor negre (Cretacic inferior).* Șisturile negre din nucleul cutiei anticlinale Horaița—Doamna au fost menționate prima dată de S. ATHANASIU, G. MACOVEI și I. ATANASIU (1927). În 1939 I. ATANASIU citează Șisturi negre bituminoase cu sferosiderite în valea Țiganca, iar C. OLTEANU (1952) studiază în detaliu această serie în valea Cuejdiului și valea Doamnei.

S. PAULIUC (1952) a recunoscut în această serie trei orizonturi: complexul inferior calcaros, complexul grezos și complexul superior argilos-șistos, disodiliform, iar FL. OLTEANU (1953) distinge patru orizonturi: seria argilo-marnoasă cenușie cu sferosiderite, seria argilo-silicioasă neagră, seria grezo-cuarțitică și seria calcaro-silicioasă cenușie cu argile verzui și roșii. În sfîrșit, ȘT. ALBU și E. ALBU (1958) au separat două complexe, unul inferior șistos (argile negre și argilite) și unul superior grezos.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 4 ianuarie 1963.

<sup>2)</sup> S. PAULIUC. Raport geologic asupra bazinului valea Cuejdiului. Arh. Com. Geol. 1952.

<sup>3)</sup> FL. OLTEANU. Raport geologic preliminar pe anul 1953 asupra flișului marginal din reg. Vâratac. Arh. M. I. P. Ch. 1953.

<sup>4)</sup> T. FILIMON, A. DAMIAN. Cercetări geologice între Bicaz și Piatra Neamț. Arh. M. I. P. Ch. 1959.

<sup>5)</sup> ȘT. ALBU, E. ALBU. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Hangu—Crăcăoani. Arh. M. I. P. Ch. 1958.

În Șisturile negre din pîrîul Tiganca, L. TURCULEȚ a găsit amonitul *Acantho-hoplites* sp. (din grupul *A. bergeroni* — *A. bigoureti*, după D. PATRULIUS), care indică Aptianul superior — Albianul inferior.

Seria Șisturilor negre din Parautohtonul marginal (Unitatea externă a flișului) apare mai complet dezvoltată între valea Cuejdiului și valea Horăcioara. Aici se distinge un orizont inferior șistos-calcaros, un orizont cu lidiene și un orizont superior format din calcare cu silicifieri. Șisturile negre sunt acoperite concordant de argile roșii și verzi cu radiolarite (șisturi vărgate). La sud de valea Cuejdiului, la Sărata și în bazinul văii Doamna, de sub Senonian și Paleogen, apar numai primele două orizonturi ale Șisturilor negre.

*Orizontul șistos-calcaros.* Acest orizont are o grosime vizibilă de cca 200 m și este format dintr-o alternanță ritmică de argilite și marne cenușii închise, în strate groase de 0,4—1 m, și gresii calcaroase cenușii în strate de 3—10 cm.

Gresiile calcaroase din baza ritmilor menționate prezintă stratificație—gradată clară, la partea inferioară a stratului fiind microconglomeratice (calcare microbrecioase), cu elemente de roci verzi, iar la partea superioară, mediu granulate, micacee, în plăci. Stratele de gresii au uneori laminatione de current, iar pe fața inferioară bioglife și mecanolife.

Partea superioară și principală a ritmilor din acest orizont este formată din argilite și marne cenușii închis, șistoase, rareori ușor bituminoase. Din loc în loc apar lentile și strate de microbrecii cu elemente verzi, cuarț, calcare jurasice și lentile de marno-calcare sideritice. Partea superioară a orizontului cuprinde multe intercalații de marno-calcare sideritice cenușii-brune, în strate de 5—10 cm.

Calcarul microbrecios zoogen de la baza ritmului este format din numeroase fragmente de șisturi verzi, fragmente de calcare fosilifere intens diagenizate, granule de cuarț metamorfic, pirită în cantitate mare, granulară sau diagenizând fauna de melobezie și briozoare, fapt remarcat de M. FILIPESCU (1935). Mai apar resturi de echinoderme, foraminifere, în general distruse prin recristalizarea carbonatului de calciu, precum și prisme de inocerami. Cimentul este fin calcaros.

Gresiile calcaroase conțin cca 65% cuarț echigranular, parțial corodat de cimentul calcitic. Se adaugă puține fragmente de roci metamorfice, apoi glauconit, pirită cu același aspect ca mai sus, precum și resturi de faună.

Calcarele grezoase diferă de roca de mai sus numai prin proporțiile de cuarț (cca 15%) și de ciment calcaros (50%).

Marno-calcarele sideritice sunt formate din lamele paralele cu stratificația și net delimitate, alcătuite dintr-o mixtură de calcit și material argilos și lamele de cuarț detritic. În masa aceasta se disting paie de muscovit și pirită cubică și coloidală.

Judecînd după descrierile litologice existente și poziția stratigrafică, orizontul șistos-calcaros de la partea inferioară a Șisturilor negre din anticlinalul Horaița—Doamna corespunde probabil stratelor de Streiu descrise de I. DUMITRESCU (1952,



1958) în zona marginală a Flișului din Vrancea. Acest orizont împreună cu cel următor corespund seriei inferioare de Șipote, descrisă de SUJKOWSKI (1938) și complexului șistos și probabil cu partea superioară a complexului sferosideritic al Șisturilor negre, descris de M. FILIPESCU și I. BĂNCILĂ.

*Orizontul cu lidiene.* Orizontul în care sunt cantonate lidienele are o grosime de cca 100 m și este format din șisturi argiloase cenușii închis-negocioase, bituminoase, în plăci sau în foi, deobicei silicificate, cu eflorescențe de sulfăți, șisturi care alternează cu roci silicioase negre (lidiene), în strate de 2—10 cm, foarte dure, uneori rubanate. Între șisturile negre și lidiene apar frecvent intercalații de strate de 5—20 cm grosime de marno-calcare sideritice, cantonate în special la partea inferioară a orizontului. Uneori în acest orizont apar lentile de calcare organogene, conglomeratice, cu elemente de șisturi verzi.

Lidienele apar sub formă de mixtură fină de calcedonie și argilă, în care se disting numeroase granule colțuroase de cuarț, granule de glauconit, totul pigmentat cu materie organică și pirită. S-au observat treceri de la roci în care nu se remarcă radiolari sau spongieri și care conțin puține foraminifere mici, la roci în care se disting radiolari de tipul *Spumellaria* și spiculi de spongieri, conservați în calcedonie, prinși în aceeași masă brună-negocioasă, izotropă.

Marno-calcarele sideritice sunt constituite dintr-o masă fină, brună, în care se disting acumulări de granule de siderit sub formă de romboedri imperfecti. Un alt tip de rocă este calcarul sideritic, format dintr-un mozaic de calcit și siderit, în care sunt răspândite numeroase granule de pirită. În unele zone paralele cu stratificația se concentreză cuarțul în granule fine.

Calcarele organogene sunt formate preponderent din fragmente de melobeziee, briozare, fragmente de echinoderme regenerate prin adiționare diagenetică, foraminifere și prisme de inocerami. Mai apar rare fragmente de micașisturi, cuarțite și filite cloritice, totul prins într-un ciment fin calcitic, microgranular.

Orizontul cu lidiene și orizontul șistos-calcaros inferior au fost întâlnite și în jumătatea sudică a anticlinalului Horaița—Doamna, la Sărata și în valea Doamnei (I. BĂNCILĂ, 1958). După aspectul litologic, orizontul cu lidiene corespunde parțial stratelor de Tisaru inferioare din zona marginală a flișului din Vrancea separate de I. DUMITRESCU (1958).

*Orizontul calcarelor cu accidente silicioase.* Acest orizont are o grosime de 60—100 m și se întâlnește la partea superioară a seriei Șisturilor negre, între valea Cucejdiului și valea Horăcioara (vezi harta geologică). Calcarele se prezintă în strate de la 10 cm la 1 m, uneori chiar pînă la 3 m, cu granulație medie sau grosieră, cu zone microconglomeratice și intercalații subordonate de 3—5 cm de șisturi argiloase, negocioase.

În interiorul stratelor de calcare apar separații paralele de 2—6 cm grosime de chaille-uri cenușii-negocioase, uneori albe, care constituie un element foarte caracteristic.



ristic pentru acest orizont. Un strat de calcare are una sau mai multe zone paralele de astfel de accidente silicioase spongolitice.

Calcarele din acest orizont sunt organogene, fiind constituite în cea mai mare parte din fragmente de briozare, echinoderme și foraminifere. Dintre acestea menționăm Lituolidae (*Ammobaculites* sp. și probabil *Haplophragmium* REUSS), Globorotaliidae (*Ticinella* ?), Miliolidae. Pe lîngă resturile de faună mai apar rare granule de cuarț și glauconit; cimentul rocii este calcitic și, în general, apare în cantitate redusă. În unele secțiuni s-au observat puțini spiculi de spongieri, unii conservați în calcedonie iar alții calcitizați. Prin intermediul unor calcare organogene microconglomeratice cu elemente de șisturi verzi și cu multe fragmente de echinoderme, briozare, lamelibranchiate, foraminifere (Reophacidae, Textulariidae, Lituolidae), se trece la microconglomerate calcaroase cu numeroase fragmente de șisturi verzi, cuarț, glauconit și cu fragmente de melobeziee, briozare, echinoderme. O secțiune prin rocile silicioase albe arată că sunt de tip spongolitic. Se observă o matrice calcedonică în care se disting numeroși spiculi de spongieri conservați în calcedonie, cu mici adasuri de radiolari și granule de cuarț. Trecerea la calcare se face printr-un calcar silicios cu silice difuză. În secțiune se observă concentrații calcedonice în care se disting spiculi de spongieri, prinși într-o masă de calcit cu resturi de faună: briozare, echinoderme și foraminifere, precum și spiculi de spongieri calcitizați. Mai sunt prezente granule de cuarț și glauconit în cantitate mică.

Orizontul calcarelor cu silicifieri corespunde complexului gresiilor glauconitice descris de M. FILIPESCU și I. BĂNCILĂ, cu seria a II-a a Stratelor de Șipote descrisă de SUJKOWSKI și cu silexurile de Mikuszowice.

În concluzie, orizontul inferior al Șisturilor negre se caracterizează prin stratificatie gradată, tipică formațiunii de fliș (fliș calcaros). Prezența calcarelor sideritice la partea superioară a acestui orizont și în orizontul mediu, precum și prezența șisturilor negre bituminoase și a piritei în cantitate relativ mare, indică un mediu de sedimentare euxinic, fapt arătat de V. PAPIU (1960) pentru Șisturile negre dintr-o regiune de la vest. În orizontul superior se constată o scădere a cantității de material pelitic, concomitent cu o creștere a materialului calcaros și silicos-organogen, la care se adaugă puțin material psamitic (cuarț, șisturi verzi). Zonele silicioase sunt de natură organogenă și constau din spiculi de spongieri. Detritusul organogen înfilnit în cantități mari în rocile din primul și ultimul orizont al acestei serii este reprezentat prin melobeziee, briozare și echinoderme, precum și prin foraminifere calcaroase și arenacee. Menționăm prezența elementelor verzi remaniate încă din orizontul inferior al seriei Șisturilor negre; ele se întâlnesc în tot Cretacicul și Paleogenul flișului marginal din această regiune.

*Cretacicul superior. Șisturile vărgate.* Peste orizontul calcarelor cu silicifieri de la partea superioară a seriei Șisturilor negre se găsește un orizont, gros de



cca 20 m, format din argilite negre, verzi — unele tufacee — și roșietice, în strate de 2—6 m, care au intercalații de radiolarite verzi, adesea rubanate, în strate de 2—5 cm. Uneori apar și roci silicioase negre (lidiene).

Radiolaritele sunt formate dintr-o matrice fină, ușor verzuie, de silice criptocris-talină asociată cu argilă cu aspect cloritizat, în care se găsesc radiolarii, între care predomină genul *Spumellaria*—*Cenosphaera* și puține forme de *Nasselaria*, conser-văți în calcedonie. Materialul elastic (cca 5%) este alcătuit din fragmente colțuroase de șisturi cuarțito-cloritice, cuarț, lamele de biotit. De asemenea apar și granule de glauconit. Roca este străbătută de filonașe cu calcit și clorit, precum și cuarț cripto-cristalin și clorit.

Analizele micropaleontologice efectuate de V. COSMA au arătat prezența unor fragmente de *Rotalipora*, care indică partea inferioară a Cretacicului superior (probabil Cenomanian). Șisturile vărgate din flișul parautohton marginal din regiunea noastră corespund cu argilele roșii și vărgate de deasupra șisturilor negre din zona Audia sau cu șisturile vărgate din acoperișul Stratelor de Spas din Pînza de Skole, descrise de B. KOKOSZYNKA, și al Stratelor de Șipote din valea Ceremușului, descrise de B. SUJKOWSKI (1935) și M. KSIAZKIEWICZ (1959). De asemenea, aceste strate se paralelizează cu orizontul bazal al Stratelor de Cîrnu—Șiclău, descrise de I. BĂNCILĂ (1958), și al Stratelor de Zagon (M. G. FILIPESCU).

*Stratele de Lepșa.* Peste șisturile vărgate se află o serie ritmică constituită din gresii calcaroase, marno-calcare și marne cenușii și roșii, care prezintă mari asemănări litologice cu Stratele de Lepșa separate de I. DUMITRESCU în zona marginală a flișului din Vrancea (foaia 1: 100.000 Bîrsești). Grosimea seriei este de 100—200 m. La partea superioară a acestor strate se intercalează conglomerate care în valea Horăchioara au o grosime de cca 100 m (conglomeratele de Horăchioara).

Stratele de Lepșa reprezintă un fliș calcaros tipic. Ritmurile din Stratele de Lepșa au în bază o gresie calcaroasă cenușie, în strate de 2—10 cm, cu bioglif, cu granuloclasare, fiind microconglomeratică la partea inferioară a stratului (cu detritus de roci verzi); la partea superioară trece la marnocalcare cenușii deschis-verzui sau albe (calcare litografice de tip pelagic), în plăci de 1—6 cm, limita între cele două roci fiind însă destul de netă. Partea superioară a ritmurilor este formată din marne cenușii deschis, marne verzui și roșii dispuse în strate de 4—10 cm. În Stratele de Lepșa se intercalează uneori microconglomerate cu elemente verzi și cu alge calcaroase și fragmente de inocerami, care abundă în partea superioară a seriei (dealul Țigana).

Gresiile calcaroase sunt formate din granule de calcar, fragmente subangulare de roci (filite cuarțito-cloritice, cuarțite, apoi cuarț, care formează pînă la 50% din rocă) și un ciment calcitic recristalizat. Mai apare glauconit (4%), muscovit și plagioclazi. Între resturile organice predomină foraminiferele (*Globigerine*, *Lituolidae*, *Textulariidae*), fragmente de *Archaeolithothamnium*, briozare, uneori spiculi de spongieri calcitizați.



Marno-calcarele sunt fine, compacte și conțin numeroase globigerine, fragmente de inocerami, globotruncane, precum și spiculi de spongieri, total sau parțial calcitizați. Uneori aceste roci au mici chaille-uri. Marno-calcarele se găsesc adesea remaniate intraformațional în stratele de gresii calcaroase grosiere din baza ritmilor.

*Conglomeratele de Horăicioara.* Aceste conglomerate separate prima dată de noi, se dezvoltă pe o grosime de cca 100 m la partea superioară a Stratelor de Lepșa, sub marnele de ciment senonian-superioare. Conglomeratele apar în valea Horăicioara, dealul Ușa Almașului și în creasta dealului Țigana.

Conglomeratele de Horăicioara au elemente mărunte, deobicei sub 1 cm diametru, uneori 4—5 cm, fiind alcătuite din roci verzi, apoi fragmente colțuroase de Șisturi negre (argilite negre bituminoase, calcare cu silicifери paralele), iar cimentul rocii este calcaros, recristalizat.

Ca resturi organice, în conglomerate se găsesc prisme de inocerami, fragmente de melobeziee, de ostreide și belemniti. Unele calcar grosiere asociate cu conglomeratele sunt adevarăte calcarenite; alte calcar au o structură pseudoolitică.

Stratele de conglomerate au grosimi de 30 cm — 3 m și alternează cu gresii calcaroase cenușii și marno-calcare alb-verzui cu globigerine și marne verzui, identice cu cele din Stratele de Lepșa. Foarte caracteristică este prezența în conglomerate a unor fragmente de 1—5 cm de marno-calcare cu globigerine și globotruncane și marne cenușii (galeți moi) remaniate intraformațional din intercalăriile dintre conglomerate.

Pozitia stratigrafică peste Șisturile vărgate și sub marnele de ciment senonian superioare indică pentru Stratele de Lepșa și conglomeratele de Horăicioara o vîrstă turonian-senonian inferioară (eventual cenomanian-senonian inferioară).

Din cauza diapirismului Șisturilor negre pe deosebire și probabil din cauza așezării discordante a Senonianului superior (marnele de ciment) pe de altă parte, Stratele de Lepșa, Șisturile vărgate și calcarele cu silicifери din seria Șisturilor negre nu apar sau apar sporadic la Sărata și în bazinul văii Doamna. Totuși, pe flancul estic al cunei Horaița—Doamna, la Sărata și la sud de valea Bistriței (Schitul Doamna), am întâlnit depozite asemănătoare Stratelor de Lepșa. La Sărata am găsit în aceste roci un fragment de amonit; tot din aceste strate provine probabil și *Desmoceras cf. ponsianum*, caracteristic Senonianului inferior, găsit de S. ATHANASIU (1927). În Stratele de Lepșa din bazinul pîrului Țigana am găsit un fragment de inoceram nedeterminabil, care pare să fie din grupa *I. labiatus* sau *I. sublabiatus*, indicând o vîrstă turoanian-senonian inferioară.

*Marnele de ciment (Stratele de Hangu inferioare).* Prezența rocilor senoniene în această regiune a fost stabilită de I. ATANASIU (1939) și apoi de C. OLTEANU (1958) și S. PAULIUC (1952). Ulterior aceste depozite sunt citate de T. FILIMON (1958) și de ȘT. ALBU, E. ALBU (1958).

Orizontul marnelor de ciment se aşază stratigrafic peste Stratele de Lepșa și conglomeratele de Horăicioara; în zona de contact sunt însă posibile unele laminări,

contactul nefind clar. Cercetătorii anteriori au înglobat Stratele de Lepșa și orizontul marnelor de ciment (Stratele de Hangu inferioare) într-o singură serie senoniană, datorită asemănării lor litologice aparente. Din studiul de detaliu al compoziției litologice a acestor două orizonturi reies cîteva deosebiri, suficiente pentru individualizarea lor, orizonturile succedîndu-se pe verticală și avînd deci vîrste diferite.

Orizontul marnelor de ciment este format din marno-calcare și marne calcaroase cenușii deschis, cu fucoide. Un ritm complet din acest orizont începe cu o gresie calcaroasă cenușie (5—10 cm), în plăci, micacee pe fețe, cu resturi de plante, microconglomeratică la partea inferioară a stratului și cu bioglife. Peste această gresie urmează marno-calcare fine, albicioase, în strate de 10—20 cm, ritmul încheindu-se cu marne calcaroase šistoase în strate de 10—30 cm cenușii deschis, cu fucoide. Din loc în loc apar strate de 1—4 m grosime de conglomerate și brecii organogene, care sănt deosebit de caracteristice și foarte răspîndite în valea Cuejdiului și la sud de valea Bistriței. Breciile au o matrice marnoasă în care se găsesc elemente de roci verzi, granule de cuarț și fragmente de Șisturi negre răspîndite destul de haotic, precum și fragmente de marno-calcare de ciment remaniate intraformațional. Detritusul organogen din aceste roci este format din prisme de inocerami, fragmente de ostreide, briozare, echinoderme și melobeziee.

Sub microscop breciile și microconglomeratele apar formate din fragmente de șisturi verzi, de marne cu globigerine, precum și granule de cuarț, paiete de muscovit și biotit, turmalină, glauconit și pirită. Elementele de faună sănt numeroase și constau din alge calcaroase (melobeziee și cocolithoforidee), inocerami, briozare, echinoderme, spiculi de spongieri calcitizați, precum și foraminifere: *Orbitoides* aff. *tissoti* (SCHLUMBERGER), *Siderolites* sp., *Quinqueloculina* sp., Rotalliide. Numeroase forme sănt diagenizate de pirită. Cimentul este marno-calcaros, fin, brun și în cantitate destul de mică.

Prin intermediul unor calcare microdetritice cu elemente de cuartite, granule de cuarț, plagioclazi și fragmente de melobeziee, briozare și foraminifere, prinse într-un ciment calcitic cu aspect mozaical, se trece la calcare marnoase fine, brune, cu puține granule de cuarț corodat de calcit, cu glauconit, precum și spiculi de spongieri (cca 10%) calcitizați, globigerine și cocolithoforidee. Genurile *Orbitoides* și *Siderolites* indică o vîrstă senonian-superioară (Campanian și Maestrichtian) pentru marnele de ciment din această regiune.

În valea Cuejdiului, în amonte de gura văii Runcului, într-o brecie organogenă care stă în contact cu Șisturile negre (orizontul cu lidiene), am găsit mai multe exemplare de *Bournonia* sp. care reprezintă Radioliți de dimensiuni mici (2—4,5 cm) ce trăiau în colonii în care indivizi se mulau reciproc. În același loc am găsit un fragment de inoceram care prezintă afinități cu *I. salisburgensis* FUGG.-KASTN.

Sedimentarea depozitelor senonian — superioare din această regiune a avut loc în apropierea unei zone ridicate (cutare embrionară). În această zonă s-a dezvoltat



o faună litorală constituită din rudiști și ostreide, al căror detritus a fost transportat pe pantă și redepus sub formă de brecii intraformatiionale care se interstratifică cu marno-calcare pelagice cu globigerine, care indică un facies liniștit de mare mai adâncă. Exceptând partea nordică a anticlinalului Horaița—Doamna, unde orizontul marnelor de ciment stă peste conglomeratele de Horăicioara, în restul anticlinalului Cuejdiu (bazinul văii Doamna) acest orizont stă direct peste orizontul cu lidiene sau orizontul calcarelor cu siliciferi (Sisturi negre). Mai mult, în conglomeratele senonian — superioare există fragmente de Șisturi negre remaniate, care ar presupune o aşezare discordantă. Situația actuală este însă complicată de diapirismul Șisturilor negre. Menționăm de asemenea că în capătul nordic al anticlinalului, unde există o succesiune mai completă a Cretacicului superior și tranziție spre Șisturile negre, Senonianul superior prezintă un facies normal, apropiat de cel din Pînza medio-marginală, fără conglomerate și brecii. Și aici se găsesc remaniate fragmente din rocile seriei Șisturilor negre în conglomeratele de Horăicioara și acest fapt necesită poate o altă explicație decât aceea a unei simple aşezări discordante a acestor conglomerate. Detritusul de roci verzi și de Șisturi negre, ultimele provenite poate dintr-un prag submarin (diapirism sinsedimentar), a fost transportat probabil cu ajutorul unor curenți puternici și depus într-o zonă mai profundă, printre depozitele fine de fliș calcaros ale Cretacicului superior. Acești curenți sunt răspunzători și de remanierea intraformatiională a rocilor abia depuse. Grosimea vizibilă a orizontului marnelor de ciment variază de la 60—80 m în valea Cuejdiului, pînă la 150 m în bazinul văii Țiganca. Uneori, din cauza laminațiilor tectonice din zona axială a anticlinalului, grosimea acestui orizont este de numai cîțiva metri. Orizontul marnelor de ciment din această zonă este echivalent cu orizontul inferior al Stratelor de Hangu (Stratele de Hangu inferioare) din Pînza medio-marginală, separate de T. JOJA (1952). Spre deosebire de Stratele de Hangu inferioare tipice, orizontul marnelor de ciment din regiunea studiată de noi cuprinde mai puține intercalații de gresii calcaroase cenușii, avînd în schimb intercalații de conglomerate și brecii cu elemente verzi. Prin compoziția litologică și poziția stratigrifică, orizontul marnelor de ciment este echivalent marnelor cu *Baculites* din Pînza de Skole.

*Stratele de Hangu superioare.* Prezența acestor strate în valea Cuejdiului a fost arătată de S. PAULIUC (1952), care a recunoscut cele două orizonturi ale stratelor de Hangu separate de T. JOJA (1954). În ultimul timp s-a arătat, pe baze micropaleontologice, că Stratele de Hangu superioare aparțin Danian-Paleocenului (T. JOJA și colab.), iar L. IONESII (1961) le-a atribuit Paleocenului și Ypresianului.

Stratele de Hangu superioare au aici o grosime de cca 100 m și urmează în continuitate de sedimentare peste marnele de ciment (= Stratele de Hangu inferioare). Ele sunt formate dintr-o succesiune ritmică de gresii calcaroase cu stratificație gradată și din marne cenușii. Ritmurile componente ale acestui orizont au grosimi medii de 0,5—1 m. Fiecare ritm începe cu o gresie calcaroasă cenușie închisă, în strate



de 5—40 cm, microconglomeratică la partea inferioară a stratului, care, spre partea superioară a stratului, trece gradat la marno-calcare fine, uneori în plăci, cu multe fucoide mici. Uneori stratele de gresie calcaroasă au grosimi de 2—3 m (valea Cuejdiului în amonte de gura pârâului Runcu), iar la sud de valea Cuejdiului, în pârâul Măngălăriei, aceste roci devin conglomeratice, având elemente de șisturi verzi, calcare pseudoolitice cu fragmente de *Aptychus*, spiculi de spongieri și *Globochaeta alpina* (după D. PATRULIU), precum și fragmente de briozoare, melobezie, lamelliibranchiate și foraminifere. Partea pelitică a ritmului constă din argile și marne cenușii, în plăcuțe, dispuse în strate de 50—60 cm pînă la 2 m și cu intercalării subordonate de strate subțiri de calcare cenușii. Microfauna din aceste strate, analizată de M. TOCORJESCU și V. COSMA, indică partea superioară a Paleocenului.

*Eoceneul.* Succesiunea orizonturilor în Eocenul de aici a fost intuită de I. ATANASIU (1939) și apoi a fost descrisă în detaliu de C. OLTEANU (1952). Ultimul cercetător a distins următoarele orizonturi: în bază o brecie organogenă calcaroasă, peste care urmează marne și gresii verzi, pe care le compară cu Stratele de Straja (după terminologia lui, Strate de Tisaru) din valea Bistriței, apoi marno-calcare nisipoase, calcare de Pasieczna, marne verzi și roșii și Strate de Biserici. Ulterior Eocenul de aici a fost studiat de S. PAULIU (1952), T. FILIMON și A. DAMIAN (1958), ȘT. ALBU și E. ALBU (1958), care păstrează, în linii mari, aceeași orizontare. În cercetările noastre nu am întîlnit o brecie calcaroasă organogenă la baza Eocenului. Am găsit brecii organogene intercalate în marnele de ciment senonian — superioare, apoi la partea superioară a Stratelor de Lepșa și uneori în Eocenul inferior. Succesiunea depozitelor atribuite de noi Eocenului este următoarea: în baza Eocenului apare un nivel de argile și gresii verzi-albăstrui, peste care urmează un orizont de gresii și argile verzi, apoi calcarele de Pasieczna, care suportă argile și marne roșii și verzi (Strate tip Plop) și Stratele de Biserici.

*Nivelul de argile și gresii verzi-albăstrui.* În baza depozitelor atribuite Eocenului apare un nivel gros de 20—25 m, format dintr-o succesiune de ritmuri de gresii cuarțitice și argile verzi-albăstrui. Gresile din baza ritmurilor sunt cuarțitice, sticioase, cu hieroglife și cu laminație oblică de curent, adesea cu stratificație gradată. Grosimea stratelor este de 5—10 cm, iar culoarea rocii este verde, verde-albăstruie. Se mai întâlnesc intercalării de conglomerate și brecii cu elemente verzi, adesea vacuolare.

La microscop gresile cuarțitice apar constituite din granule de cuarț de origine metamorfică (cca 75%); roca aparține seriei oligomictice. Glauconitul granular formează cca 3% din rocă.

Argilele din partea superioară a ritmurilor sunt verzi, verzi-albăstrui, mai rar ușor brun-roșiatice, predominând față de gresii. Stratele au grosimi de 10—60 cm. În valea Runcului există o trecere gradată între aceste strate și Stratele de Hangu superioare. La S de valea Bistriței aceste strate stau discordant peste marnele de



ciment. Pe pîrîul Gliguța și pîrîul Jgheabul Mare de la S de valea Bistriței, argilele verzi din acest nivel conțin galeți de Șisturi verzi, calcare, roci cretacic — superioare și șisturi negre. Stratele descrise mai sus reprezintă un corespondent al Stratelor de Straja din Pinza medio-marginală, față de care se deosebesc prin raritatea sau absența intercalărilor de argile roșii. În bazinul văii Cuejdiului și mai la N, acest nivel se aseamănă mult litologic cu orizontul de gresii și argile verzi de deasupra, astfel că nu se pot separa și de aceea au fost cartate împreună. La S de valea Bistriței însă, limita superioară dintre acest nivel și Stratele de Jgheabul Mare apare destul de netă.

*Orizontul de gresii și argile verzi.* Acest orizont, gros de cca 100 m în valea Cuejdiului, este format dintr-o alternanță de gresii și argile verzi. Gresiile sunt cuarțoase-calcaroase sau numai cuarțoase, de culoare verde, uneori verzuie-vînătă, fiind dispuse în strate adesea de 4—10 cm grosime, uneori cu aspect masiv, amintind Stratele de Jgheabul Mare. Aceste gresii au frecvent laminație de curent, iar în masa rocii sunt uneori diseminați galeți de roci verzi și lentile mici de silex. Adesea apar intercalării de conglomerate mărunte verzi.

Sub microscop, gresiile verzi prezintă o masă fină calcaroasă-silicioasă, în care se găsesc fragmente de radiolari, spiculi de spongieri din calcedonită, Rhabdospaere, multe Globigerine și alte foraminifere. Se observă și numeroase granule subangulare de cuarț, aproape echigranulare, precum și glauconit globular (cca 8%).

Orizontul de gresii și argile verzi se coreleză cu Stratele de Jgheabul Mare separate de C. OLTEANU (1953) în bazinul văii Doamnei. Stratele de Jgheabul Mare sunt constituite din gresii calcaroase silicioase verzui, brune sau cenușii-verzui, foarte dure, cu noduli de silex, prezentându-se în strate groase, cu aspect uneori masiv, care au intercalării subordonate de argile verzi. Uneori aceste gresii au intercalării de calcare microconglomeratice cu numuliți, aşa cum este cazul în vîrful dealului Cernegura (sud de Piatra Neamț), pîrîul Groapa Adîncă și dealul Piatra Șoimului (valea Calului). Orizontul de gresii și argile verzi din valea Cuejdiului și Stratele de Jgheabul Mare sunt echivalente cu Stratele de Sucevița descrise de T. JOJA.

*Calcarele de Pasieczna.* Aceste calcare formează un nivel constant, gros de 15—25 m, în partea mijlocie a Eocenului. Calcarele de Pasieczna sunt de culoare cenușie deschisă, verzuie sau bej, albicioase pe fețele expuse, fiind foarte fine (aspect sublitografic) și cu lentile mici de silex. Stratele de calcare au grosimi de 10—30 cm și alternăză regulat cu marne verzui, în strătulete de 3—10 cm.

Sub microscop, calcarele de Pasieczna prezintă o masă microcristalină de calcit, în care se găsesc spiculi de spongieri (25%—30%), unii conservați în calcedonie și opal, cei mai mulți calcitizați. Se mai disting fragmente de foraminifere calcaroase mici, coccolitoforide, apoi granule de glauconit și granule de cuarț cu conture neregulate, corodate de calcit, unele avînd extincție ondulatorie.

Între calcarele de Pasieczna și Stratele de Jgheabul Mare din bazinul văii Doamnei (sud de rîul Bistrița) se intercalează un banc de 5—6 m de gresie albă, calcaroasă,



masivă, cu aspect exterior asemănător cu gresia de Kliwa. Această gresie a fost cunoscută și de C. OLTEANU. În valea Cuejdiului și mai spre nord nu am întâlnit această gresie.

*Orizontul argilelor roșii și verzi.* Orizontul argilelor roșii și verzi are o grosime de 15—30 m, rareori 80 m, și este format dintr-o succesiune ritmică de gresii fine și argile roșii și verzi. Un ritm din acest orizont are în bază o gresie cenușie-verzui, calcaroasă, slab silicioasă, dispusă în strate de 1—5 cm. În partea superioară a stratului, gresia aceasta trece la un marno-calcar verzui, albicioasă în alterație, cu fucoide mici. Partea superioară și principală a ritmului este formată din argile verzu și roșietice, dispuse în strate de 15—30 cm. Microfauna din aceste strate, analizată de V. COSMA, indică o vîrstă eocen-medie.

*Stratele de Bisericani.* Stratele de Bisericani de la partea superioară a Eocenului reprezintă o serie monotonă, groasă de 400—500 m, formată din argile și marne cenușii, cenușii-verzui, albicioase în alterație. De asemenea, se întâlnesc lentile mari de 1—2 m de marno-calcare sideritice, precum și strate lenticulare subțiri de marno-calcare sideritice, cenușii, brune în alterație. Rareori apar galeti de roci verzi diseminați în pelite. Pelitele din Stratele de Bisericani conțin rare intercalații de gresii cenușii, dispuse în strate de 2—5 cm. La partea superioară a acestor strate se dezvoltă un pachet gros de 10—20 m în care gresile cenușii apar frecvent. Imediat sub gresia de Lucăcești se întâlnește o argilă neagră nisipoasă, bituminoasă, masivă, uneori cu lentile de marno-calcare sideritice. Argila bituminoasă formează un nivel litologic constant, gros de 5—10 m. În valea Cuejdiului (în dreptul satului Cuejdiu) și în cursul inferior al pârâului Runcului această argilă are intercalații de gresii albe și verzu, cuarțoase, cu glauconit, care sunt dispuse în strate de 0,5—1,5 m.

*Gresia de Lucăcești.* Această gresie alcătuiește un orizont gros de 5—15 m, care se întâlnește în mod constant peste stratele de Bisericani, în zona de tranziție la depozitele oligocene. După L. IONESI (1961), gresia de Lucăcești aparține Eocenului superior, conținând numuligi. În compoziția acestui orizont intră gresii albe cuarțoase de tipul gresiei de Kliwa, cu intercalații de șisturi disodilice și uneori intercalații de marne cenușii de tipul Stratelor de Bisericani.

*Oligocenul.* Depozitele oligocene din această regiune au fost orizontate de C. OLTEANU (1952), care a recunoscut orizonturile clasice din această serie, exclusiv menilitele superioare.

În cuprinsul Oligocenului am separat următoarele orizonturi: menilite inferioare și marne brune bituminoase, șisturi disodilice inferioare și gresia de Kliwa, șisturi disodilice și menilite superioare. Oligocenul se încheie cu Stratele de Gura Șoimului.

*Menilitele inferioare și marnele brune bituminoase.* În baza acestui orizont se întâlnește un pachet de 6—8 m de menilite inferioare negrioase, în plăci de 1—2 cm,



care au intercalații milimetrice de șisturi disodilice și de gresii cuarțoase, alb-cenușii. Peste menilitele inferioare urmează marnele calcaroase bituminoase, care au o grosime de 15—20 m.

*Orizontul șisturilor disodilice inferioare și al gresiei de Kliwa.* Tratăm împreună orizontul șisturilor disodilice inferioare și orizontul gresiei de Kliwa, deoarece uneori aceste două orizonturi nu se pot separa. Deobicei peste marnele brune bituminoase se întâlnesc un banc de 5—6 m de gresie de Kliwa cu multe fragmente de roci verzi. Peste acest banc urmează o succesiune de cîțiva zeci de metri de șisturi disodilice, care au intercalații subțiri de gresie de Kliwa, urmând apoi orizontul cu gresie de Kliwa în strate groase pînă la 3—4 m, cu intercalații subordonate de șisturi disodilice.

Din cauza laminărilor tectonice, grosimea acestor două orizonturi în flancul invers al cutei Horaița—Doamna este de numai 80—100 m. Menționăm de asemenea că în valea Runcului, valea Almașului și Pîrîul lui Malai, stratele de disodile și gresie de Kliwa contin galeți de șisturi verzi și intercalații de conglomerate cu elemente verzi. Aceste conglomerate invadăază mai întîi Oligocenul, începînd de la marnele brune bituminoase, și apoi Miocenul inferior (O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ, 1962).

*Orizontul șisturilor disodilice și al menilitelor superioare.* Șisturile disodilice superioare, deobicei cu mulți solzi de pești, au o grosime de cîțiva zeci de metri. Ele cuprind uneori intercalații marnoase, fine, cenușii-verzui sau brune. Menilitele superioare sunt brune, rubanate și au o grosime de numai 3—4 m. Stratele de Gura Șoimului, care urmează peste menilitele superioare, sunt formate din conglomerate și gresii verzi, cu intercalații subordonate de șisturi de tip disodilic (valea Cuejdiului).

*M i o c e n u l.* În valea Cuejdiului, la gura pîrîului Țiganca, apare o brecie argiloasă cenușie cu vine de gips și cu elemente de gresii verzi friabile, marne verzu și cenușii. Această brecie, care aparține Formațiunii salifere inferioare, alcătuiește aici umplutura sinclinalului de Oligocen din dealul Piatra Șoimului. Brecii asemănătoare salifere apar și în satul Cuejdiu, la gura pîrîului Cicloaiei, unde stau în succesiune inversă sub menilitele superioare și Stratele de Gura Șoimului. Mai spre N, în valea Almașului, Formațiunea saliferă inferioară este invadată de gresii și conglomerate verzi (conglomeratele de Almașu inferioare) (O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ, 1962).

Rocile verzi remaniate și conglomeratele miocen-inferioare și oligocene de la Almașu-Cuejdiu sunt constituite în majoritate din cuarțite verzi cloritice, unele avînd cristale cubice de pirită, apoi din șisturi cuarțitice verzi, șisturi verzi satinate și mai rar micașisturi. Rocile verzi de tip epizonal, care predomină între elementele conglomeratelor, sunt asemănătoare cu cele care formează seria inferioară a Șisturilor verzi (Dobrogea centrală), ce apare la zi începînd de la Ceamurlia de Sus pînă la Canat-Calfa și Dorobanțu, stînd peste șisturile cristaline mesozonale. Nu am găsit niciodată remaniate roci slab metamorfozate din seria mijlocie și superioară a Șisturilor verzi, cum ar fi grauwackele sau pelitele zonate (cu microritmuri).

## T e c t o n i c a

Flișul cretacic dintre Cuejdiu și pîriul Horăchioara apare în nucleul unei cute anticlinale, cuta Horaița-Doamna, cunoscută încă din lucrările lui S. ATHANASIU, G. MACOVEI și I. ATANASIU (1927), precum și I. ATANASIU (1939). Partea superioară a acestei cute, formată din depozite paleogene, este culcată spre E peste depozitele miocene, care se răstoarnă dînd un fals anticlinal (anticlinalul fals Almașu).

Cuta Horaița—Doamna reprezintă structura cea mai ridicată a flișului parautohton din valea Bistriței, în nucleul căreia apare un facies extern al Cretacicului din geosin-clinalul flișului, reprezentat prin depozite euxinice în Cretacicul inferior și un fliș calcaros în Cretacicul superior. Această structură este situată la exteriorul flișului parautohton (unitatea externă a flișului), la contactul cu molasa miocenă din avantfosă.

Cercetările geologice de suprafață și rezultatele forajelor de la Piatra Neamț au demonstrat pînă acum o încălecare de cel puțin 4 km a flișului parautohton peste molasa miocenă. Prin această ampioare de încălecare, cuta Horaița—Doamna se apropiie de o pînză de acoperire, care reprezintă de fapt o cută culcată de dimensiune mare. Menționăm însă că flancul invers al cutei este în mare parte laminat, iar o succesiune mai completă a orizonturilor se întâlnesc numai în părțile superioare ale cutei (vezi figura).

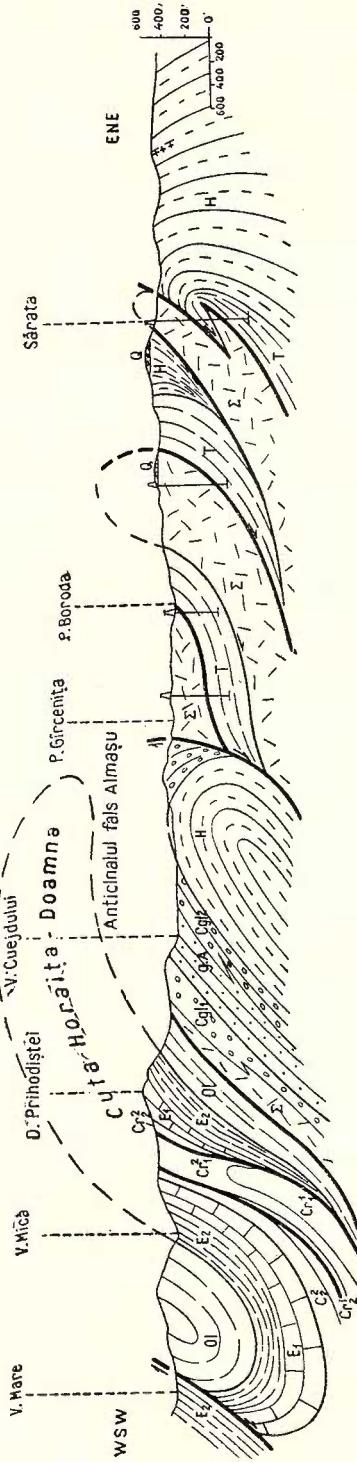
O laminare importantă a flancului invers se observă în valea Cuejdiului, unde orizontul inferior al Șisturilor negre vine în contact tectonic cu stratele de Bisericani. Această laminare explică situația din sonda din valea Doamnei unde, la un nivel și mai profund al cutei, s-au întâlnit depozite miocene stînd direct sub depozitele flișului cretacic.

La N de valea Cuejdiului, în dealul Țiganca, la un nivel superior al cutei, falia din flancul invers aduce în contact tectonic stratele de Lepșa cu Eocenul inferior, iar la N de valea Almașului, în zona periclinală a cutei, se întâlnesc o succesiune inversă completă a Cretacicului și Paleogenului, însă multe orizonturi sunt subțiate.

La N de valea Cracăului, contactul dintre flișul parautohton și molasa miocenă este tectonic. Probabil că această falie se continuă și spre S, la limita dintre depozitele oligocene și cele miocen-inferioare, manifestându-se printr-o subțiere și uneori chiar o laminare a orizonturilor Oligocenului. Astfel, Oligocenul din flancul invers al cutei are o grosime de numai 100–150 m (valea Cuejdiului), întâlnindu-se însă totuși toate orizonturile componente. Falia principală de încălecare a flișului parautohton peste Miocenul avantfosei se află la exteriorul anticlinalului fals Almașu. Miocenul de la Almașu aparține flancului invers al cutei Horaița—Doamna.

Laminări importante ale Cretacicului și Eocenului se găsesc și în flancul normal al cutei Horaița—Doamna, în pîriul Tisei și valea Cuejdiului. Astfel, în pîriul situat între valea Runcului și pîriul Tisei, Stratele de Hangu superioare au numai 20 m,





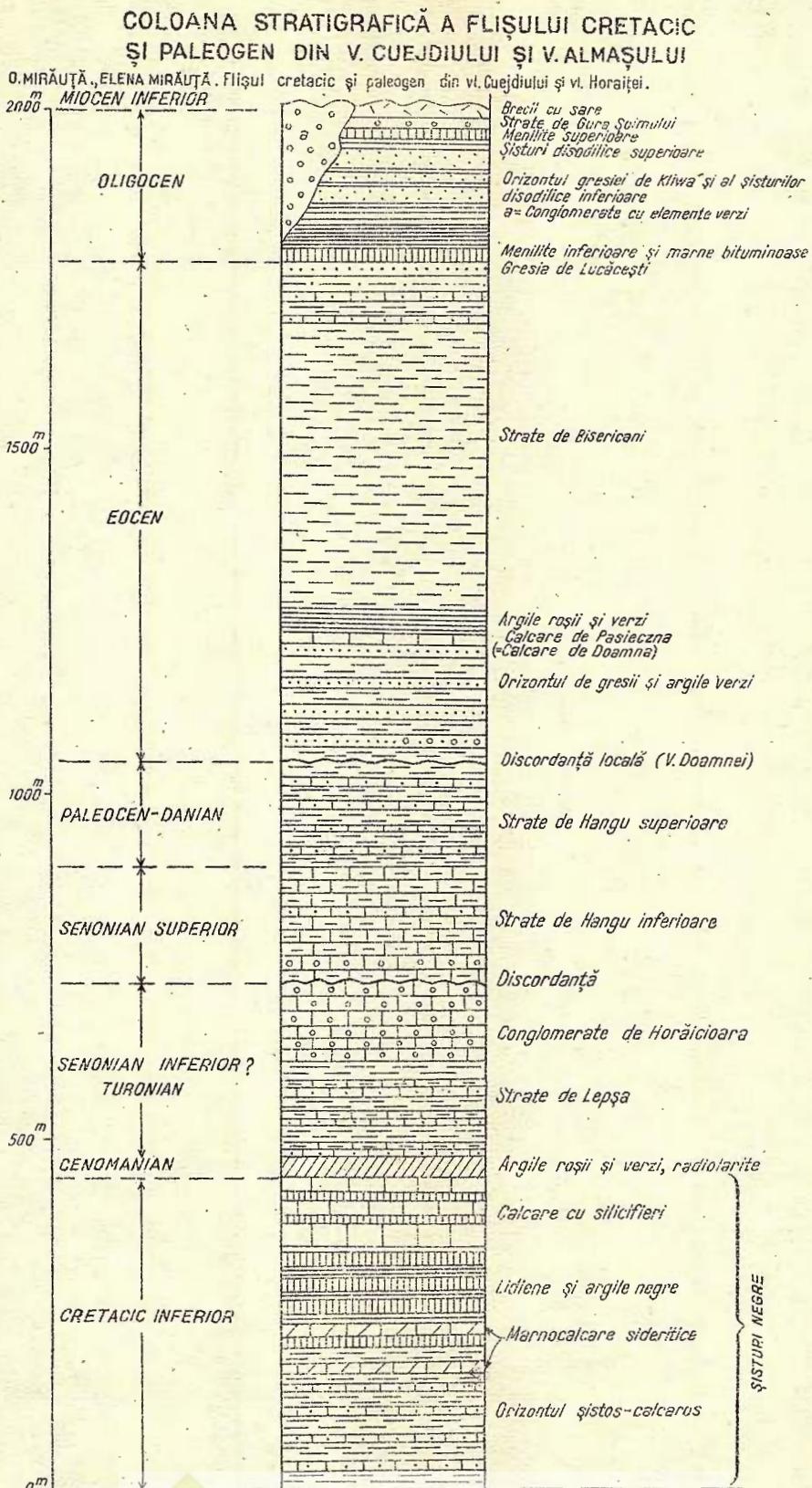
Secțiune geologică de ansamblu prin cota Horaia—Doamna.

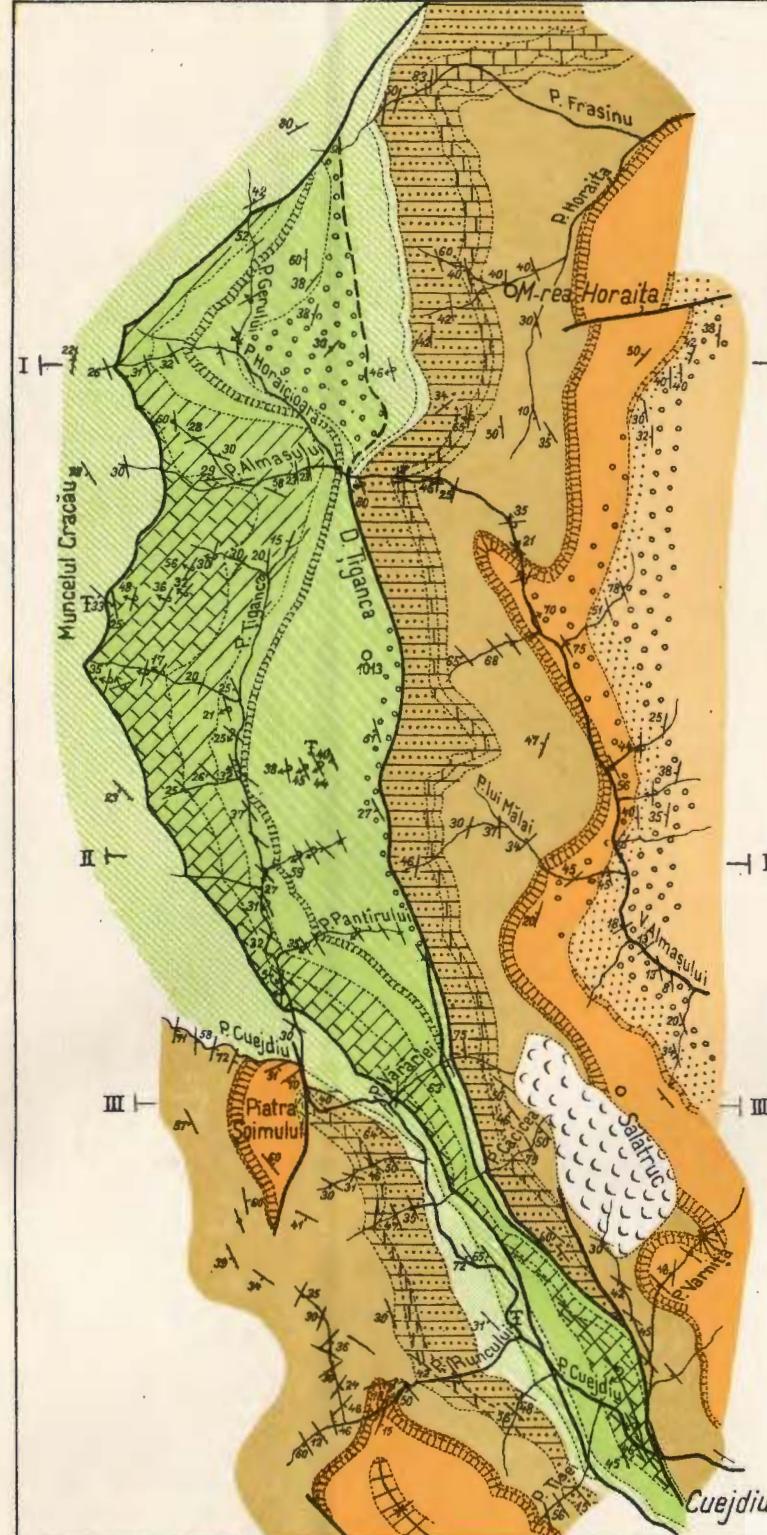
$Cr_1$ , șisturi negre ( $Cr_1^1$  = orizontal șistos-calcaros;  $Cr_1^2$  = orizontal cu lidiene;  $Cr_1^3$  = calcarele cu silificieri);  $Cr_2^1$ , strate de Lepsă;  $Cr_2^2$  strate de Hangu;  $E_1$ , Eocen inferior;  $E_2$ , Eocen superior (strate de Bisericani);  $Ol$ , Oligocen;  $\Sigma$ , formațiunea saliferă inferioară;  $T$ , strate de Tescanii;  $Cgl. 1$ , conglomerate de Almașu inferioare;  $g$ ,  $A$ , gresie de Almașu;  $Cgl. 2$ , conglomerate de Almașu superioare;  $H$ , orizontul cenușiu;  $Q$ , cuaternar.

# COLOANA STRATIGRAFICĂ A FLIȘULUI CRETACIC ȘI PALEOGEN DIN V. CUEJDIUULUI ȘI V. ALMAȘULUI

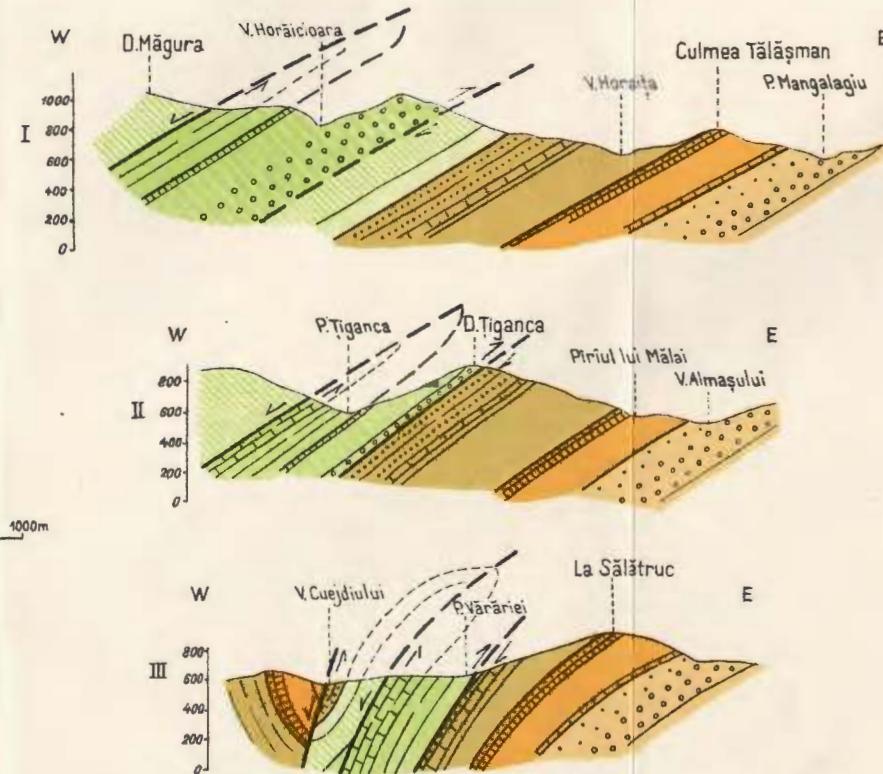
O. MIRĂUȚĂ, ELENA MIRĂUȚĂ. Flișul cretacic și paleogen din v. Cuejdilului și v. Horaiței.

**MIOCEN INFERIOR**





## O. MIRĂUȚĂ - ELENA MIRĂUȚĂ HARTĂ SI PROFILE GEOLOGICE ÎN REGIUNEA CUEJDIU - HORAITA



<b>CUATERNAR</b>	a. Conuri de dejetie b. Deluvii c. Aluvioni
<b>MIOCEN INFERIOR</b>	a. Brechi cu sare b. Gresii verzi c. Conglomerate verzi Sisturi disodilice și menitite superioare Strate de Gura Sfîntului Sisturi disodilice inferioare și gresie de Kliwa Menitite inferioare și marne brune Gresie de Lucăcesti
<b>OLIGOCEN</b>	Strate de Biserican Orizontul argilelor roșii și verzi Calcare de Pasieczna Orizontul de gresii și argile verzi
<b>EOCEN</b>	

### LEGENDA

<b>PALEOCEN- DANIAN</b>	Strate de Hangu superioare	— Falie
<b>SENONIAN SUPERIOR</b>	Strate de Hangu inferioare (Marne de ciment)	— Ax de anticlinal deversat
<b>SENONIAN INFERIOR</b>	Conglomerate de Horăicioara	— Ax de sinclinal
<b>TURONIAN</b>	Strate de Lepsă	/ / / Posiția străzilor a. normală b. verticală c. răsturnată
<b>CENOMANIAN</b>	Sisturi vărgate	: : : Conglomerate
<b>CRETACIC INFERIOR</b>	Orizontul calcarelor cu silicificeri Orizontul cu lidiene Orizontul găsișos-calcaros	<p>• Punct fosilifer</p> <p>II — Direcția profilelor</p>
		<b>Sisturi negre</b>

iar Eocenul inferior are 10 m grosime. În valea Cuejdiului, la gura pîrîului Varnița, Stratele de Hangu superioare brecificate au numai 10—15 m grosime.

În valea Cuejdiului, între pîrîul Varnița și satul Cuejdiu (și în valea Bistriței), zona axială (de rădăcină) a cutiei apare foarte îngustă (200—500 m) și redresată, fiind constituită din Șisturi negre care apar diapir. Din cauza reducerilor tectonice, toate grosimile formațiunilor date în această lucrare sunt aproximative.

Falia de pe flancul vestic al Șisturilor negre devine, în bazinul văii Tiganca, o falie axială, în lungul căreia flancul normal al cutiei este căzut. Aceasta este o falie normală cu o mare săritură, aducînd în contact orizontul inferior al Șisturilor negre din nucleul cutiei anticlinale cu marnele de ciment din flancul normal.

Pe flancul vestic al cutiei Horaița—Doamna, în dealul Piatra Șoimului, se individualizează un sinclinal cu flancul estic faliat. În umplutura acestui sinclinal, peste depozitele oligocene, se aşază brecii cu sare. Spre sud, după o ridicare axială, sinclinalul cu depozite oligocene apare din nou în valea Runcului, de unde se continuă prin Bîrca lui Călin pînă la Mînăstirea Bistrița.

#### BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Contributions à la stratigraphie et la tectonique du flysch marginal moldave. *Ann. sci. Univ. Jassy*, II-ème partie, XXV, fasc. 1, Iași 1939.
2. ATHANASIU S., MACOVEI G., et ATANASIU I. La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. *Ass. Avanc. Géol. Carp.*, II-ème réun. Roumanie. Guide des Excurs. 1927.
3. BĂNCILĂ I. Geologia Carpaților Orientali. Ed. Șt., București, 1958.
4. DUMITRESCU I. Studiu geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, 1952.
5. DUMITRESCU I. Foaia Bîrsești, sc. 1: 100.000, 1958.
6. FILIPESCU M. G. Étude pétrographique des couches de Tisaru et considérations stratigraphiques résultant de cette étude. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XX, 1935.
7. FILIPESCU M. G., DRĂGHINDĂ L., MUTIHAC V. Contribuționi la orizontarea și stabilirea vîrstei Șisturilor negre din zona mediană a flișului Carpaților orientali. *Comun. Acad. R.P.R.*, II nr. 9—10, București, 1952.
8. IONESI L. Geologia regiunii Gura Humorului—Poiana Micului. *An. Șt. Univ. din Iași* (Ş. N.), Secț. II, VII/2 (1958), 1961.
9. JOJA T. Cercetări geologice între valea Rîșca și valea Agapiei. *An. Com. Geol.* XXIV, București 1952.
10. JOJA T. Structura geologică a flișului dintre Cracăul Alb și Cracăul Negru. *D. S. Com. Geol.* XXXIX (1951—1952), București 1955.
11. JOJA T. Contribuționi la cunoașterea stratigrafiei și tectonicei flișului extern din jurul comunei Brodina și de la fundul pîrîului Putna. *Bul. Inst. Petrol, Gaze, Geol.* VI, București, 1960.



12. KOKOSZYNKA B. Stratigraphy of the Lower Cretaceous in the Northern Flysch Carpathians. *Panstw. Geol. Prace*, 6, Warszawa 1949.
13. KSIAZKIEWICZ M. The Cretaceous of the Polish Carpathians. *Congr. Geol. Int.*, XX-e Sess. Mexico (1956), 1959.
14. MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. Faciesurile și tectonica molasei miocene din regiunea Almașu. *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962) (sub tipar).
15. OLTEANU C. Cercetări geologice între V. Bistriței, P. Cuejdiului și P. Pîngăračiorul (Neamț). *D. S. Com. Geol.*, XXXVI (1948—1949), București 1952.
16. OLTEANU C. Revizuire geologică la sud de V. Bistriței. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949—1950), București 1953.
17. PAPIU V. C. Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Șt., București, 1960.
18. SUJKOWSKI Zb. Badania serii szpockiej nad Czeremoszem. *Pos. Nauk. P. I. G.* no. 41, 1935.

## МЕЛОВЫЙ ФЛИШ И ПАЛЕОГЕН ДОЛИН КУЕЖДИУЛУЙ И ХОРАИЦЕЙ

ОРЕСТ МИРЭУЦЭ, ЕЛЕНА МИРЭУЦЭ

(Краткое содержание)

Авторы приводят вклады в связи с подразделением на горизонты и пласты внешнего мелового флиша и палеогена между долинами Куеждиулуй и Хорайца (к С от долины Бистрица) Восточных Карпат.

Нижний мел этой зоны представлен черными сланцами, в которых были выделены три горизонта: — нижний сланцево-известняковый, мощностью в 150—200 м, будучи сформирован из ритмического чередования разновидностей пород флиша из серых известняковых песчаников и серых битуминозных аргиллитов, а в верхней своей части, содержащих и сидеритовые мергеле-известняки; — срединный с трепелом (100 м), который содержит черноватые битуминозные сланцы, очень часто, окремнённые, затем сидеритовые мергеле-известняки и, в особенности, — трепеловые; — верхний горизонт черных Сланцев, составлен из известняков с окремнёнными нарушениями (60—100 м), спонголитового типа, параллельными стратификации. Этот (последний) горизонт является эквивалентным глауконитовому горизонту песчаников, более внутренних зон флиша и силекситам Микушевича Польских Карпат.

Верхний мел начинается полосатыми сланцами (сеноман 20 м), залегающими над верхним горизонтом чёрных Сланцев, будучи сформированы



из зеленых красноватых и черных аргиллитов с прослойками зеленых радиолярит. Эти пласти — аналогичны полосатым сланцам Польских Карпат.

Над полосатыми сланцами следует известняковый флиш (150 м), составленный из известняковых песчаников, мергеле-известняков и зеленых и красноватых мергелей, идентичных Пластам Лепша-Вранча. Пласти Лепша подстилают конгломератам В. Хорэчиоара, мощностью, приблизительно, в 100 м (конгломераты Хорэчиоара), будучи выделены автором впервые в этой работе.

Цементные мергеля (нижние пласти Хангу 150 м) этого района сформированы из известняковых мергелей с фукоидами и брекчиями с интраформационными переустройствами и с зелеными элементами и органогенными обломочными породами (фрагменты *inocerami*, *ostreide*, *briozoria*, *melobesie*. Встреченные фораминиферы (*Siderolites*, *Orbitolites*) указывают на верхний сенонский возраст. В этих пластах авторами были выявлены несколько экземпляров радиолит (*Bournonia*).

Верхние пласти Хангу (датский ярус — палеоцен 100 м) содержат типичные флишевые отложения, будучи образованы из последовательностей в 0,5 м — до 1 м известняковых серых песчаников и серых мергелей.

Эоцен начинается горизонтом мощностью более 100 м, состоящим из чередования кварцитовых песчаников и зеленых глин, над которыми следуют известняки Пасична (20 м) и красные и зеленые глины (пласти типа Плопу 30 м). Верхний эоцен составлен из Пластов Бисерикань (500 м), представляющих однообразную серию глин и серых мергелей.

Олигоцен содержит классические горизонты, выделенные в этом районе К. Олтяну (1952), а именно: песчаник Лукэчешть, нижние менилиты и бурые битуминозные мергеля, дизодиловые сланцы и песчаники Клива, верхние дизодиловые сланцы и верхние менилиты, Пласти Гура Шоймулуй. В бассейне долины Алмашул олигоценовые и нижнемиоценовые отложения замещены конгломератами и зелеными песчаниками.

Меловый и палеогеновый флиш между дол. Куеждиулуй и р. Хорэчиоара выходит на дневную поверхность в ядре антиклинальной складки, опрокинутой к В. Эта структура принадлежит внешней (окрайней) единице флиша центральной Молдовы. В осевой зоне этой складки, в заключении, были выявлены автором сплющивания, как нормального, так и опрокинутового крыла. Западное крыло антиклинальной складки было подвергнуто нормальному сбросу, вдоль которого нижний горизонт черных Сланцев соприкасается по поверхности тектонического разрыва с верхним сеноном.

## LE FLYSCH CRÉTACÉ ET PALÉOGÈNE DE VALEA CUEJDIULUI ET VALEA HORAIȚEI

FAR  
O. MIRĂUȚĂ, E. MIRĂUȚĂ

(Résumé)

Ce travail représente une contribution à la séparation des horizons et à la stratomie du flysch externe crétacé et paléogène, entre Valea Cuejdiului et Valea Horaița (au N de Valea Bistriței) dans les Carpates Orientales.

Dans cette zone, le Crétacé inférieur est représenté par des schistes noirs dans lesquels on a séparé trois horizons: l'horizon inférieur, schisteux-calcaire, à 150-200 m d'épaisseur, formé par une alternance rythmique de flysch, à séquences de grès calcaires gris et d'argilites grises, bitumineuses et à la partie supérieure ayant aussi des marno-calcaires sidéritiques; l'horizon médian à lydites, (100 m) formé de schistes noirs, bitumineux, souvent silicifiés, puis de marno-calcaires sidéritiques et surtout de lydites; l'horizon supérieur des schistes noirs, formé de calcaires à accidents siliceux (60-100 m) de type spongolithique, parallèles à la stratification. Cet horizon est considéré l'équivalent de l'horizon des grès glauconitiques des zones internes du flysch ainsi que des silex de Mikuszowice des Carpates polonaises.

Le Crétacé supérieur commence par des schistes bariolés (Cénomanien) (20 m) qui reposent sur l'horizon supérieur des schistes noirs et sont constitués par des argilites vertes, rougeâtres et noires, à intercalations de radiolarites vertes. Ces couches ressemblent aux schistes bariolés des Carpates polonaises.

Les schistes bariolés sont surmontés par un flysch calcaire (150 m) constitué par des grès calcaires, des marno-calcaires et des marnes verdâtres et rougeâtres identiques aux Couches de Lepșa de la région de Vrancea. Dans Valea Horăcioara, les couches de Lepșa supportent environ 100 m de conglomérats (conglomérats de Horăcioara) séparés pour la première fois par les auteurs de cette étude.

Les marnes à ciment (Couches de Hangu inférieures) (150 m) sont formées de marnes calcaires à Fuccoides et de brèches à remaniements intraformationnels et à éléments verts et détritus organogène (fragments d'Inocérames, d'Ostréides, de Bryozoaires, de Mélobésiens). Les Foraminifères rencontrés (Sidérolites, Orbitolites) indiquent l'âge sénonien supérieur. Dans ces couches on a identifié plusieurs échantillons de Radiolites (Bournonia).

Les couches de Hangu supérieures (Danien-Paléocène) (100 m) comprennent des dépôts type de flysch, étant formés de séquences (rythmes) de 0,5 m jusqu'à 1 m d'épaisseur de grès calcaires gris et marnes grises.

L'Éocène commence avec un horizon de plus de 100 m d'épaisseur, constitué par une alternance de grès quartzitiques et d'argiles vertes, surmontées par les calcaires



de Pasieczna (20 m) et les argiles rouges et vertes (couches de type Plopă) (30 m). L'Éocène supérieur est constitué par les Couches de Bisericani (500 m) qui représentent une série monotone d'argiles et de marnes grises.

L'Oligocène comprend les horizons classiques séparés dans cette région par C. OLTEANU (1952), à savoir: le grès de Lucăcești, les ménilites inférieures et les marnes brunes bitumineuses, les schistes dysodiliques et le grès de Kliwa, les schistes dysodiliques supérieurs et les ménilites supérieures, les couches de Gura Șoimului. Dans le bassin de Valea Almașului, les dépôts oligocènes et miocènes inférieurs sont substitués par des conglomérats et des grès verts.

Le flysch crétacé et paléogène entre Valea Cuejdiului et Pîrul Horăchioara apparaît dans le noyau d'un pli anticlinal, déversé vers l'E. Cette structure appartient à l'unité externe (marginale) du flysch de la Moldavie centrale. Dans la zone axiale de ce pli on rencontre des laminages autant du flanc normal que du flanc inverse. Le flanc occidental du pli anticlinal est affecté par une faille normale le long de laquelle s'établit un contact tectonique entre l'horizon inférieur des schistes noirs et le Sénonien supérieur.





Institutul Geologic al României

STRATIGRAFIE

PROBLEMA LIMITELOR BERRIASIANULUI ÎN ZONA  
REȘIȚA — MOLDOVA NOUĂ<sup>1)</sup>

DE  
VASILE MUTIHAC

Cu prilejul unei comunicări recente referitoare la limita Jurasic/Cretacic în zona Reșița—Moldova Nouă (6), S. NĂSTĂSEANU, C. BOLDUR, I. STĂNOIU și A. STILLĂ au făcut cîteva observații critice cu privire la interpretarea dată profilului de pe valea Ciclova într-o lucrare anterioară a autorului (V. MUTIHAC 1959), precum și cu privire la localizarea punctului fosilifer cu faună berriasiană identificat de autor în această vale. Pornind de la aceste observații s-a prezentat o nouă interpretare a limitei Jurasic/Cretacic, care a fost figurată într-o schemă cu 8 coloane ilustrînd comparativ concepțiile diferiților cercetători. Această schemă este reprodusă în nota de față, (fig. 1), completată cu o nouă coloană în care sînt consemnate rezultatele obținute de autor în ultimul timp și cu reprezentarea la scară a diviziunilor litologice separate cartografic.

Cu prilejul comunicării menționate autorul și-a exprimat nedumerirea în ceea ce privește modul de reprezentare grafică a limitei Jurasic/Cretacic în schema comparativă și asupra felului cum este interpretată poziția punctului fosilifer de pe valea Ciclova conform cu datele din lucrarea amintită (V. MUTIHAC 1959); totodată autorul a anunțat că în viitorul apropiat va prezenta o comunicare cu noi precizuni în ceeace privește limitele Berriasianului din această zonă, deci și în ce privește limita Jurasic/Cretacic, pornind de la date de ordin paleontologic.

În cele ce urmează vor fi prezentate argumentele pe care se bazează autorul pentru delimitarea Berriasianului.

Odată cu constatarea continuății de sedimentare între Jurasic și Cretacic, încă de la primele cercetări efectuate în această regiune (J. KUDERNATSCH, 1857) s-a admis implicit și existența Berriasianului. Cercetătorilor ulteriori le rămînea să stabilească care anume depozite aparțin acestui etaj, ce trebuie să fie atribuit Valanginianului și care depozite reprezintă partea superioară a Portlandianului.

Considerațile făcute de AL. CODARCEA (1940) și cercetările întreprinse în ultimii ani de un colectiv destul de larg, sub îndrumarea lui GR. RĂILEANU, au adus treptat

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 15 februarie 1963.



contribuții substanțiale în această chestiune (GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU, V. MUTIHAC, 1957; V. MUTIHAC 1957—1959; GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU, AL. DINCA 1961; S. NĂSTĂSEANU, C. BOLDUR, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ 1963).

Printre primele rezultate ale acestui colectiv trebuie amintit faptul că s-a realizat separarea mai multor entități litologice în Jurasicul superior și Cretacicul inferior (GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și V. MUTIHAC 1957). Într-un stadiu mai avansat al lucrărilor s-a ajuns la descoperirea unei faune beriasiene bine conservate, cu forme caracteristice pentru stratotipul acestui etaj (Berrias), precum și la descoperirea unei faune caracteristice pentru Valanginian (V. MUTIHAC 1957). Cercetările au continuat

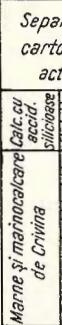
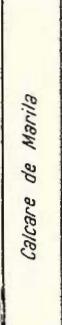
<i>Separării cartografice actuale</i>	1857 Kudernatsch	1888 Roth Telegd	1940 Al.Codăreasa	1957 Gr.Răileanu S.Năstăseanu V.Mutihac	1957-1959 V.Mutihac	1961 Gr.Răileanu S.Năstăseanu Al.Dincă	1963 S.Năstăseanu C.Boldur I.Stănoiu Al.Stilă	1963 V.Mutihac
<i>Marele și micul calcar de Crima</i>				<i>Neocomian</i>	<i>Valanginian</i>	<i>Barremian</i> ( <i>Urgonian</i> )	<i>Barremian</i> ( <i>Urgonian</i> )	<i>Barremian</i> ( <i>Urgonian</i> )
				<i>Neocomian inferior</i>	<i>Hauterivian</i>	<i>Barremian inferior</i>	<i>Hauterivian</i>	<i>Hauterivian</i>
					<i>Hauterivian</i>	<i>Valanginian</i>	<i>Valanginian</i>	<i>Valanginian</i>
<i>Calcare de Mariia</i>				<i>Malm superior</i>	<i>Cretacic inferior</i>	<i>Hauterivian (pro parte)</i>	<i>Berriasian</i>	<i>Berriasian</i>
						<i>Valanginian</i>	<i>Tithonic superior</i>	<i>Tithonic superior</i>
					<i>Tithonic</i>	<i>Berriasian</i>	<i>Tithonic superior</i>	<i>Tithonic superior</i>
<i>Calcare nodulase</i> <i>Calcare de Brădet</i>						<i>Tithonic</i>	<i>Portlandian (Tithonic)</i>	<i>Tithonic inferior</i>
						<i>Kimmeridgian superior</i>	<i>Tithonic inferior</i>	<i>Tithonic inferior</i>
							<i>Kimmeridgian superior</i>	<i>Kimmeridgian superior</i>
								<i>Kimmeridgian superior</i>

Fig. 1. — Schema comparativă a limitei Jurasic/Cretacic în interpretarea diferișilor cercetători.



și o nouă contribuție a fost adusă prin descoperirea unor forme caracteristice pentru Hauterivian (S. NĂSTĂSEANU 1961). Treptat, pe măsură ce noi faune erau identificate, s-a încercat datarea entităților separate, vîrsta acordată acestora variind firește în funcție de progresul ce s-a făcut în cunoașterea conținutului paleontologic al fiecărei entități litologice în parte, încît din modul cum au variat limitele etajelor în discuție se deduc diversele stadii de cunoaștere a statigrafiei acestei regiuni, inclusiv în ceea ce privește limitele Berriasianului.

Pentru că în lucrarea de față ne referim la limitele și vîrsta unora din entitățile litologice separate, reamintim pe scurt ordinea lor de succesiune.

Către partea superioară a Malmului se separă un pachet de strate reprezentat prin calcare noduloase cu accidente silicioase foarte caracteristice. Acestea au fost denumite calcarele de Brădet (GR. RĂILEANU și colaboratorii 1957) și în ele s-a găsit o bogată faună de ammoniți, printre care: *Perisphinctes contiguus* CAT., *P. transitorius* OPP., etc. (V. UHLIG 1881), la care s-a adăugat ulterior *Aspidoceras acanthicum* (GR. RĂILEANU 1957).

Deasupra calcarelor noduloase (de Brădet) urmează un pachet de calcar litografice de culoare gălbuiu, bine stratificate. Aceasta din urmă prezintă în bază intercalății foarte subțiri de marne șistoase, care spre partea lui superioară devin elementul predominant. Grosimea calcarelor litografice denumite calcare de Iudina (J. KUDERNATSCH 1857), iar mai recent calcar de Marila (GR. RĂILEANU și colaboratorii 1957) este 100—200 m. După cum am amintit, la partea superioară a pachetului de calcar în grosime de 100—250 m, se individualizează un pachet gros de 30—50 m, reprezentat printr-o alternanță de calcare litografice și marne. În acest pachet de strate s-au găsit formele: *Berriasella grandis* MAZENOT, *B. latecostata* KIL., *B. aff. incomposita* RET., *B. cf. boissieri* PICT., *Rhynchonella contracta* D'ORB. și *Belemnites* sp. (V. MUTIHAC 1957). Formele menționate fiind găsite pe valea Ciclovei autorul propune ca această alternanță de calcare litografice și marne să fie denumită stratele de Ciclova sau stratele cu Berriaselle.

În continuitate de sedimentare, peste stratele cu Berriaselle se dezvoltă un pachet de marne cenușii șistoase cu intercalății subordonate de marno-calcare, în grosime de 60—80 m și care au fost denumite marnele de Crivina (GR. RĂILEANU și colaboratorii 1957). În marnele de Crivina au fost găsite formele: *Bochianites neocomiensis* D'ORB., *Kilianella cf. lucensis* SAYN., *Leopoldia (Hoplities) cf. provincialis* SAYN., *Neocomites neocomiensis* (D'ORB.), *Neocomites eucyrtus* SAYN., *Valanginites bachelardi* SAYN. (V. MUTIHAC 1957).

Marnele de Crivina suportă o alternanță de calcar cu accidente silicioase sub formă de elipsoizi, în grosime de 30—40 m, în care s-au găsit forme caracteristice pentru Hauterivian (S. NĂSTĂSEANU 1961).

Acestea sunt entitățile litologice separate la partea superioară a Jurasicului și la partea inferioară a Cretacicului (fig. 2). După cum se observă din cele menționate,



toate entitățile litologice conțin o macrofaună pe baza căreia se pot trasa limitele stratigrafice, cu excepția calcarelor litografice, adică a pachetului cuprins între calcarele noduloase și baza stratelor cu Berriaselle. În aceste calcare nu s-au găsit decât rare exemplare de amoniți (Perisphinctidae), improprii pentru o determinare specifică. În schimb, aceste calcare conțin Calpionelle, a căror prezență observată de M. G. FILIPESCU a fost comunicată autorului încă din 1957 cînd pregătea lucrarea de disertație.

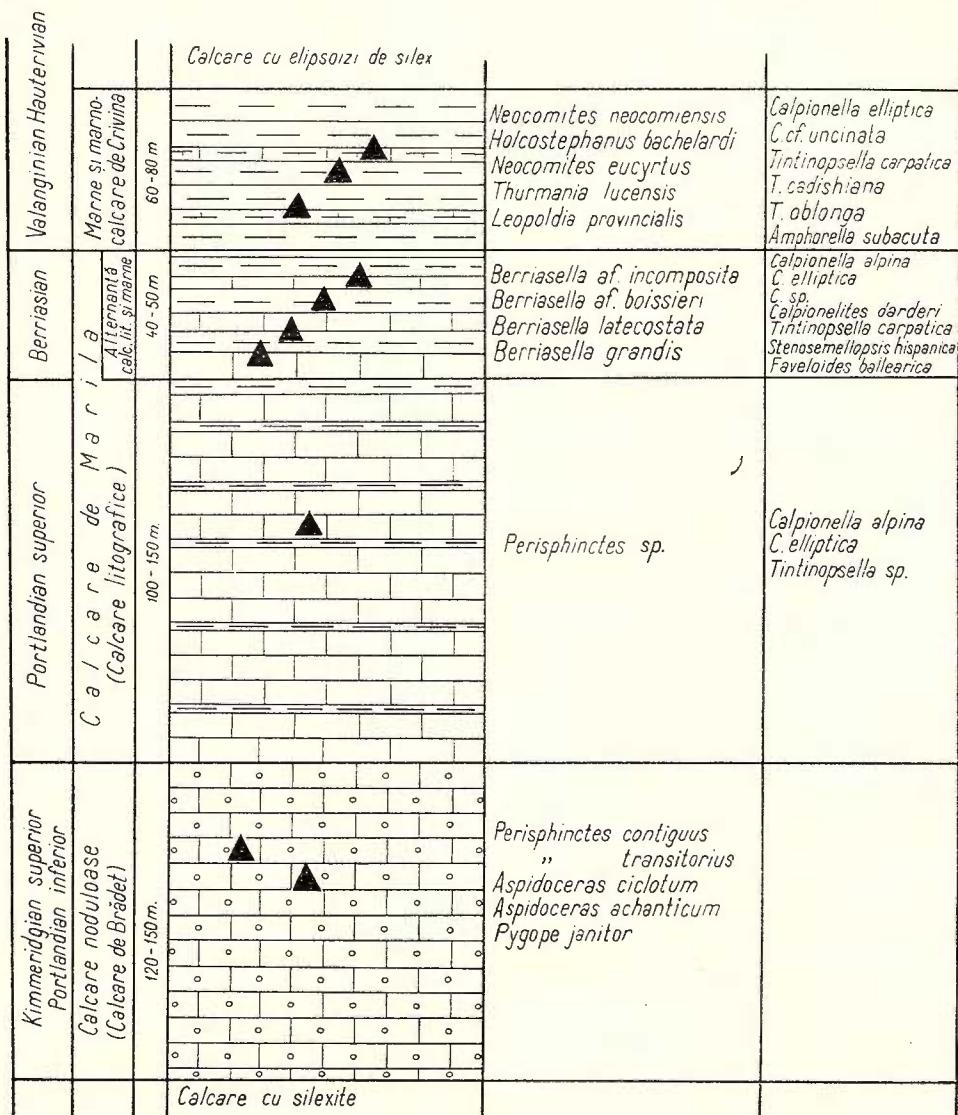


Fig. 2. — Succesiunea complexelor litologice jurasico—cretacice. ▲, locul de colectare al probelor cercetate.

Datorită faptului că din calcarele litografice nu se cunoștea o asociatie de faună care să dea indicații mai precise asupra vîrstei, aceste calcare au fost fie incluse la Neocomianul inferior (J. KUDERNATSCH 1857) sau la Berriasian (V. MUTIHAC 1957), fie socotite ca formând o serie comprehensivă (Gr. RÄILEANU și colaboratorii 1957—1961), încit cea mai discutată problemă a fost limita inferioară a Berriasianului, respectiv limita Jurasic/Cretacic.

În ceea ce privește celelalte entități litologice, fauna ce o conțin este destul de concludentă, încit s-a putut preciza vîrsta kimmeridgian-superioară — portlandian-inferioară a calcarelor noduloase (Gr. RÄILEANU și colaboratorii 1957, 1961), vîrsta valanginiană a marnelor de Crivina, (V. MUTIHAC 1957) și vîrsta hauteriviană a calcarelor cu accidente silicioase (S. NĂSTĂSEANU 1961). Fapt de asemenea incontestabil este că stratele cu Berriaselle aparțin Berriasianului (V. MUTIHAC 1957).

M. G. FILIPESCU, împreună cu O. DRAGOSTAN, ocupîndu-se cu studiul Tintinnidelor din țara noastră au examinat și secțiunile încredințate de autor în 1957, precum și alte secțiuni remise spre studiu la sfîrșitul anului trecut. Constatările făcute în ceea ce privește prezența Tintinnidelor în depozite jurasico-cretacice din zona Reșița—Moldova Nouă au fost recent comunicate autorului.

Dat fiind că în zona Reșița—Moldova Nouă sîntem în prezență unei serii continue de depozite jurasico-cretacice, fine, carbonatace, și ținînd seama de faptul că în lucrarea sa F. BONET (1956) precizează distribuția în ansamblu a Tintinnidelor în intervalul Jurasic—Cretacic, pentru ca rezultatele noastre să fie cît mai concludente am căutat ca secțiunile subțiri oferite spre studiu la sfîrșitul anului 1962 cercetătorilor menționati, să fie făcute chiar din eșantioanele cu macrofaună. Astfel, pentru stratele cu Berriaselle materialul cercetat provine din eșantioane cu *B. grandis*, cu *B. latecostata*, cu *B. berriensis*, și cu *Rhyynchonella contracta*. Pentru marnele de Crivina materialul provine din eșantioane cu *Neocomites neocomiensis*. Materialul din calcarele litografice a fost colectat de la 30 m sub nivelul cu *B. grandis*, iar cel din calcarele noduloase provine din eșantioane cu *Perisphinctes* sp.

Studiile efectuate asupra materialului amintit au stabilit următoarele: în calcarele noduloase nu s-au găsit Calpionelle.

În calcarele litografice s-au identificat următoarele forme:

*Calpionella alpina* LORENZ

*Calpionella elliptica* CADISCH

*Tintinnopsella* sp.

În stratele cu Berriasella cercetările au pus în evidență următoarele forme:

*Favelloides balearica* COLOM

*Stenosemellopsis hispanica* COLOM

*Tintinnopsella carpathica* (MURG. și FILIP.)

*Calpionella alpina* LORENZ

*Calpionella elliptica* CADISCH



*Calpionellites darderi* (COLOM)

*Calpionella* sp.

Marnele de Crivina, respectiv stratele cu *Neocomites neocomiensis* conțin:

*Calpionella cf. unicinata* CITA et PASQUARE

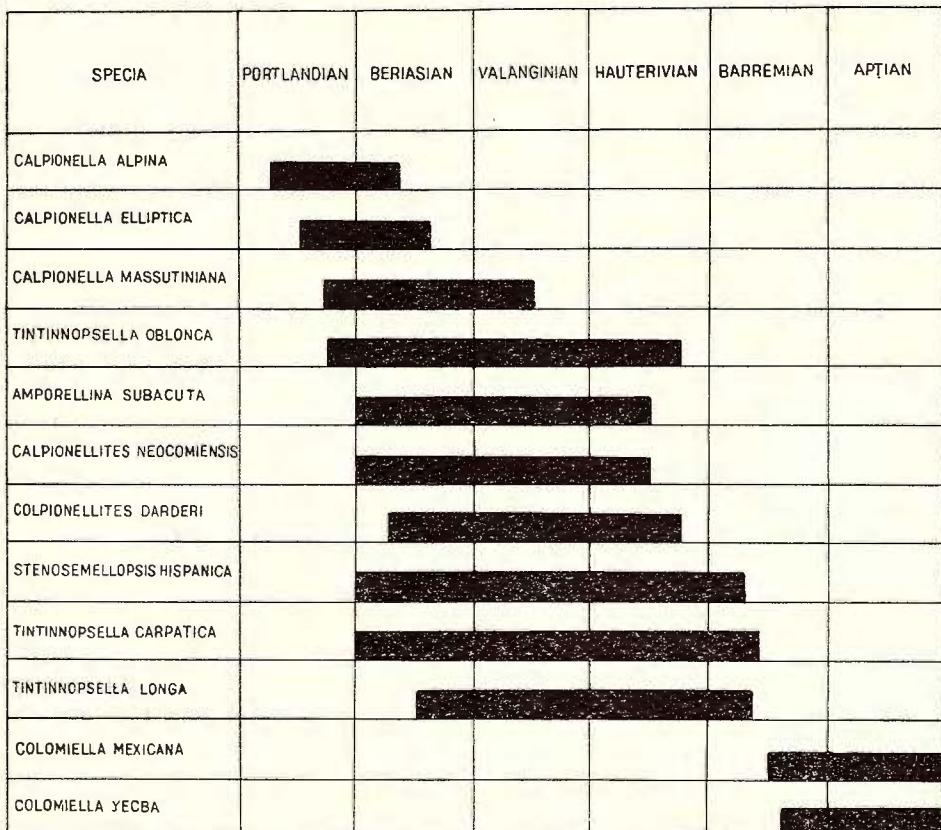


Fig. 3. — Răspândirea stratigrafică a Tintinnidelor după F. BONET.

*Calpionella elliptica* CADISCH

*Calpionellites darderi* (COLOM)

*Tintinnopsella carpathica* (MURG. și FILIP.)

*Tintinnopsella oblonga* (CADISCH)

*Tintinnopsella cadischiana* COLOM

*Amphorellina subacuta* COLOM

Analizînd asociațiile pe entități litologice observăm la calcarale litografice că acestea se caracterizează prin lipsa speciei *Tintinnopsella carpathica*, fapt ce pledează pentru atribuirea lor Portlandianului superior.

Stratele cu *Berriasella* se caracterizează prin apariția speciei *T. carpathica* alături de *C. alpina*.

Ultimul complex, marnele de Crivina, se caracterizează prin dispariția speciei *Calpionella alpina*. Ca o abatere dela schema răspândirii Tintinnidelor a lui F. BONET (fig. 3), se înregistrează faptul că specia *Calpionella elliptica*, a cărui răspândire este limitată după autorul citat la Portlandianul superior și Berriasanul inferior, în zona Reșița—Moldova Nouă apare și în Valanginian (strate cu *Neocomites neocomiensis*).

Cele arătate pînă acum ne permit să afirmăm că în zona Reșița—Moldova Nouă limita inferioară a Berriasanului este sub nivelul cu *Berriasella grandis*, iar limita superioară este între alternanța de calcare litografice cu marne šistoase și marnele de Crivina. Cu alte cuvinte, practic, Berriasanul este cuprins între calcarele litografice în bază și marnele de Crivina la partea superioară, fiind reprezentat printr-o alternanță de marne și calcare litografice în grosime de 50 m. Din punct de vedere paleontologic se caracterizează printr-o faună de Berriasielle de tipul dela Berrias și o asociatie de Tintinnide în care *Calpionella alpina* coexistă cu *Tintinnopsella carpathica*.

Concluziile referitoare la limita Jurasic/Cretacic concordă cu concluziile privind limita paleontologică dintre aceste două sisteme menționată de autor în 1959 (pg. 59) și cu cele ale lui S. NĂSTĂSEANU, C. BOLDUR, I. STĂNOIU și A. STILLA (1963). Spre deosebire de ultimii autori care atașează pachetul atribuit Berriasanului, marnelor de Crivina, în nota de față același pachet este separat ca termen superior al succesiunii de calcare mai înainte denumite calcarele de Marila. În plus, poziția limitei Jurasic, Cretacic este precizată nu numai pe criterii litologice, ci și pe argumente de ordin micropaleontologic.

#### BIBLIOGRAFIE

1. BONET F. Zonificación microfaunística de los caligos cretácicos del Este de México. XX Congr. Geol. Mot. México. 1956.
2. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, 1940.
3. KUDERNATSCHE J. Geologie des Banater Gebirgsguges, Viena 1857.
4. MUTIAC V. Contribuții la cunoașterea Cretacicului inferior dintre valea Mimișului și valea Nerei (Banat). *Acad. R.P.R. Bul. ști. (Secția Geol. — Geogr.)* II/2, 1957.
5. MUTIAC V. Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița—Moldova Nouă (Banat). Edit. Acad. R.P.R. București 1959.
6. NĂSTĂSEANU S., BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLA A. Considerații asupra limitei dintre Jurasicul și Cretacicul zonei Reșița—Moldova Nouă (Banat) (În volumul de față).
7. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., MUTIAC V. Cercetări geologice în regiunea Anina—Doman (zona Reșița—Moldova Nouă). *Acad. R.P.R. Bul. științ. Secția Geol.—Geogr.*, II/2. București 1957.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ГРАНИЦАМИ БЕРРИАССКОГО  
ПОДЪЯРУСА ЗОНЫ РЕШИЦА — МОЛДОВА Ноуэ  
ВАСИЛЕ МУТИХАК  
(Краткое содержание)

---

После краткого упоминания результатов предыдущих исследований, касающихся проблемы берриасского подъяруса — зоны Решица-Молдова Ноуэ, автор представляет отдельные литологические единицы, а именно: узловатые известняки (известняки Брэдеть), литографические известняки (известняки Марила), чередования литографических известняков и мергелей (пласти *Чиклова* или пласти с *Berriasella*), мергели и мергелеизвестняки (мергели Кривина) и известняки с эллипсоидами.

В продолжении своей работы автор цитирует результаты, полученные при изучении *Tintinnidelor* вышеупомянутых литологических единиц, сделав следующий вывод:

В узловатых известняках не были найдены *Calpionelle*,

В литографических известняках были идентифицированы: *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsis sp.*;

В чередовании мергелей и мергелеизвестняков (пласти с *Berriasella*) идентифицированы: *Favelloides balearica*, *Stenosellopsis hispanica*, *Tintinnopressa carpathica*, *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Calpionellites darderi*.

В мергелях Кривина были выявлены формы: *Calpionella cf. uncinata*, *C. elliptica*, *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsis carpathica*, *T. oblonga*, *T. cadischiana*, *Amphorellina subacuta*. Необходимо подчеркнуть, что анализированные сечения произошли из пробных образцов с *B. grandis*, *B. latecostata* и *B. boissieri* для пластов с *Berriasella* а из пробных образцов с *Neocomites neocomiensis* для мергели Кривина.

На основании распределения *Tintinnidelor* автором были выделены отдельным литологическим единицам следующие возрасты: узловатым известнякам — верхний кимериджский и нижний портландский яруса; литографическим известнякам — верхний портландский ярус; чередованию литографических известняков и мергелей — берриасский подъярус, а мергелям Кривина — валанжинский ярус.

Берриасский подъярус представлен чередованием литографических известняков и мергелей (пласти с *Berriasella*), а граница юры — мела была установлена на основании пластов с *Berriasella*.



SUR LE PROBLÈME DES LIMITES DU BERRIASIEN DANS LA ZONE DE  
REȘIȚA—MOLDOVA NOUĂ

FAR

V. MUTIHAC

(Résumé)

Après un exposé sommaire sur les résultats déjà acquis dans le problème du Berriasien dans la zone de Reșița—Moldova Nouă, l'auteur présente séparément les unités lithologiques, à savoir: calcaires noduleux (calcaires de Brădet), calcaires lithographiques (calcaires de Marila), alternance de calcaires lithographiques et de marnes (couches de Ciclova ou couches à *Berriasella*), marnes et marno-calcaires (marnes de Crivina) et calcaires à *Ellipsoïdes*.

Suivent les résultats obtenus dans l'étude des Tintinnidés récoltés dans les unités lithologiques mentionnées plus haut, et permettant les constatations suivantes:

Dans les calcaires noduleux on n'a pas trouvé des Calpionelles;

Dans les calcaires lithographiques on a identifié: *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Tintinnopsella* sp.;

L'alternance de marnes et de marno-calcaires (Couches à *Berriasella*) comprend: *Favelloides balearica*, *Stenosemellopsis hispanica*, *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Calpionellites darderi*.

Dans les marnes de Crivina on a déterminé les formes: *Calpionella* cf. *uncinata*, *Calpionella elliptica*, *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella carpathica*, *Tintinnopsella oblonga*, *Tintinnopsella cadiischiana* et *Amphorellina subacuta*. Signalons que les sections analysées provenaient d'échantillons de *Berriasella grandis*, *Berriasella latecostata* et *Berriasella boissieri* — dans le cas des couches à *Berriasella* — et d'échantillons à *Neocomites neocomiensis* — dans le cas des marnes de Crivina.

Suivant la répartition des Tintinnidés, les unités lithologiques respectives sont d'âge variable: les calcaires noduleux représentent le Kimméridgien supérieur et le Portlandien inférieur, les calcaires lithographiques appartiennent au Portlandien supérieur, l'alternance de calcaires lithographiques et de marnes correspond au Berriasien, et les marnes de Crivina, au Valanginien.

Le Berriasien est marqué par l'alternance de calcaires lithographiques et de marnes (couches à *Berriasella*), tandis que la limite entre le Jurassique et le Crétacé est située dans la base des couches à *Berriasella*.





Institutul Geologic al României

## EXPLICATIA PLANSEI



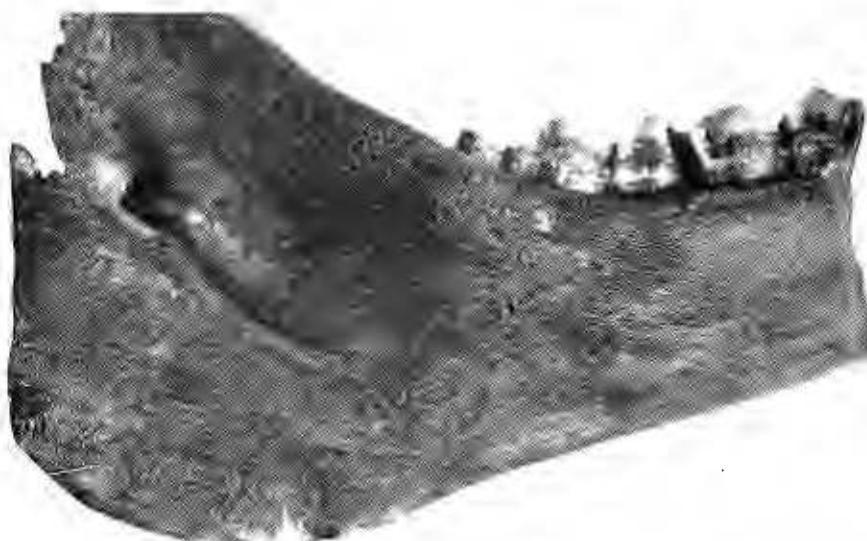
Institutul Geologic al României

## EXPLICATIA PLANSEI

Fig. 1. — *Paracamelus alutensis* řtef. 1895. Fragment de mandibula stîngă cu  $M_1$  și  $M_2$ . Fața externă.  $\times 2/3$ .

Fig. 2. — *Paracamelus alutensis* řtef. 1895. Fragment de mandibula stîngă cu  $M_1$  și  $M_3$ . Fața internă.  $\times 2/3$ .

Fig. 3. — *Paracamelus alutensis* řtef. 1895. Fragment de mandibula stîngă cu  $M_1$  și  $M_2$ . Suprafața de masticatie.  $\times 6/7$ .



Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.

STRATIGRAFIE

CONSIDERAȚII ASUPRA LIMITEI DINTRE JURASICUL  
ȘI CRETACICUL ZONEI REȘIȚA — MOLDOVA NOUĂ (BANAT)<sup>1)</sup>

DE

S. NĂSTĂSEANU, C. BOLDUR, I. STĂNOIU, AL. STILLĂ

Lucrările geologice referitoare la zona Reșița—Moldova Nouă arată că pe măsura progresului obținut în descifrarea stratigrafei și tectonicii ei, a devenit tot mai mult discutată problema trasării limitei dintre Jurasic și Cretacic. Cercetătorii anteriori admit continuitatea de sedimentare dintre partea superioară a Jurasicului și partea bazală a Cretacicului, având însă divergențe de păreri în privința trasării limitei dintre acestea. Divergențele de păreri provin de la faptul că s-a acordat vîrste diferite unor calcare litografice care sănăcute în literatură sub numele de calcar de Judina (Judina-kalk), sau mai recent — calcar de Marila.

Încă din perioada primelor cercetări geologice I. KUDERNATSCH (2) descrie calcarele litografice sub denumirea de « calcar de Judina » (Juditakalk), atribuindu-le Neocomianului inferior, sub care plasează limita dintre Jurasic și Cretacic. Mai tîrziu, L. ROTH TELEGD (8) consideră calcarele de Judina, precum și marnele de deasupra lor, din care menționează forma ? *Hamites bifurcati*, ca aparținînd Malmului. În consecință situează limita dintre Jurasic și Cretacic la partea superioară a marnelor. AL. CODARCEA (1) arată că în partea de vest a zonei Reșița peste Tithonian (calcare cenușii pătate) urmează un complex de marne și calcar litografice, pe care le descrie în cadrul depozitelor Malmului. Întrucît în calcarele litografice a găsit Calpionelle arată că este foarte probabil ca partea bazală a Cretacicului să fie cuprinsă tot în complexul amintit. După 1953, GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și V. MUTIHAC (6) descriu aceleași calcar litografice sub numele de calcar de Marila. Pe baza afinității lor litologice cu depozite berriasian-valanginian-hauteriviene de la Șvinița, consideră calcarele de Marila ca reprezentînd Berriasian-Valanginianul. Autorii menționați admit însă că ele mai conțin o parte din Tithonian (Tithonian superior) și o parte din Hauterivian. Acești autori plasează limita litologică dintre Jurasic și Cretacic sub calcarele de Marila. V. MUTIHAC (3, 4) stabilește în valea Ciclovei, pe baze paleontologice, existența Berriasianului, la care include întregul

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 25 ianuarie 1963.

pachet al calcarelor de Marila, aşa cum rezultă din harta geologică, profilele geologice, coloana stratigrafică și fig. 6 de la pag. 57 (4). Condiționat de aceasta, trasează limita dintre Jurasic și Cretacic la partea superioară a calcarelor noduloase portlandiene (calcarelor de Brădet), respectiv sub calcarele de Marila. În contradicție cu cele de mai sus, autorul arată că punctul fosilifer cu *Berriasella grandis* MAZENOT, se situează la nivelul primelor intercalații marnoase din calcarele de Marila, adică la partea lor superioară aşa cum vom preciza noi în cele ce urmează. În anul 1961, GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și AL. DINCA (7) arată că o bună parte a calcarelor de Marila aparține Tithonianului superior și specifică că numai partea lor superioară, care conține fauna de Berriaselle, revine Berriasianului. În ceea ce privește limita dintre Jurasic și Cretacic, arată că aceasta se plasează undeva în cuprinsul pachetului calcarelor de Marilla.

Pornind de la divergențele de păreri existente în privința trasării limitei dintre Jurasic și Cretacic, am apreciat ca fiind necesară reluarea cercetării profilului văii Ciclova, acolo unde Berriasianul a fost dovedit paleontologic.

Pe valea Ciclovei, la cca 50 m amonte de cantonul silvic, Falia Simion aduce în contact direct calcarele cu benzi de silice ale Oxfordianului superior—Kimmeridgian inf.<sup>1)</sup> cu calcarele haueriviene (5) ce conțin concrețiuni elipsoidale și accidente silicioase. Calcarele haueriviene, prezintând căderi vestice, se pot urmări pe o distanță de 400 m, pînă aproape de confluența văii Ciclova cu valea Călugăra, unde de sub ele apar marnele de Crivina, considerate anterior ca reprezentînd Valanginianul<sup>2)</sup>. La rîndul lor, marnele de Crivina se pot urmări pe o distanță de 150 m, pînă în cariera de pe interfluviul dintre valea Ciclova și valea Călugăra. Aici, partea bazală a marnelor de Crivina, pe o grosime stratigrafică de 40 m, este formată dintr-o alternanță de marne cu bancuri de calcar fine. Acest pachet basal conține ammoniti, belemniti și brachipode care constituie fauna punctului fosilifer de unde V. MUTIAC (4) a determinat speciile de *Berriaselle* menționate. În continuarea profilului se trece treptat la calcarele litografice propriu zise (calcarele de Marila), care prezintă tot căderi vestice pe o distanță de 300 m, pentru ca apoi căderile să devină estice pe o distanță de încă 650 m. Mai departe pe profil, se trece gradat la o alternanță de calcar cu marne, apoi la marno-calcare și marne, care la rîndul lor suportă calcarele cu accidente silicioase ale Hauerivianului din flancul vestic al sinclinalului Roll. Analizînd profilul descris (vezi fig.), se constată că pe valea Ciclovei, între falia Simion și sinclinalul Roll, se conturează un anticlinal a cărui boltă este formată din calcar de Marila, iar flancurile sănt alcătuite din marne de Crivina și calcar haueriviene. În acest profil, punctul fosilifer cu *Berriaselle* se situează pe flancul vestic al anticlinalului, la partea superioară a calcarelor de Marila, adică în baza marnelor de Crivina. Situarea diferită

<sup>1)</sup> S. NĂSTĂSEANU — Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița—Moldova Nouă. Comunicare. Șed. Inst. Geol. 1962.

<sup>2)</sup> S. NĂSTĂSEANU. — Op. cit.

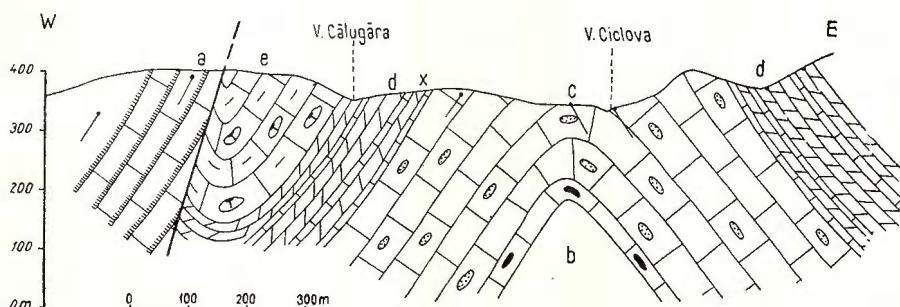


*Limita dintre Jurasicul și Cretacicul zonei Reșița–Moldova Nouă (Banat)  
după diferiți cercetători în raport cu separațiile cartografice*

Separării cartografice actuale	1875 J. KUDERNATSCH	1888 L. ROTH v. TELEGD	1940 AL. CODARCEA	1957 GR. RĂILEANU S. NĂSTĂSEANU V. MUTIHAC	1957-1959 V. MUTIHAC	1961 GR. RĂILEANU S. NĂSTĂSEANU AL. DINCA	1962 S. NĂSTĂSEANU C. BOLDUR I. STĀNOIU AL. STILLA
Calcare cu accidente silicioase	m i a	Neocomian	Valanginian-Hauterivian	Barremian (urgonian)	Barremian (urgonian)	Barremian (urgonian)	Hauterivian
Marne și marnocalcare (Marne de Crivina)	m i o c o m i o c o n i f e r o	Iudina-Kalk (Neocomian inferior)	Cretacic inferior	Barremian inferior Hauterivian	Hauterivian Valanginian	Hauterivian Valanginian	Valanginian + Berriasian
Calcare litografice (Calcare de Marila)	N e o	M a l m superior	Tithonian	Hauterivian (pate) Valanginian Berriasian Tithonian sup.?	Berriasian	Berriasian	Tithonian superior
Calcare noduloase (Calcare de Brădet)	M	M a l m		Tithonian Kimmeridgian superior	Porthlandian (Tithonian)	Tithonian inferior (Kimmeridgian superior)	Tithonian inferior (Kimmeridgian superior)



a punctului fosilifer față de o poziție indicată anterior în succesiunea litologică a aceluiași profil (4) conduce la o serie de concluzii noi. Astfel considerăm că Berriasianul este constituit dintr-o alternanță de marne cu calcare fine ce prezintă o grosime de 40 m și se situează în partea bazală a marnelor de Crivina. În această situație, marnele de Crivina au vîrsta berriasan-valanginiană. În ceea ce privește vîrsta calcarelor de Marila, trebuie admis că ele aparțin Tithonianului superior, deoarece se situează în întregime sub Berriasan și deasupra Kimmeridgianului superior, respectiv Tithonianului inferior (calcarelor de Brădet). Din cele expuse, rezultă că limita paleon-



Profil pe valea Ciclova.

a, calcare cu benzi de silice. Oxfordian sup.-Kimmeridgian inf. (calcare de V. Anina); b, calcare nodulease. Kimmeridgian sup. (Tithonian inf.)—(calcare de Brădet); c, calcare litografice. Tithonian sup. (calcare de Marila); d, marne, marno-calcare și calcare fine. Berriasan-Valanginian (marne de Crivina); x, punctul fosilifer cu *Berriasella grandis*, *B. latecostata* și *B. cf. boissieri*; e, calcare cu concrețiuni și accidente silicioase. Hauterivian.

tologică dintre Jurasic și Cretacic coincide cu cea litologică, iar cartografic, ea trebuie trasată deasupra calcarelor de Marila și sub marnele de Crivina, respectiv la baza alternanței marno-calcaroase a Berriasanului. Această concluzie se bazează și pe faptul că odată cu începutul Cretacicului (marnele cu *Berriasella grandis*), faciesul calcaros existent în Jurasicul superior este treptat înlocuit printr-un facies marnos, marnele de Crivina.

#### BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL. Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XX, București 1940.
2. KUDERNATSCHE J. Geologie des Banatergebirgszuges. Wien, 1857.
3. MUTIHAC V. Contribuții la cunoașterea Cretacicului dintre valea Miniș și valea Nerei (Banat). *Bul. Acad. R.P.R., S. Geol-Geogr.*, vol. II, București, 1957.
4. MUTIHAC V. Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița-Moldova Nouă (Banat). Edit. Acad. R.P.R., București, 1959.

5. NĂSTĂSEANU S., DINCĂ AL.: Contribuții la cunoașterea Hauerivianului din zona Reșița—Moldova Nouă Banat. Sub tipar.
6. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., MUTIAC V.: Cercetări geologice în regiunea Anina—Doman (Zona Reșița—Moldova Nouă Banat). *Bul. St. al Acad. R.P.R., S. Geol.—Geogr.* II/2, București 1957.
7. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S., DINCĂ AL.: Geologia regiunii cuprinse între valea Nerei și Dunăre. *Stud. și cercet. geol. Acad. R.P.R.* VI/1. București, 1961.
8. L. ROTHE TELEGD: Der Westrand des Krasso-Szörényer (Banater) Gebirges in der Umgebung von Ilidia—Ciclova und Oravița. *Jahrb. k. ung. geol. Anst.*, Budapest 1888.

## СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ГРАНИЦЕЙ МЕЖДУ ЮРОЙ И МЕЛОМ

ЗОНЫ РЭШИЦА — МОЛДОВА НОУЭ (БАНАТ)

С. НЭСТЭСЯНУ, К. БОЛДУР, И. СТЭНОЮ, АЛ. СТИЛЛА

(Краткое содержание)

В настоящей отметке авторы указывают, что берриас — заключен в основании мергелей Кривина, представляющих берриас-валанжин. Литографические известняки Марила, подстилающие берриасу и залегающие над верхним киммериджем (нижним титоном) были выделены верхнему титону.

Авторы устанавливают, таким образом, границу между юрой и мелом у основания мергелей Кривина и над известняками Марила.

## CONSIDÉRATIONS SUR LA LIMITÉ ENTRE LE JURASSIQUE ET LE CRÉTACÉ DE LA ZONE DE REȘIȚA — MOLDOVA NOUĂ (BANAT)

PAR

S. NĂSTĂSEANU, C. BOLDUR, I. STĂNOIU, AL. STILLA

(Résumé)

Dans cette note, les auteurs montrent que le Berriasien est localisé en base des marnes de Crivina qui représentent le Berriasien-Valanginien. Les calcaires lithographiques de Marila — situés au-dessous du Berriasien et au-dessus du Kimmeridgien supérieur (Tithonique inférieur) sont attribués au Tithonique supérieur. Les auteurs établissent la limite entre le Jurassique et le Crétacé à la base des marnes de Crivina et au-dessous des calcaires de Marila.



## CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA UNEI FAUNE VILLAFRANCHIENE ÎN SUDUL PODIȘULUI MOLDOVENESC<sup>1)</sup>

DE

C. GHENEA, C. RĂDULESCU

Prezenta notă cuprinde rezultatul observațiilor făcute asupra unui material paleontologic colectat din extremitatea sudică a Podișului Moldovenesc, cu ocazia cercetărilor geologice efectuate în anii trecuți în această parte a țării.

Prezența unor resturi fosile de mamifere este semnalată, în regiunea care ne preocupă, în anul 1872 de ALBERT GAUDRY care menționează în « pietrișurile feruginoase de lîngă Galați » următoarele specii: *Mastodon arvernensis*, *Elephas meridionalis*, *Hipparium gracile*? sau *Equus*? *Bison* sp. și *Cervus* sp. Autorul nu precizează însă aflorimentul unde a fost descoperit materialul pe care l-a examinat.

Ulterior, resturile fosile din depozitele plio-pleistocene ale Moldovei de sud constituie obiectul unor studii devenite clasice, întreprinse de SAVA ATHANASIU (1915) și I. SIMIONESCU (1930, 1932). Sînt descrise, cu acest prilej, peste 50 specii de vertebrate, unele find noi pentru literatură. Astfel ajung cunoscute în cercurile de specialitate mondiale, punctele fosilifere de la Tulucești, Berești și Mălușteni. Rezumînd discuțiile purtate în legătură cu vîrsta depozitelor din care s-au recoltat resturi fosile, subliniem numai că I. SIMIONESCU atribuie formațiunile respective Pliocenului superior, în timp ce SAVA ATHANASIU nu exclude posibilitatea ca ele să reprezinte termeni bazali ai Cuaternarului. Menționăm că autorii nu au făcut o separație de vîrstă între faunele din punctele amintite, considerîndu-le echivalente.

Mai tîrziu, I. ATANASIU (1940), într-o lucrare de ansamblu asupra geologiei Moldovei, situează de asemenea faunele de la Berești, Mălușteni și Tulucești într-un același complex de vîrstă villafranchiană, pe care-l atribuie Tertiарului.

În anul 1960, găsim pentru prima dată în literatura geologică privind această parte a țării, afirmația despre existența unei faune villafranchiene la Tulucești și a unei faune mai vechi, de vîrstă pliocen-superioară, în zona Berești—Mălușteni (12). Această concluzie era întemeiată pe prezența lui *Archidiskodon meridionalis*, la Tulucești.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 1 martie 1963.



*Date stratigrafice.* În cercetările de teren, întreprinse în ultimii ani de către unul din noi în Moldova de sud, am avut posibilitatea să urmărim cu atenție succesiunea stratigrafică a Pliocenului superior și Cuaternarului din regiune. Am revăzut, în acest timp, punctul fosilifer de la Tulucești, de unde SAVA ATHANASIU a descris

asociația următoare: *Mastodon borsoni* HAYS, *Mastodon arvernensis* CROIZET et JOBERT, *Elephas cf. meridionalis* NESTI, *Cervus (Elaphus) issiodorensis* CROIZET. Cariera de la Tulucești este situată în marginea sudică a comunei, pe malul lacului Brateș, în jurul cotei absolute de 60 m. Deoarece nu s-a mai exploatat în ultimii ani, am executat cîteva lucrări de dezvelire, în urma cărora s-a putut urmări profilul din figură.

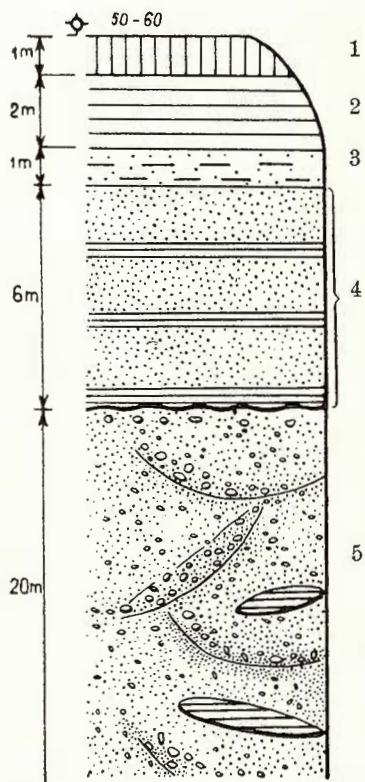
În intercalațile de pietrișuri, la partea superioară, am găsit resturi fosile, printre care un fragment de tibia, probabil de *Mastodon borsoni*, resturi de coarne, oase lungi și dinți izolați denotând prezența a cel puțin două specii de *Cervidae*. În urma săpăturilor executate în carieră, am recoltat de asemenea un fragment de mandibulă de *Paracamelus alutensis* ȘTEF., a cărei descriere va constitui o parte specială a lucrării noastre. Astfel apare evident faptul că din acest orizont superior psamo-psefitic provine și fauna studiată de SAVA ATHANASIU.

Nisipurile cu pietrișuri, care apar la Tulucești, aflorează și în alte puncte din regiune, dar în general sunt acoperite cu depozite deluviale. În unele cazuri eroziunea le-a îndepărtat complet de la partea superioară a versanților, prezența lor fiind constată însă prin numeroasele elemente remaniate pe firul văilor. La marginea comunei Oasele, nisipurile cu pietrișuri care conțin resturi fosile apar în loc. Aici am avut ocazia să urmărim în cîteva deschideri

deschidere în cariera de la Tulucești. 1, depozite loessoide; 2, argile cenușiu-verzui cu concrețiuni calcaroase; 3, nisipuri argiloase roșcate; 4, nisipuri fine, albe, cu intercalații de argile; 5, nisipuri galbui cu lentele argiloase. Structură încrucișată, conțin resturi de oase fosile.

caracteristicile acestui orizont. Din acest punct provine un metacarp III de *Hippotigris stenonis* (COCCHI), pus la dispoziție cu deosebită amabilitate de E. LITEANU (materialul a fost diagnosticat în prealabil de L. I. ALEXEEVA de la Inst. de Geologie al Acad. U.R.S.S., căreia îi exprimă pe această cale mulțumirile noastre).

Din acest punct provine un metacarp III de *Hippotigris stenonis* (COCCHI), pus la dispoziție cu deosebită amabilitate de E. LITEANU (materialul a fost diagnosticat în prealabil de L. I. ALEXEEVA de la Inst. de Geologie al Acad. U.R.S.S., căreia îi exprimă pe această cale mulțumirile noastre).



*Descriere osteologică.* În continuare vom insista asupra piesei fosile de cămilă de la Tulucești, pe care am atribuit-o lui *Paracamelus (Neoparacamelus) alutensis* ȘTEF. 1895. Această piesă reprezintă un fragment de mandibulă stîngă, la care s-au păstrat ultimii doi molari cu porțiunea de ramură orizontală corespunzătoare și parțial ramura ascendentă (pl., fig. 1, 2, 3). Ramura orizontală este scundă și puternic lățită; în partea superioară ea este depresionată, avînd aspectul unui jghiab în care sunt împlinăți molarii, în timp ce marginea ei inferioară, aproape rectilinie, este sensibil rotunjită transversal. Ramura ascendentă, cu partea anterioară îngroșată, se lamează treptat posterior, terminîndu-se cu o margine tăioasă; pe partea internă (pl., fig. 2) se observă orificiul superior al canalului dentar, scizura mileană și spina lui Spix. Molarii, cu uzură medie, au dimensiuni destul de reduse (vezi tabelul). Pliul antero-extern este absent sau vag schițat.

*Raporturi și diferențe.* Pe baza caracterelor enumerate, exemplarul, de la care provine fragmentul de mandibulă se integrează subgenului *Neoparacamelus* HAVESSON, 1950. Diferențele în raport cu *Paracamelus gigas* SCHLOSSER și *P. alexejevi* HAVESSON, grupate în subgenul *Paracamelus* HAVESSON, 1950 sunt evidente. În tabelul alăturat am introdus pentru comparație cîteva dimensiuni ale mandibulei lui *P. alexejevi*.

În cadrul subgenului *Neoparacamelus*, exemplarul nostru are afinitățile cele mai mari cu specia *alutensis*, concordanța morfologică și dimensională fiind remarcabilă. Este necesar să menționăm că distincția între *P. alutensis* și cea de a 2-a specie a acestui subgen, *P. (Neoparacamelus) kujalensis* (KHOMENKO, 1917) s-a întemeiat mai ales pe vîrsta lor geologică presupusă diferită.

*P. alutensis* a fost creat în 1895 de GR. ȘTEFĂNESCU pe baza a două fragmente de mandibulă, de la indivizi deosebiți, descoperite la Milcovul de Jos lîngă Slatina. Resturile fosile au fost recoltate dintr-un orizont de nisip și pietriș, considerat de autor ca aparținând Cuaternarului. Speciile asociate cămilei, amintite de GR. ȘTEFĂNESCU sunt antilopa (fără altă precizare) și *Elephas primigenius*, a cărui prezență alături de *Paracamelus* este greu de acceptat.

Ulterior, prin atribuirea acestui orizont de nisip și pietriș terasei Slatina, P. COTET (1957) situează specia lui GR. ȘTEFĂNESCU în interglacialul Günz-Mindel iar C. S. NICOLAESCU-PLOPSCR (1959) în stadialul Riss I. Ambii autori sunt de acord că *P. alutensis* este însoțit de *Elephas antiquus*. Prezența acestui elefant tipic pentru faze interglaciare în stadialul Riss I apare însă destul de problematică. Dealtfel E. PATTE, revizuind elefanții din România, înclină să atribuie resturile de la Milcovul de Jos lui *Archidiskodon meridionalis*.

Dacă pe teritoriul R.P.R. nu mai găsim un alt punct în care să fie citat *P. alutensis* și care să furnizeze date concluzante asupra vîrstei acestei specii, descoperirile din Uniunea Sovietică ne dău în schimb date valoroase în acest sens. Astfel,



## Tabel

## Dimensiunile comparative ale mandibulei de la Tulucești

Nr.		<i>Paracamelus alutensis</i> ȘTEF. 1895			P. <i>kujal-</i> <i>nensis</i> KHOV. 1917	P. <i>alexe-</i> <i>jevi</i> 1950		
		Tulucești	Milcovul de Jos (după ȘTEFĂNESCU, 1895 și HAVESSON, 1954)	Exempl. 1   Exempl. 2				
			Exempl. 1   Exempl. 2					
1	M <sub>3</sub>	lungime . . . . . lățime . . . . .	41 17	37 (40 <sup>1</sup> ) 15	39 (41 <sup>1</sup> ) —	40 —		
2	M <sub>3</sub>	lungimea talonului . . lățimea talonului . .	12 9,5	12 2,5 <sup>2)</sup>	— —	= —		
3	M <sub>2</sub>	lungime . . . . . lățime . . . . .	32 18	30 17	31 17	— —		
4	Înălțimea ram. oriz. mandib. la M <sub>3</sub> . . . . .		42	40 (44 <sup>1</sup> )	50	44		
5	Lățimea ei în același loc . .		37	32	34	—		
6	Înălțimea ram. oriz. mandib. la M <sub>2</sub> . . . . .		35	31	40	—		
7	Lățimea ei în același loc . .		34,5	29	32	—		

<sup>1)</sup> După noile măsurători ale lui HAVESSON (1954) (pe mulaje din colecția Inst. de Zoologie, Moscova) pentru *P. alutensis* de la Milcovul de Jos.

<sup>2)</sup> Dimensiune probabil inexactă.

*P. alutensis* este citat într-o asociație tipic villafranchiană în depozitele de la Kairî (PIDOPPLICHO, 1956). Amintim totodată că V. I. GROMOV (1960) consideră această specie ca element caracteristic pentru complexul faunistic haprovian. Prin urmare, în faza actuală a cunoștințelor, coexistența lui *P. alutensis* și *P. kujalnensis* în Villafranchian pare să nu mai suscite controverse. Acest fapt implică însă necesitatea unei documentări mai sigure a validității lui *P. kujalnensis*, care nu ar fi exclus să devină un sinonim al speciei lui GR. ȘTEFĂNESCU, diferențele morfologice în comparație cu *P. alutensis* neputind justifica riguros o separare de rang specific.

*Concluzii.* Încercând o rezumare a expunerii noastre și reliefarea datelor ei mai importante, menționăm, pentru regiunea la care ne-am referit, următoarele:

Existența sigură a unei asociații faunistice aparținând Villafranchianului normal (VIRET, 1954) și care pentru Podișul Moldovei cuprinde speciile: *Zygodophodon borsoni* HAYS, *Anancus arvernensis* CROIZET și JOBERT, *Archidiskodon meridionalis*



NESTI, *Paracamelus (Neoparacamelus) alutensis* ȘTEF, *Hippotigris stenonis* COCCHI, *Cervus issiodorensis* CROIZET,

Prezența lui *P. alutensis* într-o asociație Villafranchiană, la fel ca în sudul Uniunii Sovietice.

Ca o consecință a acestor rezultate este foarte probabil ca și la Milcovul de Jos, resturile de cămilă să provină dintr-un orizont de asemenea de vîrstă villafranchiană.

#### BIBLIOGRAFIE

1. ALEXEEVA L. I. Drevneisaia fauna mlekopitaicih antropogena iuga Evropeiscoi ciast S.S.S.R. Voprosi gheologhii antropogena pag. 31–40. Moskva, 1961.
2. ATANASIU I. Contribution à la géologie des Pays Moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* XX pag. 16–20, București 1940.
3. ATHANASIU SAVA. Resturile de mamifere pliocene superioare de la Tulucești în districtul Covurlui. *An. Inst. Geol. Rom.* VI, pag. 408–415, București, 1915.
4. ATHANASIU SAVA. Resturile de mamifere cuaternare de la Mălușteni în districtul Covurlui ». *An. Inst. Geol. Rom.*, VI, pag. 397–408. București, 1915.
5. COTEAȚ PETRE. Cîmpia Olteniei. Ed. Științifică, pag. 128. București, 1957.
6. GAUDRY A. Sur des ossements fossiles. .... etc. *Bull. Soc. Géol. France*, 3e séric, pag. 119, 1872.
7. GROMOV V. I., KRASNOK K. V., NIKIFOROVA K. V., SANȚER E. V. Prințipi stratigraficeskovo podrazdelenia cetverticinoi (antropoghenovoi) sistemî i eio nijniaia granița. Hronologhia i climati cetverticinovo perioda pg. 5–19. Moskva, 1960.
8. HAVESSON I. Verbiudi roda Paracamelus. *Dokladi Akad. Nauk S.S.S.R.*, LXX/5, pag. 917–920, 1950.
9. HAVESSON I. Treticinie verbiudi vostocinovo polușaria (rod Paracamelus). *Trudî Paleontologicheskovo Instituta*, XLVII, pag. 100–163, 1954.
10. HOMENKO I. P. Russilionschii iarus v srednem plioțene Bessarabii i evo znacenie dlia poznania vozrasta baltschih nescov i cuiálničchih otlojenii. Trudî Besarabsc. ob-va estestvoispitâtelei dv. 6, pag. 67–68, Chișinev, 1917.
11. LESBRE F. X. Recherches anatomiques sur les Camelidés. *Arch. Musée Hist. nat.* VIII, Lyon, 1903.
12. LITEANU E. Harta Cuaternarului din partea extracarpatică a R.P.R. *An. Rom. Sov. Seria Geol.–Geogr.*, 1, pag. 3–23, 1960.
13. NICOLAESCU-PLOPSOR C. S. et MOROȘAN I. N. Sur le commencement du paléolithique en Roumanie. *Dacia* III, pag. 9–35, București 1959.
14. PATTE E. Sur les Éléphants fossiles de Roumanie. *Acad. Rom. Mem. Sect. St.* III/XI, pag. 155–178 1931.
15. PIDOPPLICHO I. T. Materiali do vîcennia minulih faun U.R.S.R., 2, Kiev 1956.
16. RĂDULESCU C. et SAMSON P. Remarque sur quelques Équidés quaternaires de Roumanie. *Zool. Anz.*, Bd. 168, Nr. 5/6, pag. 170–179, Leipzig, 1962.
17. SIMIONESCU I. Vertebratele pliocene de la Mălușteni (Covurlui). *Acad. Rom. Publ. Fd. V. Adamachi*, T. IX nr. XLIX, pag. 1–54, 1930.
18. SIMIONESCU I. Les vertébrés pliocènes de Berești. *Bull. Soc. Roum. Géol.*, 1, București, 1932.
19. SIMIONESCU I. Tertiäre und Pleistozäne Camelidae in Rumänien. *Acad. Roum. Bull. Sect. Scient. 1–2*, pag. 1–8, București 1932.
20. ȘTEFĂNESCU Gr. Cămilă fosilă din România. *Muz. Geol. Pol.* pag. 89–123, București, 1895.



21. VIRET J. Le loess à bancs durcis de St. Vallier (Drôme) et sa faune de mammifères villafranchiens.  
*Nouv. Arch. Mus. Hist. nat* IV, pag. 183, Lyon 1954.
22. ZDANSKY O. Paracamelus gigas, Schlosser. *Paleontologia Sinica*, Seria C, vol. 2, fasc. 4, Peking 1926.

## ВКЛАД В СВЯЗИ С ПОЗНАНИЕМ ВИЛЛАФРАНКСКОЙ ФАУНЫ ЮГА МОЛДОВСКОГО ПЛОСКОГОРИЯ

К. ГЕНЯ, К. РЭДУЛЕСКУ

(Краткое содержание)

В настоящей работе описывается обломок челюсти *Paracamelus (Neoparacamelus) alutensis* STEF., обнаруженный при раскопках, проведенных в Тулучешть (в 14 км. к С. от Галац) в ассоциации виллафранской фауны. В этом пункте были упомянуты С. А та на с и у (1915) виды: *Archidiskodon cf. meridionalis*, *Anancus arvernensis*, *Zyfolophodon borsoni*, *Cervus issiodorensis*.

Обнаружение остатков верблюда в Тулучешть, а также и цитирование авторов в настоящей отметке — метакарп *Hippotigris stenonis* Сосни — на территории местности Оаселе, пункт, находящийся, приблизительно, в 22 км. на СЗ от Тулучешть, пополняют список виллафранской фауны, которая содержит на юге плоскогория Молдовы следующие ассоциации: *Zyfolophodon borsoni* HAYS, *Anancus arvernensis* CROIZ Job. *Archidiskodon meridionalis* NESTI, *Hippotigris stenonis* Сосни, *Cervus issiodorensis* CROIZ, *Paracamelus (Neoparacamelus) alutensis* STEF.

В заключении ставится авторами на обсуждение и вопрос некоторой случайной синонимики между *Paracamelus alutensis* STEF и *Paracamelus kujalnensis* Кном, так как морфологические разности не могут сурово оправдать выделение специфического ранга между этими двумя видами.

## CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE D'UNE FAUNE VILLAFRANCHIENNE DANS LE SUD DU PLATEAU MOLDAVE

PAR

C. GHENEA, C. RĂDULESCU

(Résumé)

Le travail présente la description d'un fragment de mandibule de *Paracamelus (Neoparacamelus) alutensis* řTEF. trouvé lors des creusements effectués à Tulucești (14 km N de Galați) dans une association de faune villafranchienne. Dans cet



endroit, SAVA ATHANASIU avait mentionné (1915) les espèces: *Archidiscodon* cf. *meridionalis*, *Anancus arvernensis*, *Zygodon borsoni*, *Cervus issiodorensis*.

La découverte des restes de chameau à Tulucești, ainsi que la description d'une métacarpe de *Hippotigris stenonis* COCCHI, récolté dans la localité d'Oasele — située à environ 22 km NW de Tulucești, complètent l'inventaire de la faune villafrançienne, qui dans le Sud du Plateau Moldave renferme l'association suivante: *Zygodon borsoni* HAUS, *Anancus arvernensis* CROIZ et JOB., *Archidiscodon meridionalis* NESTI, *Hippotigris stenonis* COCCHI, *Cervus issiodorensis* CROIZ, *Paracamelus* (*Neoparacamelus*) *alutensis* ȘTEF.

À cette occasion on pose également le problème d'une éventuelle synonymie entre *Paracamelus alutensis* ȘTEF. et *Paracamelus kujalnensis* KHOM. les différences morphologiques ne saurant justifier rigoureusement une séparation spécifique entre les deux formes.





Institutul Geologic al României

## ASUPRA FAUNEI PONȚIENE DIN REGIUNEA BUCOVĂȚ — JURĂȘTI (ENE DE LUGOJ-BANAT)<sup>1)</sup>

DE  
I. HUICĂ, I. STĂNOIU

Regiunea Bucovăț — Jurești se situează la aproximativ 15 km ENE de orașul Lugoj. Geologic, acest sector este amplasat pe rama de est a marelui bazin panonic, la contactul cu șisturile cristaline ce aparțin masivului Poiana Ruscă (vezi schița). Asupra geologiei regiunii, în afară de rapoarte nepublicate<sup>2)</sup> care au mai mult un caracter economic, lucrări care să se refere îndeaproape la regiunea Bucovăț — Jurești, nu se cunosc. Dintre autorii care în diferite lucrări s-au ocupat cu studiul depozitelor panoniene din regiuni învecinate, se remarcă următorii: TH. FUCHS (7), L. LÓCKZY, (18) J. HALAVÁTS (11, 12, 13), M. PAUCĂ (21), S. GILLET (8, 9, 10), O. ILIESCU<sup>3)</sup>, M. FERU și N. MIHAILĂ (5), etc.

Panonianul, căruia îi aparțin în regiune aproape în exclusivitate depozitele sedimentare, reprezintă un termen transgresiv și discordant peste șisturile cristaline ale masivului Poiana Ruscă. Litologic, depozitele panoniene sunt reprezentate prin nisipuri, argile și pietrișuri cu intercalații tufitice, care conțin resturi de plante, congerii, dreiseniide, cardiacee, melanopside și valencienide. Complexul panonian, cu caracter în general nisipos, prezintă în mare o structură lenticulară cu frecvențe treceri laterale de facies.

Din acest complex s-a colectat o bogată faună în următoarele puncte: la S de localitatea Bucovăț (pe un affluent drept al văii cu același nume), la E de localitatea Bîrna (pe un affluent drept al văii Bîrna), la E de Jurești și pe valea Sarazului (SE de localitatea Drinova). La Bucovăț, Bîrna și Jurești, resturile fosile au fost colectate dintr-un nivel nisipos, slab argilos, cu cuarț și mică, care prezintă intercalații lenticulare de gresii limonitice. În toate aceste puncte nivelul fosilifer este situat imediat în apropierea fundamentului cristalin, iar la Bucovăț suportă argile slab nisipoase, tufacee (vezi figura). Numai pe valea Sarazului (SE de localitatea Drinova)

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 15 martie 1963.

<sup>2)</sup> POP E. — Neogenul de la NE de Lugoj. Raport, Arh. Com. Geol. București 1955.

<sup>3)</sup> ILIESCU O. — Prezența Pliocenului în Bazinul Mehadii. Comunicare prezentată în ședințele de comunicări ale Com. Geol.



apare un nisip cenușiu, foarte micafer, situat de asemenei în apropierea fundamentului cristalin, în care se observă exemplare de ostracode.

Absența în regiune a unui profil continu îngreunează stabilirea cu certitudine a superpoziției stratelor. Se pare totuși, după aliura limitelor și sensul de cădere al

stratelor, că nisipurile micafer cenușii de pe valea Sarazului reprezintă un nivel inferior celui de la Bucovăț — Bîrna — Jurești. Formele fosile sunt în general slab conservate, datorită friabilității stratelor nisipoase care le conțin sau alteori sunt reprezentate prin mulajele din cauza dizolvării carbonatului de calciu din cochlile. Din punctele amintite mai sus am determinat asocierea faunistică din tab. 1.

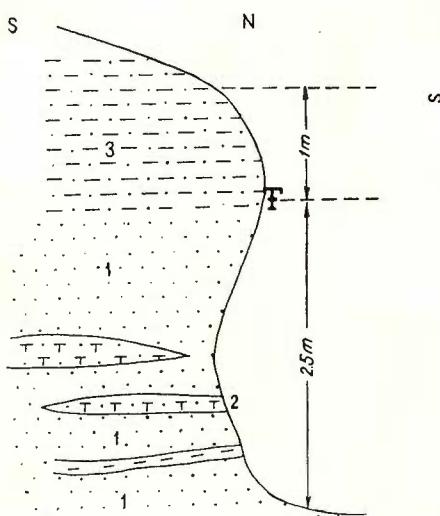
Tinem să menționăm că formele de *Valenciennesia* sp., V. cf. *annulata*, *Mondacna simplex* și o parte din exemplarele de *Congeria zagrabiensis* au fost colectate din argilele nisipoase tufacee, situate imediat deasupra nivelului nisipos fosilifer de la Bucovăț. În această asociere predomină formele de congerii și limnocardiide mici, celelalte genuri fiind mai puțin numeroase.

Schița aflatimentului punctului fosilifer de la S de Bucovăț.

Din analiza asocietă faunistice amintite mai sus, se deduce că suntem în prezența Panonianului superior s. l., respectiv echivalentul Pontianului din bazinul dacic. Compararea cu situația din Jugoslavia de vest, pare a duce la ideea că depozitele din regiunea Bucovăț — Jurești reprezintă echivalentul a ceea ce P. STEVANOVICH (22) a separat ca Pontian superior (Portaferian). Referitor la situația din Ungaria, fauna din regiunea cercetată ar reprezenta echivalentul a ceea ce geologii maghiari au separat ca partea superioară a Panonianului superior, respectiv Stratele cu *Congeria rhomboidea* și *Congeria balatonica*.

În ceea ce privește paraleлизarea cu succesiunea stabilită de A. PAPP (19) pentru Bazinul Vienei, se întâmpină dificultăți datorită lipsei formelor comune care să ne permită încadrarea riguroasă într-o anumită zonă. Totuși după datele de corelații care se cunosc, atât pe bază de macrofaună, (19, 22, 10) cât și de microfaună (2), depozitele din regiunea Bucovăț — Jurești ar reprezenta o parte din echivalentul a ceea ce s-a separat în bazinul Vienei ca Strat superioară cu congerii.

Comparativ cu faunele panoniene din punctele clasice din Banat (R.P.R.), asocierea din regiunea cercetată prezintă afinități cu cele de la Tirol, Zorlențul Mare,



TABELUL 1

S p e c i a	Numărul exemplarelor recoltate	Punctul de recoltare			
		Bucovăț	Birna	Jurești	Drinova V. Sarazului
<i>Congeria rhomboidea</i> HÖRNES . . . . .	1	+			
<i>Congeria dubocaensis</i> STEVANOVIC . . . . .	1	+			
<i>Congeria zagrabiensis</i> BRUSINA . . . . .	f <sub>1</sub>	+		+	
<i>Congeria croatica</i> BRUSINA . . . . .	f			+	
<i>Congeria</i> sp. . . . .	f			+	
<i>Congeria balatonica</i> PARTSCH . . . . .	2	+			+
<i>Congeria marcoviči</i> BRUSINA . . . . .	2	+			
<i>Congeria</i> aff. <i>zagrabiensis</i> BRUSINA . . . . .	f	+			
<i>Melanopsis</i> cf. <i>fossilis</i> GMELIN <sup>2)</sup> . . . . .	1		+		
<i>Limnocardium</i> cf. <i>secans</i> FUCHS . . . . .	f	+	+		
<i>Limnocardium</i> cf. <i>apertum</i> MÜNST. . . . .	f	+	+	+	
<i>Limnocardium riegeli</i> HÖRNES . . . . .	1		+	+	
<i>Monodacna</i> cf. <i>simplex</i> FUCHS . . . . .	3	+			
<i>Dreissensia</i> sp. . . . .	1	+			
<i>Paradacna</i> sp. . . . .	1				
<i>Valenciennesia</i> (cf. <i>annulata</i> Rouss). . .	2	+			+

<sup>1)</sup> f = frecvent.

<sup>2)</sup> Exemplarul de *Melanopsis* cf. *fossilis* (un mulaj extern) a fost recoltat de pe valea Birna dintr-un bloc de brecie limonitică cu elemente de cristalin. El ar putea proveni dintr-un orizont inferior nivelului fosilifer din regiune, reprezentând echivalentul stratelor cu asociația de tip Rădmănești.

Rădmănești și Criciova—Crivina. (vezi tabel 2). Fauna din regiunea Bucovăț—Jurești se apropie mai mult de asociațiile de la Tirol și Zorlențul Mare, ceea ce ar pleda pentru atribuirea depozitelor ponțiene din această regiune unui nivel superior celui de la Rădmănești. În ceea ce privește compararea cu faunele de tip Criciova—Crivina, unde se citează fără a fi orizontată faună de tip Rădmănești la un loc cu cea de tip Tirol—Zorlențul Mare, corelările cu regiunea Bucovăț—Jurești sunt îngreunate.

S-ar putea totuși ca depozitele ponțiene din regiunea cercetată să reprezinte echivalentul părții superioare a complexului de la Criciova—Crivina. Amplasarea regiunii pe marginea de est a marelui Bazin Panonic, cît și poziția transgresivă și discordantă a depozitelor ponțiene din regiunea Bucovăț—Jurești peste cristalinul masivului Poiana Ruscă, fac foarte posibilă absența unor termeni inferiori ai Panonia-nului s. I, și deci justifică repartizarea acestor depozite unor zone mai superioare.



## TABELUL 2

Răspindirea formelor în punctele din Banat cu asociații ale Panonianului s.l., asemănătoare cu cele de la Bucovăț — Jurești

Formele recoltate din regiunea Bucovăț-Jurești	Punctele din Banat (R.P.R.) cu asociații ale Panonianului s.l., asemănătoare cu cele din regiunea Bucovăț — Jurești			
	Tirol	Zorlențul Mare	Criciova— Crivina	Răd- mănești
<i>Congeria rhomboidea</i> HÖRNES . . . . .	+	+		
<i>Congeria dubocaensis</i> STEVANOVIC . . . . .				
<i>Congeria zagrabiensis</i> BRUSINA . . . . .	+	+		
<i>Congeria croatica</i> BRUSINA . . . . .	+	+	+	
<i>Congeria</i> sp. . . . .				
<i>Congeria balatonica</i> PARTSCH . . . . .			+	+
<i>Congeria marcovici</i> BRUSINA . . . . .				
<i>Melanopsis</i> cf. <i>fossilis</i> GMELIN . . . . .			+	+
<i>Limnocardium</i> cf. <i>secans</i> FUCHS . . . . .	+	+		
<i>Limnocardium</i> cf. <i>apertum</i> MÜNST. . . . .	+	+		
<i>Limnocardium riegeli</i> HÖRNES . . . . .		+		
<i>Monodacna</i> cf. <i>simplex</i> FUCHS . . . . .				
<i>Paradacna</i> sp. . . . .				
<i>Valenciennessia</i> sp. . . . .		<i>V. reussi</i>	<i>V. reussi</i>	
<i>Valenciennessia</i> cf. <i>annulata</i> ROUSS. . . . .	"	"		

În concluzie, din analiza faunei panoniene din regiunea Bucovăț — Jurești, se poate spune că sătem în prezență Ponțianului de tip dacic. Din comparația cu fauna panoniană din regiunile învecinate, se pare că depozitele ponțiene din regiunea cercetată ar reprezenta echivalentul Ponțianului superior (Portaferianului) din Jugoslavia, al Panonianului superior (Stratele cu *Congeria rhomboidea* și *Congeria balatonica*) din Ungaria, și al stratelor superioare cu congerii din bazinul Vienei. În ceea ce privește paraleлизarea cu punctele fosilifere panoniene clasice din Banat, depozitele din regiunea cercetată ar reprezenta un nivel superior celui de la Rădmănești, corespunzînd probabil cu echivalentul orizontului de la Tirol — Zorlențul Mare și cu partea superioară a celui de la Crivina — Criciova.

## BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSOV N. Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens, Petersburg, 1897.
2. BRESTENSKA E. Cunoștințele actuale și problemele Pliocenului din Carpații vestici — (Traducere), *Geologické Prace*, nr. 60, 1961.



## PLANŞA I



Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

Fig. 1. — *Congeria rhomboidea* HÖRNES. Mulaj intern.  $\times 1.$  in HÖRNES (1870), STEVANOVIC (1951).

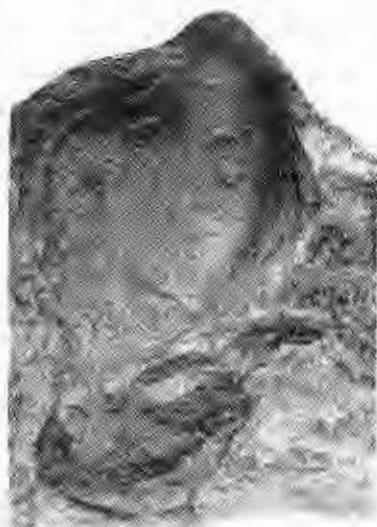
Fig. 2. — *Congeria dubocaensis* STEVANOVIC. Mulaj intern:  $\times 1.$  in STEVANOVIC (1951).

Fig. 3. — *Congeria zagrabiensis* BRUSINA. Mulaj intern.  $\times 1.$  in ANDRUSOV (1897).

Fig. 4. — *Congeria croatica* BRUSINA. Mulaj intern.  $\times 1.$  in BRUSINA (1894), BRUSINA (1897), ANDRUSOV (1897), STEVANOVIC (1951).



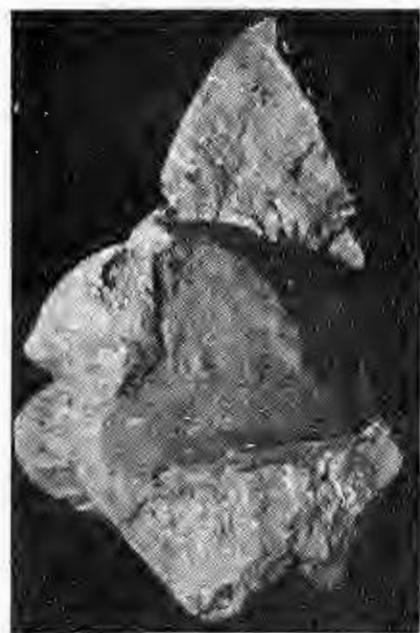
1.



2.



3.



4.

## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

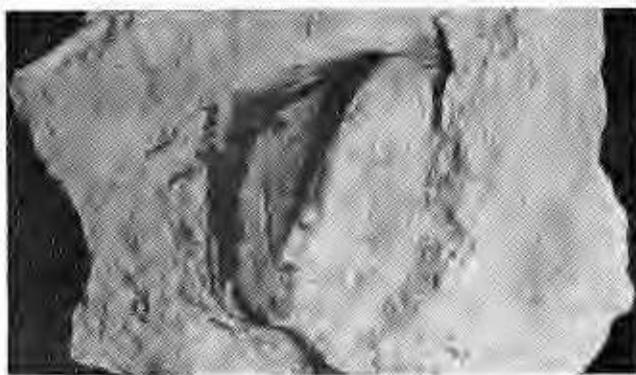
## PLANŞA II

Fig. 1. — *Congeria croatica* BRUSINA. Mulaj intern.  $\times 1.$  in BRUSINA (1894), BRUSINA (1897), ANDRUSOV (1897), STEVANOVIC (1951).

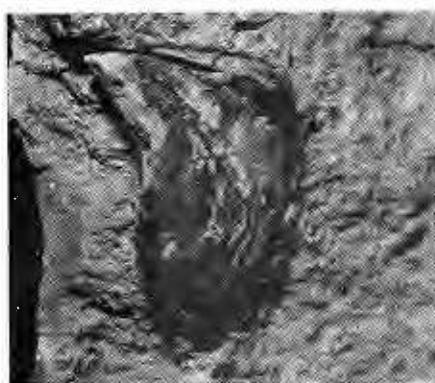
Fig. 2. — *Congeria balatonica* PARTSCH. Mulaj intern.  $\times 1.$  in FUCHS (1870), ANDRUSOV (1897).

Fig. 3. — *Congeria croatica* BRUSINA. Mulaj intern.  $\times 1.$  in BRUSINA (1884), BRUSINA (1897), ANDRUSOV (1897), STEVANOVIC (1951).

Fig. 4. — *Congeria balatonica* PARTSCH. Mulaj intern.  $\times 1.$  in FUCHS (1870), ANDRUSOV (1897).



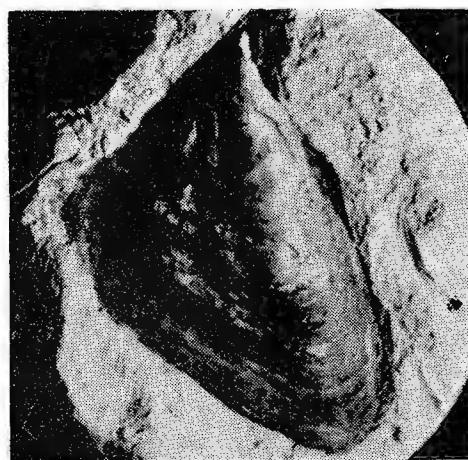
1.



2.



3.



4.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.

### PLANŞA III



Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

Fig. 1. — *Congeria* sp.

Fig. 2. — *Melanopsis cf. fossilis* GMELIN. Mulaj extern.  $\times 1$ . in HÖRNES (1886), PAUCĂ (1936), JEKELIUS (1944).

Fig. 3. — *Paradacna* sp.  $\times 1$ .

Fig. 4. — *Congeria marcoviči* BRUSINA. Mulaj intern.  $\times 1$ . in BRUSINA (1884), ANDRUSOV (1897), ARGETOAIA (1918).

Fig. 5. — *Limnocardium cf. apertum* MÜNSTER. Mulaj intern.  $\times 1$ . in GILLET (1943), STEVANOVÍČ (1951).



1.



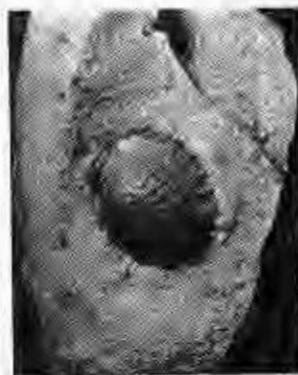
2.



3.



4.



5.

Dări de Seamă ale Sediințelor, vol. L/1.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA IV



Institutul Geologic al României

#### PLANŞA IV

Fig. 1. — *Limnocardium riegeli* HÖRNES. Mulaj intern.  $\times 1.$  in BRUSINA (1897), STEVANOVIC (1951).

Fig. 2. — *Congeria cf. zagrabiensis* BRUSINA ANDRUSOV (1897), non HÖRNES (1870), non PAPP (1953).

Fig. 3. — *Valenciennesia* sp.  $\times 1.$

Fig. 4. — *Dreissensia* sp.  $\times 1.$

Fig. 5. — *Limnocardium cf. secans* FUCHS. Mulaj intern.  $\times 1.$  in FUCHS (1870).

Fig. 6. — *Monodacna cf. simplex* FUCHS. Mulaj intern.  $\times 1.$  in FUCHS (1870), STEVANOVIC (1951).



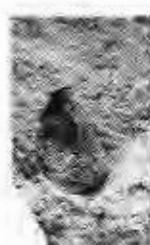
1.



2.



3.



4.



5.



6.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.

## PLANŞA V



Institutul Geologic al României

## PLANŞA V

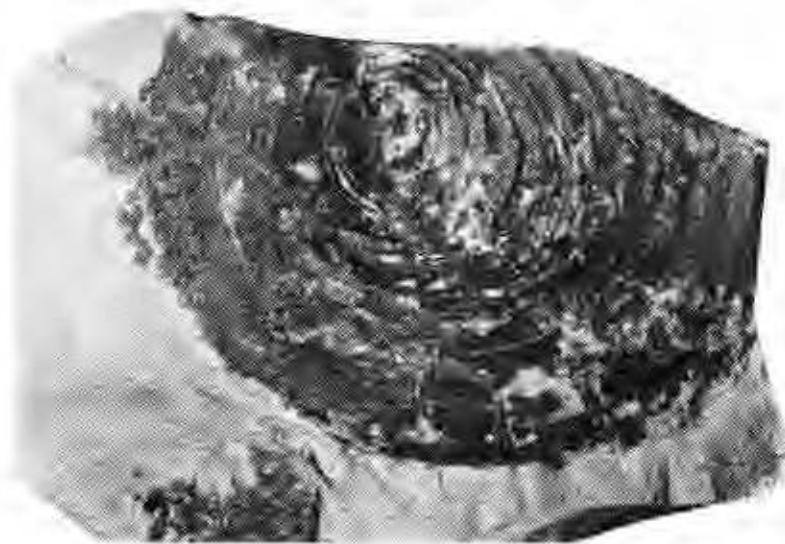
Fig. 1. — *Valenciennesia* sp. Mulaj extern.  $\times 1$ .

Fig. 2. — *Valenciennesia* sp. Mulaj intern.  $\times 1$ .

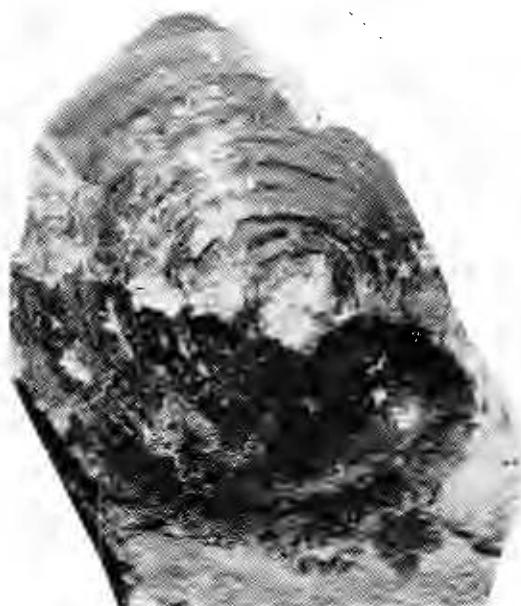
Fig. 3. — *Valenciennesia* cf. *annulata* Rouss. Mulaj intern.  $\times 1$ .



I. HUICĂ, I. STĂNOIU. Fauna ponțiană din regiunea Bucovăț-Jurăști. Pl. V.



1.



2.



3.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.



Institutul Geologic al României

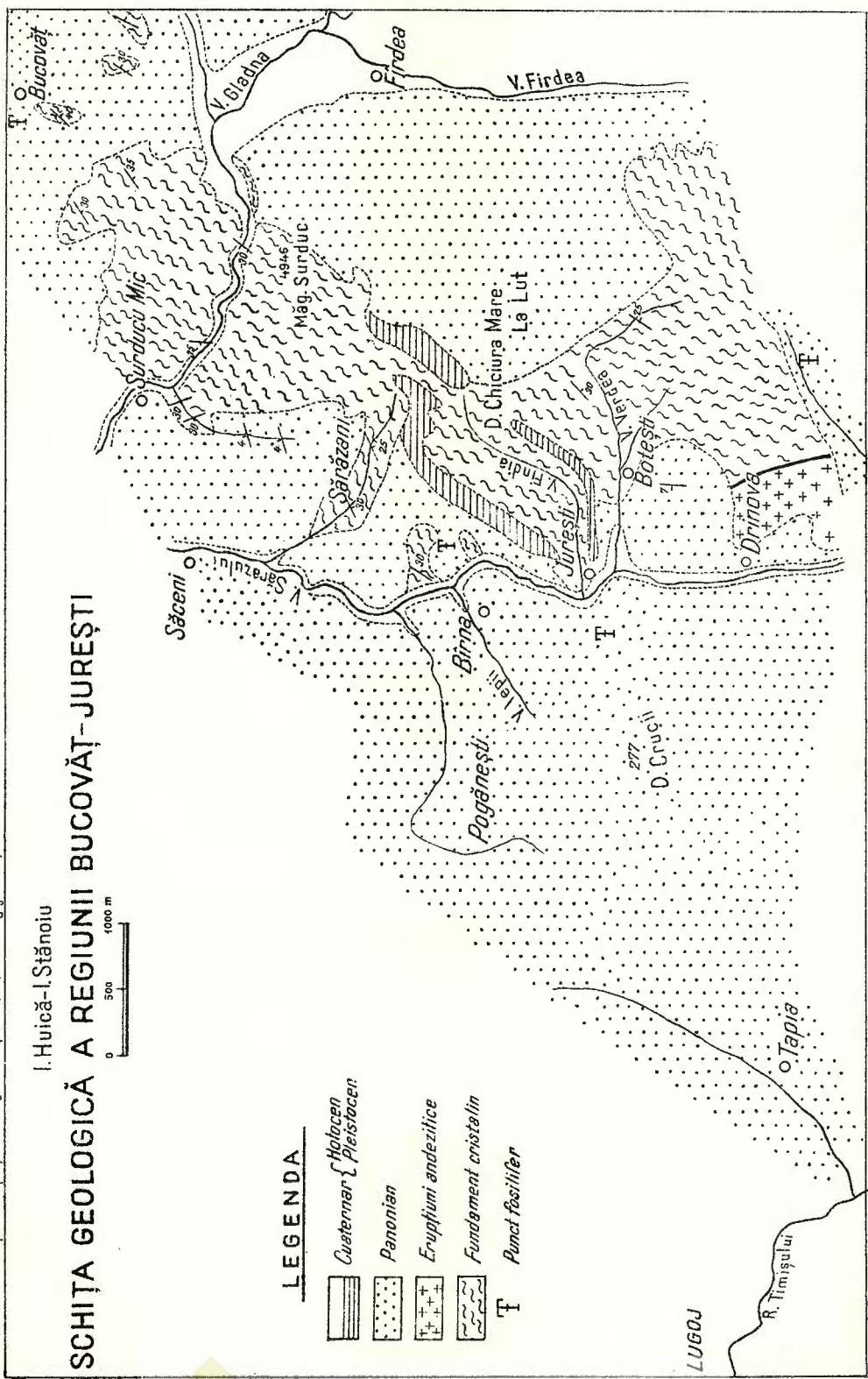
## SCHITĂ GEOLOGICĂ A REGIUNII BUCOVĂȚ-JUREȘTI

I. Huică-I. Stănoiu

1000 m  
500

### LEGENDA

- [Horizontal lines] Cuaternar { Holocen | Pleistocen }
- [Dotted pattern] Pannonian
- [Crosses pattern] Eroziuni andezitice
- [Wavy lines pattern] Fundament cristalin
- [T] Punct fosilifer



3. BRUSINA S. Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien, 1884.
4. BRUSINA S. Matériaux pour la faune malacologique néogène de la Dalmatie, de la Croatie, et de la Slavonie avec des espèces de la Bosnie, de la l'Herzégovine et de la Serbie, 1897.
5. FERU M., MIHĂILĂ N. Cercetări geologice și hidrogeologice în bazinul Timișului (Caransebeș – Lugoj) *St. tehn. econ. Seria E. (Hidrogeologie)* nr. 6 București 1963.
6. FLOREI N. Contribuții la studiul faunei de la Tirol, — Reg. Timișoara, Cluj, 1957.
7. FUCHS Th. Fauna der Congerienschichten von Rădmănești în Banat, *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* Bd. XX, 1870.
8. GILLET S. Essai de classification du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur de Roumanie. — La Transilvanie et le Banat — *C.R.Ac. Sci.* 195, Paris 1932.
9. GILLET S. Sur la présence d'une faune pontienne à affinités croates dans la Banat roumain. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XVI, București, 1937—1938.
10. GILLET S. Les Limnocardiidés des couches à Congéries de Roumanie. *Mém. Inst. Géol. Roum.*, vol. IV, București 1943.
11. HALAVÁTS J. Die pontische Fauna von Langenfeld. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, Bd. VI, 1883.
12. HALAVÁTS J. A. Királyhegyi pontusi koru fauna, A.m.k. — *Földt. Int. Évk.* 10, 1892.
13. HALAVÁTS J. Die Umgebung von Lupák, Kőlnik, Szocsán und Nagy — Zorlencz. *Jahrb d. k. ung. geol. Anst.*, Budapest, 1893.
14. HÖRNES M. Die Fossilienmollusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d.k.k. geol. R. A.*, vol. I și II, Viena 1870.
15. IONESCU ARGETOIA I. P. Contribuții la studiul faunei de Moluște pliocene din Oltenia, *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII. București, 1918.
16. JEKELIUS E. Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. VIII, București 1913.
17. JEKELIUS E. Sarmat und Pont von Soceni, *Mem. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, București, 1944.
18. LÓCZY L. Geologische Notizen aus dem nördlichen Teile des Krassoer Komitates. *Föld. Közl.*, Bd. XII., 1882.
19. PAPP A. Das Pannon des Wiener Beckens. *Mit. d. Geol. Gesel. Wien*, Bd. 39—41, 1946—1948.
20. PAPP A. Die Moluskenfauna des Pannon im Wiener Becken, *Mitt. d. Geol. Gesel. in. Vien*, Bd. 44, Wien, 1953.
21. PAUCĂ MIRCEA. Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. XVII, București, 1936.
22. STEVANOVICH P. Pontische Stufe im engeren Sinne-obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. Beograd, 1951.
23. ȘTEFĂNESCU SABBA. Études sur les terrains tertiaires de la Roumanie. Contribution à l'étude des faunes sarmatiques, pontiques et lévantines. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nr. 15, Paris, 1896.
24. WENZ W. Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete, 1942.
25. VANCEA A. Neogenul din Bazinul Transilvaniei, Ed. Acad. R.P.R., București, 1960.

О ФАУНЕ ПОНТА ОБЛАСТИ БУКОВЭЦ – ДЖУРЕШТЬ  
(ВСВ ЛУГОЖА–БАНАТ)

И. УЙКА, И. СТЭНОЮ

(Краткое содержание)

Отложения паннонского яруса, области Буковец-Джурешть, представленные песками, глинами и гравием, линзовидной структуры, залегают

трансгрессивно и несогласно над кристаллическими сланцами массива Пояна Рускэ (восточное окаймление Паннонской впадины).

В этих отложениях была выявлена богатая фауна (см. румынский текст стр. 175), из анализа которой авторы делают вывод, что паннонские отложения области представляют эквивалент дакийского ponta, верхнепонтического яруса (Портаверриана) — Югославии, верхнепаннонского яруса (Пласти с *Congeria rhomboidea* и *Congeria balatonica*) — Венгрии и верхних пластов с конгериями — Венского бассейна. Что же касается параллелизма с классическими фаунистическими пунктами Баната (Р.Н.Р.), то авторы находят, что отложения исследованной области представляют высший уровень, по отношению к отложениям Рэдмэнешть, соответствующа, возможно, эквиваленту горизонта Тироль - Зорленцул Маре, а верхней своей частью — эквиваленту горизонта Кривина-Кричиова.

---

UR LA FAUNE PONTIENNE DE LA RÉGION DE BUCOVĂȚ — JUREȘTI  
(ENE DE LUGOJ — BANAT)

PAR

I. HUICĂ, I. STĂNOIU

(Résumé)

---

Les dépôts pannoniens de la région de Bucovăț — Jurești représentés par des sables, des argiles et des graviers à structure lenticulaire reposent transgressivement et en discordance sur les schistes cristallins du massif de Poiana Ruscă (rame orientale de la dépression pannonienne).

Dans ces dépôts on a déterminé une riche faune (voir texte roumain, page 175) dont l'analyse mène à la conclusion que les dépôts pannoniens de la région représentent un équivalent du Pontien dacique, du Pontien supérieur (Portaférien) de Yougoslavie, du Pannonien supérieur (Couches à *Congeria rhomboidea* et *Congeria balatonica*) de Hongrie et des Couches supérieures à Congéries du bassin de Vienne. Un parallélisme avec les endroits fauniques classiques du Banat (Roumanie) permet de faire la constatation que les dépôts de cette région représenteraient un niveau supérieur à celui de Rădmănești, correspondant probablement à l'équivalent de l'horizon de Tirol — Zorlențul Mare et à la partie supérieure de l'horizon de Crivina — Criciova.



REPREZENTANȚI AI CLASEI AMPHINEURA ÎN MIOCENUL  
DIN OLTEANIA<sup>1)</sup>)

DE  
JOSEFINA MARINESCU

În decursul cîtorva ani de cercetări în Miocenul Olteniei am avut prilejul ca pe valea Padeșului, affluent al văii Gîrdanului, în satul Băsești (raionul T. Severin), alături de o faună foarte bogată în corali, lamelibranchiate și gasteropode mărunte, predominând prosobranchiatele, să întîlnim în Tortonian, într-un singur punct, într-un nivel de nisipuri grosiere, numeroase plăci de amphineurieni. În urma studiului acestora am identificat prezența a cinci specii, dintre care patru sunt menționate pentru prima dată în țara noastră. Aceste patru specii sunt *Lepidopleurus cajetanus* (POLI), *Chiton bohemicus* (ROCHEBRUNE), *Chiton miocenicus* MICHELOTTI, *Acanthochiton steinabrunensis* ŠULC; a cincea, *Criptoplax weilandi* ŠULC., a mai fost întîlnită și descrisă la Coștei de BOETTGER (1901) și ulterior figurată de ZILCH (1934).

Cu toate că nu au importanță stratigrafică, amphineurienii pot da indicații ecologice interesante; astfel, specia *Lepidopleurus cajetanus*, pe care am întîlnit-o și noi în Tortonianul din nord-vestul Olteniei, nu a fost menționată la adâncimi trecînd de 10 m; în felul acesta prezența sa în ansamblul faunistic de pe valea Padeșului de la Băsești, unul din cele mai bogate puncte fosilifere din Bazinul dacic, indică o zonă litorală foarte apropiată de țărm, configurația acestuia nefiind probabil mult prea deosebită de actualele limite ale Tortonianului, cel puțin în această regiune.

În cele ce urmează vom prezenta o sumară descriere a speciilor întîlnite:

- Subclasa **POLYPLACOPHORA** BLAINVILLE, 1816  
Ordinul NEOLORICATA BERGENHAYN, 1955  
Subordinul **Lepidopleurina** THIELE, 1910  
Familia *Lepidopleuridae* PILSBRY 1826  
Genul *Lepidopleurus* LEACH în RISSO, 1926  
Generotip **Chiton cajetanus** POLI 1791

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 8 martie 1963.



*Lepidopleurus (L) cajetanus* (POLI)  
(Pl. I)

1897 *Lepidopleurus cajetanus* (POLI) SACCO (5), parte 22, pg. 90, pl. 7, fig. 26–31.

Din această specie posedăm o singură placă céfalică și patru plăci anale; segmente mediane nu am întîlnit. Placa céfalică prezintă o înălțime de 3 mm și lățime de 5 mm, vizibil ornamentată cu 9 carene; se poate observa lipsa articulamentului.

Col. Inst. Geol. nr. 11.114.

Plăcile anale au următoarele dimensiuni:

- 1) L mm: 3,25, 6, 7  
I mm: 1,90, 4, 5

Acestea sunt semisferice, ușor alungite lateral și bombate; exemplarele noastre se prezintă destul de corodate, așa că din ornamentația inițială nu au rămas decât urme puțin distințe la unele exemplare; la altele tegumentul este ornamentat cu brazde concentrice. Un singur exemplar și-a păstrat articulamentul cu cele două lame suturale cu aspect porțelanos. În schimb, pe totă suprafața celor patru plăci anale se observă porii, străbătuți altădată de filetele nervoase, precum și un mic mucron central.

Col. Inst. Geol. nr 11.115.

Specii din această familie au fost întîlnite încă din Cambrian; reprezentanții actuali trăiesc la adâncimi de 9 m, au sexe separate și radula heterodontă. *Lepidopleurus cajetanus* a mai fost întîlnit în depozitele piacenziene din Zinola în Italia; în R.P.R. l-am întîlnit în depozitele Tortonianului superior de pe valea Padeșului în nord-vestul Olteniei.

- Subordinul ***Ichnochitonaria*** BERGENHAYN, 1930  
Familia *Chitonidae Rafinesque*, 1815  
Genul *Chiton* Linné, 1758  
Generotip *Chiton tuberculatus* S. D. DALL, 1879.

*Chiton boemicus* (ROCHEBRUNE), 1883  
(Pl. II, pl. III, fig. 1)

1860 *Chiton spiculos* GRAY?, REUSS, (3), pg. 53, pl. 8, fig. 1–3.

1936 *Chiton boemicus* (ROCHEBRUNE), ŠULC (6), pg. 25, pl. 2, fig. 48, 50–54.

Din această specie am găsit patru plăci céfalice, 14 plăci mediane A și patru plăci anale. Descrierea amănunțită făcută de REUSS este completată de către ŠULC, care consideră ca făcând parte din această specie și exemplarele cu o ornamentație mai puțin evidentă. Dintre plăcile céfalice pe care le-am întîlnit, doar trei sunt complete,

<sup>1)</sup> L = lățimea; I = înălțimea.



la care se poate observa inserția lamelară a articulamentului, vizibil acoperit de tegument, striată fin longitudinal și divizată în 10 denticuli.

Dimensiunile plăcilor în mm:

$$\begin{array}{lll} L: & 5, & 6, & 7. \\ I: & 2,80 & 3,10 & 3,75 \end{array}$$

Col. Inst. Geol. nr 11.118.

Din numărul mare de plăci mediane A culese, doar cinci sunt complete. Exemplarele și-au păstrat ornamentația evidentă, asemănându-se întru totul descrierii dateă de ŠULC. Puternic bombate central, plăcile mediane A întâlnite de noi au unghiuri cuprinse între  $100^{\circ}$ — $120^{\circ}$ , înscriindu-se astfel în limitele date de ŠULC ( $90$ — $150^{\circ}$ ). Articulamentul, păstrat la mai toate exemplarele, este divizat în două lame suturale, formând între ele un sinus aproximativ de  $80^{\circ}$ .

Dimensiunile în mm:

$$\begin{array}{lll} L: & 3,85 & 7, & 7,25, & 9 \\ I: & 2, & 3, & 3, & 3,25 \end{array}$$

Col. Inst. Geol. nr 11.119.

Plăcile anale la această specie sunt greu de determinat, fiind foarte variabile, semieliptice, scurte, cu partea anteroioară ridicată în formă de cioc. Articulamentul observat la un singur exemplar prezintă cele două suturi lamelare; sinusul măsurat de noi are aproximativ  $100^{\circ}$ . Ornamentația tegumentului plăcilor anale este asemănătoare cu plăcilor mediane. Posterior am putut observa inserția lamelară divizată.

Dimensiunile plăcilor anale în mm:

$$\begin{array}{lll} L: & 4 & 5, & 7 \\ I: & 2,25 & 3,75 & 4 \end{array}$$

Col. Inst. Geol. nr 11.120.

Specia *Chiton bohemicus*, cu o mare răspândire în Boemia, de unde ROCHE-BRUNE a descris-o pentru prima oară, a mai fost întâlnită apoi în bazinul Vienei de către ŠULC, în depozitele tortoniene de la Steinabrunn, și Rudoltice. În Oltenia am găsit-o pe valea Padeșului, satul Băsești, în Tortonianul superior. Familia Chitonidelor, apărută încă în Triasic, cuprinde și astăzi numeroși reprezentanți în toate mările globului.

*Chiton miocenicus* MICHELOTTI, 1847

(Pl. III, fig. 2)

1897 *Chiton miocenicus* MICH. SACCO (5), parte 22, pg. 89, pl. 8, fig. 18—20.

Specia apare reprezentată în punctul fosilifer menționat mai sus, doar prin patru plăci anale. Aceste segmente se deosebesc de plăcile anale ale speciei *Chiton bohemicus* prin bombarea mai puternică, fapt observat în special în zona centrală a tegumentului, la fel de netedă ca și la specia anteroiară, precum și prin înălțarea mai pregnantă a acesteia în zona sinusului, în timp ce la *Chiton bohemicus* tegumentul urmărește



normal bombamentul plăcii, fără a se înălța spre sinus. Posterior se pot observa inserțiile lamelare, care sunt mult mai puternic dezvoltate.

Dimensiunile plăcilor în mm:

L:	4,	5,	6,50
I:	2,	3,	4

Col. Inst. Geol. nr 11.121.

Specia găsită și descrisă de MICHELOTTI în 1847 este reîntîlnită de SACCO la Sciolze (Italia), unde apare foarte frecvent. În nord-vestul Olteniei a fost întîlnită în valea Padeșului în depozitele Tortonianului superior de la Băsești.

Subordinul **Acanthochitonaria** BERGENHAYN, 1930

Familia *Acanthochitonidae* PILSBRY, 1893

Genul *Acanthochitonaria* GRAY, 1821

Generotip **Chiton fascicularis** LINNÉ, 1766.

*Acanthochiton (A) steinabrunensis* ŠULC, 1934

(pl. III, fig. 3 a,b,c)

1934 *Cryptoconchus steinabrunensis* n. sp. ŠULC (6), pg. 16, pl. 1 fig. 25.

Specia a fost descrisă pentru prima dată de ŠULC din Tortonianul de la Steinabrunn, autorul având la dispoziție un număr de 10 segmente, dintre care două plăci mediane și opt plăci anale; placă cefalică rămânind necunoscută. Din Oltenia am recoltat trei plăci și anume două mediane și una cefalică. În privința plăcilor mediane, ținem să menționăm că ele au o talie mult mai redusă decât exemplarele figurate de ŠULC; din păcate nu-și păstrează lamele suturale, dar în rest prezintă toate celelalte caractere de ornamentație, zona centrală cu striuri lungi fine, zonele laterale cu pustule fine; nu ar fi exclus totuși să avem de-a face și cu o varietate de dimensiuni mai reduse a acestei specii, dar exemplarele pe care le posedăm nu sunt întregi.

Dimensiunile plăcilor în mm:

L:	3	3,15
I:	1	1,15

Col. Inst. Geol. nr 11.117.

Segmentul cefalic găsit de noi este semisferic, prezentând aceeași ornamentație ca și la plăcile mediane, cu pustule mărunte uniform răspândite ca în zonele laterale ale plăcilor mediane. În partea anteroară există o zonă netedă fără ornamentații, ce înconjoară tegumentul (lama de inserție).

Dimensiuni (mm):

L:	4
I:	2

Atribuim această placă cefalică speciei descrise de ŠULC, deoarece se încadrează atât ca ornamentație, cât și ca dimensiuni în caracteristicile celorlalte plăci mediane și anale.



Col. Inst. Geol. nr 11.116.

ŠULC, descriind *Cryptoconchus steinabrunensis*, a făcut și un subgen nou, *Pseudoacanthochiton*, subgen derivând din genul *Acanthochitona*. În urma studiilor sistematice recente subgenul *Pseudoacanthochiton* intră însă în sinonimia genului *Acanthochitona*, cu reprezentanți începând încă din Oligocenul inferior, în timp ce genul *Cryptoconchus* rămîne să cuprindă numai forme recente întâlnite în Noua Zeelandă. În Oltenia am întâlnit această specie în valea Padeșului (satul Băsești), în Tortonianul superior.

Genul *Cryptoplax* BLAINVILLE, 1818

Generotip *Chiton larvaeformis* BURROW, 1815.

*Cryptoplax weilandi* ŠULC, 1934  
(Pl IV)

1901 *Cryptoplax weilandi* (ROLLE) BOETTGER (1), pg. 180, nr. 561.

1934 *Cryptoplax weilandi* (ROLLE) ŠULC, ŠULC (6), pg. 21, pl. 2, fig. 36–40.

1934 *Cryptoplax weilandi* (ŠULC), ZILCH (7), pg. 199, pl. 1, fig. 19–22.

Din această specie am întâlnit numeroase plăci mediane A, B, C, precum și plăci anale; nu am găsit însă nici o placă céfalică. Descrierea lor nu o facem, deoarece atât BOETTGER cît și ŠULC, având la îndemînă sute de exemplare, o fac destul de amplu, putînd separa plăcile mediane în plăci A, B, și C; vom da numai dimensiunile segmentelor determinate de noi.

Placa mediană A (4 segmente):

L:	1,25	1,50	2,75
I:	2,50	3	4

Col. Inst. Geol. nr 11.110.

Placa mediană B (6 segmente):

L:	1,80	2	2,15	2,50
I:	4	5	6	7

Col. Inst. Geol. nr 11.111.

Placa mediană C (2 segmente):

L:	2	2,15
I:	5	6

Col. Inst. Geol. nr 11.112.

Placa anală:

L:	1	1,80	2
I:	3	4	5

Col. Inst. Geol. nr. 11.113.

Din toate plăcile anale cercetate nu am putut observa decât la cîteva articulaționalul, care spre deosebire de celelalte specii este foarte alungit, asemănîndu-se



cu placa mediană C, de care se deosebește prin lamele suturale mai alungite și depășind tegumentul.

În general, această specie, prin forma ei alungită și articulațiile foarte puternice, se deosebește de celealte specii descrise, ea fiind unul din cei trei reprezentanți ai amphineurienilor menționați pînă acum la noi în țară și anume în Tortonianul de la Coștei. Din această localitate BOETTGER, colectînd o bogată faună, a determinat-o la Viena, unde a avut la îndemînă colecția lui ROLLE și descriind-o în lucrarea sa din 1901 menționează drept autor pe ROLLE, care însă nu a descris-o și figurat-o niciodată în nici o lucrare. Mai tîrziu, ŠULC, colectînd exemplare identice cu acele ale lui ROLLE, le-a determinat și descris, păstrînd denumirea dată de ROLLE, cu toate că descrierea lui BOETTGER era lipsită de figurație, fapt realizat mult mai tîrziu de ZILCH, care însă indică drept autor pe ŠULC. Găsită în depozitele Tortonianului în diverse localități, întîlnită și la Coștei și Lăpuși, autorii menționează exemplare al căror tegument este pigmentat (nuante maronii), lucru neîntîlnit în Oltenia. Punct fosilifer: valea Padășului, Băsești, în depozitele Tortonianului superior.

#### BIBLIOGRAFIE

1. BOETTGER O. Zur Kenntnis der Fauna der mittelmiocänen Schichten von Kostej im Krasso—Szörényer Komitat. Hermannstadt 1901.
2. MOORE R. Treatise on invertebrate Paleontology. Part I, Moll. 1, New-York 1960.
3. REUSS A. E. Die marinen Tertiärschichten Böhmens. S. B. k. Akad. Wiss. Bd. XXXIX, Wien 1860.
4. SHROCK R. Principles of invertebrate Paleontology, Ed. II, New-York 1953.
5. SACCO F. I molluschi del Piemonte e della Liguria, Parte XXII, Torino, 1897.
6. ŠULC J. Studien über die fossilen Chitonen. Ann. naturhist. Mus. Wien, Bd. 47 (1934), wien 1936.
7. ZILCH A. Zur Fauna des Mittelmiocäns von Kostej (Banat). Senckenbergiana, Bd. 16, Frankfurt a.m. 1934.

#### ПРЕДСТАВИТЕЛИ КЛАССА AMPHINEURA В МИОЦЕНЕ ОЛТЕНИИ

ЖОЗЕФИНА МАРИНЕСКУ

(Краткое содержание)

В настоящей отметке автор представляет 5 видов ископаемых *Amphineura*, извлеченных в песках верхнего тортона в долине Падеш селение Бэсешть (к северу от Тр. Северин), на западной окраине Дакийского Бассейна.

Помимо *Cryptoplax weillandi* ŠULC, остальные виды являются новыми для фауны Р. Н. Р.



## PLANŞA I



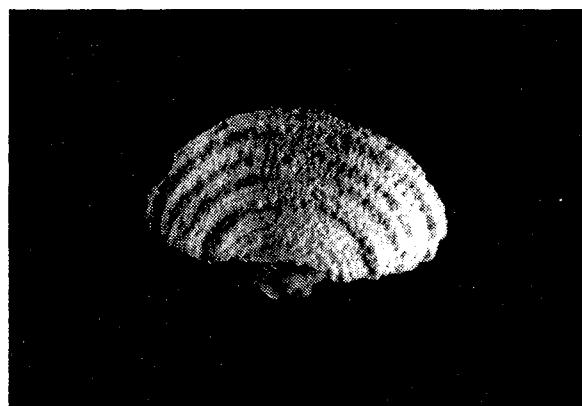
Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

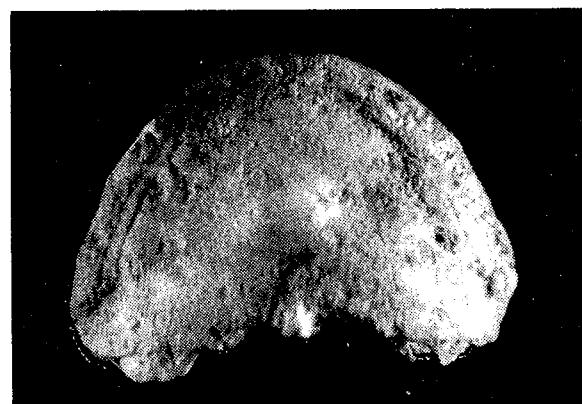
Fig. 1. — *Lepidopleurus cajetanus* (POLI). Placă céfalică.  $\times 7$ . Col. Inst. Geol. nr. 11.114.

Fig. 2. — *Lepidopleurus cajetanus* (POLI). Placă anală.  $\times 7$ . Col. Inst. Geol. nr. 11.115.

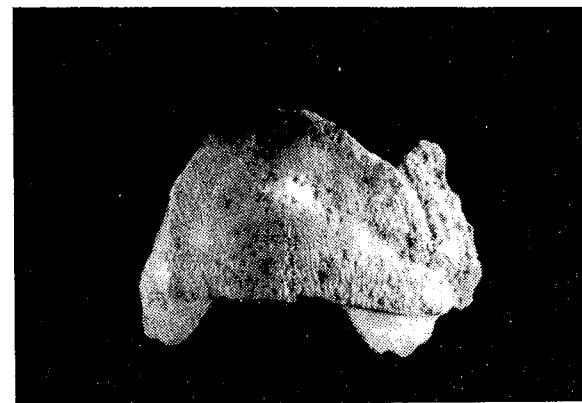
Fig. 3. — *Lepidopleurus cajetanus* (POLI). Placă anală.  $\times 7$ . Col. Inst. Geol. nr. 11.115.



1.



2.



3.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. I./I.



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II



Institutul Geologic al României

## PLANŞA II

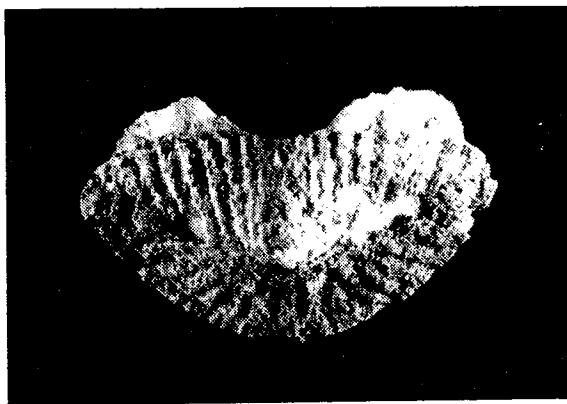
- Fig. 1. — *Chiton bohemicus* (ROCHEBRUNE). Placă céfalică.  $\times 5$ . Col. Inst. Geol. nr. 11.115.  
Fig. 2. — *Chiton bohemicus* (ROCHEBRUNE).  $\times 7$ . Col. Inst. Geol. nr. 11.119.  
Fig. 3. — *Chiton bohemicus* (ROCHEBRUNE). Placă anală.  $\times 7$ . Col. Inst. Geol. nr. 11.120.



1.



2.



3.

Dări de Seamă ale Ședințelor, vol. L/1.

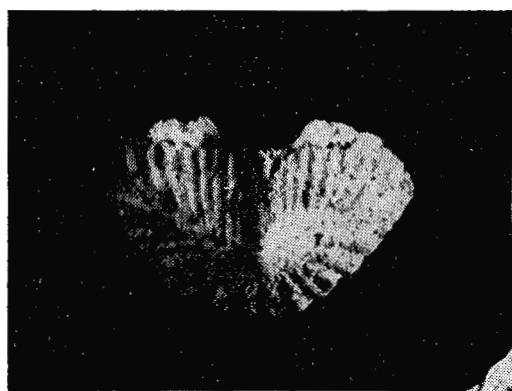
### **PLANŞA III**



Institutul Geologic al României

### PLANŞA III

- Fig. 1. — *Chiton bohemicus* (ROCHEBRUNE). Placă anală.  $\times 7$ .
- Fig. 2. — *Chiton miocenicus* MICHELOTTI. Placă anală.  $\times 7$ . Col. Inst. Geol. nr. 11.121.
- Fig. 3. — *Acanthochiton steinabrunensis* ŠULC. *a*, placă céfalică, Col. Inst. Geol. nr. 11.116;  
*b*, placă mediană. Col. Inst. Geol. nr. 11.117; *c*, placă mediană. Col. Inst. Geol.  
nr. 11.117.  $\times 10$ .



1.



2.



3 a.



3 b.



3 c.

Dări de Seamă ale ředinelor, vol. I/1.

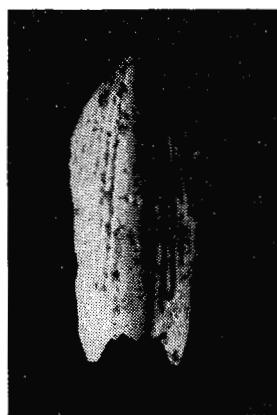
## PLANŞA IV



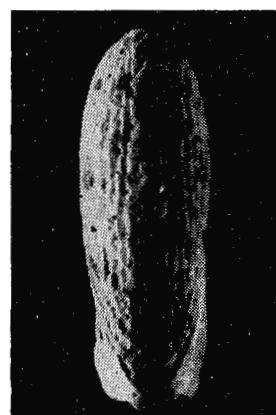
Institutul Geologic al României

## PLANŞA IV

*Cryptoplax weilandi* (Šulc). a, placă mediană,  $\times 10$ , Col. Inst. Geol. nr. 11.110; b, placă mediană,  $\times 7$ , Col. Inst. Geol. nr. 11.111; c, placă mediană,  $\times 5$ , Col. Inst. Geol. 11.112; d, placă anală,  $\times 6$ , Col. Inst. Geol. 11.113; e, placă anală,  $\times 6$ , Col. Inst. Geol. nr. 11.113



a.



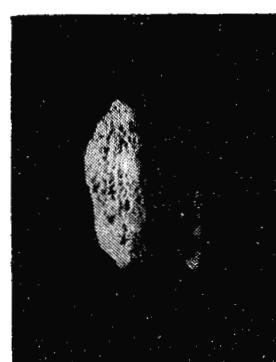
b.



c.



d.



e.

Dări de Seamă ale ředinelor, vol. L/1.

В связи с видом *Achanthochiton steina brunensis* SULC. автор представляет головную табличку, до сих пор неизвестную у этого вида, а также и две срединные таблички, которые отличаются от типов SULC более сокращенными размерами.

Несмотря на то обстоятельство, что *Amphineura* не представляют стратиграфического значения, они могут дать интересные экологические указания и таким образом, упомянутый в этой отметке, вид *Lepidopleurus cajetanus* (POLI) представляет побережжную зону очень незначительной глубины, максимум 10 м до дна моря.

---

REPRÉSENTANTS DE LA CLASSE AMPHINEURA  
DANS LE MIOCÈNE DE L'OLTÉNIE

PAR  
JOSEFINA MARINESCU

(Résumé)

---

Dans cette note l'auteur présente cinq espèces d'*Amphineura* fossiles, récoltées dans les sables tortoniens supérieurs de Valea Padeșului, (village de Băsești, au N de Turnu Severin) à l'extrême occidentale du Bassin Dacique.

À part *Cryptoplax weilandi* SULC, les autres espèces sont nouvelles pour la faune de la Roumanie.

En ce qui concerne l'espèce *Achanthochiton steinabrunensis* ŠULC, l'auteur présente une plaque céphalique inconnue jusqu'à présent chez cette espèce, ainsi que deux plaques médianes qui diffèrent des types ŠULC par leurs dimensions plus réduites.

Même si les *Amphineura* n'ont qu'une importance stratigraphique, ils peuvent fournir des indications écologiques intéressantes; par exemple l'espèce *Lepidopleurus cajetanus* (POLI) mentionnée également dans cette note, peut indiquer une zone littorale très peu profonde — 10 m maximum.

---





Institutul Geologic al României

OBSERVĂRI UNI REFERITOARE LA STRATIGRAFIA  
PANONIANULUI DE PE MARGINEA DE VEST A MUNTILOR  
GURGHIU<sup>1)</sup>

DE  
VICTORIA ZOTTA

Comunicarea de față are un caracter preliminar, urmând ca într-un viitor apropiat să fie completată cu un studiu paleontologic și micropaleontologic mai detaliat. Regiunea cercetată se amplasează în vestul munților Gurghiu, între valea Nirajului și satul Dealul (12 km nord de Odorhei). Cercetări geologice în această regiune au fost efectuate de: A. KOCH (8), Z. TÖRÖK (14), I. BÁNYAI<sup>2)</sup> (1), D. CIUPAGEA (5), L. NAGY<sup>2)</sup>, R. CIOCIRDEL (4), I. BUCUR și K. MÜNTZ<sup>3)</sup>, TRAIAN ICHIM<sup>4)</sup> pentru studiul depozitelor sedimentare, I. BÁNYAI (2), și colectivele D. RĂDULESCU, A. VASILESCU, S. PELTZ, O. GHERUCI<sup>5)</sup> și S. PELTZ, M. PELTZ<sup>6)</sup>, pentru studiul piroclastitelor.

Unii cercetători admit existența Pontianului în sens larg (1), nefondat pe date paleontologice concluzante, iar alții vorbesc despre Pliocen, fără a separa etaje<sup>2)</sup>.

În regiune apar depozite sedimentare de vîrstă panoniană și piroclastite. Studiul depozitelor panoniene a fost mult îngreunat de lipsa deschiderilor și prezența frecvențelor alunecări. În cadrul acestor depozite s-au întîlnit o serie de aflorimente, în care s-a găsit o faună bogată, cu forme de *Valenciennesia* sau *Provalenciennesia*. Acestea din urmă n-au putut fi determinate, aflindu-se în proastă stare de conservare. Aflorimentele observate sunt situate, începînd de la nord spre sud pe valea Nirajului, pe valea Belmezeu, pe un affluent stîng al văii Sovata, pe pîrul Pietros, pe valea Dumbrăvii, pe dealul Sărățeni, pe pîrul sugăului, pe pîrul Firtoș și pe pîrul Tiloso. Pe valea Belmezeu, sub placa de piroclastite apa rmarne cu intercalații subțiri de nisipuri,

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 1 martie 1963.

<sup>2)</sup> L. NAGY, (1953): Raport asupra geologiei saliferului din Ardeal cuprins între Valea Nirajului și Valea Sieului Arh. Com. Geol. București.

<sup>3)</sup> I. BUCUR, KURT MÜNTZ (1957) — Cercetări geologice în regiunea Reghin—Sovata.

<sup>4)</sup> TR. ICHIM (1957): Cercetări geologice în regiunea Sovata—Odorheiu—Cristur. Rap. arh. M. I. P Ch. — T. E. G. București.

<sup>5)</sup> D. RĂDULESCU, A. VASILESCU, S. PELTZ, O. GHERUCI (1957): Raport asupra cercetărilor geologice executate în Munții Gurghiu. Arh. Com. Geol. București.

<sup>6)</sup> S. PELTZ și M. PELTZ (1960): Prospecții geologice în Munții Gurghiu.

în care se găsesc fragmente de cardiacee mari și mici, precum și congerii mici. Deasupra, la aproximativ 5—6 m, se situează deschideri formate din alternanțe de marne cenușii nisipoase, în strate de 5—6 cm grosime cu nisipuri roșcate feruginoase, în strate de 0,2 m, din care s-au colectat exemplare de *Congeria subglobosa* PARTSCH, *Melanopsis vindobonensis* FUCHS și fragmente de cardiacee. Încă mai sus, la aproximativ 2—3 m, apar marne cenușii stratificate, ușor tufacee. Marnele conțin fragmente de *Valenciennesia* sau *Provalenciennesia* și cardiacee.

E. MIHĂILESCU și I. BABUCEA de la Laboratorul de micropaleontologie au determinat din probele luate din bază: *Paracypris* sp., *Orygoceras* sp., *Cythere* sp., fragmente de cardiacee, fragmente de gasteropode și lamelibranchiate. Pe un afluent al văii Sovata, (pe teritoriul stațiunii cu același nume), în marne argiloase cenușii fine stratificate, se întâlnesc numeroase exemplare de *Congeria* sp., *Paradacna* cf. *syrmensis* HOERNES și *Valenciennesia* sau *Provalenciennesia* sp., de talie mijlocie — ca fragmente. La circa 2 km vest, pe pîrîul Pietros, peste marne cenușii bine stratificate, cu *Paradacna syrmensis* HOERNES și *Congeria banatica* GORJ, apar strate cu cardiacee și fragmente de *Valenciennesia* sau *Provalenciennesia* sp. de talie mică. Pe dealul Sărăteni, în stînga pîrîului Pietros, apar nisipuri galbene grosiere și pietrișuri fine, foarte bogate în fosile. Menționăm: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *Melanopsis fossilis fossilis* (MART. GM.), *Melanopsis* cf. *bouéi* FERR., *Limnocardium* sp., *Congeria szigmondyi* HALAVÁTS. Apariții ale genului *Valenciennesia* sau *Provalenciennesia* sp., în asociație cu *Congeria banatica* GORJ. și *Paradacna* sp., mai sunt de semnalat pe pîrîul Șugăului la sud de Praid, în marne cenușii argiloase stratificate. Analiza micropaleontologică efectuată de E. MIHĂILESCU și I. BABUCEA pune în evidență forme: *Loxoconcha* sp., *Paracypris acuminata* ZALL, *Pontocypris* sp., alte forme de ostracode, fragmente de lamelibranchiate și gasteropode. La sud pe pîrîul Firtoș, în versantul stîng, apar pe grosimi de 10—15 m, marne cenușii argiloase foioase, cu fragmente de congerie și cardiacee. Aceste depozite suportă marne cenușii masive, foarte fosilifere, în care s-au întîlnit *Valenciennesia* sau *Provalenciennesia* sp., *Limnaea kobelti* BRUSINA, *Congeria szigmondyi* HALAVÁTS — foarte rar, *Melanopsis vindobonensis* FUCHS — foarte rar, *Congeria banatica* GORJ, *Paradacna lenzi* HOERN. — abundente, *Planorbis* cf. *constans* BRUSINA.

Studiul micropaleontologic efectuat de E. MIHĂILESCU arată prezența formelor: *Limnocythere* sp., *Cythereis* cf. *dentata* MÜLLER, *Lineocypris* sp., *Cytheropteron* cf. *trifidum* MÉHES, *Cythere* sp., *Herpetocypris* sp. fragmente, *Valvata simplex* FUCHS, *Loxoconcha dudichi* ZALL., *Cyparis candida* MÜLLER, *Spaniodontella intermedia* ANDRUSOV, *Politioana valvatiformis* JEK., *Cardium* cf. *tuberousum* JEK., *Orygoceras cnemopsis* BRUSINA, dinți și oase de pești, *Paracypris*, fragmente. Pe pîrîul Tiloso, situat la 10—12 km de Odorheiu, în nisipuri cu intercalări subțiri de argile apar: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *Melanopsis bouéi* HANDM., *Melanopsis sturi*



FUCHS, *Melanopsis pygmaea pygmaea* HÖRN., *Orygoceras fuchi filacinctum* BRUSINA, resturi de plante. Trecerea și schimbarea faunei de moluște din Sarmațian la Pannonian, este condiționată în mare măsură de ritmul îndulcirii apei. Pentru bazinul Vienei, A. PAPP admite ca prima treaptă la care speciile salmastre de origină marină redreseară, un conținut salin de 15%, iar la o a doua treaptă un conținut de 1,56% cind se ivesc speciile de apă dulce. Asociațiile de faună găsite în regiunea cercetată se încadrează în prima și a doua treaptă. În toate aflorimentele, alături de forme semisalmastre, (cardiacee, congerii), se observă forme de apă dulce (*Limnaea*, *Melanopsis*, *Planorbis*). Marginea de vest a bazinului Transilvaniei corespunde deci unei zone cu tendință pronunțată de îndulcire a apelor. Așa cum arată A. PAPP pentru stratigrafia Terțiarului superior în bazinul Vienei, unde există mici diferențe de nivel, este greu a se hotărî dacă o deschidere sau alta sănt de aceeași vîrstă. De asemenea este la fel de greu, să se precizeze dacă într-o deschidere sănt prezente mai multe etaje.

Încercând o paralelizare a faunei noastre, cu cea din bazinul Vienei, am întîlnit unele dificultăți. În unele aflorimente, persistă alături de forme caracteristice unor zone mai noi, forme caracteristice unor zone mai vechi. De exemplu *Melanopsis vindobonensis* FUCHS și *Melanopsis fossilis* MART. GMELINI, alături de *Congeria subglobosa* PARTSCH și *Congeria szigmondyi* HALL. Dificultăți am întîlnit și în paralelizarea cu faunele din bazinul Serbiei de vest și est. Astfel genurile *Orygoceras* și *Congeria banatica* GORJ, apar în asociație cu *Melanopsis vindobonensis* FUCHS sau *Congeria szigmondyi* HALL. Având în vedere existența unor forme predominant și caracteristice, putem situa faunele întîlnite pe marginea de vest a munților Gurghiu, în Panonianul sensu stricto și eventual în partea inferioară Ponțianului sensu stricto.

Constatăm aproape pentru fiecare afloriment, existența unor forme care ar putea fi încadrăte în zonele C.D. și eventual E, din schema lui A. PAPP, adică în ceea ce se cunoaște sub numele de « strate cu congerii inferioare » și « strate cu congerii mijlocii » (partea lor inferioară) în bazinul Vienei, în Panonianul inferior și eventual baza Panonianului superior, din schema stratigrafică stabilită de STRAUSS pentru Ungaria (12, 13) sau în Panonianul sensu stricto și eventual Ponțianul sensu stricto (partea sa inferioară, din schema stabilită de P. STEVANOVICH (11) pentru Serbia de vest și regiunile învecinate.

Fauna studiată, prezintă de asemenea unele asemănări cu cea întîlnită de JEKELIUS (7) la Soceni, cu cea studiată de O. ILIESCU (6) în bazinul Mehadiie, de M. PAUCĂ (10) în bazinul Beiuș și de M. BLEAHU și colaboratorii<sup>1)</sup>, pe rama nord-estică a munților Codru Moma (vestul bazinului Beiuș și sud-vestul bazinului Zarand).

<sup>1)</sup> M. BLEAHU, S. BALĂ, D. JIPA, C. TOMESCU, E. ANTONESCU, A. COSTE: Raport asupra lucrărilor de cartare în Munții Codru Moma, 1960.

Ultimele cercetări microfaunistice, efectuate de E. FETECĂU și I. COSTEA în regiunea Tîrgu Mureș — Praid — sud de Bistrița, deci în sectorul sudic al perimetrlului cercetat de noi, au arătat că în regiune: « este prezent numai Panonianul inferior, prin corelarea tipurilor de Ostracode întâlnite de noi », cu cele determinate în Panonianul din R. P. Ungară (citat din I. COSTEA și N. BALTEŞ (5)). Autorii au întâlnit aici o asociatie de Ostracode, care ar corespunde Meotianului superior și unui segment din partea inferioară a Pontianului din zona exterioară a arcului carpatic. Remarcăm deci identitatea concluziilor, la care s-a ajuns pe baza studiilor macro- și microfaunistice.

O serie de probleme privind stratigrafia depozitelor panoniene și pliocene rămân de lămurit pe viitor, pe baza unui studiu paleontologic și micropaleontologic amănuntit și pe baza datelor de foraj.

#### BIBLIOGRAFIE

1. BÁNYAI I. Studiu geologic asupra flancului de vest și mijlociu al M. Harghita. *D. S. Inst. Geol. Rom.* X (1921–1922). București, 1927.
2. BÁNYAI I. De la Géologie du bassin supérieur de la rivière Tîrnava Mică *C. R. Sci. T. XIX.* Bucarest 1933.
3. CIOCÎRDEL R. Geologia regiunii Bistrița—Reghin. *D. S. Com. Geol.* XXXVII București, 1953.
4. CIUPAGEA D. T. Nouvelles données sur la structure du bassin transylvain. *Bull. Soc. Roum. Géol.* II București, 1935.
5. COSTEA I. și BALTEŞ N. Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor, 1962.
6. ILIESCU O. Prezența Pliocenului din basinul Mehadii *D. S. Inst. Geol. Rom.* XLVI. București 1963.
7. JEKELIUS E. Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom. vol. V* București 1949.
8. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landsteile. Budapest 1900.
9. PAPP A. Das Pannon des Wiener Beckens. *Mittl. Geol. Gesch.* v. 39/41, Wien 1951.
10. PAUCĂ M. Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Géol. Roum. vol. XVII,* București, 1932.
11. STEVANOVICH P. M. Pontische Stufe im engeren Sinne obere Congerenschichten Serbien und der angrenzenden Gebiete. Serbische Akademie der Wissenschaften Sonderausgabe B.D., C.L. XXXVII.
12. STRAUSS L. Die pannonische Moluskenfauna der Tiefbohrung von Magyarszentmiklós (Mit 3 Abbildungen) — A magyarszentmiklósi mélyfúrás pannonkori Molluszkai. *Annales musei nationalis Hung.* Budapest 1940.
13. STRAUSS L. Das Panon des mittleren Westungarns (Mit einer Karte 6 kartenskizzen und mit den Tafeln I–VI) — A Dunántúli középső részénék Panon — kori rétegei, Editum die 1. Julii 1942.
14. TÖRÖK Z. Cercetări geologice în județul Tîrnava Mare. *An. Liceului Principele Nicolae din Sighișoara* (1929/30–1932/33).



**НАБЛЮДЕНИЯ В СВЯЗИ С СТРАТИГРАФИЕЙ ПАННОНСКОГО ЯРУСА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ ГОР ГУРГИУ**

ВИКТОРИЯ ЗОТТА

(Краткое содержание)

В настоящей работе автор представляет инвентарь некоторых богатых ассоциаций макро и микроископаемых, собранных в области Эремитул-Корунд, в западной части Гор Гургиу и содержащих ламеллибрanches, гастроподы, ostracodes и т.д. Идентифицированные ассоциации указывают, в строгом смысле этого слова, на наличие паннонского яруса и базальной части pontia.

Палеонтологические данные, цитированные в настоящей отметке, представляют новый привнос к познанию паннонских отложений западной части Гор Гургиу и содействуют установлению возраста извержений.

**OBSERVATIONS SUR LA STRATIGRAPHIE DU PANNONIEN DE LA BORDURE OCCIDENTALE DES MONTS GURGHIU**

PAR

V. ZOTTA

(Résumé)

L'auteur présente l'inventaire d'une riche association de macro- et de micro-fossiles, prélevés dans la région Eremitul - Corund (partie occidentale des monts Gurghiu) et renfermant des Lamellibranches, des Gastéropodes, des Ostracodes etc. Les associations identifiées indiquent la présence du Pannoniens *sensu stricto* et de la base du Pontien.

Les données paléontologiques exposées dans cette note contribuent à la connaissance des dépôts pannoniens de la partie occidentale des monts Gurghiu et à la précision de l'âge des éruptions.





Institutul Geologic al României

## DATE MICROTECTONICE ASUPRA REGIUNII CÎMPENI<sup>1)</sup>

DE

R. DIMITRESCU

Cu ocazia unor cercetări cu caracter economic efectuate în primăvara anului 1962, am avut posibilitatea de a executa o serie de revizuiri în regiunea studiată între 1953 și 1959, având ca obiectiv special取得erea unor date cu caracter microtectonic.

Reamintim că regiunea este constituită din două mari unități: în autohtonul de Bihor, Cristalinul Gilăului este format din Seria mesozonală de Someș, acoperită de Seria epizonală de Arada, ambele străbătute de granitul de Muntele Mare; formațiuni mesozoice începînd de la Werfenian dezvoltate în faciesul de Bihor (2) acoperă acest Cristalin. În pînza de Codru, Cristalinul Arieșului este format din complexul intruziunilor de Codru, din Seria tufogenă de Biharia, Seria sedimentogenă de Muncel și Seria mesozonală de Baia de Arieș; formațiuni paleozoice acoperă acest Cristalin: sisturi verzi carbonifere, conglomerate laminate (Permian inferior), porfire cuartifere (Permian mediu), gresii și tufuri (Permian superior). Limita de încălcare a Pînzei de Codru este alpină; unitatea șariată se mai complice prin pînza de Arieșeni, solzul de Drăghița și cel de Lupșa. Se conturează un anticlinal și un sinclinal orientate NE—SW între Cîmpeni și Secătura și sinclinalul Albac (1).

Elementele microtectonice studiate au fost lineațiile și clivajele.

*Studiul lineațiilor* a arătat că în întreaga regiune se întlnesc două sisteme. Un sistem vechi, format predominant din striații, încrăpături filitice și subordonat din microcute, este orientat aproximativ ESE—WNW. Natura sa este sinmetamorfică, observîndu-se și orientări preferențiale de minerale după acest sistem. Al doilea sistem, distinct mai tîrziu decît primul, format în special din microcute centimetrice pînă la decimetrice, este orientat NE—SW pînă la NNE—SSW. Natura sa este de ordin mai mult tectonic de cît metamorfic.

Etapa a doua a studiului elementelor lineare a comportat stabilirea congruenței celor două sisteme distinse cu sistemele de macrocute. Primul sistem coincide cu

<sup>1)</sup> Comunicare preliminară în ședința din 21 decembrie 1962.

axele  $\beta$  din sectoare întinse ocupate de Cristalin, în care foliațiile se orientează aproape E—W. Cel de al doilea sistem este în mod evident congruent cu cutele de pe Arieșul Mare dintre Cîmpeni și Secătura, precum și cu sinclinalul Lămășoaiei. Își capătă astfel rezolvarea problema suprapunerii a două faze de cutare în Cristalinul acestei regiuni, care cu mijloace clasice nu putea fi clarificată. În același timp, se constată că foliațiile gnaisice pe care le-am putut observa în jurul văii Devii în granitul de Muntele Mare au orientarea predominantă NNE—SSW, provenind deci din aceeași fază de mișcări tectonice.

A treia etapă a acestui studiu a fost încercarea de datare a celui de al doilea sistem. Vîrstă geologică a primului sistem rămîne necunoscută, toate determinările de vîrstă absolută fiind afectate de cea de a doua fază de mișcări. Pentru determinarea vîrstei sistemului de elemente lineare orientat NE—SW ne-am adresat formațiunilor paleozoice. După cum era normal, primul sistem lipsea aci cu desăvîrșire; cel de al doilea însă se regăsea foarte distinct în șisturile verzi carbonifere, în orizontul conglomeratelor laminate de vîrstă permian-inferioară și cu tendințe de dispersie, în nivelul de porfire cuartifere laminate. De aci în sus, formațiunile permiene nelaminate nu mai prezintau lineații. În acest mod am putut defini intervenția unei faze tectonice orientate NE—SW pînă la NNE—SSW, apartinînd în mod clar orogenezei hercinice (probabil faza saalică), care produce cute în Cristalin și în Paleozoic, zone de gnaisifere în granite și lineații într-o serie de formațiuni, determinînd astfel și toate vîrstele absolute prin metoda K—Ar în regiune. Orientarea aceasta explică și orientarea lineară N—S pînă la NNE—SSE a magmatismului subsecvent permian din Munții Apuseni și Banat.

Studiul clivajelor, ca elemente distințe de stratificația primară a rocilor, a fost executat în special în formațiunile paleozoice. În șisturile cristaline, formarea clivajelor a putut fi observată doar într-un banc cuartitic al Seriei de Muncel, pe șoseaua dintre Bistra și Lupșa. Aci stratificația primară pusă în evidență prin benzi subcentimetrice mai închise este afectată de o cutare izocinală de ordinul decimetrelor, clivajul dezvoltîndu-se independent de această cutare. Alte situații de acest fel nu au mai fost găsite în regiune.

În formațiunile paleozoice, clivajul este dezvoltat în șisturile verzi carbonifere, în conglomeratele laminate permiene și în porfirele cuartifere. De fapt, în aceste roci, stratificația inițială este cea care a trebuit să fie identificată. În șisturile verzi, această stratificație înclină cu  $5^{\circ}$  către S pe valea Arieșului Mare, aval de Arieșeni, față de o înclinare de  $25^{\circ}$ — $45^{\circ}$  a clivajului, situația fiind astfel diferită față de cea din șisturile cristaline. Intersecția dintre clivaj și stratificație produce o lineație, uneori ușor vizibilă pe fețele de desfăcere. Chiar la Arieșeni, conglomeratele permiene stau transgresiv peste șisturile verzi; concordanța observată în trecut este aparentă, ea datorîndu-se unui clivaj comun al celor două formațiuni.



Pe valea Negrii se poate observa cum clivajul dezvoltat în formațiunile carbonifere și permian-inferioare este perfect concordant cu planul de încălcare al solzului de Drăghia. Se poate deduce că acest solz s-a format în aceeași fază tectonică hercinică tîrzie. Prin lucrări de detaliu am putut stabili că acest solz se racordează spre E cu solzul de Lupșa, aşa cum ne fusese semnalat mai demult de către G. POLU-ARŞINOV<sup>1)</sup>.

În solzul de Drăghia—Lupșa, serile de Biharia și de Mușcel au un caracter metamorfic mai accentuat, față de solzul inferior al Pînzei de Codru în care ambele serii sunt dezvoltate într-un facies mai filitic.

Calcarele dolomitice, uneori ankeritice, care se urmăresc în Seria de Biharia din ambii solzi, constituie un nivel-reper prețios în descifrarea structurii regiunii.

Aparatul statistic diagramatic al acestor cercetări microtectonice va fi prezentat ulterior într-o lucrare monografică.

#### BIBLIOGRAFIE

1. DIMITRESCU R. Studiu geologic și petrografic al regiunii dintre Gîrda și Lupșa. *An. Comit. Geol.* XXXI, București 1958.
2. PÁLFY M. Geologische Verhältnisse des Aranyostales in der Umgebung von Albák und Scărișoara. *Jahresb. d. k. ung. geol. Anst. für* 1899, Budapest 1900.

#### МИКРОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ КАСАЮЩИЕСЯ ОБЛАСТИ КЫМПЕНЬ

Р. ДИМИТРЕСКУ

(Краткое содержание)

На основании исследования линейности и кливажей была поставлена на учет в области Кымпень-Мунций Апусень, верхнегерцинская тектоническая фаза (в середине перми), структуры которой ориентированы СВ—ЮЗ, до ССВ—ЮЮЗ. Таким образом линейности группируются в более древней системе, с ориентировкой ВЮВ—ЗСЗ и в более новой — с ориентировкой СВ—ЮЗ до ССВ—ЮЮЗ; последняя выявляется также в зеленых сланцах (Карбон) и в расслоенных нижнепермских конгломератах; она определяет расположение гнейсовых зон в граните Мунtele Mare. Кливажи зеленых сланцев, отличающиеся от стратификации, образовались одновременно с надвигом чешуи Дрэгица-Лупша, залегая согласно с последним.

<sup>1)</sup> Comunicare verbală.

## DONNÉES MICROTECTONIQUES SUR LA RÉGION DE CÎMPENI

PAR

R. DIMITRESCU

Basé sur l'étude des linéations et des clivages, l'auteur a établi dans la région de Cîmpeni (Monts Apuseni) une phase tectonique hercynienne tardive (*intrapermienne*) dont les structures sont orientées NE—SW jusqu'au NNE—SSW. Les linéations sont groupées dans un système plus ancien, orienté ESE—WNW et un autre plus récent, orienté NE—SW jusqu'au NNE—SSW ; le dernier est retrouvé également dans les schistes verts (Carbonifère) et dans les conglomérats laminés du Permien inférieur, déterminant aussi la disposition des zones gneissiques dans le granite de Muntele Mare. Dans les schistes verts, les clivages — qui diffèrent de la stratification — se sont formés en même temps que le chevauchement de l'échelle Drăghița—Lupșa, étant concordants avec le dernier.



## ASUPRA EXISTENȚEI UNOR VERGENȚE ÎNDREPTATE SPRE INTERIORUL ARCULUI CARPAȚILOR ORIENTALI<sup>1)</sup>

DE

R. DIMITRESCU

În ultimii 10 ani au început să se acumuleze date care să vădesc existența unor structuri cu vergențe opuse celei principale, estice, și situate pe flancul interior al Orogenului Carpaților orientali. În cele ce urmează, vom expune materialul faptic în acest sens, referindu-ne exclusiv la sectorul intern, vestic, al lanțului muntos (cute « à rebours » față de vergență principală au fost semnalate de mai mulți cercetători în flișul extern, din Bucovina pînă în zona de curbură a Carpaților). Ordinea adoptată mai jos este cea geografică, mergînd de la N către S.

În anul 1951, cu ocazia ridicării geologice a regiunii miniere Baia Mare, M. BLEAHU și R. DIMITRESCU (4) pun în evidență în sectorul Băiuț—Poiana Botizii un solz de marne roșii senoniene, avînd în bază klippele « pienine » de calcare jurasică și suportînd Eocenul inferior, care încalcă spre sud peste Paleogen (considerat ca Eocen superior). Regiunea este reluată detaliat în 1952—1953 de către I. DUMITRESCU (5), care arată că unitatea superioară, denumită « pînza Botizei », cuprinzînd Senonian, Eocen inferior și Eocen superior, dezvoltat în facies de adîncime, are drept autohton Eocenul în facies de Wildflysch și Oligocenul; șariajul, de amploarea cîtorva kilometri, este complicat prin încă doi solzi superioiri. Ceva mai la sud apare « pînza Lăpușului » cu caracter asemănătoare (5, 11, 12).

În anii 1951—1952, L. ATANASIU în muntele Hudin (2) și V. MUTIHAC între, Țibleș și Săcel (9) stabilesc în flișul paleogen al catenei muntoase Văratic—Țibleș—Rodna, existența a două încălecări îndreptate spre sud, dintre care cea situată mai la nord se racordează cu pînza Botizei, iar cea sudică, cu pînza Lăpușului.

În 1951, D. PATRULIU, R. DIMITRESCU și M. BLEAHU (10) constată în partea estică a bazinului Borșa, că șisturile cristaline încalcă spre sud calcarale numulitice eocene din muntele Cearcănu.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 28 decembrie 1962.

În 1955, R. DIMITRESCU (3), cu ocazia prospecțiunilor pentru mangan în regiunea minelor de la Iacobeni, arată caracterul de solz, încălecind spre vest, al unei dislocații mai demult cunoscute, în lungul căreia formațiuni triasice sînt acoperite de șisturi cristaline. Vîrsta acestui accident tectonic a fost dovedită de C. IONESCU a fi post-eocenă.

În regiunea Tulgheșului, I. ATANASIU (1) a susținut încă din 1929 prezența, în cuprinsul zonei cristalino-mezozoice, a unor cutări de stil altaic, adică cu deversare spre vest, care începînd din Paleozoicul superior, se prelungesc și în timpul Mezozoicului: este vorba de solzi bine dezvoltăți, în constituția căroră intră Cristalinul și toate depozitele mezozoice pînă la Aptian inclusiv.

În 1959—1961, M. G. FILIPESCU, JANA SÂNDULESCU și ELENA BRATU (6) pun în evidență pe versantul vestic al munților Bodocului, o serie de cute-falii și de cuti faliate deversate către vest, la care participă formațiuni aptiene și albiene ale pînzei interne superioare. Faliiile ar fi destul de profunde, unele fiind însoțite de izvoare mineralizate; vergența vestică a cutelor este pusă pe seama unor recutări.

E. JEKELIUS (8) stabilește în 1938 prezența în regiunea Cristian — Postăvarul a unor cute și falii cu vergență vestice afectînd formațiunile mezozoice. Foarte recent studiul întreprins în același sector de către M. SÂNDULESCU<sup>1)</sup> arată existența unei structuri în solzi cu încălecări destul de ample către vest.

În 1961, D. PATRULIUS<sup>2)</sup> constată prezența, pe versantul vestic al masivului Bucegi, a unei mari falii cu încălecare, orientată SW—NE și cu vergență nord-vestică; ea afectează Cristalinul de Leaota și conglomerele de Bucegi, prelungindu-se pe mai mulți kilometri într-o valea Moecelului și muntele Velicanul. Am putut urmări și noi în 1962, împreună cu N. GHERASI, această falie, vizibilă și în relief. Vîrsta ei pare a fi tot post-eocenă, după D. PATRULIUS.

Acestea sînt datele care demonstrează prezența unor accidente tectonice, în majoritate de amploare și continuitate modeste (falii, cute, solzi), mergînd însă uneori pînă la șariaje, cu vergență spre interiorul arcului orogenic al Carpaților orientali; ele sînt localizate în lungul flancului intern al catenei muntoase, pretutindeni unde acesta nu este complet mascat de formațiunile vulcanice neogene sau de bazinile pliocene. Vîrsta majorității acestor dislocații este dovedită ca fiind post-paleogenă, ele aparținîndu-ăsă da și probabil exclusiv « moldavidelor » lui STILLE. S-ar putea spune astfel că lanțul muntos al Carpaților orientali reprezintă un orogen bilateral puternic asimetric, să cum se poate observa pe profilul publicat de D. PATRULIUS și a. (11, 12) în materialele Congresului Carpato-Balcanic de la Kiev și într-un profil anexat hărții tectonice a R.P.R. O primă mențiune în acest sens am făcut-o în 1961, cu privire la tectonica regiunii Baia Mare (7).

<sup>1)</sup> Raport 1962, Arhiva Inst. Geologic.

<sup>2)</sup> Raport 1961, Arhiva Inst. Geologic și comunicare verbală.

## BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* XIII, București 1929.
2. ATANASIU L. Cercetări geologice în regiunea Muntelui Hudin. *D. S. Com. Geol.* XL, București, 1958.
3. DIMITRESCU R. Observații privind depozitele mesozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *S. S. N. G., Comunic. de Geol.-Geogr.* I, București 1960.
4. DIMITRESCU R., BLEAHU M. Cercetări geologice în regiunea Băiuț. *D. S. Comit. Geol.*, XXXIX, București 1955.
5. DUMITRESCU I. Asupra faciesurilor și orizontării Cretacicului superior și Paleogenului în bazinul Lăpușului. *Lucr. I.P.G.*, III, București 1957.
6. FILIPESCU M. G., SĂNDULESCU JANA, BRATU ELENA, B. Carpații orientali. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V, Ghidul excursiilor.* București, 1961.
7. IANOVICI V., GIUȘCĂ D., DIMITRESCU R., etc. A. Baia Mare, *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică, Congr. V, Ghidul excursiilor.* București 1961.
8. JEKELIUS E. Das Gebirge von Brașov. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIX, București 1938.
9. MUTIAC V. Cercetări geologice în regiunea Dragomirești — Botiza. *D. S. Comit. Geol.*, XL, București 1956.
10. PATRULIUS D., DIMITRESCU R., BLEAHU M. Cercetări geologice în V. Vișeului și în împrejurimile Săcelului. *D. S. Comit. Geol.*, XXXIX, București 1955.
11. PATRULIUS D., MOTĂ I., BLEAHU M. Gheologhiceskoe stroenie rumânskovo Maramureša. *Materiali Karpato-Balkanskoi Assočiații*, Nr. 1, Kiev 1960.
12. PATRULIUS D., POPESCU GR. Fația Wildflișa și osadocinie utesi Bukovinî i Maramureša. *Materiali Karpato-Balkanskoi Assočiații*, Nr. 3, Kiev 1960.

## О СУЩЕСТВОВАНИИ НЕКОТОРЫХ ВЕРГЕНЦИЙ НАПРАВЛЕННЫХ ВНУТРЬ ДУГИ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Р. ДИМИТРЕСКУ  
(Краткое содержание)

В последнее десятилетие были накоплены данные, которые демонстрируют наличие некоторых структур, в общем, малых размеров и незначительной непрерывности, но достигающих иногда размеров шарниражей, с вергенцией — во внутреннюю часть орогенической дуги Восточных Карпат. Они были установлены вдоль внутреннего крыла горной цепи, начиная от Марамуреша — до Бучеджь. Автором был установлен постпалеогеновый возраст для большинства из этих дислокаций. Таким образом автор приходит к выводу, что горная цепь Восточных Карпат представляет двусторонний сильно асимметричный ороген.



SUR L'EXISTENCE DE CERTAINES VERGENCES ORIENTÉES  
VERS L'INTÉRIEUR DE L'ARC DES CARPATES ORIENTALES

PAR

R. DIMITRESCU

(Résumé)

Pendant les dernières dix années ont été accumulées des données qui démontrent l'existence de plusieurs structures — généralement d'ampleur et de continuité modestes, mais allant parfois jusqu'à des charriages — avec des vergences orientées vers l'intérieur de l'arc des Carpates orientales. Elles sont emplacées le long du flanc interne de la chaîne montagneuse, depuis le Maramureş jusque dans les Monts Bucegi. La plupart de ces dislocations sont d'âge post-paléogène. C'est pourquoi, l'on pourrait affirmer que la chaîne montagneuse des Carpates orientales représente un orogène bilatéral fortement asymétrique.



## ASUPRA DISLOCAȚIILOR RUPTURALE DIN PARTEA DE NW A FOSEI METALIFERILOR<sup>1)</sup>

DE

MARCEL LUPU, DENISA LUPU

Structura formațiunilor mezozoice dezvoltate în fosa Metaliferilor a făcut obiectul a două interpretări diferite a geologilor români. Într-o primă concepție, se consideră că Munții Metaliferi au o structură în solzi. Printre cercetătorii care susțin această interpretare cităm pe G.H. MACOVEI și I. ATANASIU (1931), care în lucrarea privind Cretacicul din România remarcă în partea de NW a Munților Metaliferi o linie de încălecare a depozitelor cretacic-inferioare pe depozite senoniene, încălecare semnalată încă de LÓCZY Senior., T.H. GHİȚULESCU și M. SOCOLESCU (1941) atribuie întregului teritoriu al Munților Metaliferi o structură în solzi. Într-o altă interpretare (M. ILIE 1932, 1953) se recunoaște în această regiune prezența unei pînze de decolare gravitațională reprezentată prin calcare neojurasice, pusă în loc în timpul fazei austrice. În anul 1954 Gr. POPESCU și I. MOTĂȘ<sup>2)</sup>, efectuînd cîteva profile în Munții Metaliferi, constată că în regiune nu există argumente în favoarea unei structuri în pînză de decolare gravitațională. Într-o încercare de sinteză asupra Munților Apuseni M. BLEAHU și R. DIMITRESCU (1957) consideră prezența în Munții Metaliferi a unei structuri în solzi cu vergențe nordice, care, împreună cu pînzele de Codru și Biharia, formează flancul nordic al unui orogen bilateral. În ultimii ani, în cadrul lucrărilor de detaliu ce se efectuează în Munții Metaliferi, M. BLEAHU, S. BORDEA<sup>3)</sup> (1960, 1961, 1962), cercetînd partea de sud a acestei regiuni, ajung la concluzia că în sectoarele respective nu se constată prezența unei structuri în pînză de decolare gravitațională. În cercetările pe care le-am întreprins în acest teritoriu am întîmpinat și noi, datorită rarității fosilelor, dificultatea de a preciza vîrstă anumitor termeni stratigrafici. Întrucît lucrările de teren sunt încă în curs, ne propunem ca datele stratigrafice de detaliu precum și caracterele sedimentologice și microfaciale să le prezintăm cu altă ocazie. Datele pe care le deținem, sunt însă suficiente pentru discutarea aspectelor structurale majore.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 8 februarie 1963.

<sup>2)</sup> Cercetări geologice în partea de E și SE a Munților Mureșului. Raport Arh. Com. Geol. 1954.

<sup>3)</sup> M. BLEAHU, S. BOEDEA, M. LUPU, D. LUPU, GH. MANTEA, M. ZBEREA. Raport privind prospecțiunile pentru metale neferoase executate în Munții Metaliferi. Arh. Com. Geol., București 1960.

Teritoriul la care ne referim se situează în partea de NW a Munților Metaliferi, formând în linii mari interfluviul din bazinile Arieșului și Crișul Alb.

*Date stratigrafice.* Fundamentul formațiunilor neojurasicice și cretacice din regiune este constituit la nord din Cristalinul Arieșului și la sud din ofiolite mai vechi decât Malmul superior.

Neojurasicul este reprezentat prin calcare recifale de tip Stramberg, care constituie cele mai vechi sedimente mezozoice, la zi, din regiune. Fundamentul calcarelor de Stramberg, care se dezvoltă deobicei în partea de sud a teritoriului studiat, este constituit din ofiolite. Calcarele apar la zi în două situații diferite: o primă situație în care sunt legate de fundamentul lor, și o a doua în care sunt desprinse de fundament (klippe de rabotaj, olistolite).

Cretacicul inferior cuprinde următorii termeni:

Un prim pachet este constituit din calcarenite diaclazate, masive la partea inferioară, stratificate către partea superioară. Grosimea acestui pachet nu depășește 80 m. Noi îl desemnăm drept complexul calcarenitic.

Urmează un complex de culoare predominant violacee, constituit din alternanțe de jaspuri cu argilite și marnocalcare. În pachet apar și cîteva nivele de tufuri porfiritice. Partea superioară a complexului este reprezentată prin marnocalcare cenușii, verzui, în strate de 3–6 cm grosime, cu laminație oblică de curent la partea superioară a stratelor. Grosimea acestui pachet este de aproximativ 120 m. Întrucît el nu corespunde nici stratelor de Curechiu (PRIMICS 1896) și nici stratelor de Prohodiște (FERENCZI 1914) noi îl denumim complexul silicios-violaceu. Aceste două pachete sunt bine deschise în sectorul văii Crișului.

Complexul următor, care se identifică în linii generale cu ceea ce s-a descris sub numele de strate de Căbești (GHIȚULESCU, SOCOLESCU 1941), este constituit în mod predominant din ritmuri binare de gresii de tip subgrauwacke (în sensul lui PETTIJOHN 1957) cu argilite cenușii negricioase. Granuloclasarea se observă uneori cu ochiul liber, la microscop însă aproape întotdeauna. Pe alocuri apare la partea superioară a termenului psamitic și laminația oblică de curent. Grosimile ritmurilor nu depășesc 25 cm, iar termenul psamitic granuloclasat păstrează valorile medii cele mai apropiate (7–8 cm), în timp ce termenul pelagic are variații mai mari. Psamitele sunt deobicei puternic diaclazate. În cuprinsul acestei serii se întâlnesc bancuri de 50–90 cm grosime de gresii groziere, lentile de calcarenite cu elemente verzi de ofiolite, microconglomerate cuarțoase sau marnocalcare, precum și olistolite de calcar de Stramberg.

Un ultim pachet atribuit Cretacicului inferior și care corespunde stratelor de Valea Dosului (GHIȚULESCU, SOCOLESCU 1941) este constituit din aceleași gresii ca și complexul anterior, însă cu un conținut mult sporit în fragmente de calcare, ajungînd uneori la calcarenite. Aceste gresii se dezvoltă în ritmuri binare cu marne

argiloase sau marne. Granuloclasarea termenului psamitic este de cele mai multe ori evidentă.

În cuprinsul stratelor de Valea Dosului se întâlnesc și lentile de calcare sau calcarenite, bancuri mari (1—1,5 m grosime) de gresii grosiere micacee, microconglomerate sau conglomerate (unele cu elemente moi). Caracteristică acestui complex este și prezența unor intercalații din piroclastite ofiolitice și prezența a numeroase blocuri de calcare de Stramberg.

În ce privește depozitele eocretacice, putem conchide că sedimentarea mai grosieră de la început este urmată de o sedimentare pelagică care, la rîndul ei, trece la o sedimentare de tip fliș, fără a reprezenta însă un fliș tipic. O parte a ultimului pachet denotă caractere de Wildfisch.

Vîrsta ultimului termen al succesiunii a fost stabilită cu ajutorul cîtorva documente paleontologice; specia *Belbekella aff. gybbsiana* (SOWERBY), recoltată de noi la Bucium, cîteva exemplare de orbitoline identificate în secțiuni subțiri, cît și exemplare de *Orbitolina lenticularis* citate de autorii precedenți (MUCKE 1911, GHÎTU-LESCU, SOCOLESCU 1941, M. ILIE 1953) ne dau indicii pentru vîrsta apătană a acestui termen.

În partea de sud a regiunii apare un pachet alcătuit în bază din nivele de gresii cuarțitice cafenii, urmate de un pachet flișoid alcătuit din ritmuri binare de gresii fine cu laminație oblică de curent, și argilite. Vîrsta acestui complex este probabil cenomaniană. Gradul său de cutare este mai redus decât al depozitelor eocretacice.

Senonianul se dezvoltă în cîteva bazine situate în partea de nord a regiunii. În flancul nordic, unde depozitele senoniene stau pe Cristalinul Arieșului, apare în bază faciesul de Gosau, fosilifer, care în centrul bazinelor este înlocuit de faciesuri pelagice sau flișoide (ultimele în special în bazinele estice). Sedimentarea Senonianului se încheie cu un pachet de microconglomerate sau conglomerate pe alocuri cu structuri torențiale.

*Dislocațiile plicative.* Acestea sunt reprezentate prin microcute puse bine în evidență în special la nivelul stratelor de Căbești și Valea Dosului.

În partea centrală a regiunii se disting cîteva anticlinale orientate deobicei NW—SE. Acestea sunt de la nord la sud: anticlinalul dealul Runcului, anticlinalul valea Bulzului și anticlinalul valea Mogașului. Primele două au în ax depozite aparținând primelor două complexe cretacic-inferioare, cu grosimi mai mici decât în sectorul văii Crișului și cu oarecari schimbări faciale în sensul prezenței unui facies mai grosier.

Anticlinalul valea Mogașului are în ax calcare de Stramberg. El este făiat longitudinal. Toate aceste trei structuri au o dezvoltare locală, neputind fi urmărite pe distanțe mai mari de 3—4 km, după care se afundă sub pachete mai noi.

Anticlinalul Vulcan este constituit din depozite aparținând stratelor de Căbești și Valea Dosului. El are o direcție W—E, putind fi urmărit pe o distanță de

aproximativ 8 km. La nord de acesta se dezvoltă anticlinalul Ciuruleasa cu depozite aparținând de asemenea stratelor de Căbești și Valea Dosului, care poate fi urmărit pe o distanță de 5—6 km. Anticlinalul Valea Lupilor, situat în sudul regiunii, cu orientare WSW—ENE, are în ax calcare de Stramberg și ofiolite din fundiment. Aceste cîte se afundă și ele sub depozitele senoniene. O caracteristică atîntă a microculor cît și a structurilor anticlinale mai sus descrise este vergența lor nordică avînd uneori aspect izoclinal.

*Accidente disjunctive.* În regiunea la care ne referim se constată prezența unor falii de încălecare cu vergențe nord-vestice sau nordice, falii în care sînt antrenate aproape toate complexele descrise anterior.

O primă linie tectonică, cea mai importantă din regiune, se situează în partea ei vestică. Noi o denumim falia Bulzești. Distanța pe care ea a putut fi urmărită este de aproape 15 km, de sub cuvertura de depozite neogene ale bazinului Crișului Alb spre NE, pînă la Cristalinul Arieșului, unde este interceptată de o falie transversală. De-a lungul acestei linii de încălecare depozitele senoniene suportă tectonic formațiunile complexului grezo-șistos (strate de Căbești) precum și ofiolite din fundiment. Pe linia de falie apar numeroase klippe de rabotaj de dimensiuni variabile, alcătuite din calcare de Stramberg, mici și rare blocuri de calcare roșii probabil kimmieridiene, blocuri de gnaise de tip Mădrizești și, în partea de NW, rare blocuri de ofiolite. Planul faliei are un unghiu variabil, ampoloarea maximă a încălecării fiind de aproximativ 2 km în sectorul Bulzești.

Falia Bulzișorul—Strîmba se situează la sud de prima și este pusă în evidență prin superpoziția calcarelor de Stramberg peste complexul grezo-șistos (strate de Căbești). Direcția acestei linii este WSW—ENE, ea putînd fi urmărită pe o distanță de aproximativ 12 km. Planul de încălecare cu cît ne deplasăm către NE devine abrupt (de unde la Grohot și Tomișatec ampoloarea încălecării este de aproximativ 2 km, pe valea Mogașului și la Strîmba se ajunge la o simplă falie inversă abruptă). Pe anumite porțiuni (de pildă pe valea Mogașului) în baza încălecării apar în loc ofiolite din fundimentul calcarelor neojurasice sau brecii tectonice cu fragmente de ofiolite. Spre NE de Strîmba, linia Bulzișorul — Strîmba se pierde în masa sedimentelor cretacic-inferioare. Caracteristică liniei de încălecare Bulzișorul — Strîmba este fragmentarea ei printr-un sistem de falii transversale.

Falia Plotunului este o falie inversă cu direcție SW—NE. De-a lungul acestui accident tectonic calcarele de Stramberg de la Plotunul și calcarenitele eocretacice încalcă depozitele senoniene. Calcarele neojurasice, calcarenitele eocretacice, complexul violaceu și cel grezo-șistos (strate de Căbești) reprezintă un flanc normal al căruia contact cu depozitele senoniene este bine observabil în cursul superior al Crișului Alb și pe afluenții acestuia. În acest sector se observă o zonă de brecie cu elemente de jaspuri, gresii de tip Căbești, rare marnocalcare aparținând probabil

unui flanc invers laminat. Spre NE amploarea încălecării scade, trecîndu-se la un contact normal cu depozitele senoniene.

Menționăm că pe harta geologilor GHÎȚULESCU și SOCOLESCU aceste fălii inverse au fost figurate aproape exclusiv în zonele în care apăreau calcare jurasice. Cartarea de detaliu efectuată de noi a permis punerea în evidență a liniilor tectonice pe distanțele amintite. Klippa de calcare de la Vulcan prezintă o situație mai complicată, fiind și ea interpretată în trecut fie ca un petec de acoperire, fie ca o klippă de rabotaj. Datele de teren nu ne-au furnizat, pe deoparte, argumente în favoarea prezenței unei linii de încălecare în acest sector, iar pe de altă parte ansamblul stilului tectonic al regiunii nu ne oferă elemente în favoarea unei structuri în pînză de șariaj în sensul celei enunțate de M. ILIE.

În această situație, presupunerea noastră este că masa de calcare de la Vulcan s-a desprins de pe fundamentul ei de ofiolite (care se află la sud în imediata apropiere această decolare avînd loc în timpul sedimentării complexului grezo-șistos (strate de Căbești), mai probabil în timpul celui de Wildflysch. Ulterior masa de calcare a fost antrenată în diferite mișcări și datorită atât diferenței de competență tectonică față de sedimentele cretacic-inferioare, cît și ridicării fundamentului sudic, ea s-a deplasat succesiv spre nord, ajungînd să fie suportată și de formațiuni senoniene. Klippa de calcare de la Vulcan se situează, credem, la limita dintre olistolit și pînza de decolare gravitațională. La sud de vîrful Vulcan apare o altă falie inversă abruptă și anume falia Brădișorului. Această falie a fost figurată aproape sub aceeași formă și de către GHÎȚULESCU și SOCOLESCU (1941). De-a lungul ei este pus în contact tectonic fundamental de ofiolite și calcarele neourasice, cu seriile cretacic-inferioare. Falia Brădișorului are o direcție E—W și poate fi urmărită pe o distanță de aproximativ 10 km.

În regiunea cercetată se distinge și un alt sistem ruptural, perpendicular pe primul și mai nou decît el, în care este prins atât fundamentul de Cristalin, cît și cel de ofiolite. Acest sistem de dislocație este reprezentat atât prin fălii, cît și decroșări verticale.

Privite în ansamblu, direcțiile structurilor, cît și liniile rupturale descrise, au o orientare NE—SW și vergențe nordice sau nord-vestice. Această direcție preferențială, caracteristică părții nordice a Munților Metaliferi, își are cauza probabil și în orientarea structurilor fundamentului. Credem de asemenea, că nu trebuie despărțit sistemul de deformări plicative de cel ruptural, care are aceleași direcții și reprezintă de fapt o reluare a primului. O caracteristică a făliilor de încălecare din regiune este amploarea lor mai mare în sectorul vestic, acolo unde zona de sedimentare a depozitelor mezozoice se află prin să mai strîns de către fundament. Falia Bulzești o considerăm drept o continuare a liniei de încălecare a depozitelor cretacic-inferioare pe cele superioare semnalate de L. LÓCZY (1918), GH. MACOVEI și I. ATANASIU (1932) și V. PAPIU (1953) în masivul Drocea. Acolo unde seriile mezozoice sunt mai puțin

comprimeate de către fundament, amploarea încălecărilor scade, trecîndu-se la falii inverse abrupte și la contacte normale. În zona Brădișor apropierea de fundamentul de ofiolite se face simțită prin prezența faliei Brădișorului, a cărei amploare redusă o considerăm drept o consecință a depărtării față de fundamentul de Cristalin aflat mai la nord, pe Arieș.

Față de orientările NE—SW ale deformărilor plicative și rupturale din partea de N și W a teritoriului studiat, direcțiile E—W ale cutelor din zona sudică, cît și orientarea E—W a faliei Brădișorului, constituie un fapt demn de semnalat. Aceasta, cu atât mai mult cu cît interferența acestor două aliniamente (direcții) este un fapt remarcat pe scară regională, în Munții Metaliferi. Direcțiile NE ale formațiunilor neojurasice și cretacice din partea de N a Metaliferilor fiind înlocuite, în zonele centrale și o parte a zonelor sudice, cu orientări E—W, se poate admite fie o curbare a direcțiilor NE—SW în sens E—W, fie o suprapunere de natură rupturală a acestui din urmă stil. În teritoriul studiat se constată de la N și W către S o tranziție gradată de la direcții NE—SW la direcții E—W.

Deși în regiunea la care ne referim se pare că direcțiile NE—SW sunt legate de fundamentul cristalin și direcțiile E—W sunt legate de fundamentul de ofiolite și zona centrală a Munților Metaliferi în continuă ridicare, considerăm că în ansamblu problema interferenței acestor două sisteme nu este încă rezolvată.

*Concluzii.* Considerăm că în teritoriul studiat există o tectonică alpinotipă, marcată într-o primă fază, austrică, printr-un stil plicativ. Diastrofismul subhercnic care, în masivul Trascău pare a fi dus, după datele noastre recente, la deformări importante, nu este observabil în regiunea cercetată decât printr-o consecință a sa, anume transgresiunea santoniană, și în general deplasarea sedimentării depozitelor senoniene spre zone periferice. O a doua fază observabilă în stilul tectonic al regiunii o constituie paroxismul laramic care reia în sens ruptural stilul plicativ.

În ansamblu, în stilul tectonic al regiunii nu există argumente în favoarea unei structuri în pînză de shariaj (bazat pe decolare gravitațională), ci se constată prezența unor încălecări cu vergențe nordice, din care linia Bulzești continuată spre SE în masivul Drocea constituie una din cele mai importante accidente tectonice din Munții Metaliferi. Deformările rupturale perpendiculare pe direcțiile principale, deformări ce afectează și fundamentul, le considerăm mai noi decât paroxismul laramic și credem că nu este exclus ca în legătură cu acestea să se fi pus în loc și vulcanismul neogen.

#### BIBLIOGRAFIE

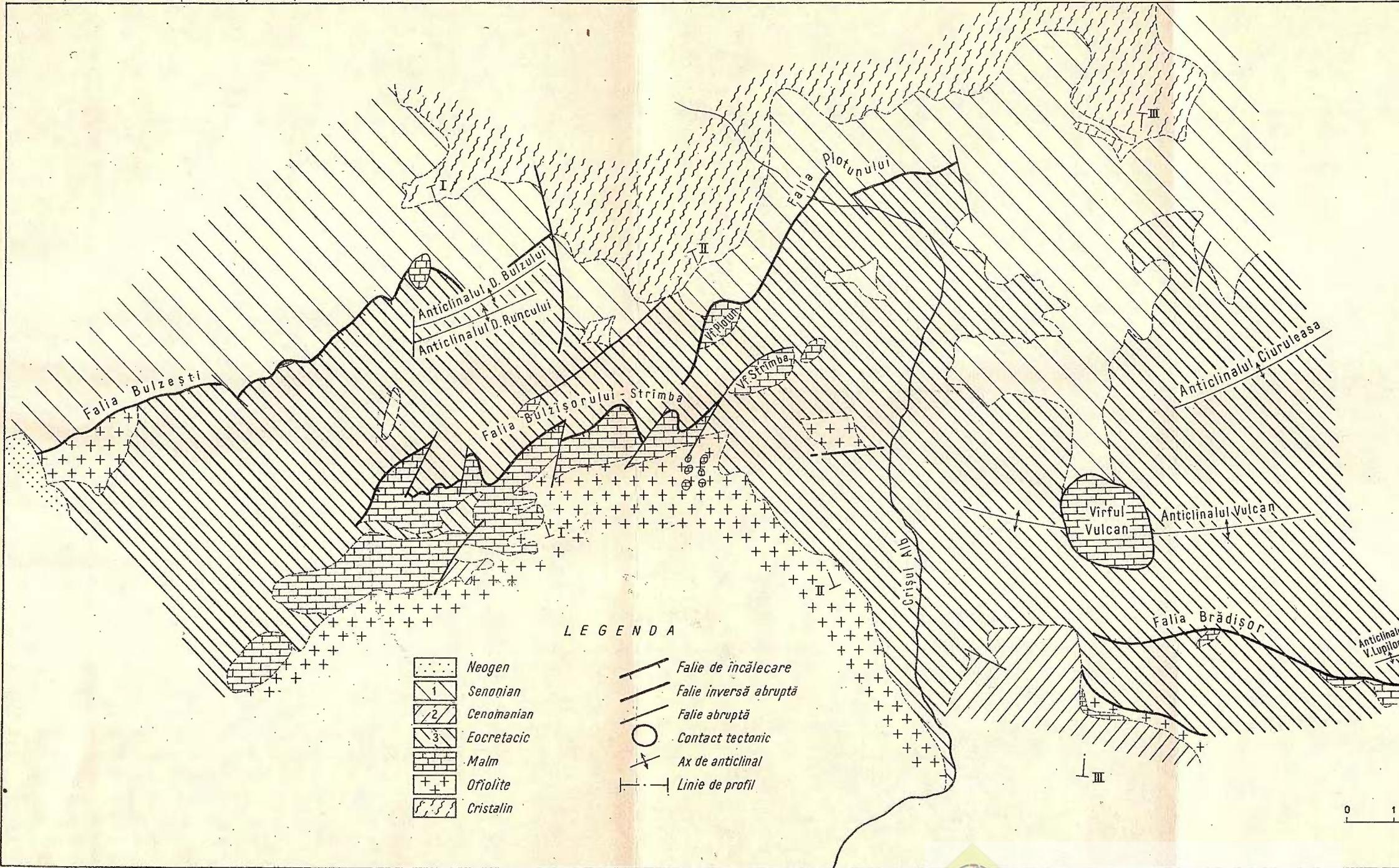
- BLEAHU M., DIMITRESCU R. Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni (cu privire specială asupra Cristalinului și Mezozoicului). *An. Rom. Sov. (Geol.-Geogr.)* 2 (31), București 1957.
- FERENCZY I. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Zlatna. *Muz. Füzetek* Bd. II, Cluj 1914.



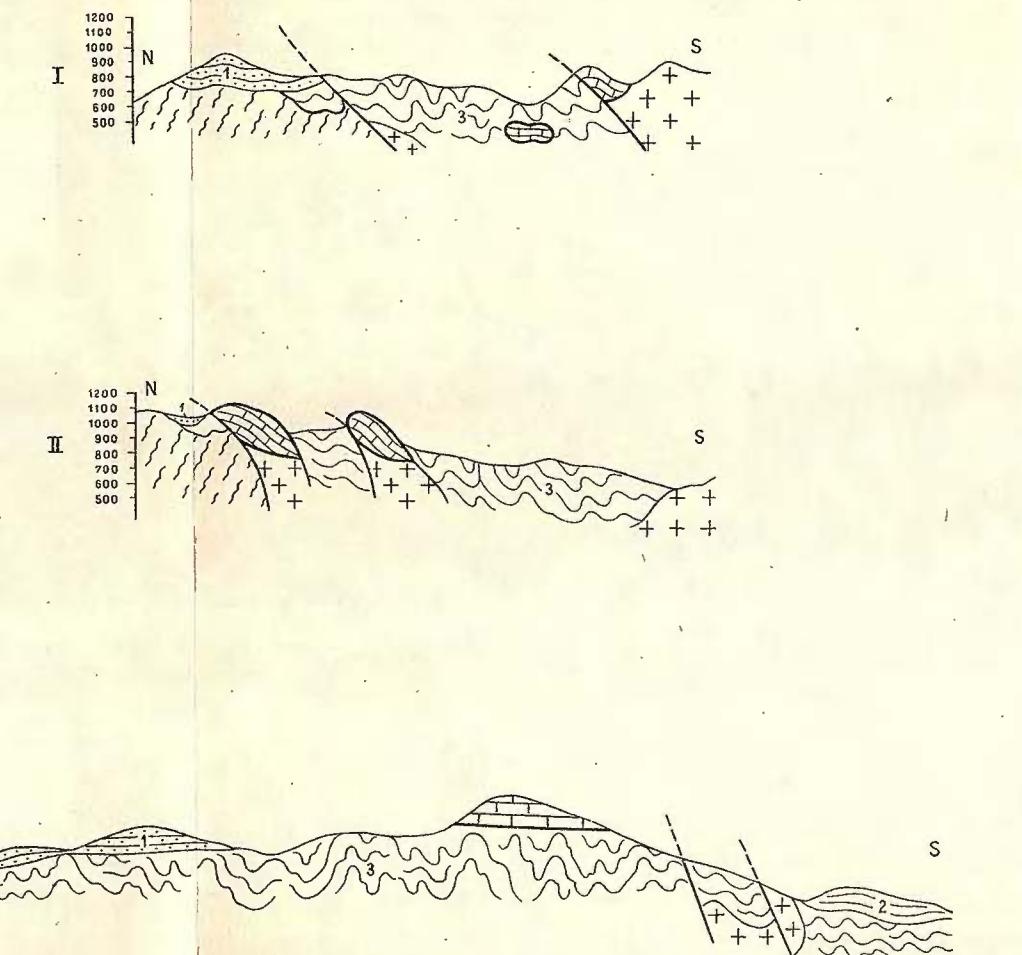
LUPU M., LUPU DENISA: Asupra dislocațiilor rupturale din partea de N.W. a fosei Metaliferi

LUPU M.-LUPU DENISA

## SCHIȚA TECTONICĂ A PĂRȚII DE N.W. A MUNȚILOR METALIFERI



0 1 2 3 4 5 Km.



3. GHITULESCU Th., SOCOLESCU M. Recherches géologiques et minières dans les Monts Métallifères (Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, Bucureşti 1941.
4. ILIE M. Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Aries. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, Bucureşti 1932.
5. ILIE M. Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Com. Geol.* XXV, Bucureşti 1953.
6. LUCZY L. Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynkinalen des Siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nord-westlichen Karpathen. *Föld. Közl.* Bd XLVIII, Budapest 1918.
7. MACOVEI Gh., ATANASIU I. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* XVI, Bucureşti 1934.
8. MÜCKE M. Beitrag zur Kenntnis des Karpathensandsteins im Siebenbürgischen Erzgebirge. *Verh. k. geol. RA*, Wien 1915.
9. PAPIU V. CORVIN. Cercetări geologice în masivul Drocea. *Bul. Științ. Acad. R. P. R.* V/1, Bucureşti 1953.
10. PRIMICS G. Geologia și filoanele de minereuri din Munții Cetrașului (ungurește). Herausgegeben v. d. *kgl. ungar. naturwiss. Gesellschaft*, Budapest 1896.

## О РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЯХ РАСПОЛОЖЕННЫХ В С-З ЧАСТИ ПРОГИБА РУДНЫХ ГОР.

М. ЛУПУ, д. ЛУПУ

(Краткое содержание)

Исследованная область находится на С—З части впадины Муреша, будучи расположена между бассейном Ариеша — на С и бассейном Белого Криша — на Ю. Фундамент неоюрских и меловых отложений состоит на С — из кристаллического массива Ариеша и на Ю — из верхних предюрских офиолитов.

Неоюра представлена рифовыми известняками типа Страмберг. Нижний мел (неоком и апт) представлен несколькими литологическими комплексами, а именно: пачкой калькаренитов, комплексом яшм, красных аргиллитов и известковистых мергелей, флишевой толщей, состоящей из ритмически переслаивающихся песчаников типа субграувакка и аргиллитов, комплексом калькаренитов; мергелей, конгломератов с обликом вильдфлиша. Для этого последнего комплекса выявленная фауна дает указание на наличие аптского возраста.

В продолжении был установлен авторами выход на дневную поверхность комплекса, ритмически переслаивающихся, алевролитовых песчаников, принадлежащих, возможно, сеноману, а сенон — представлен окрайней фацией де Госау, а также и фацией пелагического бассейна и флиша.



Направления структур области ориентированы, в общем, на СВ—ЮЗ. Тоже направление имеют и главные надвиговые сбросы-сдвиги. Амплитуда надвигов является наибольшей там где мезозойские отложения более тесно связаны с фундаментом, а в зонах с более отдаленным фундаментом обратные сбросы-сдвиги — имеют обрывистый характер. Наиболее значительным, из надвиговых сбросов-сдвигов области, является — сброс-сдвиг Бульзешть, который представляет продолжение надвиговой линии сброса нижнего мела над верхним мелом Гор Дроча. Для этого надвигового сброса-сдвига авторами был установлен возраст — ларамийской фазы складчатости.

На исследованной территории, ввиду отсутствия доводов в пользу наличия структур шарьяжного покрова, авторы пришли к выводу, что надвиги являются результатом перемещения горных пород под действием силы тяжести.

## SUR LES DISLOCATIONS RUPTURALES DE LA PARTIE NW DE LA FOSSE DES MONTS MÉTALLIFÈRES

FAR

M. LUPU, D. LUPU

(Résumé)

La région étudiée est située dans la partie NW de la fosse du Mureş, étant comprise entre le bassin de l'Arieş au N et le bassin du Crişul Alb au S. Le soubassement des dépôts néojurassiques et crétacés est constitué au N par le Cristallin de l'Arieş et au S par les ophiolites préjurassiques supérieures.

Le Néojurassique est représenté par des calcaires récifaux de type Stramberg. L'Éocrétacé est représenté par plusieurs complexes lithologiques, à savoir: un paquet de calcarénites, un complexe de jaspes, d'argilites rouges et de marnocalcaires, un complexe flyschoïde de « rythmes » de grès du type sous-grauwackes et d'argilites, un complexe de calcarénites marnes, conglomérats à caractère de wildflysch. Pour le dernier complexe, la faune récoltée indique l'âge aptien.

Suit un complexe de grès aleuritiques rythmiques appartenant probablement au Cénomanien, tandis que le Sénonien est représenté par un faciès marginal de Gosau et un faciès de bassin pélagique et de flysch.

Dans la région, les structures sont orientées NE—SW. Les failles principales de chevauchement ont la même orientation. L'amplitude des chevauchements est plus grande là où les sédiments mésozoïques sont plus fortement sertis par le soubasse-



ment, et dans les zones ayant un soubassement plus profond, les failles inverses accusent un caractère abrupt. Parmi les failles de chevauchement de la région, la plus importante est la faille de Bulzești qui représente la continuation de la ligne de chevauchement du Crétacé inférieur sur le Crétacé supérieur des monts Drocea. Cette faille est d'âge laramien.

Le territoire étudié ne comprend pas d'arguments en faveur d'une structure en nappe de charriage ayant comme base le décollement gravitationnel.



Institutul Geologic al României

CERCETĂRI PRIVIND POSIBILITĂȚILE DE VALORIZARE  
A MINEREULUI CINABIFER DIN ZĂCĂMÎNTUL  
DE LA SÂNTIMBRU — CIUC<sup>1)</sup>

DE  
BUJOR GEORGESCU, ANGELA OPRESCU

În 1960 au fost semnalate iviri de mercur în zona de piroclastite de pe versantul estic al masivului Hârghita și anume în apropierea comunei Sântimbru — Ciuc.

Necesitățile de mercur ale țării sunt în prezent acoperite numai parțial de producția internă (zăcămîntul Valea Dosului). Conținutul scăzut al zăcămîntului de la Valea Dosului, condițiile de exploatare nu prea favorabile și un proces tehnologic învechit, fac ca prețul de cost al mercurului obținut la Valea Dosului să depășească prețul plătit pe metalul importat.

De aceea, ivirile de mercur de la Sântimbru au prezentat interes în primul rînd prin eventualitatea obținerii mercurului la un preț relativ mai scăzut, iar perspectiva unor rezerve mai mari a dat speranță posibilității acoperirii întregului consum din producția internă.

Pozibilitatea valorificării în condiții economice a zăcămîntului este însă strîns legată pe de o parte de conținutul mediu de mercur al zăcămîntului și pe de altă parte de costurile de extragere a minereului din zăcămînt și de extragere a mercurului din minereu.

Conținutul mediu al zăcămîntului este cunoscut pînă în prezent cu un oarecare grad de nesiguranță. Oricum însă, se poate afirma că zăcămîntul face parte din categoria zăcămintelor sărace, care, pentru a fi puse în valoare, au nevoie de condiții favorabile de exploatare și de un flux tehnologic de valorificare cît mai avantajos.

Pentru stabilirea unor prime elemente de apreciere a economicității valorificării zăcămîntului de mercur de la Sântimbru, sectorul de preparare a substanțelor minerale a cercetat, sub aspectul tehnologiei preparării, o probă de minereu din acest zăcămînt.

Proba a fost colectată în cursul lunii iulie 1962 din galeria nr. I Sântimbru. Ea este constituită din materialul rămas din restul probelor chimice fractionate care au

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 8 martie 1963.

fost colectate pe lungimea de 137 ml a galeriei. În probă nu a fost inclus material din niciuna din galeriile laterale sau suitor.

**Pregătirea probei pentru analize și încercări.** Compoziția chimică elementară a probei. Proba primită pentru cercetare a fost pregătită în vederea analizei chimice și a încercărilor de preparare, printr-o serie de operații de sfârșimare, omogenizare și reducere, care s-au făcut conform schemei din fig. 1.

Analiza chimică elementară a probei originale indică următoarele conținuturi:

	%		%
Pb . . . . .	urme	MgO . . . . .	1,20
Cu . . . . .	urme	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,95
Zn . . . . .	urme	SiO <sub>2</sub> . . . . .	63,92
S . . . . .	2,32	MnO . . . . .	0,18
Fe . . . . .	3,25	Au . . . . .	lipsă
CaO . . . . .	1,25	Ag . . . . .	lipsă

Pentru determinarea conținutului mediu de mercur al probei s-au făcut mai multe analize. Materialul pentru analize a fost recoltat din proba tehnologică, aşa cum s-a arătat mai înainte.

Analizele chimice au indicat conținuturi cuprinse între 0,063 și 0,09%.

Indicații privind conținutul mediu al probei tehnologice s-au obținut ulterior și prin bilanțurile încercărilor experimentale (analiza claselor granulometrice, încercări de flotație, etc.). Mediile ponderate ale conținuturilor produselor încercărilor («închiderile») se situează între 0,06% Hg și 0,11% Hg.

Diferențele între închideri se pot datora atât erorilor de analiză (eroarea relativă admisă  $\pm 10\%$ ), cît și pierderilor de material.

Pe baza tuturor acestor rezultate, obținute prin analizarea unor probe asemănătoare (considerate în limitele erorilor de probare, ca probe reprezentative), apreciem că se poate admite un conținut mediu al probei tehnologice de 0,07—0,08% Hg.

Comparativ cu minereurile exploataate în alte țări, minereul de la Sântimbru este un minereu foarte sărac, cu conținut sub limita considerată economică de 0,15—0,20% Hg. El are însă un conținut comparabil cu al minereului de la Valea Dosului, exploatat în prezent la noi în țară.

La Almaden (Spania) conținutul minereului exploatat astăzi variază între 0,9% Hg și 6% Hg; la Abadia—Italia (în regiunea M. Amiati), conținutul mediu este de 1,3% Hg.

Haldele de steril păstrate la zăcămîntul de la New-Almaden (S.U.A.), astăzi epuizat, au 0,12—0,15 % Hg, minereul exploatat avînd conținuturi ridicate care uneori au depășit 10% Hg.

Minereul exploatat la Huancavelica (Peru), unul dintre cele mai importante zăcăminte din lume, a avut în trecut 5—10% Hg, mai tîrziu 2% Hg, iar astăzi rezerva restantă are un conținut de 0,12—0,38% Hg, motiv pentru care exploatarea a fost închisă (N. A. BIKHOVER 1961, TAGGART 1948).



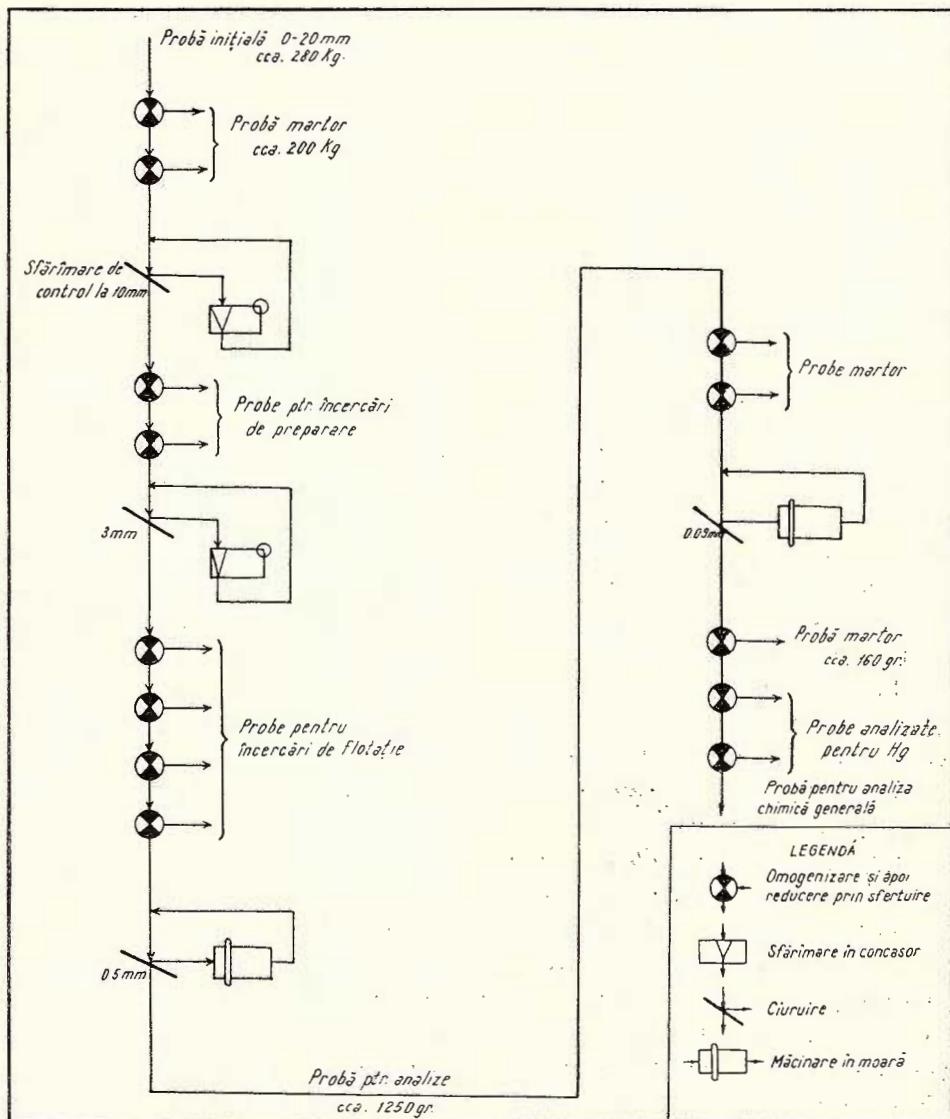


Fig. 1. — Schema operațiilor de sfârșire și reducere a probei de minereu cinabifer, de la Sintimbru.

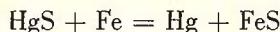
La Idaho — Almaden (S.U.A.), zăcămîntul repus în exploatare în 1955, are un conținut mediu de aprox. 0,15% Hg (rezervă sigură de 500.000 t); explorația se face în carieră. La Clearlake (California), conținutul este de aprox. 0,18% Hg (I. R. REYNOLDS 1956).

**Considerații privind recuperarea mercurului din minereurile cinabrifere și posibilitățile de valorificare a minereului de la Sântimbru.** Metoda clasică de recuperare a mercurului din minereurile cinabrifere este prăjirea, în contact cu aerul, sau descompunerea cu var sau fier în retorte închise (E. PROST 1924, TAGGART 1948).

Pentru minereurile bogate, este avantajoasă și descompunerea cu var sau pilitură de fier, prin încălzire în retorte închise. Varul sau fierul joacă rolul de reducător:



sau:



Prăjirea în contact cu aerul este un procedeu general; sulfura de mercur încălzită la 400—600°C se descompune ușor, eliminând mercurul sub formă de vaporii:



De aceea este adesea posibilă prelucrarea minereurilor în bucăți relativ mari (18—25 mm), gradul de sfărîmare depinzînd de porozitatea rocii. Prăjirea în contact cu aerul se face în cupoare de diferite construcții (cu șicane, cu reverber, rotative, etc.).

Schema principală tehnologică în cazul aplicării prăjirii este arătată în fig. 2.

Minereurile cu cel puțin 0,25% Hg suportă, din punct de vedere economic, prăjirea directă în cupor.

În cazul minereurilor mai sărace, costul tratamentului metalurgic, raportat la valoarea metalului conținut în minereu, devine prea mare și recuperarea este neeconomică; de aceea în multe cazuri s-a renunțat la exploatarea în continuare a unor zăcăminte ale căror conținuturi au scăzut sub 0,2—0,3% Hg (MICHELL 1950, N. A. BIRKHOVER 1961).

Dificultatea principală a procedeelor metalurgice (în afară de costul destul de mare raportat la tona de minereu tratat) o constituie condensarea vaporilor de mercur, care mai ales la minereurile sărace se face cu pierderi relativ mari.

Vaporii de mercur care părăsesc cuporul sănt conduși la un sistem de condensare format din coloane de tuburi de bazalt și bazine de colectare. Ei părăsesc cuporul amestecați cu produsele gazoase care au rezultat din arderea combustibilului, vaporii de apă, vaporii de bioxid de sulf și cu praf fin de minereu. Mercurul se condensează sub forma de bobîte mici care rămân fixate în cenușă depusă pe pereții sistemului de condensare.

Amestecul de cenușă cu bobîte de mercur poartă numele de « stup ». În cazul cînd minereul este mai bogat în mercur, mediul gazos ce părăsește cuporul este mai bogat în vaporii de mercur și parte din bobîtele de mercur sănt mai mari și nu mai sănt prinse în masa stupului, ci se adună în bazinile de colectare. Stupul este colectat la anumite intervale de timp și supus unei prelucrări pentru recuperarea mercurului.



Proportia de mercur recuperat prin condensare este cu atit mai mare cu cit mediul gazos care pleaca din cuptor este mai bogat in mercur. In cazul minereurilor sarace condensarea este redusa, parte din vaporii de mercur fiind antrenați de vaporii de apă care parăsesc sistemul de condensare odată cu gazele. Pentru a micșoara pier-

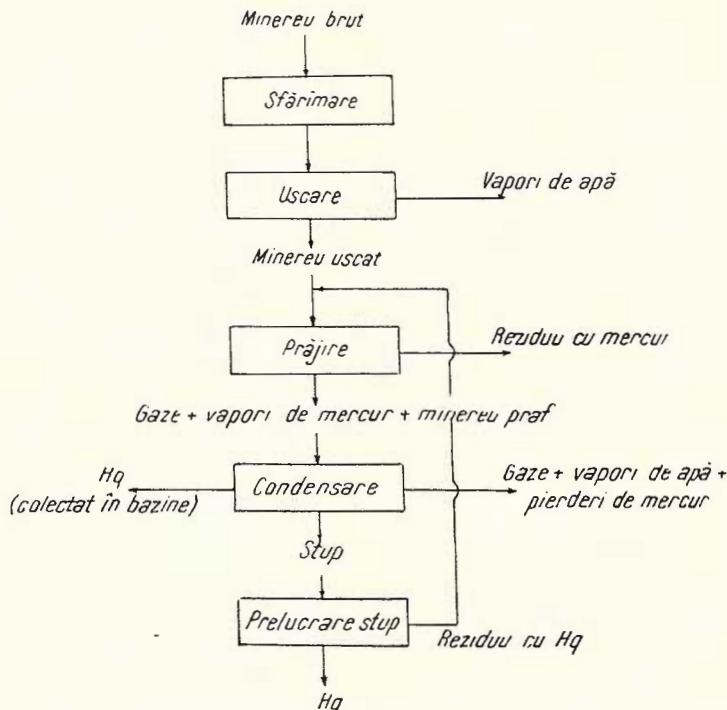


Fig. 2.

derile, este necesar ca amestecul gazos rezultat prin prăjire să fie cît mai sărac în vaporii de apă, de aceea minereul, înainte de a fi prăjit, trebuie uscat într-un cuptor de uscare.

La minereurile sarace, pierderile rămîn totuși proporțional mari (30—50% din metal).

La Valea Dosului, recuperarea mercurului se face prin prăjirea directă a minereului în contact cu aerul, folosindu-se cuptoare cu șicane (Huttner—Scott), și nu depășește 60%.

Așa cum am arătat mai sus, costul operației metalurgice este în general destul de ridicat, prăjirea în cuptoare revenind la aprox. 145 lei/t.

Tinând seama de prețul de cost al procesului metalurgic, putem admite că aplicând același procedeu la Sintimbru, prețul de cost al operației va fi de același ordin de mărime.

Pentru ca valoarea mercurului din minereu<sup>1)</sup> să acopere cel puțin costul prelucrării metalurgice, conținutul recuperabil trebuie să fie de minimum:

$$a = \frac{145}{225} \cdot \frac{100}{1000} = 0,064 \% \text{ Hg}$$

Dar, în afară de costul prelucrării, intervine și costul scoaterii minereului din zăcămînt, cu alte cuvinte, pentru ca mercurul metalic să revină la un preț de cost care să nu depășească prețul de valorificare, este necesar ca  $a$  să fie sensibil mai mare decît valoarea arătată mai sus.

În aceste condiții apare evident că folosind o schemă clasică de extragere a mercurului, minereul de la Sîntimbru nu este valorificabil în mod economic. Admitînd că se poate conta pe o recuperare a mercurului de 70% și că valoarea medie de 0,07% Hg a conținutului probei se poate extinde la întreaga rezervă, rezultă o recuperare de mercur metalic de cca 0,5 kg la tona de minereu, a cărui valoare este de:

$$0,5 \times 225 = 112,5 \text{ lei}$$

care nu acoperă evident cheltuielile de metalurgie.

Este deci necesar să se cerceteze posibilitatea prelucrării minereului după alte scheme decît cele clasice, scheme care să ducă la costuri de prelucrare raportate la tona de mineru, cît mai reduse. De asemenei este necesar să se facă extragerea din zăcămînt cu metode cît mai ieftine.

Pentru obținerea minereului cu un cost de exploatare cît mai redus, soluția constă în folosirea unei metode de exploatare mecanizată, în carieră, cu producții zilnice cît mai mari, putîndu-se astfel ajunge la costuri de exploatare care să nu depășească 40 lei/t.

Pentru zăcămîntul de la Sîntimbru există condiții deosebit de favorabile pentru exploatarea în carieră:

Zăcămîntul se găsește în imediata apropiere a suprafeței, grosimea stratului de material ce trebuie îndepărtat pentru ajungerea la zăcămînt fiind cuprinsă între 0 și cîțiva metri. Volumul descoperitei este foarte mic (cîteva zeci de mii de metri cubi), în raport cu volumul rezervei pus în evidență de lucrările miniere.

Caracterul zăcămîntului (mineralizației) permite folosirea metodelor de abataj mecanizate, scoaterea minereului din zăcămînt putîndu-se face prin excavarea totală a rocii, deoarece practic întreaga masă de material cuprinsă între limitele de conturare a rezervei constituie materie minerală utilă.

În ceea ce privește operația de recuperare a mercurului, calea obținerii mercurului metalic la un preț de cost cît mai mic constă în aplicarea unei scheme tehnologice care cuprinde în mod obligatoriu și operații de concentrare. Prin concentrare, volumul de material care conține mineralul util și care se supune operației

<sup>1)</sup> S-a considerat că prețul de valorificare al mercurului metalic este de 225 lei/kg.

metalurgice poate fi redus de cîteva zeci de ori, și în consecință se reduce și costul operației metalurgice raportat la tonă de minereu brut.

În literatura de specialitate (S. M. MELNIKOV 1961, F. B. MICHELL 1950, I. R. REYNOLDS 1956, TAGGART 1948) sînt date exemple de aplicare, în cazul minereurilor sărace, a unor scheme tehnologice care cuprind și operații de concentrare.

În general, concentrarea nu se aplică minereurilor cu conținuturi mai mari ca 0,3...1% Hg, care pot fi supuse direct operațiilor metalurgice, concentrarea avînd în acest caz, prin necesitatea măcinării, dezavantajul folosirii unor instalații metalurgice mai pretențioase pentru a evita pierderile de material fin util, antrenat de gazele evacuate.

Minereurile mai sărace se concentrează prin alegere manuală, metode gravitaționale și mai ales prin flotație.

Cinabrus flotează în general ușor. Totuși, flotația minereurilor cinabrușe este adesea dificilă, fie din cauza prezenței milurilor fine în cazul rocilor-gazdă caolizate, fie din cauza măcinării selective mult prea avansate a cinabrusului, în cazul rocilor-gazdă dure.

La Huitzoco (Mexico—Guerrero), minereul este preparat într-o instalație de 160 t/zi, cuprinzînd alegere manuală pe bandă, mese de concentrare și flotație. Plecînd de la un minereu cu cca 0,24% Hg și 0,96% Sb, se ajunge la concentrate cu 7—11% Hg și 25—30% Sb, mineralele utile principale în minereu fiind livingstonitul, cinabrus și stibina. Recuperarea pentru mercur este de cca 90% (TAGGART 1948).

La Clearlake (California) se prelucrează 300 t/24 ore, minereu cu cca 0,18% Hg (cinabru fin diseminat în bazalt alterat), într-o instalație cu o schemă tehnologică complexă, cuprinzînd operațiile: îndepărtarea materialului mai mare ca 225 mm, considerat steril; alegerea manuală a sterilului din materialul 25—225 mm; tratarea pe mese a materialului rămas pe bandă (după o prealabilă sfărîmare), pentru obținerea de produse bogate, care se prăjesc în retorte, și produse sărate, care se prăjesc în cuptoare; prăjirea în cuptoare a trecerilor sitelor împreună cu produsele sărate de la mese; flotația condensatului sărat de la cuptoare; prăjirea în retorte a condensatului bogat de la cuptoare împreună cu concentratele de la mese și concentratele de la flotație.

La Cloverdale (California) se prelucrează 420 t/24 ore minereu cu cca 0,04% Hg. Minereul este supus unei prime operații de preconcentrare prin clasare, în urma căreia se elimină 320 t din 420 t. Restul materialului este supus concentrării pe mese și prin flotație, obținîndu-se concentrate cu cca 50% Hg. Mercurul din concentrate este recuperat prin prăjire în retorte. Recuperarea totală de mercur este de cca 50%. Deși minereul are un conținut redus de mercur (numai 0,04%), totuși exploatarea zăcămîntului este posibilă deoarece se reușește să se eliminate de la început,

printr-o operație ieftină de preconcentrare peste 75% din material, supunîndu-se operațiilor ulterioare de concentrare pe mese și flotație, material cu un conținut de 3,5—4 ori mai mare. Gradul de îmbogățire final este de 1250, astfel că la prăjirea în retortă ajunge numai o cantitate de 0,2—0,3 t/zi (TAGGART 1948).

**Încercări de prepararea și fluxul tehnologic.** Având în vedere compoziția chimico-mineralogică a probei de la Sântimbru, singura metodă de concentrare aplicabilă este flotația.

Încercările de flotație s-au executat pe minereul măcinat la dimensiuni sub 0,15 mm și sub 0,10 mm, măcinarea făcîndu-se în mai multe trepte pentru a se evita supramăcinarea cinabrusui care este foarte friabil.

Deoarece la prima serie de încercări s-a constatat că milul fin care este prezent în tulbureală, minereul fiind puternic caolinizat, produce dificultăți la flotație, consumînd reactivi în plus și împiedicînd flotația cinabrusui (conținutul concentratului scade și se micșorează recuperarea), s-au executat și încercări de flotație după o prealabilă deșlamare a materialului.

La flotație s-au folosit drept colectori etilxantatul de potasiu și izoamylxantatul de potasiu, iar ca spumant un amestec de ulei de pin și phosocresol, deoarece uleiul de pin singur produce o spumă nepersistentă și nemineralizată, bulele de aer fiind prea mari.

Pentru depresarea șlamului, la unele încercări s-a folosit silicatul de sodiu, iar pentru depresarea piritei care intervine în probă în proporție însemnată și impurifică concentratul de cinabru, s-a folosit atîn cianura de sodiu cît și varul sau hidroxidul de sodiu, dat în scopul obținerii unei ușoare alcalinizări a tulburelui și deci a pH-ului potrivit pentru flotația cinabrusui (pH ceva mai mare decît 7).

Cu intenția de a produce activarea cinabrusui la unele încercări, s-a folosit în acest scop sulfatul de cupru sau clorura de mercur.

Din ansamblul încercărilor de flotație directă și din analiza datelor obținute, se constată că rezultate mai bune au fost realizate pentru următoarele consumuri de reactivi și condiții de lucru:

Sulfat de cupru . . . . .	1.000 g/t
Var . . . . .	5.000 g/t
Silicat de sodiu . . . . .	1.400 g/t
Cianura de sodiu . . . . .	2.200 g/t
Etilxantat de potasiu . . . . .	100 g/t
Ulei de pin . . . . .	18 g/t
Phosocresol . . . . .	18 g/t
pH . . . . .	7
Măcinare . . . . .	0,15 mm
Diluție (L/S) . . . . .	3/1
Viteză rotorului . . . . .	1.500 turății/min
Timp de flotație . . . . .	30 minute

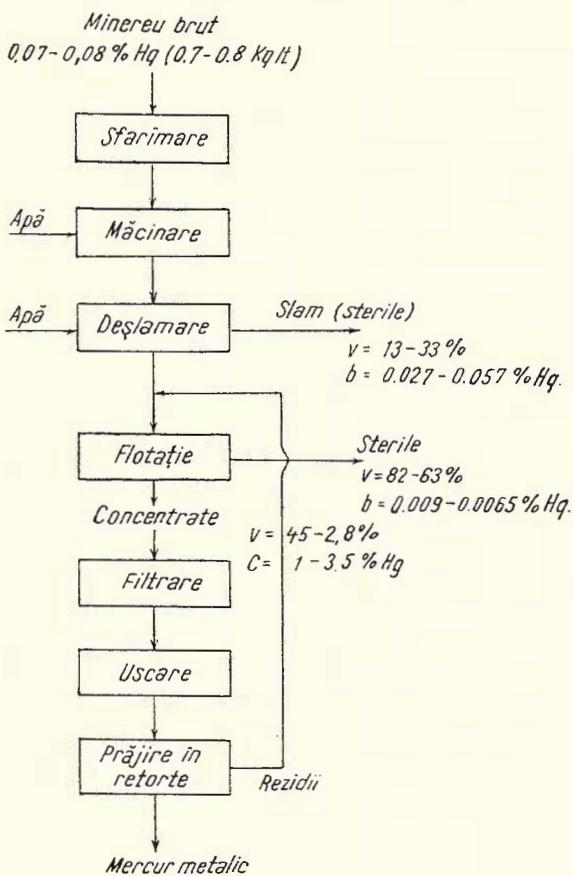


TABLEL

Măci- nare mm	Viteza tur/ min	Diluție L/S	pH	R e a c t i v i		Timp minute		Conținut de mercur de metal m <sub>Hg</sub>	Extracție în greut. v, %	Conținut c <sub>Hg</sub>	Extracție în greut. de mercur de metal m <sub>Hg</sub>
				Denumirea	Consum specific g/t	Act.	Flot.				
Desfășurare în celula de flotajie											
-0,15	1500	3/l	6,9	Var Etilxantat K. Ulei de pin Phosocresol	3000 110 18 18	5-10 5-15 3-6 3-6	39	C B Mil A	4,45 82,76 12,79 100,00	1,105 0,009 0,027 0,06	82,00 12,30 5,70 100,00
Desfășurare cu un curent de apă. Debit cca 180 cm <sup>3</sup> /min											
-0,15	1500	3/l	7,7	Var Cianură de sodiu Etilxantat K Ulei de pin Phosocresol	107 140 140 9 9	5 5 5 3	27	C B Mil A	2,08 64,05 33,87 100,00	3,40 0,0065 0,0525 0,0920	76,30 4,50 19,20 100,00
Desfășurare cu un curent de apă. Debit cca 180 cm <sup>3</sup> /min											
-0,15	1500	3/l	7	Var Cianură de sodiu Clorură de mercur Etilxantat K Ulei de pin Phosocresol Terpinol	70 100 40 140 9 9 36	5 5-7 5 5 3 3 3	8 12	C <sub>1</sub> C <sub>2</sub> Mil A	2,82 0,98 63,50 32,70	2,58 0,56 0,007 0,057	71,7 5,4 4,5 18,4 100,00

În aceste condiții se obțin la flotația primară, concentrate cu un conținut de cca 0,70% Hg, extracție de mercur de cca 84% pentru o extracție în greutate de 14,70%, iar sterilele separate au conținut de 0,017% Hg.

În cazul flotației cu o deșlamare prealabilă, deșlamarea s-a făcut fie în celula de flotație prin agitare cu depunere timp de 3 minute și apoi revârsarea tulburelii din zona de deasupra ce conținea particulele fine, fie cu un curent de apă cu o viteză astfel determinată, ca în revârsare să nu treacă particule de cinabru mai mari de 10 microni.



Recuperare: cca 0,5 Kg./tona de minereu brut.

Fig. 3.

rului conținut în minereul original. În cazul deșlamării în celula de flotație, conținutul de mercur al mălului scade de la 0,057—0,052% Hg la 0,027% Hg, ceea ce indică posibilitatea micșorării acestor pierderi prin determinarea unor condiții optime de deșlamare.

Rezultatele mai interesante obținute în aceste condiții, pentru care avem analize chimice, sunt prezentate în tabelul alăturat.

Din interpretarea acestor date se constată:

Consumurile de reactivi sunt mult mai reduse decât în cazul flotației directe.

Prin flotația cu deșlamare prealabilă este posibil să se obțină concentrate primare cu un conținut de 2,58—3,4% Hg, recuperări de 71,7—76,87% și sterile foarte curate cu conținut de 0,007—0,0065% Hg.

Pierderile de mercur în mălul îndepărtat prin deșlamare reprezintă 18,4—19,2% din totalitatea mercurului conținut în minereul original.

La flotația primară s-au obținut în unele cazuri și fracțiuni de concentrat cu cca 9,8% Hg, prin urmare rezultă că, prin reflotarea concentratelor primare, ar fi posibil să se obțină concentrate finale cu conținut mult mai ridicat și anume cel puțin 10% Hg.

Pe baza încercărilor și rezultatelor pe care le avem pînă în prezent, o schema tehnologică posibilă este arătată în fig. 3, concentrarea făcîndu-se prin flotație.

După ce minereul este sfărîmat și măcinat, se elimină șlamurile foarte fine și apoi este supus operației de flotație. Apa din concentrate se elimină prin filtrare și uscare, după care concentratele se prăjesc cu var, în retorte pentru extracția mercurului metalic.

Datele de care dispunem pînă în prezent sunt insuficiente pentru stabilirea precisă a cantităților de material în circulație de-a lungul fluxului tehnologic și a celor mai buni indici pe care se poate conta în cazul procesului industrial.

Totuși putem considera, cu destulă siguranță, că cel puțin indicii obținuți pînă în prezent la încercările de laborator vor fi obținuți și industrial; acești indici sunt însă susceptibili de a fi îmbunătății prin încercări ulterioare.

Pentru definitivarea schemei tehnologice și obținerea de date suficiente pentru proiectarea unei instalații de flotație, vor fi evident necesare și încercări la scară-pilot, mai ales pentru precizarea condițiilor de sfărîmare, măcinare și deșlamare.

Pe baza rezultatelor obținute pînă în prezent, se pot face unele aprecieri asupra economicității valorificării minereului de la Sântimbru.

Într-un caz ipotecic în care exploatarea se face în carieră cu un preț de cost de 40 lei/t, costul preparării nu depășește 70 lei/t, iar costul operației de prăjire în retortă este de cca 300 lei/t, la o producție de 250 t/zi de minereu cu 0,07% Hg, extracție de concentrat de 2% și recuperare globală de 70%, mercurul metalic ar reveni la cca 235 lei/kg, adică apropiat de prețul actual de valorificare.

În măsura în care se vor putea realiza în practică pentru minereul dela Sântimbru, condiții apropiate de ipotezele de mai sus se poate considera că zăcămîntul prezintă interes economic.

#### BIBLIOGRAFIE

1. BIKHOVER N. A. Razvedka i okrana nedr. Nr. 7/iulie, p. 59–67, 1961.
2. MELNIKOV S. M. Flotația Rtutnih rud. Moscova, *Metallurgizdat*, p. 105–127, 1961.
3. MICHELL F. B. The practice of mineral dressing, London, p. 304–307, 1950.
4. PROST E. Métallurgie des métaux, autres que le fer. Ed. II-a, Paris, p. 987–1022, 1924.
5. REYNOLDS I. R. Mining Engineering, vol. 8, nr. 11, (Noe), p. 1096–1099, 1956.
6. TAGGART. Handbook of Mineral dressing, New-York, p. 2–206, 1948.
7. \* \* \* Engineering and Mining Journal, S.U.A., 159, Nr. 2 (Febr.), p. 140–141, 1958.

ИССЛЕДОВАНИЯ КАСАЮЩИЕСЯ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОСВОЕНИЯ  
КИНОВАРЬНОСНОЙ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
СЫНТИМБРУ — ЧУК  
БУЖОР ДЖЁРЖЕСКУ, АНЖЕЛА ОПРЕСКУ  
(Краткое содержание)

В настоящей работе авторы исследуют обработку киноварьносной руды Сынтимбру — Чук ввиду установления технологического потока, который бы позволил провести экономическое освоение руды. Экспериментальные исследования были проведены над технологическим пробным образцом, извлеченным из главной галлереи №. 1 и в котором не был включен материал остальных шахтных работ. Среднее содержание пробного образца было оценено, на основании химических анализов, в 0,07—0,08% ртути. Была использована флотация как главный метод концентрации, при посредстве которой — получены первичные концентраты, минимум в 2,5—3% ртути, соответствующа некоторым выработкам ртути — минимум 75%. Эти результаты имеют минимальный характер, при наличии возможностей их обогащения путем применения наилучших условий работы (способа раздробления, дробления и размалывания, условий шламоудаления, режима реактивов).

На основании краткого исчисления, которое указывает, что при определенных условиях эксплуатации и осуществимой обработки, авторы приходят к выводу, что с технологической точки зрения, месторождение представляет экономический интерес.

SUR LES POSSIBILITÉS DE LA MISE EN VALEUR DU MINERAIS DE  
CINABRE DU GISEMENT DE SÎNTIMBRU-CIUC

PAR  
B. GEORGESCU, A. OPRESCU  
(Résumé)

Les auteurs ont étudié la préparation du minerais de cinabre de Sîntimbru-Ciuc en vue d'établir un processus technologique permettant la mise en valeur économique du minerais. Les analyses ont été effectuées sur un échantillon technologique, récolté dans la galerie principale no. 1, et qui ne contenait pas du matériel des autres travaux minières. Les analyses chimiques de l'échantillon ont indiqué une teneur moyenne de 0,07—0,08% de mercure.



Comme principale méthode de concentration a été employée la flottation, permettant l'obtention de concentrés primaires ayant au moins 2,5 à 3% Hg, correspondant à une extraction de mercure de minimum 75%. Ces résultats accusent un caractère minimal, mais il existe des possibilités d'amélioration par l'emploi des meilleures conditions de travail, (mode de broyage, conditions de deschlammage, réactifs).

Selon une estimation sommaire, on constate que du point de vue technologique dans certaines conditions d'exploitation et de préparation réalisables, le gisement présente un intérêt économique.





Institutul Geologic al României

## CERCETĂRI PRIVIND POSIBILITĂȚILE DE PREPARARE A MINEREULUI DE PIRITĂ CUPRIFERĂ DE LA CÎRLIBABA<sup>1)</sup>

DE

CRISTIAN MUŞEȚEANU, BUJOR GEORGESCU, ANGELA OPRESCU

Cantitatea de cupru tot mai mare, cerută de electrificarea țării și de industria în continuă dezvoltare, impune valorificarea de noi zăcăminte cuprifere, inclusiv a zăcămintelor considerate pînă azi dificil de preparat din cauza cantităților foarte mari de pirită ce le conțin.

Pe această linie, în cadrul Institutului Geologic, s-au executat cercetări asupra posibilităților de preparare a minereului cuprifer din zăcămîntul Cîrlibaba. Cercetările s-au făcut pe o probă din galeria III Pîrful Ursului, care are următoarea compoziție chimică:

	%		%
Cu . . . . .	0,9	As . . . . .	0,01
Zn . . . . .	1,6	TiO <sub>2</sub> . . . . .	urme
Pb . . . . .	0,1	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,2
S . . . . .	44,14	V . . . . .	lipsă
Fe . . . . .	39,00	Mo . . . . .	lipsă
Mn . . . . .	0,34	Na . . . . .	0,04
CaO . . . . .	0,29	FeO . . . . .	2,78
SiO <sub>2</sub> . . . . .	11,75	MgO . . . . .	0,45
		K . . . . .	0,34

În ce privește valorificarea minereului, sunt interesante următoarele caractere mineralogice:

Proba tehnologică studiată reprezintă zona bogat mineralizată a zăcămintului, fiind constituită în cea mai mare parte din pirită (peste 78% din minereu), fără prezență rocilor în care este cantonat zăcămîntul (șisturi clorito-sericitoase și roci albe porfirogene). Alături de pirită, ca minerale metalifere apar, în proporție mult mai redusă, blenda cca 3%, calcopirita cca 2,7% și sporadic galena și limonitul. Pirita apare sub formă de aglomerări sau sub forma unor impregnații de cristale în general de dimen-

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 15 martie 1963.

siuni mici, variind între 0,025—0,050 mm și 1,07—1,10 mm, predominând grăunții de 0,15—0,17 mm. Uneori cristalele sunt zdrobite sau fisurate, pe fisuri fiind depuse blenda și calcopirita. Blenda apare în plaje întinse cu conture neregulate. Aceste plaje se găsesc printre granulele de pirită, formând un pseudociment care pe alocuri pare să corodeze granulele de pirită. Plajele de blendă au dimensiuni relativ mari, în medie 0,07—0,75 mm, dimensiunile maxime fiind cu totul sporadice. Galena și limonitul apar sporadic. Dintre mineralele nemetalice cuarțul apare în proporție de 98% din mineralele de gangă. Restul de 2% revine cloritului, baritinei și foarte puțin calcitului. Cuarțul se prezintă sub formă de agregate granulare de culoare albă, albăstruie, umplind de obicei spațiile dintre cristalele de pirită. Uneori formează aglomerări pînă la 2 mm. Baritina și cloritul apar sporadic.

### **Observații privind proba și posibilitățile de valorificare**

Din cele arătate mai înainte, rezultă că proba este constituită în principal din:

	%
Pirită . . . . .	cca 80
Blendă . . . . .	cca 3
Calcopirită . . . . .	cca 2,7
Gangă cuarțoasă . . . . .	cca 13
Alte minerale (galenă, oxizi de fier, baritină etc.)	cca 1,3

conținuturile de elemente utile care pot fi luate în considerare pentru o eventuală valorificare, fiind:

	%
Cu . . . 0,9	(legat de calcopirită)
Zn . . . 1,5	(legat de blendă)
S . . . 44	(legat în cea mai mare parte de pirită)

Pirita se întâlnește mai frecvent sub formă de pirită liberă sau sub formă de asociații de dimensiuni mari, restul fiind intim asociată cu calcopirita și blenda. Blenda și calcopirita se găsesc libere în proporții mici, cel mai frecvent formând asociații intime între ele și cu pirita. Se vede de la început că minereul, având un conținut ridicat de sulf, se situează în categoria minereurilor valorificabile direct pentru fabricarea acidului sulfuric, fără să mai fie nevoie de concentrare.

Se pune însă problema valorificării metalelor cupru și zinc. Conținutul de cupru este apropiat de conținuturile minereurilor din țara noastră, exploatație special pentru cupru (Deva, Bălan), dar, dat fiind caracterul mineralologic al probei, chiar de la început, fără încercări de preparare, se pot face rezerve cu privire la posibilitatea obținerii prin flotație a unui concentrat separat de calcopirită. Zincul din minereu prezintă interes în măsura în care minereul poate fi valorificat pentru sulf și cupru, conținutul de zinc fiind mult sub limita economică cerută minereurilor de zinc.

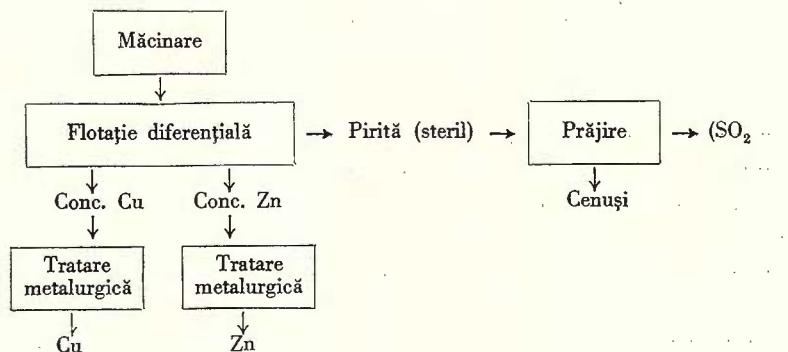


Plecind de la caracterul mineralologic al probei — abstracție făcind de mărimea rezervelor, posibilitate de exploatare, transport, etc. — trebuie luată în considerare nu numai concentrarea prin flotație, ci și prelucrarea printr-un tratament hidrometalurgic sau complex.

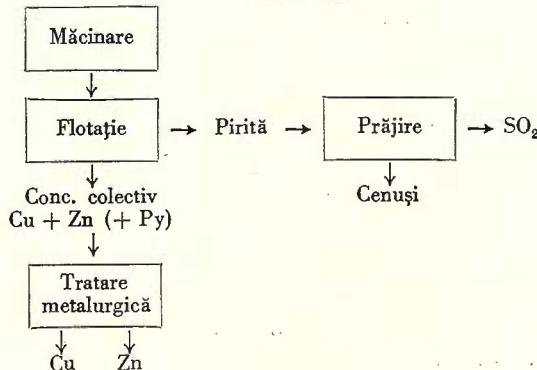
### Incercați executate

Tinând seamă de caracterul probei, încercările au urmărit să stabilească posibilitățile de valorificare după una din schemele de mai jos. Am cercetat mai întâi posibilitatea obținerii unor concentrate separate de calcopirită și blendă, tratabile pirometalurgic (schema 1). Rezultatele obținute nefiind încurajatoare, am cercetat posibilitatea obținerii unor concentrate colective de cupru + zinc și separarea metalelor prin dizolvare, după prăjirea desulfurantă și clorurantă a concentratului (schema 2). Deasemeni am făcut și o încercare de tratare hidrometalurgică directă a minereului brut (schema 3).

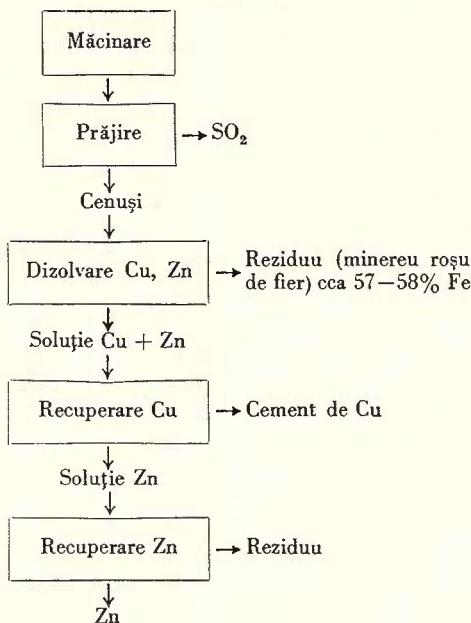
Schema 1



Schema 2



Schema 3



*Incercări de preparare prin flotație.* Așa cum am arătat, prezența unei cantități mari de pirită (cca 80%), ca și asociațiile intime dintre mineralele utile prezente, fac ca flotația separată a calcopiritei și blendei față de pirită să fie dificilă, dacă nu imposibilă.

Încercările executate de noi au urmărit fie obținerea unor concentrate separate de Cu și Zn, fie cel puțin a unui concentrat colectiv de Cu + Zn, cît mai sărac în pirită. Toate încercările de flotație au fost executate într-un aparat tip WEDAG, cu o celulă de 2 l, turația 1000 t/min.

Obișnuit s-a lucrat cu 500 g minereu la o încercare. Cu scopul determinării condițiilor în care s-ar putea obține rezultatele scontate, s-au variat de la o încercare la alta o serie de parametri ca: finețea de măcinare, reactivii depresanți, colectori, pH-ul, etc. Pentru depresarea piritei s-a încercat în special folosirea varului. S-au făcut deasemeni unele încercări cu cianură de sodiu. Consumul de var a fost cuprins între 500 și 8 000 g/t, cantitatea optimă fiind de cca 5000 g/t (3500 g/t în moară, restul în celulă). Colectorii încercați au fost: etilxantat de K, izobutilxantat de sodiu, aerofloat 15, aerofloat 25, aerofloat 208, aerofloat 404, amestec T. A. (thiocarbanilidă dizolvată în anilină în proporție de 10%). Adaosul colectorilor s-a făcut în diverse moduri: în moară, în celulă, în diferite intervale de timp și în combinații diferite (etilxantat în moară și la flotația calcopiritei, izobutilxantat singur sau în combinație cu aerofloați, aerofloați singuri, etc.).

Încercările de flotație executate cu probe de 500 g minereu măcinat la diferite grade de finețe au arătat că numai o măcinare înaintată (la 0,060 mm) dă unele rezultate satisfăcătoare. De altfel, studiul mineralologic ne-a indicat acest lucru. Rezultatele uneia din încercările la care pentru flotația calcopiritei s-a folosit etilxantatul de potasiu singur, iar la flotația blendei izobutilxantat și aerosfloat 208, sint date în tabelul 1. La alte încercări, făcute în condiții asemănătoare, dar cu alte condiții și consumuri de reactivi, rezultatele nu au fost mai bune. Aerofloații 15 și 25 folosiți pentru flotația calcopiritei și blendei nu au dat nici ei rezultate mai bune.

În tabelul 1 se vede că, deși s-a folosit o cantitate mare de var (cca 5 kg/t) pentru depresarea piritei și cca 1,5 kg/t Cu SO<sub>4</sub> pentru activarea blendei, totuși pirita a continuat să floteze mai bine ca blenda și calcopirita.

Astfel, în primele fractiuni colectate, îmbogățirea în cupru este foarte mică (de la 0,9% la 1—1,8%) și deci nu putem vorbi de un concentrat de cupru, iar zincul în concentratul de zinc nu depășește 16%. Recuperarea de zinc în concentratul zincos este totuși acceptabilă (82,5%), dar se vede că cea mai mare parte din calcopirită este legată de blendă, flotind odată cu aceasta (peste 40% din cupru).

Condiții de lucru:

TABELUL 1

Nr. încercării: 44

Măcinarea: 60 microni

		Consum g/t	Timp de condiționare
Reactivi în moară:			
Var		3500	
Etilxantat de K		40	
Reactivi în celulă:			
Etilxantat de K		16	3
Var		1500	10
Ulei de pin		54	2
Sulfat de cupru		1500	10
Izobutilxantat de K		56	7
Aerosfloat 208		120	12

Indici tehnici

Produse	Timp de flotare min.	Extracții în greutate		Conținuturi				Extracții în metal			
				Cu		Zn		Cu		Zn	
		%	cum. %	%	mediu %	%	mediu %	%	cum. %	%	cum. %
Conc. Cu	C <sub>1</sub>	12	6,3	6,3	1,78		2,15	12,1	12,1	9,0	9,0
	C <sub>2</sub>	6	1,6	7,9	1,64	1,76	2,65	2,25	2,8	14,9	2,8
Conc. Zn	C <sub>1</sub>	15	7,9	15,8	4,95		15,81	41,4	55,3	82,5	94,3
	C <sub>2</sub>	10	1,6	17,4	6,52	5,22	1,76	13,5	11,2	66,5	1,9
Steril	—	82,6	100,0	0,38			0,06	32,5	100,0	3,8	100,0
Alimentare	—	100,0		0,94			1,50	100,0		100,0	

Calitatea concentratelor și recuperările, la încercările cu reactiv colector amestec T.A. (thiocarbanilidă dizolvată în anilină în proporție de 10%), au fost deasemeni nesatisfăcătoare. În tabelul nr. 2 sunt condițiile de lucru la încercările făcute, întrebuiind ca reactiv colector aerofloat 404 și 208. Adăugarea aerofloatului s-a făcut după ce în prealabil în celulă s-a adăugat de la început 1400 g/t CuSO<sub>4</sub> cu intenția de a obține un concentrat colectiv de calcopirită + blendă. Se vede că prima fracțiune colectată este săracă nu numai în Cu dar și în Zn; în fracțiunea următoare conținutul în Zn crește la 15,6% (asemănător cu fracțiunea 3 de la încercarea de flotație diferențială, dar cu recuperare mai mică), odată cu creșterea conținutului de cupru. Considerind primele 3 fracțiuni împreună, se obține un concentrat colectiv cu 4,5% Cu, 7,5% Zn, recuperările fiind de 77% pentru Cu respectiv 89,6% pentru Zn.

Studiind indicii tehnici la aceste încercări dați în tabelul nr. 2, se observă că primele fracțiuni sunt în general sărace în Cu și Zn, chiar dacă s-a adăugat întreaga cantitate de reactivi activanți și colectori de la început, calcopirita și blenda flotând cu înfirziere. S-a încercat să se vadă dacă nu are importanță timpul de condiționare și mai ales aerația tulburelui, în prezența sau absența sulfatului de cupru. În tab. nr. 3 sunt dați deasemeni comparativ indicii tehnici obținuți la încercările la care s-a lucrat în condiții diferite privind aerația și folosirea sulfatului de cupru (Inc. nr. 51, 53). Se poate observa că, rezultatele obținute prin aerarea tulburelui un timp îndelungat, înainte de a adăuga reactivii în celulă, par a fi ceva mai buni, dar diferențele nu sunt atât de mari încât să nu poată fi datorate erorilor admisibile.

*Concluzii privind încercările de flotație.* Încercările de flotație au arătat, că deși s-a folosit o gamă largă de reactivi și condiții variate de lucru (pH, măcinare, mod de dozare a reactivilor etc.), totuși nu s-au putut obține, la recuperări de metale acceptabile (70—75% pentru Cu, 90% pentru Zn) concentrate colective cu mai mult de 3,5—4,5% Cu și 6,5—8,3% Zn cantitatea de pirită care flotează odată cu blenda și calcopirita fiind foarte mare (concentratul are peste 40% S).

Rezultatele sunt explicabile datorită pe de o parte asociației intime dintre blendă, calcopirita și pirită, pe de altă parte prezenței piritei în cantitate foarte mare.

Calitatea concentratului (conținuturi de Zn și Cu scăzute, prezența zincului și cuprului în același produs) face imposibilă valorificarea metalurgică a lui prin metodele pirometalurgiei clasice (metode folosite pentru concentratele separate de Cu și de Zn). El ar putea fi probabil prelucrat însă printr-unul din procedeele pirometalurgice noi (de ex. procedeul Morgan) sau hidrometalurgic.

#### *Încercări de recuperare hidrometalurgică a cuprului și zincului.*

Deoarece încercările de a valorifica satisfăcător proba de minereu de la Cîrlibaba prin procedeul de flotație nu au dat rezultate, a trebuit să se cerceteze alte posibilități de valorificare a metalelor prezente în probă, care prezintă interes (Cu, Zn).

TABELUL 2

*Condițiile de lucru la încercările de flotație a minereului de la Cârlibaba*

Reactivi folosiți	Încercarea nr. 33		Încercarea nr. 48		Încercarea nr. 50		Încercarea nr. 51		Încercarea nr. 53	
	Consum g/t	Timp de condiționare min.	Consum g/t	Timp de condiționare min.	Consum g/t	Timp de condiționare min.	Consum g/t	Timp de condiționare min.	Consum g/t	Timp de condiționare min.
În moară:										
Var . . . . .	3500		3500		3500		3500		3500	
Carbonat de sodiu . . . .	500		45		45		45		45	
Etil xantat de potasiu . .										
Izobutil xantat de potasiu										
În celulă:										
Aerație preliminară . . . .			f	20		20		20		40
Sulfat de cupru . . . . .	2800	16	1000	10			1000	5		
Var . . . . .	1500	15	500	5	500	5	1700	10	2700	15
Aerofloat 404 . . . . .	100	15								
Aerofloat 208 . . . . .			120	10	120	10	120	10	120	10
Ulei de pin . . . . .	35	5	50	5	50	5	50	5	50	5
Etil xantat de potasiu . .			45	5						
Izobutil xantat de potasiu			24	5	100	5	132	10	100	10

Obs.: În toate cazurile minereul pentru încercări a fost măcinat la un grad de finețe egal cu 60 microni.



TABELUL 3  
*Indici tehnici*

Nr. crt.	Produse	Extr. în greut.					Conținut				Extracții în metal			
		pH	Timp flot. min	%	cumul %	Cu %	Cu med %	Zn %	Zn % mediu	Cu	Cumul. %	Zn	Cumulat. %	
33	Conc. (Cu Zn) C <sub>1</sub>	8,8	15	6,32	6,32	2,21	4,5	3,42	10,0 8,35	14,6	14,6	14,55	14,55	
	C <sub>2</sub>	8,9	12	7,15	13,47	5,70		15,60		42,00	56,60	72,00	86,55	
	C <sub>3</sub>	8,8	15	2,98	16,45	6,37		1,86		19,90	76,50	3,63	90,27	
	C <sub>4</sub>	8,5	5	1,77	18,22	3,37		0,97		6,20	82,80	1,12	91,39	
	Steril B	—	—	81,78	100,00	0,20	0,18	1,54	17,30	100,00	8,71	100,00	—	
	Alimentare A	—	—	100,00	—	0,95				100,00	—	100,00		
48	Concentrat 1	8,5	12	7,20	7,20	2,62	3,73	8,39	7,7 7,20	19,55	19,55	41,0	41,0	
	Produs interm. 1	10	6	1,66	8,86	1,81		1,88		3,11	22,66	2,10	43,1	
	Concentrat 2	8,0	15	9,53	18,38	4,9		8,12		48,7	71,36	52,6	94,7	
	Produs interm. 2	8,0	6	1,54	19,93	3,01		0,97		4,82	76,18	1,0	95,7	
	Steril	—	—	80,07	100,00	0,29	0,08	1,49	23,82	100,00	4,3	100,00	—	
	Alimentare	—	—	100,00	—	0,96				100,00	—	100,00		
50	Produs interm. 1	8,5	18	8,39	8,39	1,66	3,3	2,50	8,7	15,27	15,27	13,35	13,35	
	Conc. colectiv 1	10	15	7,82	16,21	5,06		16,02		43,50	58,77	80,10	93,45	
	Conc. colectiv 2	8,0	6	0,81	17,02	4,54		2,09		4,03	62,80	1,08	94,53	
	Steril	—	—	82,98	100,00	0,41		0,11		37,30	100,00	5,47	100,00	
	Alimentare	—	—	100,00	—	0,91	1,567	100,00	—	100,00	—	100,00	—	
	Produs interm. 1	9	18	6,58	6,58	1,59		2,48		11,43	11,43	11,07	11,07	
51	Conc. col. (Cu Zn)	8,7	15	6,30	12,88	7,05	4,06	19,55	9,6	49,00	60,43	83,80	94,87	
	Produs interm. 2	8,0	12	1,96	14,84	2,94		2,31		6,36	66,79	3,08	97,95	
	Steril	—	—	85,16	100,00	0,36		0,04		33,21	100,00	2,05	100,00	
	Alimentare	—	—	100,00	—	0,91		1,47		100,00	—	100,00	—	
	Produs interm. 1	8	18	5,39	5,39	1,8	5,95	2,47	9,9	9,74	9,74	9,52	9,52	
53	Conc. colectiv 1	9,0	15	7,10	12,49	8,97		15,58		63,50	73,24	79,00	88,52	
	Steril	—	—	87,51	100,00	0,30		0,19		26,76	100,00	11,48	100,00	
	Alimentare	—	—	100,00	—	1,0		1,40		100,00	—	100,00	—	



T A B E L U L 4

Indicii tehnici obținuți la încercările de recuperare hidrometalurgică a minereului de la Cârlibaba

	Greutatea		C u p r u		Z i n c			
	Raportată la produsul supus tratării pe fază	Raportată la conc. colectiv	Conținut %	Recupera- re %	Recu- perare raportată la conc. colectiv	Conținut %	Recupera- re pe fază %	Recupera- re față de conc. colectiv.
<i>a) Prăjire desulfurantă</i>								
Produs supus tratării								
Conc. colectiv . . . . .	100,0	100,0	3,06	100,0	100	6,36	100	100
Produse obținute:								
Cenușă desulf. . . . .	80,3	80,3	3,78	100,0	100	7,85	99	99
Gaze cu SO <sub>2</sub> . . . . .	nu s-au determinat							
<i>b) Prăjirea clorurantă</i>								
Produs supus tratării:								
Cenușă desulf. . . . .	82	80,3	3,78	100,0	100	7,85	100	99
Sare . . . . .	18	16,0	—	—	—	—	—	—
	100	96,3						
Produse obținute:								
Cenuși cu cloruri . . . . .	100,5	97,0	3,14 <sup>1)</sup>	100,0	100	5,91	92	91
Gaze cu SO <sub>2</sub> . . . . .	nu s-au determinat							
<i>c) Solubilizare</i>								
Produs supus tratării								
Cenușă cu cloruri . . . . .	100,0	97,0	3,17 <sup>2)</sup>	100,0	100	5,91	100	91
Produse obținute								
Reziduu . . . . .	61,3	59,5	0,3	5,5	100	1,14 <sup>3)</sup>	11,8	10,7
Soluție . . . . .	970g /100g solid	940g/100g conc. colect.	3,09 g/l	94,5	100	5,38 g/l	88,2	80,3

<sup>1)</sup> Recalculat pe baza cuprului din cenușă desulfurată<sup>2)</sup> Recalculat pe baza cuprului din soluție și rezidu<sup>3)</sup> Recalculat pe baza zincului din soluție și cenușă

O posibilitate constă în folosirea procedeului aplicat de 100 de ani la Duisburg — R.F.G. (care prelucrează cca 2/3 din întreaga cantitate de cenuși de pirită a Europei) (2). Minereul este prăjît pentru recuperarea sulfului iar cenuşa rezultată constituie materia primă din care se extrag metale neferoase și se produc diverse produse chimice, oxizi de fier (minereu de fier). Cenuşa prăjită clorurant, cu cca 10% sare de bucătărie, la 550—600°C, se leșiază prin percolare, se separă metalele din soluție, se usucă și se aglomerează rămășițele feroase în vederea utilizării lor în siderurgie (procedeul D.K.H.).

Un alt procedeu aplicat în Finlanda la uzina Voukseniska constă în prelucrarea cenușilor de pirită la o temperatură mult mai înaltă (cca 1200°C) cu volatilizarea clorurilor metalelor neferoase, prețioase și rare. Din cloruri se face extragerea pe cale hidrometalurgică (procedeul IMATRA).

Noi am studiat și am făcut încercări de recuperare a metalelor cupru și zinc prin prăjire sulfurantă plus prăjire clorurantă plus leșiere cu acid clorhidric. Prin acest procedeu se pot recupera atât metalele neferoase cît și eventualele metale prețioase. De asemenei plecind de la un minereu cu un conținut ridicat de pirită, se obțin cenuși bogate în oxizi de fier și lipsite de sulf și metale neferoase, cenuși care pot fi utilizate ca minereuri de fier de calitate pentru fabricarea fontei.

În laboratorul nostru, încercările de recuperare a cuprului și zincului prin dizolvare, s-au făcut atât pe minereul brut cît și pe un concentrat colectiv. În scopul solubilizării s-a făcut în prealabil o prăjire desulfurantă în urma căreia cea mai mare parte a sulfurilor a trecut sub formă de oxizi. După aceia, printr-o prăjire clorurantă, s-a căutat să se treacă zincul și cuprul sub formă de cloruri ușor solubile. Dizolvarea cuprului și zincului din cenușile rezultate la prăjirea clorurantă s-a făcut cu soluție de acid clorhidric 7% și spălare cu apă caldă. Soluția obținută, care în afară de cupru și zinc sub formă de cloruri, mai conține și alte săruri dizolvate (sulfați de zinc, de fier, etc.) a fost analizată pentru conținuturile în cupru și zinc în vederea aprecierii recuperărilor de metale în soluție. Mai departe cuprul din soluție a fost precipitat prin cementare pe pulbere de fier. Pentru zinc, nu s-au făcut încercări de recuperare din soluție. S-a lucrat pe probe de 200 g, prăjirea desulfurantă făcându-se într-un cuptor cu mufă cu flacără la cca 750°C; după aceasta s-a făcut prăjirea clorurantă, într-un cuptor electric la 580°C, după amestecarea cenușii de la prăjirea desulfurantă, cu 20% clorură de sodiu.

a) *Dizolvarea cuprului și zincului din concentratul colectiv.* S-a supus prăjirii și dizolvării o probă de concentrat cu cca 3,06% Cu și 6,36% Zn, reprezentând o extracție în greutate medie de 21% și în metal de 74—76% pentru cupru și 90—95% pentru zinc. Determinările de greutăți și conținuturi făcute în diferite faze ale încercării, sunt date în tabelul nr. 4.

Se vede că practic (în limita erorilor de analiză) toată cantitatea de cupru din proba inițială și 91% din cantitatea de zinc se regăsesc în cenușa rezultată la prăjirea

clorurantă. Probabil că o parte din zinc s-a pierdut prin volatilizarea clorurii de zinc în timpul prăjirii clorurante. Prin dizolvare cu soluție de 7% HCl și spălare cu apă fierbinte, 94,5% din cupru și 88% din zinc trec în soluție, ceiace reprezintă față de concentratul supus tratării o extracție de cupru în soluție de 94,5% și de zinc de 80,3%.

Reziduul rămas după dizolvare are cca 0,29% S, 1,8% Zn, 57,7% Fe și reprezintă în greutate aproximativ 57% din concentratul colectiv. În soluție a trecut aproape 41% din cenușa clorurată (în afară de clorurile de cupru și zinc, în soluție trec și sulfatii de fier, de sodiu, clorura de fier etc., care s-au format în timpul prăjirii, precum și restul de clorură de sodiu nedescompusă). Probabil prin determinarea unor condiții optime de prăjire și mai ales prin controlul clorurării, se poate micșora cantitatea de fier solubilizat care trece în soluție.

În raport cu minereul brut (ținând deci seama de extracțiile de metale în concentrat), extracțiile totale de cupru și zinc sunt de 70—71% pentru Cu și 71—73% pentru Zn.

Prin cementare pe pulbere de fier, cuprul trece total sub formă de cement.  
 b) *Dizolvarea cuprului și zincului direct din minereul brut.* Încercările au fost făcute asemănător cu încercările de dizolvare din concentratul colectiv. Măcinarea a fost însă mai puțin înaintată decât pentru flotație. Granulometria materialului, controlată cu sitele de 0,15 și 0,08 mm, înainte și după prăjirea desulfurantă, este dată în tabelul nr. 5.

TABELUL 5  
*Granulometria minereului înainte și după prăjirea desulfurantă*

Clasa granulometrică	Înainte de prăjire %	După prăjire %
+0,15	38	27,2
0,15—0,08	25	27,0
—0,08	37	45,8

Prăjirea desulfurantă s-a făcut la 900°, conținuturile probei în elementele principale, înainte și după prăjire fiind redate în tabelul 6.

Prăjirea clorurantă s-a făcut după amestecarea cenușii rezultate la prima prăjire cu cca 20% clorură de sodiu. Durata prăjirii a fost de cca 20 ore. Determinările de greutăți și conținuturi făcute în diferite faze ale încercării, sunt date în tabelul nr. 7. Trecerea în soluție a cuprului și zincului s-a făcut prin agitare cu HCl 7% și spălare cu apă caldă.

Reziduul solid mai conține 0,12% Cu, 0,13% Zn, S urme; Pb urme; 57,7% Fe. Aproximativ 92% din cuprul și 86—87% din zincul aflat în cenușe trecând în soluție. Prin cementare pe pulbere de fier s-a recuperat practic întreaga cantitate de cupru



TABELUL 7  
*Indicii tehnici obținuți la încercările de recuperare hidrometalurgică a minereului de la Cîrlibaba*

	Greutatea		Cupru			Zinc			Fier			
	Raportată la produsul supus tratării pe fază	Raportată la minereul original	Recuperare			Conținut % din minereul brut %	Recuperare			Conținut % pe fază %	Recuperare	
			Conținut % pe fază %	din minereul brut %	Conținut % pe fază %		Conținut % pe fază %	din minereul brut %	Conținut % din minereul brut %			
Produs supus tratării:												
Minereu brut . . . . .	100,0	100,0	0,95	100	100	1,5	100	100	39,0	100	100	
Produse obținute:												
Cenușă desulfurată . . . . .	75,0	75,0	1,27	100	100	1,98	100	100	53,15	100	100	
Gaze cu SO <sub>2</sub> . . . . .	nu s-au determinat											
<i>b) Prăjirea clorurantă</i>												
Produs supus tratării												
Cenușă desulfurată . . . . .	90,9	75,0	1,27	100	100	1,98	100	100	53,15	100	100	
Clorură de sodiu . . . . .	9,1	7,5										
Produse obținute:												
Cenușă clorurată . . . . .	98,6	81,4	1,14	98	98	1,66	91,5	91,5	47,6	98,0	98,0	
Gaze cu SO <sub>2</sub> . . . . .	nu s-au determinat											
<i>c) Solubilizare</i>												
Produs supus tratării												
Cenușă clorurată . . . . .	100	81,4	1,11 <sup>1)</sup>	100	98	1,66	100	91,5	47,6	100	98,0	
Produse obținute:												
Reziduu . . . . .	80,7	65,6	0,12	8,7	8,5	0,31 <sup>2)</sup>	15,0	13,7	57,44	97,0	95,0	
Soluție . . . . .	660cm <sup>3</sup> / 100 g		1,512 g/l	91,3	89,5	2,13	85,0	77,8				

<sup>1)</sup> Recalculat pe baza cuprului din reziduu și soluție

<sup>2)</sup> Recalculat pe baza zincului din cenușă și soluție



din soluție, soluția finală având numai « urme » de cupru. Recuperarea zincului din soluția finală nu s-a încercat.

c) *Concluzii privind încercările de dizolvare.* Rezultatele încercărilor de dizolvare arată că este posibil să se recupereze prin prăjire sulfurantă urmată de prăjirea clorurantă cel puțin 94% din Cu și 80% din Zn raportat la concentratul colectiv, sau respectiv 88,3% Cu și 70% Zn raportat la minereul brut, sau tratând direct minereul brut, aproximativ 90% din Cu și 77,8% din Zn.

TABELUL 6  
*Conținutul de metale înainte și după prăjirea desulfurantă*

	Înainte de prăjire % <sup>1)</sup>	După prăjire %
Cu . . . . .	1,0	1,27
Zn . . . . .	1,5—1,6	1,98
Pb . . . . .	0,12	0,17
S . . . . .	44,65	1,96
Fe . . . . .	39,0	53,15

<sup>1)</sup> Media

Rezultatele sunt satisfăcătoare însă considerăm că în practică pot să fie mai bune. Prin studierea influenței parametrilor care intervin în procesul de prăjire și dizolvare, se vor putea probabil găsi condiții de lucru în care recuperările în soluție să fie sensibil mai mari, mai ales pentru cazul cînd se tratează direct minereu brut.

Comparînd recuperările raportate în ambele cazuri, la metalele din minereul brut, se observă că, dacă se consideră numai recuperarea, atunci tratarea directă a minereului brut este mai avantajoasă, dar pentru obținerea acelorași cantități de metale în soluție, în cazul concentratelor trebuesc supuse tratării hidrometalurgice cca 30 t, față de 100 t de minereu brut.

#### CONCLUZII

Întrucît minereul conține cantități foarte mari de pirită, precum și o asociație foarte înaintată între calcopirită, blendă și pirită, a fost nevoie să se cerceteze posibilitatea aplicării unor scheme speciale de preparare.

Dintre acestea au dat practic rezultate mai bune:

1. Flotația colectivă Cu-Zn în care concentratul obținut nu are decît 3,5—4,5% Cu și 6,5—8,3% Zn (cantitatea de pirită în acest concentrat fiind foarte mare — cca 40% S. Din acest concentrat nu se poate extrage Cu și Zn prin pirometalurgia clasică, care pretinde concentrate de Cu și Zn separate, dar ar putea fi eventual extrase printr-unul din procedeele noi sau prin metode hidrometalurgice.



2. Extragerea cuprului din concentratul colectiv Cu-Zn hidrometalurgic concentratul fiind supus întări unei prăjiri desulfurante. Recuperările de Cu și Zn în soluția finală au fost de 94% Cu și 80% Zn raportat la concentratul colectiv sau 70% Cu și 88,3% Zn raportat la minereul brut.

3. Tratarea hidrometalurgică directă a minereului brut. Recuperările au fost: aproximativ 80% din Cu și 77,8% din Zn, recuperări care sunt mai mari decât în cazul tratării concentratului colectiv. Reziduurile finale rezultate după dizolvare au conținuturi ridicate de Fe (cca 60% în cazul prelucrării minereului original și cca 55% în cazul tratării concentratului colectiv), conținuturi scăzute de sulf (sub 0,3%) și metale neferoase (sub 0,1%) putând fi folosit ca minereu de fier după o prealabilă aglomerare.

În cazul când rezervele de minereu ar justifica exploatarea (minereul prezintă interes economic pentru Cu, Zn, S), urmează să se stabilească prin calcul economic dacă fluxul tehnologic care cuprinde flotație + recuperare piro — sau hidrometalurgică din concentratul colectiv este mai economic decât tratarea hidrometalurgică directă a minereului brut.

Tratarea hidrometalurgică directă prezintă avantajul unor recuperări mai mari și a măcinării mai puțin avansate, dar cantitatea de minereu supusă, operațiilor de solubilizare este de cca 3 ori mai mare decât în cazul tratării concentratului colectiv.

#### BIBLIOGRAFIE

- LAUDONIU I., BĂDOIU R., ADESCENKO Ina — 1961 — Unele aspecte ale încercărilor de valorificare complexă a minereurilor fin concrescute. *Rev. de chimie* Nr. 10/1961, pag. 11—13.
- LURIE L. A. Prăjirea și aglomerarea în metalurgia neferoasă. Traducere din l. rusă. Ed. tehnică 1956, București, p. 24—35.
- VLAD PETRE. Considerații cu privire la problema valorificării complexe a piritelor și a minereurilor piritoase. *Rev. Minelor* nr. 1/1960, pag. 7—10.
- \* \* \* Procedeul Longmain—Handerson. Transformarea sulfurii de Cu în clorură cuprică. Recenzie. *Rev. de Chimie*. ASIT Nr. 11/1960.
- \* \* \* Prospectul Uzinelor Duisburg — R.F.G. *Chemische Industrie* 1955 pag. 1—19.
- \* \* \* Prospectul Uzinelor Witchowitz — R.S.C. Schema tehnologică a procesului de decuprare. Traducere din l. cehă.

#### ИССЛЕДОВАНИЯ КАСАЮЩИЕСЯ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОБОГАЩЕНИЯ МЕДЕНОСНОЙ ПИРИТОВОЙ РУДЫ КЫРЛИБАБА

К. МУШЕЦЯНУ, Б. ДЖЁРЖЕСКУ, АНЖ. ОПРЕСКУ

(Краткое содержание)

Исследованная проба состоит в большинстве случаев из пирита (приблизительно 80%). Наряду с пиритом выявлена обманка (примерно 3%), халькопирит (приблизительно 2,7%) и спорадически — галенит, лимонит



и т.д. Проба представляет интерес, для случайного освоения, на основании содержания Cu (приблизительно 0,9%), Zn (примерно 1,5%) и S (приблизительно 44%).

Авторы цитируют затем некоторые методы обогащения, давшие результаты:

коллективная флотация Cu-Zn, в которой коллективный концентрат имеет 3,5—4,5% Cu и 6,5—8,3% Zn и рекупераций в 70—75% — для Cu и 90% — для Zn; экстракция меди из коллективного гидрометаллургического концентрата Cu-Zn. Рекуперации Cu и Zn в заключительных растворах, составляли 94% для Cu и 80% для Zn из металлов коллективного концентрата и 70% для Cu и соответственно 88,3% для Zn из металлов сырой руды. Гидрометаллургическая экстракция Cu и Zn из сырой руды. Рекуперации были: 80% для Cu и 77,8% для Zn. Полученными конечными остатками являются концентраты Fe с примерно 60% Fe, в случае обработки сырой руды и приблизительно—55% Fe—в случае обработки коллективного концентрата. Примеси цветных металлов и серы находятся на допустимой металлургией границе. Авторы приходят к выводу, что только исследование с экономической точки зрения может разрешить вопрос, который из указанных трех вариантов соответствует цели.

## ÉTUDE SUR LES POSSIBILITÉS DE PRÉPARATION DU MINERAIS DE PYRITE CUPRIFÈRE DE CÎRLIBABA

PAR

C. MUŞETEANU, B. GEORGESCU, A. OPRESCU

(Résumé)

L'échantillon analysé contient principalement de la pyrite (80%). Subordonné, apparaissent la blende (3%), la chalcopyrite (2,7%) et sporadiquement la galène, la limonite etc. L'échantillon est intéressant pour une éventuelle mise en valeur des teneurs en Cu (0,9%), Zn (1,5%) et S (44%).

Les résultats ont été obtenus par les méthodes suivantes: 1) la flottation collective Cu-Zn où le concentré collectif contient: 3,5—4,5% Cu et 6,5—8,3% Zn et une récupération de 70—75% pour le Cu et de 90% pour le Zn; 2) l'extraction du cuivre du concentré collectif Cu-Zn hydro-métallurgique. Dans la solution finale, les récupérations de Cu et de Zn ont été de 94% Cu et 80% Zn dans le cas du concentré collectif et de 70% Cu et 88,3% Zn dans le cas du minerais brut; 3) l'extraction



de Cu et de Zn hydro-métallurgique du minerai brut. Les taux ont été: 80% Cu et 77,8% Zn.

Les résidus finals représentent des concentrés de Fe à environ 60% Fe dans le cas du minerai brut, et à environ 55% Fe dans le cas du concentré collectif. Les impuretés de métaux non-ferreux et de soufre sont comprises entre les limites admises par la sidérurgie. Une estimation du point de vue économique décidera laquelle des trois variantes est la plus intéressante.

---



## CERCETĂRI PRIVIND POSIBILITĂȚILE DE PREPARARE A MINEREULUI DE LA RĂNUŞA<sup>1)</sup>

DE

CR. MUŞTEANU, MARIA NĂSTASE

Cantitatea de cupru, tot mai mare, cerută de industria în continuă dezvoltare și de electricarea țării, impune valorificarea de noi zăcăminte cuprifere, inclusiv a zăcămintelor considerate pînă azi dificil de preparat din cauza zonelor puternic oxivate. Pe această linie, în cadrul Institutului Geologic, s-au executat cercetări asupra posibilităților de preparare a minereului cuprifer din zăcămintul Rănușa—galeria Zimbrul, care are următoarea compoziție chimică:

	%		%
Cu . . . . .	2,1	MgO . . . . .	1,72
Fe total . . . . .	2,25	Mn . . . . .	0,33
SiO <sub>2</sub> . . . . .	72,7	MnO . . . . .	0,43
CaO . . . . .	2,4	TiO <sub>2</sub> . . . . .	urme
W . . . . .	0,001—0,002	Pb . . . . .	lipsă
S . . . . .	0,6—0,7	Zn . . . . .	lipsă
V . . . . .	urme	AlO . . . . .	9,49
		Pc . . . . .	4,17

În ce privește valorificarea minereului, sunt interesante următoarele caractere mineralogice:

Minerul este compus din roci psamitice și psamito-psefítice care au suferit un slab proces de metamorfism;

Are ca minerale utile: malachit, calcopirită, bornit, ganga fiind constituită din cuarț, carbonat de fier, calcit, albit, etc.;

După caracterul mineralizației, este un minereu de cupru mixt în care se găsesc atât minerale sulfidice cât și oxidice;

Minerul are cca 2% Cu, legat în cea mai mare parte de malachit și azurit, acestea fiind diseminate fin în cuarț, calcit, carbonat de fier, etc.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 28 decembrie 1962.

În scopul de a se aplica cea mai potrivită metodă de preparare, s-au executat dizolvări în soluții slabe de acid sulfuric, determinîndu-se cantitativ conținutul de cupru legat de carbonați.

#### *Încercări de preparare*

În funcție de caracterul chimico-mineralogic al probei de minereu, s-au făcut următoarele încercări de preparare: încercări de flotație directă, încercări de flotare cu sulfurare și încercări de leșiere și flotare.

*Încercări de flotație directă.* La încercările de flotație executate, s-au utilizat ca reactivi colectori izoamylxantatul de potasiu și phosocresolul, proba de minereu fiind măcinată la 0,10 mm. Consumul de izoamylxantat a fost cuprins între 50 și 125 g/t și timpul de flotare total, 40 minute.

Rezultatele obținute sunt următoarele: concentratele au cca 22% Cu, corespunzînd unei extracții în metal de 35%, sterile cu 0,7—0,8% Cu, iar recuperarea de metal în concentrat este foarte mică, datorită flotabilității reduse. Prin analiza microscopică a sterilelor s-a observat că printre mineralele utile ce nu au putut fi recuperate predomină malachitul.

*Încercări de flotație cu sulfurare* s-au executat în două feluri: încercări de flotație a sulfurilor urmată de sulfurarea oxizilor și flotarea lor; încercări de flotație cu sulfurarea prealabilă a întregului minereu. Condițiile de execuție a încercărilor care au dat cele mai bune rezultate, cu sulfurarea după flotarea sulfurilor, sunt arătate în tabelul 1, iar rezultatele în tabelul 2.

TABELUL 1

Reactivi	Consum kg/t	Locul de adăugare	Timp de condiționare minute	pH
Silicat de sodiu . . . . .	2,0	moară	21	8
Var . . . . .	0,5	moară	21	8
Izoamylxantat . . . . .	0,583	celulă	41	8
Ulei de pin . . . . .	0,162	celulă	16	8
Phosocresol . . . . .	0,075	celulă	10	8
Sulfură de sodiu . . . . .	5,0	celulă	16	8,5—9,0

Măcinare 0,10 mm Diluția tulburelui apă/solid: 3/1

Dintre acizii grași s-a folosit acidul oleic în cantitate de 10—100 g/t. Adăugarea lui sub formă de emulsie în apă la 70°C nu a dat rezultate satisfăcătoare. Încercările care au dat cele mai bune rezultate cu sulfurarea întregului minereu înainte de flotare s-au executat în condițiile arătate în tabelul 3, iar rezultatele în tabelul 4.



TABELUL 2

Tip de flotare	Produse	V %	Conținut		Extracție în metal	
			Cu %	Cu <sub>med.</sub> %	m %	m <sub>cum.</sub> %
5	Sulfuri C <sub>1</sub>	2,14	32,2	32,2	31,20	31,20
12	Sulfuri C <sub>2</sub>	0,5	11,75	28,4	2,42	33,62
	Sulfurare					
9	Oxizi C <sub>3</sub>	0,65	27,0	27,8	20,80	54,42
12	Oxizi C <sub>4</sub>	0,58	16,91	26,5	4,42	58,84
29	Oxizi C <sub>5</sub>	2,12	16,45	23,4	15,90	74,74
10	Oxizi C <sub>6</sub>	0,27	16,64	23,2	2,03	76,77
17	Oxizi C <sub>7</sub>	1,19	6,09	20,7	3,30	79,80
—	— B	92,55	0,49	—	20,20	100,00
	A	100,0	2,20	—	100,03	—

TABELUL 3

Reactivi	Consum g/t	Locul de adăugare	Timp de condiționare minute	pH
Silicat de sodiu . . . . .	1000	moară	12	8,5— 9
Var . . . . .	500	moară	12	9
Izoamylxantat . . . . .	480	celulă	16	9
Var . . . . .	400	celulă	4	9,5
Phosocresol . . . . .	650	celulă	13	9,5
Sulfură de sodiu . . . . .	5000	celulă	16	9,5—10
Laurildiamină . . . . .	1000	celulă	16	10

Măcinare 0,10 mm. Diluția tulburelui apă/solid: 3/l

TABELUL 4

Timp de flotare minute	Produse	V %	Conținut		Recuperare	
			Cu %	Cu <sub>med.</sub> %	m %	m <sub>cum.</sub> %
8	C <sub>1</sub>	8,15	15,56	15,56	64,5	64,5
10	C <sub>2</sub>	1,24	12,8	15,0	8,1	72,6
10	C <sub>3</sub>	4,31	2,46	12,8	5,4	78,0
8	C <sub>4</sub>	2,10	1,64	12,0	1,5	79,5
—	B	84,20	0,48	—	20,5	100,0
—	A	100,0	1,97	—	100,0	—



Pentru determinarea fineței optime de măcinare a minereului, s-au executat o serie de încercări în condiții determinate ca optime, la care probele de minereu au fost măcinate la: 0,25, 0,20, 0,15, 0,10 și 0,06 mm. S-a constatat că cele mai bune rezultate se obțin cu minereu măcinat la 0,10 mm. Comparând flotația directă cu flotația cu sulfurare, se poate vedea că flotația după sulfurare duce la rezultate mai bune și anume: recuperări de metal de cca 80% față de cca 35% în primul caz. În ceea ce privește sulfurarea, se obțin rezultate mai bune în cazul sulfurării făcute în faza a II-a, după flotația sulfurilor. În acest caz, la o extracție sensibil egală cu acea obținută după sulfurare integrală (cca 80%), concentratele sunt calitativ superioare, având 20% față de 12% Cu.

*Încercări de preparare prin metoda combinată de leșiere și flotație.* Procedeul se aplică industrial într-o serie de instalații pentru prepararea minereurilor de cupru mixt. Acest procedeu constă în următoarele: minereul măcinat la o granulație determinată în funcție de concreștența dintre substanțele minerale, este leșiată în celula de flotație, cu ajutorul unor soluții slabe de acizi, după care cuprul trecut în soluție este cimentat pe pulbere de fier. Acest ciment se flotează odată cu sulfurile, cu colectoari specifici, în condiții de pH de cca 4,5. Noi am aplicat această metodă minereului de la Rănușa. Pentru leșierea minereului, încercările făcute de noi au găsit că soluția de acid sulfuric 5% este necesară și suficientă. Reactivii folosiți pentru flotația cimentului au fost: thiocarbanilida sub forma de amestec tiocarbonilidă dizolvată în anilină, izoamylxantat de potasiu și phosocresol. Cele mai bune rezultate, arătate în tabelul 5, au fost obținute în următoarele condiții: măcinarea minereului 0,15 mm; reactivi folosiți în moară: silicat de sodiu 1 kg/t, iar în celulă pentru leșiere: acid sulfuric (5%) 75 kg/t; amoniac 48 l/t și fer electrolitic 60 kg/t.

TABELUL 5

Reactivi		Consum kg/t	Locul de adăugare	Timp de condiționare minute		pH	
Carbonat de sodiu . . . .	10,0	celulă		5		5	
Amestec Thiocarbanilidă-	0,050	celulă		30		5	
Izoamylxantat . . . .	0,060	celulă		35		5–5,5	
Phosocresol . . . . .	0,350	celulă		9		5–5,5	
Timp de flotare minute	Produse	v %	v cum. %	Conținut		Recuperări	
				Cu %	Cu <sub>med.</sub> %	m %	m <sub>cum.</sub> %
11	C <sub>1</sub>	7,7	7,70	17,44	17,44	69,5	69,5
15	C <sub>2</sub>	1,24	8,94	29,6	19,1	19,1	88,6
23	C <sub>3</sub>	1,08	10,02	8,1	18,0	4,4	93,0
—	B	89,98	100,0	0,15	—	7,0	100,0
—	A	100,0	—	—	—	100,0	—



Încercările de flotație executate fără phosocresol au dat rezultate nesatisfăcătoare.

Încercările executate cu dublarea duratei de leșiere la 2 h au redus pierderile de cupru la 0,003—0,004%. Ca urmare, recuperările pentru operațiile de leșiere și cementare depășesc 95%.

*Concluzii.* Întrucât raportul între oxizi și sulfurile de cupru este de cca 3/l, a fost nevoie să se cerceteze posibilitatea aplicării unor scheme speciale de preparare. Dintre acestea au dat practic rezultate mai bune: flotația sulfurilor de cupru urmată de sulfurarea și flotarea separată a oxizilor de cupru; metoda combinată de leșiere și flotare.

În primul caz s-au obținut concentrate cu cca 20% Cu, corespunzînd unor extracții în metal de 80%, în greutate de 10,5%; sterile cu 0,5% Cu. În al doilea caz s-au obținut concentrate cu cca 17—18% Cu, corespunzînd unor extracții în metal de cca 90%, în greutate de 10,5%; sterile cu 0,14% Cu. Paralel cu stabilirea indicilor tehnici, cercetările au determinat parametrii principali ai preparării, reactivii și consumurile raportate la tona de minereu. Considerăm util a menționa că printr-un studiu mai amănunțit, în care să se folosească o gamă mai variată de reactivi, este posibil să se ajungă la consumuri mai mici și eventual la indici superioiri. Având în vedere forma de oxizi sub care se prezintă cca 75% din cuprul aflat în minereu, se pot aprecia indicii obținuți prin ambele metode ca fiind buni. Întrucât metoda combinată deși dă indici superioiri, are dezavantajul unor cheltuieli de investiții și exploatare mai mari în comparație cu concentrarea numai prin flotație, urmează să se aprecieze, ținînd seamă de proporția în care intervin rezervele de minereuri oxidice față de totalul rezervelor zăcămîntului, dacă este mai avantajos din punct de vedere economic, să se aplice pentru prelucrare numai flotația (cu recuperări de cupru de cca 80%) sau o schemă mixtă cu leșieri (cu recuperări de cupru de cca 90%).

#### BIBLIOGRAFIE

1. MAURICE REY. La flottation des mineraisoxydés de plomb, de cuivre et de zinc. *Annales des Mines* vol. I, pag. 35—39, Jan. 1955.
2. MICHELL F. B. The practice of mineral dressing, London, pag. 1—42, 1950.
3. MITROFANOV S. I. Cîteva rezultate ale lucrărilor în domeniul reactivilor de flotație. Traducere din limba rusă. *Revista Minelor*, nr. 6, pag. 3—11, nr. 6, 1959.
4. GAUDIN A. M., FUERSTENAU D. W., TURKANIS M. M. Activation and desactivation of sphalerite with Ag and Cu Ions. *Mining Engineering*, p. 65—69, Jan. 1957.
5. LIVŞIȚ A. K., GURVICI S. M., MADIEV K. M. Isledovania v oblasti collectorov dlia flotații țimen-tirovanoi. Tvet. metalii, 30, nr. 12, pag. 6—9, dec. 1957.
6. FIŞMAN M. A. Tehnologia substanțelor minerale utile. Traducere din limba rusă. Ed. Tehnică pag. 102—109. București 1956.
7. I. HUBER-PANU. Note la cursul de concentrare a substanțelor minerale. Inst. Mine, București 1958.
8. POLKIN S. I. Flotația minereurilor. Ed. Tehnică, pag. 340—401 și 443—484, 1960.

ИССЛЕДОВАНИЯ КАСАЮЩИЕСЯ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОБОГАЩЕНИЯ  
МЕДЕНОСНОЙ РУДЫ РЭНУША

МАРИЯ НЭСТАСЕ, КРИСТИЯН МУШЕЦЯНУ  
(Краткое содержание)

В настоящей работе авторы представляют результаты исследований, касающихся возможностей обогащения меденосной руды Рэнуша. Руда представлена псаммитовыми и псаммито-псевфитовыми породами, которые были подвергнуты слабому процессу метаморфизма. Они содержат полезные ископаемые: малахит, халькопирит, борнит, пустые породы будучи составлены из кварца, карбоната железа, кальцита и т.д. Ассоциация минералов меди с остальными полезными ископаемыми является в близком сродстве. На этом основании стало необходимым применение нескольких схем обогащения, так как соотношение между окислами и меденосными сульфидами составляет, примерно, 3/1. Наилучшие результаты, с практической точки зрения, дали следующие схемы: флотация сульфидов меди, сопутствующая отдельным обогащением руды окислами меди и комбинированный метод подщелачивания и флотации.

В первом случае были получены концентраты с примерно, 20% меди, соответствующая выработкам в 80% металла, весом до 10,5% пустые породы с 0,5% -меди. Во втором случае были получены концентраты с 17–18% меди, соответствующая выработкам до приблизительно 90%, весом в 10,5% пустые породы с 0,14% меди.

ÉTUDE SUR LES POSSIBILITÉS DE PRÉPARATION  
DU MINERAU DE RĂNUŞA

PAR  
MARIA NĂSTASE, C. MUŞEȚEANU  
(Résumé)

Le travail comprend une étude des possibilités de préparation du minerai de cuivre de Rănușa. Le minerai est représenté par des roches psammito-pséphitiques faiblement métamorphisées. Comme minéraux utiles, il comprend la malachite, la chalcopyrite, la bornite, tandis que la gangue renferme le quartz, le carbonate de fer, la calcite etc. Les minéraux cuprifères sont intimement associés aux autres minéraux utiles. Étant donné que le rapport entre les oxydes et les sulfures de cuivre est de



3/l environ, on a appliqué plusieurs schèmes de préparation. Des résultats meilleurs ont été obtenus par: 1) la méthode de la flottation des sulfures de cuivre, suivie de la sulfuration et de la flottation séparée des oxydes de cuivre, et 2) par la méthode combinée du lessivage et de la flottation.

Dans le premier cas on a obtenu des concentrés à 20% Cu, correspondant à une extraction de métal de 80%, à un rendement en poids de 10,5%, les stériles ayant 0,5% Cu. Dans le second cas, les concentrés contenaient 17—18% Cu, correspondant à une extraction en métal de 90%, à un rendement en poids de 10,5%, les stériles ayant 0,14 % Cu.



Institutul Geologic al României

STUDIUL POSIBILITĂȚILOR DE PREPARARE  
A MINEREULUI DE FIER DE LA PALAZUL MARE<sup>1)</sup>

DE

MARIA NĂSTASE, ANGELA OPRESCU, CR. MUŞTEANU

În prezent țara noastră dispune de foarte puține rezerve de minereuri de fier bogate, iar cererea tot mai mare de minereuri de fier a industriei siderurgice, impune valorificarea unor zăcăminte de minereuri cu conținuturi reduse dar cu rezerve mari. În cadrul problemei generale privind valorificarea minereurilor sărace de fier, Sectorul de prepararea și valorificarea substanțelor minerale utile, a efectuat cercetări tehnologice privind posibilitățile de preparare a unei probe de minereu din zăcămîntul Palazul Mare.

*Compoziția chimică și studiul mineralologic al probei*

Analiza chimică elementară, executată de Serviciul de analize de minereuri al Intreprinderii de prospecționi și laboratoare, a arătat următoarele conținuturi:

Fe total . . . . .	22,8—22,9 %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10,37%
Fe solubil în HCl . . .	19,26%	Ti . . . . .	lipsă
SiO <sub>2</sub> . . . . .	53,30%	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	urme
CaO . . . . .	1,88%	V . . . . .	urme
MgO . . . . .	urme	MnO . . . . .	1,50%

Rezultă din această analiză că minereul face parte din categoria minereurilor sărace de fier, cu caracter pronunțat acid (conținut mare de SiO<sub>2</sub> și foarte mic de CaO + MgO). Din studiul mineralologic executat asupra probei de la Palazul Mare, rezultă că minereul este constituit din roci metamorfice care se încadrează în complexul șisturilor cristaline mesozonale, având drept compoziții principali quartul, amfiboli, magnetita uneori granați, biotit, rareori piroxeni și cu totul secundar calcit și dolomit. Mineralizația de minerale metalice este reprezentată aproape exclusiv prin magnetita ce apare în masa minereului sub formă de granule punctiforme și cu totul sporadic prin agregate fine de pirită sau prin hematit, limonit, calcopirita.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 15 februarie 1963.



Mineralele metalice reprezintă 25—28% din tot minereul. Mineralele de gangă sunt predominant cuarțul și în cantități mici hornblendă, actinotul, tremolitul, cloritul și calcitul. Mineralele de gangă sunt intim asociate între ele. Fierul este legat în cea mai mare parte de magnetită, însă și unele din mineralele de gangă conțin fier (hornblendă, granați, actinotul, cloritul). Prezența fierului legat de mineralele de gangă face imposibilă obținerea de produse sterile (nemagnetic) lipsite de fier sau cu conținuturi foarte mici de fier. Magnetita apare de regulă asociată în agregate cu forme și dimensiuni variate, cuprinse între 0,15/0,17 mm Ø și 0,25/0,50 mm Ø.

Din analiza granulometrică microscopică, executată pe o probă de minereu sfărmat sub 1 mm, se constată că în clasa 0,50—0,25 mm cea mai mare parte a magnetitei este încă asociată cu cuarțul și amfibolii, numai 1% din clasă fiind constituită din magnetita sub formă de grăunți liberi. Proporția de grăunți liberi de magnetită crește odată cu finețea astfel că în clasa sub 0,10 mm, cea mai mare parte din magnetită estedezasociată.

Datorită asociațiilor numeroase dintre magnetită și mineralele de gangă chiar la dimensiuni mici (0,50—0,10 mm) se poate afirma de la început că pentru a se obține o recuperare acceptabilă de metal în concentrate cu conținuturi ridicate, va fi necesară o măcinare sub (1—0,5 mm) sau chiar mai fină.

#### *Încercări de preparare*

Tinând cont de faptul că partea utilă a minereului este constituită exclusiv din magnetită, cercetările de preparare au fost orientate pe linia de concentrare magnetică, aceasta fiind metoda de concentrare cea mai indicată pentru îmbogățirea minereurilor de fier cu magnetită. Pentru aceasta, în cadrul laboratorului de preparare, s-au făcut încercări de concentrare magnetică în diferite condiții de lucru (încercări de concentrare pe clase granulometrice din material sfărmat la diferite dimensiuni, pe tot materialul, cu și fără retratarea produselor etc.) în vederea obținerii unor concentrate valorificabile metalurgic, cu recuperări bune. Încercările au fost executate cu un separator magnetic de laborator de tip cu disc. Intensitatea cîmpului magnetic, a variat la diferite încercări aproximativ de la 1000 la 4000—5000 oersted<sup>1)</sup>. Materialul mai mare ca 0,10 mm a fost tratat uscat. Materialul mai mic de 0,10 mm a fost tratat umed din cauza tendinței permanente de aglomerare. Urmărirea concentrării obținute la diferite încercări s-a făcut prin analizarea chimică a produselor, determinîndu-se conținutul de fier.

<sup>1)</sup> Laboratorul nu dispune pînă în prezent de un mijloc de măsurare directă a cîmpului magnetic în spațiul de lucru al separatorului. Aprecierile variației cîmpului se fac indirect prin măsurarea intensității curentului care străbate înfășurarea electromagnetelor. La diferitele încercări curentul a fost reglat la valori de la 3 A la 16 A, care corespund cu aproximație la 1000 respectiv 4000—5000 oersted (cf. calculului de proiectare a separatorului).



*Încercări cu material sfărîmat la diferite dimensiuni.* Pentru stabilirea fineții de măcinare, necesară dezasocierii suficiente a mineralului util astfel încât să se poată obține concentrate cu conținuturi acceptabile, s-au făcut o serie de încercări cu material sfărîmat la diferite dimensiuni, clasat în prealabil, sau neclasat.

*Încercări cu material clasat.* Pentru aceste încercări, materialul a fost sfărîmat sub 1 mm. După sfărîmare, materialul a fost clasat, concentrarea magnetică făcîndu-se pe clase granulometrice.

În tabelul 1 sunt date rezultatele obținute.

TABELUL 1

*Concentrare pe clase granulometrice a materialului sfărîmat sub 1 mm*

Clasa mm	Produse		Greutatea v %	Conținutul de fier c %	Extractie m %
1,00–0,80	Concentrat	C	88,1	20,20	95,2
	Steril	B	11,9	7,65	4,8
	Alimentare	A	100,0	18,80	100,0
0,80–0,50	Concentrat	C	84,2	19,90	93,7
	Steril	B	15,8	7,16	6,3
	Alimentare	A	100,0	18,50	100,0
0,50–0,25	Concentrat	C	82,3	20,20	93,4
	Steril	B	17,7	6,64	6,6
	Alimentare	A	100,0	18,15	100,0
0,25–0,16	Concentrat	C	76,3	22,20	92,0
	Steril	B	23,7	6,42	8,0
	Alimentare	A	100,0	18,40	100,0
0,16–0,10	Concentrat	C	66,7	25,65	87,5
	Steril	B	33,3	7,51	12,5
	Alimentare	A	100,0	19,65	100,0
-0,10	Concentrat	C	36,1	50,00	82,1
	Steril	B	63,9	6,16	17,9
	Alimentare	A	100,0	23,90	100,0

Din datele obținute cuprinse în tabelul 1, se vede că practic în toate cazurile la clasele mai mari ca 0,15 mm, concentratele obținute au conținuturi numai cu puțin mai mari ca minereul original. Numai la clasa 0,16–0,10 mm conținutul concentratului ajunge la 26–27% Fe (fier solubil). La tratarea clasei -0,10 mm se obține însă concentrate cu 48–50% Fe, fapt care arată că spre deosebire de clasele mai mari, în această clasă cea mai mare parte a magnetitei se găsește sub formă de grăunți liberi. Acest fapt dă indicații despre necesitatea unei măcinări întărite pentru a fi



posibilă obținerea de concentrate curate. Sterilele obținute la tratarea diferitelor clase granulometrice au conținuturi de fier asemănătoare de cca 5—7%.

Încercări cu material neclasat. Spre deosebire de încercările anterioare, la aceste încercări materialul obținut la măcinare a fost tratat direct fără clasare. Măcinările s-au făcut la 0,5 mm, 0,25 mm, 0,16 mm și 0,10 mm. Rezultatele încercărilor sunt date în tabelul nr. 2.

TABELUL 2  
*Tratarea materialului neclasat*

Produse		Extracția în greutate v %	Conținutul în fier c %	Extracția în metal m %
Material măcinat la —0,50 mm				
Concentrat	C	64,5	27,60	86,7
Steril	B	35,5	7,52	13,3
Alimentare	A	100,0	20,09	100,0
Material măcinat la —0,25 mm				
Concentrat	C	50,5	33,60	86,1
Steril	B	49,5	6,04	13,9
Alimentare	A	100,0	19,73	100,0
Material măcinat la —0,16 mm				
Concentrat	C	45,5	37,50	83,7
Steril	B	54,5	6,12	16,3
Alimentare	A	100,0	20,39	100,0
Material măcinat la —0,10 mm				
Concentrat	C	34,5	48,00	81,2
Steril	B	65,5	5,86	18,8
Alimentare	A	100,0	20,40	100,0

Rezultatele acestor încercări confirmă observațiile făcute anterior și anume că pentru obținerea unor concentrate cu conținuturi suficient de mari, este necesară o măcinare a materialului până la dimensiuni sub 0,10 mm. Într-adevăr se vede din rezultatele redate în tabel că practic, la toate măcinările, conținuturile sterilelor sint



asemănătoare (5%—7% Fe) dar concentratele sănt foarte diferite: la dimensiuni — 0,50 mm, concentratul are numai 27,6% Fe. Conținutul concentratelor crește la materialul măcinat mai fin dar numai în cazul măcinării la —0,10 mm ajunge la 48% Fe. Mărirea intensității cîmpului magnetic nu îmbunătășește extracția, rezultatele obținute fiind cu totul asemănătoare acelora din cazul separării la intensitate mai mică. Deși o măcinare mai înaintată decît 0,10 mm este mai dezavantajoasă, pentru a vedea dacă nu se poate obține un concentrat mai bogat, s-au făcut și încercări de concentrare magnetică cu material măcinat sub 0,075 mm. În acest caz s-a obținut un concentrat cu 54% Fe și 20% SiO<sub>2</sub>, cu o recuperare de 70%. Acest concentrat este susceptibil de a fi îmbunătășit prin retratare, putîndu-se obține un concentrat cu 59,12% Fe cu o recuperare de 69% și un conținut de 12,8% SiO<sub>2</sub>. Se vede că printr-o măcinare mai avansată urmată de o retratare a concentratului, se obține o simțitoare îmbogățire a concentratului de la 48% Fe la 59,12% Fe, fără o prea mare scădere a recuperării.

*Încercări de concentrare în trepte (cu măcinare în trepte).* Încercările ale căror rezultate au fost date mai sus, au arătat că dacă nu se face o măcinare suficient de înaintată (sub 0,10 mm), nu se pot obține concentrate cu un conținut acceptabil. La dimensiuni de 0,25—0,50 mm, sterilele au însă practic aceleași conținuturi ca și în cazul măcinării fine. Acest fapt, sugerează posibilitatea eliminării unei părți din steril înainte ca tot materialul să fie adus la dimensiuni sub 0,10 mm, lucru care, în cazul prelucrării la scară industrială, ar putea prezenta avantaje economice, datorită micșorării cheltuielilor de măcinare (prin micșorarea cantității de material care trebuie măcinat sub 0,1 mm). Ca urmare, s-au executat o serie de încercări, urmărind o schemă de tratări succesive cuprinzînd trei trepte de măcinare (fig. 1). La prima treaptă materialul a fost în întregime măcinat la 0,5 mm. Clasa 0,1—0,5 mm din acest material a fost supusă unei preconcentrări magnetice, pentru eliminarea unei părți din steril, obținându-se un steril primar și un preconcentrat. Preconcentratele au fost măcinate în treapta II-a pînă la —0,25 mm. Din nou materialul > 0,1 mm (clasa 0,25—0,10 mm) a fost supus unei preconcentrări magnetice pentru eliminarea sterilului, iar produsul obținut în fracțiunea magnetică a fost măcinat în totalitate sub 0,10 mm (treapta III-a de măcinare). Clasele mai mici ca 0,10 mm, rezultate după fiecare măcinare, au fost concentrate separat, obținându-se concentrate finale și sterile finale. În tabelul nr. 3 sănt date rezultatele obținute la concentrarea magnetică a materialului măcinat în 3 trepte la o finețe de 0,10 mm.

Din analiza acestor date se constată că prin preconcentrarea claselor mari se pot elimina sterile cu un conținut mediu de fier total de ~ 10% reprezentînd în greutate cca 12,6% din tot materialul. Pierderile de fier în acest steril sănt de cca 5,5% (raportat la fierul total, inclusiv fierul din silicăti).

Concentratele obținute au un conținut mediu de 48,5% Fe, și corespund unei extracții în greutate de 34,4% și extracție de metal de 71,6%. Prin retratare,



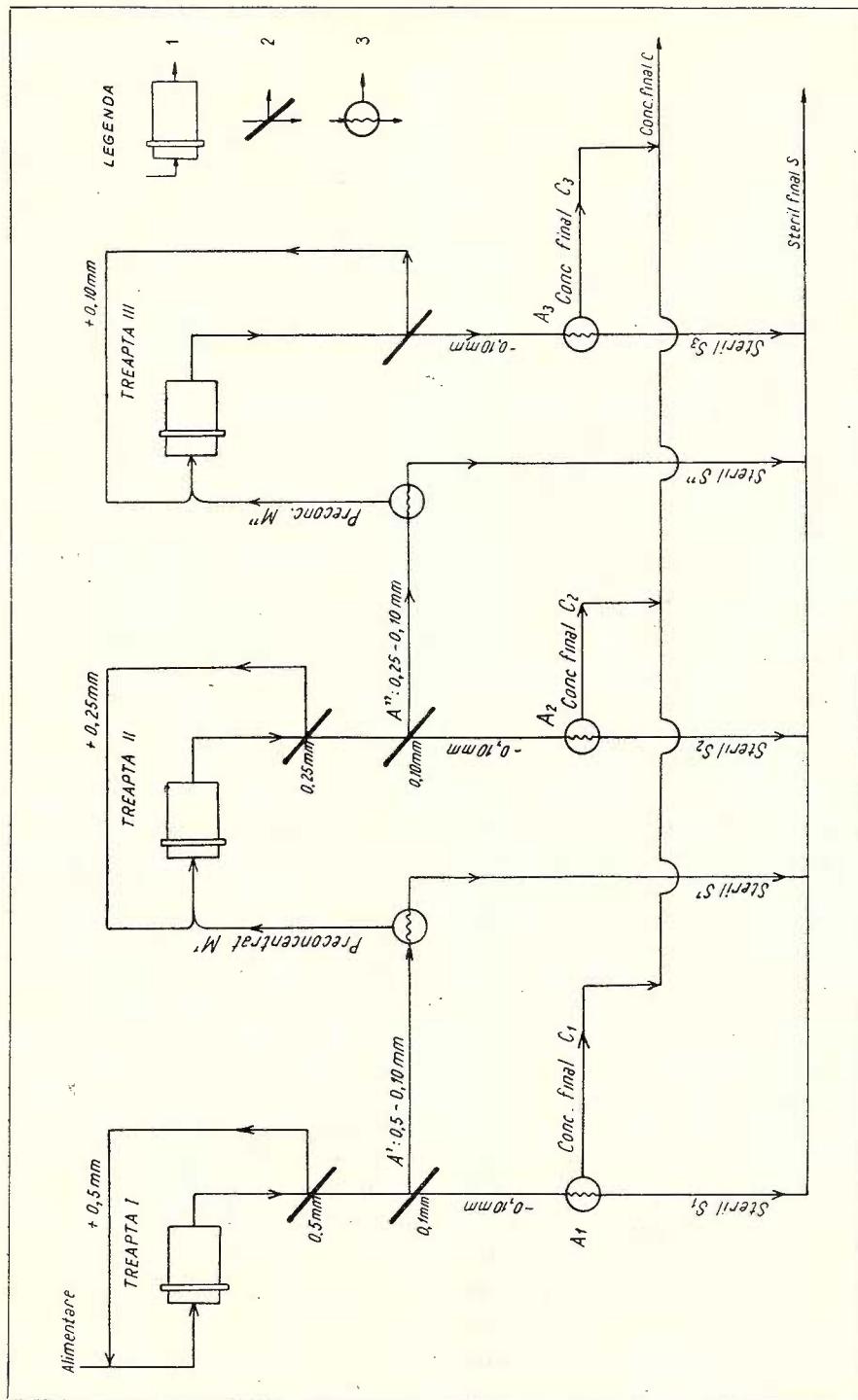


Fig. 1. — Schema succesiunii operațiilor de concentrare în trepte, 1, măcinare în moară cu bile; 2, cernere pe sită; 3, concentrare magnetică.

TABELUL 3

*Produse finale obținute la separarea magnetică în trepte*

	%	Concentrate finale.	Sterile finale
Preconcentrare clasa 0,50—0,10 mm (treapta I-a)	Greutate v Conținut fier c Extracție fier m	— — —	S' 5,6 3,8 1,0
Preconcentrare clasa 0,25—0,10 mm (treapta a II-a)	Greutate v Conținut fier c Extracție fier m	— — —	S'' 7 11,2 3,3
Concentrare clasa —0,10 mm (treapta I-a)	Greutate v Conținut fier c Extracție fier m	C <sub>1</sub> 12,1 52,5 28,2	S <sub>1</sub> 20,1 10,9 9,7
Concentrare clasa —0,10 mm (treapta a II-a)	Greutate v Conținut fier c Extracție fier m	C <sub>2</sub> 6,8 48,4 14,0	S <sub>2</sub> 11,1 10,1 4,8
Concentrare clasa —0,10 mm (treapta a III-a)	Greutate v Conținut fier c Extracție fier m	C <sub>3</sub> 15,5 45,7 30,3	S <sub>3</sub> 21,8 9,3 8,7
SUMA	Greutate v Conținut fier c Extracție fier m	C 34,4 48,5 72,5	S 65,5 10,2 27,5

concentratul poate fi îmbunătățit. O încercare de retratare a concentratului mediu, făcută în aceleasi condiții de cimp ca și tratarea primară, a dat rezultatele din tabelul de mai jos.

Rezultă că tratarea în trepte poate fi avantajoasă micșorîndu-se cantitatea de material care trebuie sfărîmat și tratat la —0,1 mm cu cel puțin 12,6%. Schema



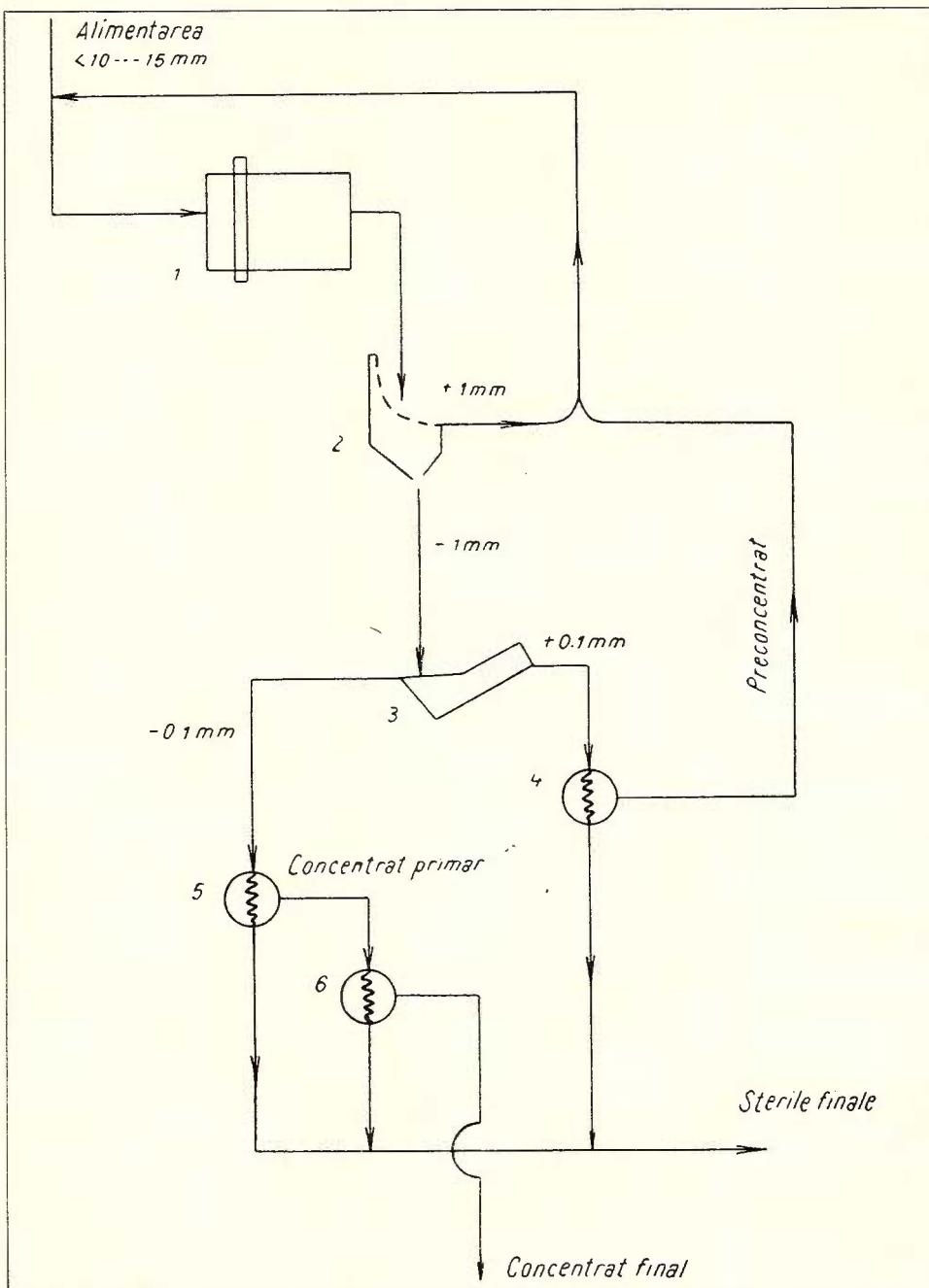


Fig. 2. — Schemă industrială.

1, moară cu bile; 2, sită curbă pentru clasare la 1 mm (sau 0,5 mm); 3, clasor mecanic pentru clasare la 0,1 mm; 4, separator magnetic pentru preconcentrare; 5, separator magnetic pentru concentrare primară; 6, separator magnetic pentru îmbogățire.



**TABELUL 1**  
*Incercări de flotatie cu variația consumului de sulfură de sodiu, minereu măcinat sub 0,15 mm.*

Măci-nare mm	Diluie- L/S	pH	Reac-tivi		Timp, minute		Produc-te	Extrac-ția în greutate		Conținut de cupru		Extrac-ția de metal	
			Denumirea	Consum specific gr/t	Acț.	Flot.		v, %	v <sub>cum</sub> , %	c, %	c <sub>mediu</sub> , %	m, %	m <sub>cum</sub> , %
0,15	3: 1	9	Silicat de sodiu	2000	moară	2	Sulfuri	C <sub>1</sub>	1,67	1,67	23,54	23,54	41,56
			Var	1000		2		C <sub>2</sub>	0,68	2,35	10,96	19,90	7,88
		9	Izoamylxantat K	16+16=32	5	2		C <sub>3</sub>	0,48	2,83	12,77	18,69	6,48
			Ulei de pin	36+18=54	2			B	97,17	100,00	0,43	0,94	44,08
			Sulfura de sodiu	800	1			A	100,00		0,94		100,00
0,15	3: 1	9	Silicat de sodiu	2000	moară	2	Sulfuri	C <sub>1</sub>	2,20	2,20	19,36	19,36	45,31
			Var	1000		2		C <sub>2</sub>	0,45	2,65	11,86	18,09	5,68
		9	Izoamylxantat K	24+ 8=32	5	2		C <sub>3</sub>	0,36	3,01	15,84	17,81	6,07
			Ulei de pin	36+18=54	2			B	96,99	100,00	0,42	0,94	42,94
			Sulfura de sodiu	800	5			A	100,00		0,94		100,00
0,15	3: 1	9	Silicat de sodiu	2000	moară	2	Sulfuri	C <sub>1</sub>	1,18	1,18	26,12	26,12	32,78
			Var	1000		2		C <sub>2</sub>	0,89	2,07	17,81	22,54	16,86
		9	Izoamylxantat K	36+16=48	5	2		C <sub>3</sub>	0,83	2,90	10,62	19,13	9,37
			Ulei de pin	72+18=90	2	2		C <sub>4</sub>	0,38	3,28	8,24	17,87	3,33
			Sulfură de sodiu	1200	5	2		C <sub>5</sub>	0,35	3,63	21,06	18,26	10,30
		9				1,5	Carbonați	C <sub>6</sub>	0,11	3,74			72,64
								B	96,26	100,00	0,27	0,94	27,36
								A	100,00		0,94		100,00

TABELUL 4

*Retratarea concentratului mediu primar obținut la separarea în trepte*

Produse	Greutate		Conținut de fier %	Extracție fier	
	Față de aliment. %	Față de original %		Față de aliment. %	Față de original %
Concentrat final . . . . .	88,7	30,5	53,5	97,2	64,6
Intermediar . . . . .	11,3	3,9	12,1	2,8	2,0
Concentrat primar (Alimentare) . . . . .	100,0	34,4	48,8	100,0	71,6

industrială care rezultă pe baza încercărilor de laborator este o schemă simplă (fig. 2) care cuprinde, în afară de concentrarea clasei —0,10 mm, o operație de preconcentrare, cu eliminare de steril, cu ajutorul unui separator magnetic intercalat în circuitul moară clasor.

#### *Concluzii*

Minereul de la Palazul Mare care a făcut obiectul studiului de față, are un conținut de circa 22,88% Fe total (respectiv 19,2 fier solubil în HCl). Mineralizația utilă este constituită din magnetită, o parte din fier fiind legat și de mineralele de gangă. Prin compoziția sa chimico-mineralologică, minereul cercetat este de tipul minereurilor sărace cu pronunțat caracter acid (bogat în  $\text{SiO}_2$ ). Dată fiind compoziția mineralologică, încercările de concentrare s-au făcut pe linie de concentrare magnetică.

Studiul mineralologic ca și încercările tehnologice au arătat necesitatea măcinării înaintate a minereului sub 0,10 mm, magnetita și mineralele de gangă fiind intim asociate. Prin tratarea minereului de dimensiuni mai mari ca 0,10 mm nu se pot obține concentrate cu mai mult de 25—27% Fe. În condițiile unei măcinări la —0,10 mm se obțin concentrate cu 48—50% Fe total și 20%  $\text{SiO}_2$  corespunzînd unei extracții în metal de 70%, sterilele avînd 8—9% Fe total. La o măcinare și mai înaintată sub 0,075 mm, prin concentrare urmată de retratarea concentratelor, se obțin concentrate cu 59,12% Fe și 12%  $\text{SiO}_2$ , recuperarea în metal fiind de cca 70%. Deoarece sterilele obținute la tratarea claselor 0,1—0,5 mm au conținuturi asemănătoare cu al sterilului clasei —0,10 mm, există posibilitatea aplicării în practică a unei scheme tehnologice, după care o parte din steril să fie eliminat înainte de măcinarea întregului material la —0,10 mm. Acest lucru este realizabil prin intercalarea unui separator magnetic în circuitul moară-aparate de clasare. În acest fel se micșorează cantitatea de material care trebuie măcinată la —0,10 mm ceiace prezintă un avantaj economic.



În concluzie, studiul arată că printr-un flux tehnologic relativ simplu este posibilă obținerea, dintr-un minereu asemănător cu proba cercetată, a unor concentrații de magnetită cu 59% Fe și 12% SiO<sub>2</sub> și cu o recuperare de 70%, dar care cere o măcinare înaintată (sub 0,10 mm sau 0,075 mm).

#### BIBLIOGRAFIE

- FİŞMAN M. A. Tehnologia poleznih iskopaemih. Mettalurghizdat. Moskva. 1949.
- GRÜNDER W. Arbeitsmethoden im Aufbereitungslaboratorium. Hermann Hübener Verlag. Abt. Technischer Verlag Wimelshaven. Goslar. 1957.
- IUDENICI G. I. Obogașenie rud cernih metallov. Gonti. 1948.
- MITROFANOV S. I. Issledovanie rud na obogatimost. Mettalurghizdat. 1954.
- MITROFANOV S. I. Aachener Blätter für Aufbereitung, Verkochen und Brikettieren. Heft 1/2. 1958.
- MITROFANOV S. I. Industria mimieră. Caiet selectiv. Nr. 5. 1957.

#### ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ОБОГАЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗОСОДЕРЖАЩЕЙ РУДЫ ПАЛАЗУЛ МАРЕ

М. НЭСТАСЕ, А. ОПРЕСКУ, Г. МУШЕЦЯНУ

(Краткое содержание)

Руда Палазул Маре, которая составила предмет настоящего исследования, содержит приблизительно 22,88% валового железа. По своему химико-минералогическому составу, исследованная руда, была отнесена к типу бедных ископаемых (руд) с ярко выраженным кислотным характером (богатых в SiO<sub>2</sub>). Полезное оруденение — составлено из магнетита.

На основании минералогического состава, пробы обогащения были проведены по линии магнитного обогащения.

Минералогическое исследование и технологические испытания установили необходимость проводки помола руды размером менее 0,10 мм, так как магнетит и минералы пустых пород находятся в близком сродстве ассоциирования.

В этих условиях помола были получены концентрации с 48—50% валового железа и 20% SiO<sub>2</sub>, соответствующая некоторой экстракции металла в 70%, пустые породы — имея 8—9% валового железа. При проводке помола размером менее 0,075 мм, обогащением сопутствующим переработкой концентратов, были получены концентраты с 59,12% Fe и 12% SiO<sub>2</sub>, рекуперация в металле будучи, примерно, в 70%.



На основании полученных результатов, авторами было установлено наличие возможностей применения на практике технологической схемы, по которой, часть пустой породы должна быть выключена, до помола всего материала, так как пустые породы, полученные при обработке классов 0,1—0,5 мм имеют аналогичные содержания с пустыми породами класса — 0,10 мм.

---

## ÉTUDE SUR LES POSSIBILITÉS DE PRÉPARATION DU MINERAIS DE FER DE PALAZUL MARE

PAR

M. NĂSTASE, A. OPRESCU, CR. MUŞTEANU

(Résumé)

---

Le minerais de Palazul Mare présente une teneur en Fe total d'environ 22,88%.

Selon sa composition chimique et minéralogique le minerais analysé représente le type des minérais pauvres à caractère intensément acide (riche en SiO<sub>2</sub>). La minéralisation utile est constituée par la magnétite.

Etant donné la composition minéralogique du minerais, les essais de concentration ont été effectués par la méthode de la concentration magnétique.

L'analyse minéralogique et les essais technologiques ont imposé un broyage avancé (sous 0,10 mm) à cause de la magnétite et des minéraux de gangue intimement associés. Dans ces conditions de broyage, on obtient des concentrés à 48-50% Fe total et 20% SiO<sub>2</sub>, correspondant à une extraction de 70% Fe, les stériles ayant 8—9% Fe total. Lorsque le broyage est sous 0,075 mm, la concentration suivie d'un nouveau traitement des concentrés permet d'obtenir des concentrés à 59,12% Fe et 12% SiO<sub>2</sub>, la quantité de métal étant de 70% environ.

Vu que les stériles résultés du traitement des classes 0,1 — 0,5 mm ont des teneurs pareilles à celles du stérile de la classe —0,10 mm, il y a la possibilité de l'application pratique d'un schéma technologique, où une partie du stérile soit éliminée avant le broyage du matériel.





Institutul Geologic al României

## STUDIUL PREPARĂRII MINEREULUI DE CUPRU SĂRAC DE LA CEAMURLIA — SOMOVA<sup>1)</sup>

DE  
A. OPRESCU, M. NĂSTASE

Ritmul înalt de creștere al industriei metalurgice din țara noastră, precum și dezvoltarea continuă a producției de metale neferoase, impune valorificarea a tot mai multe zăcăminte de minereuri neferoase. Rezervele de minereuri bogate, care formau pînă acum baza producției de minereuri neferoase, sunt reduse, iar în zăcăminte predomină minereurile sărace cu conținut metalic scăzut și de impregnație fină, care pentru a putea fi valorificate în metalurgie, trebuie în prealabil concentrate prin operațiuni de preparare. În vederea punerii în valoare a zăcămîntului de la Somova — Ceamurlia, s-au studiat posibilitățile de preparare a minereului cuprifer din acest zăcămînt. Din raportul mineralologic rezultă că mineralizația de la Ceamurlia este legată de complexul șisturilor cloritoase și sericito-cloritoase. Mineralizația primară este reprezentată prin calcopirita, pirită și hematit, iar cea secundară prin malachit, limonit și hematit. Caracterul mineralizației este acela de slabă împregnație în masa de gangă constituită din cuart, mice și calcit. Partea utilă este constituită în cea mai mare măsură din minerale de cupru primare și secundare (calcopirita predominând față de malachit), celealte minerale metalifere intervenind în proporție foarte redusă (hematit, limonit, goethit, pirită). Asociația mineralelor de cupru cu celealte minerale metalifere, precum și cu mineralele de gangă, este foarte intimă.

Analiza chimică generală a probei medii de minereu de la Ceamurlia, pe care s-au efectuat cercetările de preparare, indică următoarele conținuturi:

	%		%
Cu . . . . .	0,88	Mn . . . . .	0,23
Pb . . . . .	lipsă	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,11
Zn . . . . .	lipsă	SiO <sub>2</sub> . . . . .	50,26
Fe . . . . .	5,90	CaO . . . . .	2,76
S . . . . .	1,14		

Concluziile desprinse din analizele chimico-mineralogice arată că, din punct de vedere tehnologic, problemele mai dificile sunt legate de modul intim de asociere al mineralelor de cupru cu celealte minerale, precum și de prezența mineralelor oxidice de cupru.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 21 decembrie 1962.



Pe baza caracteristicilor chimico-mineralogice ale minereului și întrucât cuprul se prezintă în minereu atât sub formă de sulfuri cât și sub formă de oxizi, care flotează mult mai greu decât sulfurile, încercările de preparare au avut ca linie de cercetare flotația și flotația combinată cu leșierea.

Cercetările de flotație s-au desfășurat pe mai multe căi, folosind metoda flotației directe cu reactivi care au tendința să floteze mineralele oxidice, flotația cu sulfurarea suprafeței mineralelor oxidice utilizând aceeași colectori ca și pentru minereurile sulfuroase și flotația cu acizi grași sau sărurile lor.

### *Cercetări de flotație*

*Încercări de flotație directă.* În proba de la Ceamurlia, mineralele de cupru sub formă de sulfuri predominând la încercările de flotație directă, s-au folosit drept colectori butylxantatul și izoamylxantatul de potasiu, colectori mai puternici și selecțivi care au tendința să floteze și mineralele oxidice.

Din analiza datelor obținute la încercările informative de flotație directă pe minereu măcinat sub 0,15 mm cu xantați superiori, se constată că se recuperează numai cca jumătate din totalitatea cuprului conținut în minereul original, extracțiile de cupru realizate variind între 46,40—56,20%, conținutul concentratelor între 15—21% Cu, remarcindu-se conținuturi mai mari în cazul folosirii izoamylxantatului de potasiu și la consumuri specifice mai mici. Sterilele separate au conținuturi foarte mari 0,42—0,52% Cu.

Conținutul în cupru foarte ridicat al sterilelor se dătorează în mare măsură prezenței malachitului, asupra căruia xantații superiori n-au avut eficacitate, cît și unei dezasocieri incomplete între mineralele de cupru și restul mineralelor prezente în minereu.

*Încercări de flotație cu sulfurare.* În cazul flotației cu sulfurare, cercetările au folosit două metode: flotație în două faze, în prima flotându-se calcopirita, iar în a doua carbonații de cupru, între cele două faze intercalându-se o perioadă de condiționare cu sulfură de sodiu prin care se activează carbonații de cupru, și flotație într-o singură fază cu sulfurarea întregii cantități de minereu.

Încercările de flotație în două faze s-au efectuat pe probe de minereu măcinat sub 0,15 mm și sub 0,10 mm, folosind drept colector atât pentru sulfuri cât și pentru carbonați izoamylxantatul de potasiu, iar pentru sulfurarea suprafeței mineralelor oxidice în cea de a doua fază a flotației, sulfura de sodiu. În tabelul 1 sunt prezentate rezultatele încercărilor de flotație în două faze cu minereu măcinat sub 0,15 mm, cu varierea consumului de sulfură de sodiu de la 800 g/t la 1200 g/t și a colectorului de la 32—48 g/t. Din analiza datelor obținute se constată că un consum de 800 g/t sulfură de sodiu este insuficient, obținându-se rezultate absolut comparabile cu cele de la flotația directă cu xantați superiori. La un consum de 1200 g/t sulfură de



**TABELUL 2**  
*Incerările de flotație cu variația consumului de izoamylxantat de potasiu*

Măci-nare mm	Diluție L/S	pH	Reactivi		Timp, minute		Produse	Extracția în greutate		Conținut de cupru		Extracția de metal	
			Denumirea	Consum specific, gr/t	Acț.	Flot.		v, %	v <sub>cum</sub> , %	c, %	c <sub>mediu</sub> , %	m, %	m <sub>cum</sub> , %
-0,10	3/1	9	Silicat de sodiu	2.000	moară	18	Sulfuri	C <sub>1</sub>	1,52	1,52	24,75	24,75	39,35
			Var	1.000				C <sub>2</sub>	0,90	2,42	12,99	20,37	12,22
			Izoamylxantat K	112+120=232				C <sub>3</sub>	0,55	2,97	7,47	17,98	4,30
		9-10	Ulei de pin	54+234=288			Carbonați	C <sub>4</sub>	1,05	4,02	18,80	18,19	20,64
			Flotanol	37+ 13= 50				C <sub>5</sub>	0,56	4,58	7,77	16,92	4,55
			Sulfura de sodiu	1.600				B	95,42	100,00	0,19	0,95	18,84
								A	100,00		0,95		100,00
-0,10	3/1	9	Silicat de sodiu	2.000	moară	27	Sulfuri	C <sub>1</sub>	2,44	2,44	19,17	19,17	48,26
			Var	1.000				C <sub>2</sub>	0,89	3,33	6,70	15,83	6,16
			Izoamylxantat K	184+120=304				C <sub>3</sub>	0,19	3,52	6,57	15,33	1,28
		9	Ulei de pin	54+162=216			Carbonați	C <sub>4</sub>	0,75	4,27	24,05	16,86	18,61
			Flotanol	37+ 13= 50				C <sub>5</sub>	0,31	4,58	9,76	16,38	3,12
			Sulfura de sodiu	1600				B	95,42	100,00	0,23	0,96	22,64
								A	100,00		0,96		100,00
-0,10	3/1	9	Silicat de sodiu	2.000	moară	24	Sulfuri	C <sub>1</sub>	2,45	2,45	19,20	19,20	49,00
			Var	1.500				C <sub>2</sub>	0,47	2,92	10,60	17,81	5,19
			Izoamylxantat K	280+200=480				C <sub>3</sub>	0,26	3,18	6,88	16,92	1,87
		9-10	Ulei de pin	54+378=432			Carbonați	C <sub>4</sub>	0,96	4,14	21,99	18,09	20,94
			Flotanol	37+ 13+ 50				C <sub>5</sub>	0,33	4,47	7,45	17,31	2,56
			Sulfura de sodiu	1.600				B	95,53	100,00	0,20	0,96	19,94
								A	100,00		0,96		100,00

**TABELUL 3**  
*Incerările de flotație cu variația consumului de sulfură de sodiu Minereu măcinat sub 0,10 mm*

Măci-nare mm	Diluție L/S	pH	Reactivi		Timp, minute		Produse	Extracția în greutate		Conținut de cupru		Extracția de metal	
			Denumirea	Consum specific gr/t	Acț.	Flot.		v, %	v <sub>cum</sub> , %	c, %	c <sub>mediu</sub> , %	m, %	m <sub>cum</sub> , %
-0,10	3/1	9	Silicat de sodiu	2.000	moară	18	Sulfuri	C <sub>1</sub>	1,93	1,93	22,10	22,10	43,97
			Var	1.000				C <sub>2</sub>	0,79	2,72	10,39	18,69	8,46
			Izoamylxantat K	112+128=240				C <sub>3</sub>	0,24	2,96	9,05	17,91	2,24
		9	Ulei de pin	54+306=360			Carbonați	C <sub>4</sub>	0,82	3,78	22,83	18,98	19,30
			Flotanol	37+ 13= 50				C <sub>5</sub>	0,29	4,07	15,79	18,75	4,72
			Sulfura de sodiu	1600+600=2200				C <sub>6</sub>	0,31	4,38	8,93	18,05	2,85
								B	95,62	100,00	0,19	0,97	18,46
								A	100,00		0,97		100,00
-0,10	3/1	9	Silicat de sodiu	2.000	moară	61	Sulfuri	C <sub>1</sub>	2,67	2,67	17,00	17,00	51,00
			Var	1.000				C <sub>2</sub>	0,77	3,44	7,18	14,80	6,21
			Izoamylxantat K	160+280=440				C <sub>3</sub>	0,38	3,82	4,37	13,76	1,86
		9	Ulei de pin	72+252=324			Carbonați	C <sub>4</sub>	0,16	3,98	3,88	13,36	0,70
			Flotanol	50+ 27= 75				C <sub>5</sub>	0,83	4,81	21,63	14,79	20,17
			Sulfura de sodiu	1600+600=2200				C <sub>6</sub>	0,35	5,16	7,79	14,32	3,06
								B	94,84	100,00	0,16	0,89	17,00
								A	100,00		0,89		100,00
-0,10	3/1	9	Silicat de sodiu	2.000	moară	64	Sulfuri	C <sub>1</sub>	2,76	2,76	18,06	18,06	50,35
			Var	1.000				C <sub>2</sub>	0,62	3,38	6,98	16,02	4,37
			Izoamylxantat K	192+320=512				C <sub>3</sub>	0,34	3,72	4,62	14,98	1,59
		9	Ulei de pin	72+306=378			Carbonați	C <sub>4</sub>	0,39	4,11	3,36	13,88	1,32
			Flotanol	50+ 13= 63				C <sub>5</sub>	1,04	5,15	20,06	15,12	21,07
			Sulfura de sodiu	1600+600+ +400=2600				C <sub>6</sub>	0,20	5,35	5,54	14,77	1,12
								B	94,65	100,00	0,21	0,99	20,18
								A	100,00		0,99		100,00

sodiu, extractia de cupru se imbunatateste, crescind de la 55% la 72,60%, iar continutul sterilelor scade de la cca 0,50% Cu la 0,27% Cu. Continutul de cupru al sterilelor se menține ridicat chiar în urma sulfurării, datorită pe de o parte măcinării necorespunzătoare, întrucât din analiza microscopică pe clase granulometrice rezultă că la dimensiunea de 0,15 mm, atât calcopirita cît și malachitul mai sunt încă asociate cu mineralele de gangă, cît și datorită unui consum redus de colector.

La flotația în două faze a minereului măcinat sub 0,10 mm, s-au executat încercări cu varierea consumului de colector (izoamylxantat de potasiu), cu sulfurare într-o singură etapă în faza a doua și încercări cu varierea consumului de sulfură de sodiu, cu două sau trei etape de sulfurare în faza a doua a flotației. Condițiile de lucru, consumurile de reactivi și rezultatele obținute la aceste încercări sunt prezentate în tabelele 2 și 3. Din interpretarea rezultatelor obținute la încercările cu varierea consumului de colector (tab. 2) se desprind următoarele concluzii:

La mărirea cantității de izoamylxantat de potasiu de la 112 g/t la 220 g/t în faza întâia a flotației continutul concentratului de sulfuri scade de la 18% Cu la 15,30% Cu, în timp ce extractia de metal rămîne aproape constantă și egală cu cca 56%. În schimb, în faza a doua, la flotația carbonaților, mărirea cantității de izomaylxantat de potasiu de la 120 g/t la 200 g/t, conduce la creșterea continutului de cupru în concentratul de carbonați de la 15% la 18%, în timp ce extractia de metal scade puțin, de la 25% la 23%, continutul sterilelor finale separate scăzind de la 0,27% Cu la 0,20% Cu.

Comparativ cu încercările la care consumul specific de colector a fost redus (32—48 g/t) și sulfurarea s-a realizat cu 1200 g/t sulfură de sodiu, se constată că mărirea consumului de colector la 232 g/t are influență favorabilă asupra flotației carbonaților. În timp ce extractia de cupru la sulfuri crește relativ puțin, de la 50% la 56%, în cazul carbonaților această creștere este sensibil mai mare și anume de la 10% la 25%, extractia totală de cupru atingând 81% față de 72%, iar conținutul concentratului global (sulfuri + carbonați) rămîne aproximativ același, adică cca 17% Cu.

Prin flotația în două faze la consumul de colector apreciat ca optim de 232 g/t (112 g/t la flotația sulfurilor plus 120 g/t la flotația carbonaților), s-a determinat posibilitatea obținerii unor concentrate cu 17% Cu, reprezentând o extracție în greutate de 4,58%, recuperarea de cupru fiind 81%, iar sterilele separate avînd un conținut de 0,19% Cu.

Din analiza datelor cuprinse în tabelul 3 se constată că mărirea cantității de sulfură de sodiu și darea ei în mai multe etape influențează pozitiv micșorarea pierderilor de cupru în sterile pînă la un anumit consum după care conținutul de cupru în sterile începe din nou să crească. Astfel, la mărirea cantității de sulfură de sodiu de la 1600 g/t la 2200 g/t, sulfurarea efectuîndu-se în două etape, conținutul sterilelor scade de la 0,19% Cu la 0,16% Cu, extractia de metal crește de la 81% la 83%, iar în cazul sulfurării în trei etape, la un consum de 2600 g/t sulfură de sodiu, conținutul steri-

lelor crește la 0,21% Cu și extracția de metal scade la 79%. Rezultatele cele mai bune au fost determinate în cazul sulfurării în două etape cu 2200 g/t (1600+600), obținându-se concentrate cu conținut de 14,30% Cu, extracția de cupru 83%, extracția în greutate 5,16%, iar conținutul sterilelor separate 0,16% Cu.

Încercările de micșorare a conținutului de Cu în sterile prin: folosirea unui activant specific pentru mineralele de cupru (azotat de plumb), mărirea consumului specific de colector, folosirea unui amestec de colectori (izoamylxantat de potasiu cu phosocresol), folosirea acizilor grași după sulfurare, varierea cantității de silicat de sodiu și var, folosite atât pentru depresarea și dispersarea gangiei, cât și pentru alcalinizarea tulburelui în sensul obținerii pH-ului necesar pentru flotația calcopiritei și respectiv a malachitului, au stabilit că acest conținut de 0,16% Cu nu poate fi scăzut pe căile arătate.

Din ansamblul încercărilor de flotație în două faze, s-au determinat două rețete mai interesante pentru flotația minereului cuprifer de la Ceamurlia, sulfurarea efectuându-se într-o etapă sau în două etape în faza a doua a flotației. Condițiile de flotație și rezultatele obținute în cele două cazuri sunt cuprinse în tabelul 4.

TABELUL 4

Condiții de lucru și consumuri de reactivi	O etapă de sulfurare	Două etape de sulfurare
Silicat de sodiu . . . . .	1200 gr/t	2000 gr/t
Var . . . . .	1000 gr/t	1000 gr/t
Izoamylxantat de potasiu . . . . .	232 gr/t	440 gr/t
Ulei de pin . . . . .	288 gr/t	324 gr/t
Flotanol . . . . .	50 gr/t	75 gr/t
Sulfură de sodiu . . . . .	1600 gr/t	1600+600 gr/t
Măcinare . . . . .	-0,10 mm	-0,10 mm
Diluție L/S . . . . .	3/l	3/l
pH . . . . .	9 și 9	9 și 9
Timp de flotație . . . . .	18'+25'=43'	61'+50'=111'

P r o d u s e	O etapă de sulfurare					
	v, %	v <sub>cum</sub> %	c, %	c <sub>med</sub> %	m, %	m <sub>cum</sub> %
Sulfuri . . . . .	2,97	2,97	17,98	17,98	55,87	55,87
Carbonați . . . . .	1,61	4,58	14,96	16,92	25,19	81,06
Steril . . . . .	95,42	100,00	0,19	0,95	18,94	100,00
Alimentare . . . . .	100,00		0,95		100,00	



Produse	Două etape de sulfurare					
	v, %	v <sub>cum</sub> %	c, %	c <sub>med.</sub> %	m, %	m <sub>cum</sub> %
Sulfuri . . . . .	3,98	3,98	13,36	13,36	59,77	59,77
Carbonați . . . . .	1,18	5,16	17,52	14,32	23,23	83,00
Steril . . . . .	94,84	100,00	0,16	0,89	17,00	100,00
Alimentare . . . . .	100,00		0,89		100,00	

Încercările de flotație într-o singură fază, cu sulfurarea întregii cantități de minereu, s-au făcut cu scopul de a determina dacă un timp de condiționare mai mare pentru sulfura de sodiu prezintă avantaje la flotația carbonaților, ceea ce ar conduce la micșorarea pierderilor de cupru în sterile. Condiționarea tulburelui cu sulfură de sodiu s-a făcut în moară și în celula de flotație, cu două și trei etape de sulfurare, consumul specific variind de la 2400 g/t la 3600 g/t. Rezultatele cele mai bune s-au obținut pentru consumul de 3600 g/t sulfură de sodiu, cu sulfurare în moară și în trei etape în celulă și sint prezentate în tabelul 5.

TABELUL 5

Condiții de lucru și reactivi	Consum specific	Timp, minute	
	g/t	ACTIONARE	FLOTARE
Silicat de sodiu . . . . .	2 000	Moară	124
Var . . . . .	1 500	21,5	
Izoamylxantat de potasiu . . . . .	368	35	
Ulei de pin . . . . .	252	10	
Flotanol . . . . .	25		
Sulfura de sodiu . . . . .	1 600 + 2 000	Moară Celulă	
Măcinare . . . . .	-0,10 mm		
Diluție L/S . . . . .	3/1		
pH . . . . .	9		

Produse	Extracția în greutate v, %	Conținut de cupru c, %	Extracția de metal m, %
Concentrat de sulfuri și carbonați . . . . .	5,06	14,46	85,00
Steril . . . . .	94,94	0,14	15,00
Alimentare . . . . .	100,00	0,86	100,00



Se constată deci că flotația într-o singură fază cu sulfurarea întregii cantități de minereu a dat rezultate superioare față de flotația directă sau flotația în două faze, conținutul sterilelor scăzind la 0,14% Cu, extracția de metal crescând la 85%, iar conținutul concentratului menținându-se aproximativ la aceeași valoare 14,50% Cu.

*Încercări de flotație cu acizi grași.* La aceste încercări s-a făcut la început flotație cu izoamylxantat de potasiu pentru flotarea calcopiritei, după care a urmat flotația carbonaților cu acizi grași (480—720 g/t acid oleic plus 250—500 g/t acid palmitic). Sterilele separate în acest caz au conținuturi foarte mari, 0,40—0,55% Cu, fiind din acest punct de vedere asemănătoare cu acelea obținute prin încercările de flotație directă cu xantați superiori, ceea ce înseamnă că adaosul de acizi grași n-a avut acțiune colectoare în flotația carbonaților de cupru, producindu-se totodată o flotație inversă.

Menționăm că în condițiile optime stabilite la flotația cu sulfurare s-au executat și încercări comparative de flotație, cu minereul măcinat sub 0,15 mm și sub 0,20 mm, cu scopul de a determina dacă la o măcinare mai grobă, care este mai puțin costisitoare, nu s-ar putea obține rezultate asemănătoare. Rezultatele mai slabe obținute la aceste încercări (conținutul sterilelor 0,23—0,31% Cu) se datorează faptului că la dimensiuni mai mari de 0,10 mm, concrescențele sănt desfăcute numai parțial.

#### *Cercetări de leșiere combinată cu flotația*

Încercările de leșiere au avut ca scop determinarea procentului de cupru legat sub formă de carbonați față de conținutul total de cupru al minereului original și a obținerii unei recuperări mai mari de cupru prin aplicarea unui tratament combinat de leșiere și flotație.

Încercările de leșiere a sterilelor rezultate de la flotație s-au executat atât pe sterilele flotației directe cu xantați superiori cu conținut de 0,42—0,48% Cu, cât și pe sterilele flotației cu sulfurare cu conținut de 0,14—0,16% Cu, cu soluții diluate de acid sulfuric și amoniac. Influența concentrației soluției de acid sulfuric s-a determinat printr-o serie de încercări de leșiere prin agitare (durata o oră, diluția de lucru 1:1), rezultatele fiind consemnate în tabelul 6.

TABELUL 6

Concentrația soluției de acid sulfuric, %	1	2	3	5	8	10
Conținutul de cupru al sterilului, % . . .	0,43	0,42	0,48	0,42	0,42	0,43
Conținutul de cupru al soluției, % . . .	0,143	0,262	0,319	0,35	0,34	0,34
Conținutul de cupru al sterilelor leșiate, %	0,287	0,158	0,161	0,07	0,11	0,09
Extracția de cupru, % . . . . .	33,00	62,00	65,00	83,00	80,90	80,00



Din analiza datelor cuprinse în tabelul 6 se desprind următoarele concluzii:

Conținutul de cupru al soluției rezultată în urma leșierii crește cu creșterea concentrației soluției de acid sulfuric pînă la o anumită concentrație peste care extractia de cupru și deci conținutul de cupru al soluției rămîne constant. S-a determinat că optimă concentrația de 5%, la care corespunde un consum de 50 kg/t acid sulfuric, cu care au fost executate toate încercările de leșiere următoare.

La concentrația optimă de 5% a soluției de acid sulfuric, din 0,42% Cu s-a dizolvat în soluție 0,35% Cu, ceea ce înseamnă că 0,35% Cu este legat sub formă de minerale oxidice (carbonați), în ipoteza că prin flotația cu xantași superiori, carbonații n-au flotat, iar restul de 0,07% Cu este legat sub formă de calcopirită și eventual alte minerale de cupru care nu se dizolvă în soluția de acid sulfuric.

Încercările de leșiere în condițiile optime stabilite executate pe sterilele cele mai curate obținute la flotația cu sulfurare, cu conținut de 0,14—0,16% Cu și 0,05—0,04% S, au condus la obținerea unui procent de cupru dizolvat în soluție constant și egal cu 0,08%. Prin urmare, față de conținutul total de cupru 0,14—0,16% al sterilelor, 0,08% Cu se găsește sub formă de carbonați, maximum 0,04—0,05% Cu sub formă de calcopirită (în ipoteza că tot sulful conținut în sterile este legat sub formă de calcopirită, deși studiul mineralologic indică și prezența piritei de care ar putea fi legat o parte din sulf), iar restul 0,02—0,03% Cu este legat sub formă de alte combinații, poate sub formă de silicat de cupru care nu flotează. Încercările de precipitare cu fier redus, pentru recuperarea cuprului dizolvat în soluție prin leșiere cu soluție de acid sulfuric 5% a sterilelor cu conținut de 0,42% Cu, au arătat că la un consum de 2,5 g fier redus pentru 1 kg de cupru în soluție și la pH = 4,5 (stabilite ca optime prin încercări), se recuperează peste 99% din cuprul dizolvat în soluție.

Încercările de leșiere a minereului original cu soluții de acid sulfuric 5% pe minereu sfărîmat sub 1 mm și sub 0,10 mm (cca 85% < 200 och/țol), finețe la care s-au executat și încercările de flotație, la temperaturi și durate de leșiere diferite, sănt prezentate în tabelul 7.

TABELUL 7

Durata leșierii, ore	Temperatura, grade		
	Temperatura camerei	40°	70°
1	0,32 % Cu	0,32 % Cu	0,32% Cu
2	0,32 % Cu	0,32 % Cu	0,32% Cu

Din aceste rezultate se constată că pentru minereul original sfărîmat sub 1 mm și sub 0,10 mm în diferite condiții de temperatură și durată de leșiere, procentul de cupru dizolvat în soluție este în toate cazurile egal cu 0,32%. Rezultă că din



conținutul total de cupru al minereului original de 0,86%, numai 0,32% se găsește legat sub formă de carbonați, iar restul sub formă de calcopirită și eventual alte minerale de cupru. În urma încercărilor de leșiere a minereului original au rezultat soluții de cupru și rămășițe leșiate. Cuprul din soluțiile obținute prin leșiere a fost precipitat cu fier redus la pH = 4,5, obținându-se o extracție aproape completă care depășește cifra de 99% în cazul cînd precipitarea se face în prezența fierului, și o extracție de numai 69% în cazul cînd precipitarea se face după îndepărtarea prin filtrare a fierului precipitat.

Încercările de flotație pe rămășițele rezultate în urma leșierii minereului original (sfărîmat pentru leșiere la dimensiuni sub 1 mm) și remăcinat la cca 85% < 200 och/țol, cu amestec de 200 g/t izoamylxantat de potasiu plus 80 g/t thiocarbanilidă, au indicat posibilitatea obținerii unor concentrate cu 16% Cu, sterile cu 0,10% Cu, extracția de cupru 84,34% (raportată la conținutul rămășițelor rezultate la leșiere) pentru o extracție în greutate de 3,25%.

Cercetările de leșiere în combinație cu flotația executate asupra sterilelor rezultate de la flotație și asupra minereului original conduc la următoarele concluzii: față de conținutul total de cupru al minereului original din proba Ceamurlia de 0,86%, maximum 0,32%—0,35% Cu este legat sub formă de carbonați, iar restul de 0,61% Cu este legat sub formă de calcopirită și alte combinații de cupru. Din conținutul total de cupru 0,14%—0,15% Cu al sterilelor celor mai curate obținute prin încercările de flotație, cea mai mare parte din cupru 0,08% este legat sub formă de carbonați, datorită faptului că aceștia flotează mult mai greu decît sulfurile, maximum 0,04%—0,05% Cu se găsește sub formă de calcopirită, iar restul de 0,03%—0,04% Cu este legat sub forma altor minerale de cupru care nu flotează.

Din minereul original, cuprul ce se prezintă sub formă de carbonați 0,32% dizolvat prin leșiere, se recuperează prin precipitare cu fier redus, extracția depășind cifra de 99%. Din rămășițele rezultate la leșierea prin flotație cu izoamylxantat + thiocarbanilidă, se obțin concentrate cu conținut de 16% Cu, sterile cu 0,10% Cu, extracția în metal fiind 84,34%, iar extracția în greutate 3,25% (atât extracția în metal cît și extracția în greutate sînt raportate la minereul supus flotației). Rezultă că, prin procedeul combinat de leșiere și flotație, se obține o recuperare în cupru totală de 89%, iar conținutul sterilelor separate scade la 0,10% Cu.

*Concluzii.* În cadrul problemei « Studiul posibilităților de preparare a minereului de cupru de la Ceamurlia » încercările de preparare s-au executat pe o probă de minereu avînd un conținut total de cupru de 0,86%. Minereul este reprezentat prin șisturi sericito-cloritoase mineralizate. Partea utilă este constituită în cea mai mare măsură din minerale de cupru primare (calcopirita) și secundare (malachitul), celelalte minerale metalifere intervenind în proporție foarte redusă (hematit, limonit, geothită, pirit). Ganga este reprezentată prin cuarț, mice și calcit. Asociația mineralelor de cupru cu celelalte minerale utile, precum și cu mineralele de gangă, este foarte



intimă. Pe baza caracteristicilor chimico-mineralogice și întrucât cuprul se prezintă în minereu atât sub formă de sulfură cît și sub formă de carbonați care flotează mult mai greu decât sulfurile, încercările de preparare efectuate au avut ca linie de cercetare flotația și flotația combinată cu leșierea.

În cazul flotației, cercetările au stabilit necesitatea de a folosi una din următoarele două metode: desfășurarea flotației în două faze, în prima fază flotându-se calco-pirita, iar în a doua fază carbonații de cupru, între cele două faze intercalându-se o perioadă de condiționare cu sulfură de sodiu, prin care se activează carbonații de cupru și desfășurarea flotației într-o singură fază, dar cu sulfurarea întregii cantități de minereu. Prin aceste procedee de flotație, s-a determinat posibilitatea obținerii unor concentrate cu conținut de 17–14,50% Cu și sterile cu 0,19–0,14% Cu, extracția de cupru realizată fiind 81–85%. Extracția în greutate este 4,60–5,10%.

Prin metoda combinată de leșiere cu soluții de acid sulfuric, urmată de flotația rămășișelor, s-a obținut la flotație concentrate cu 16% Cu, sterile cu 0,10% Cu, extracția de cupru fiind 84,34%, extracția în greutate 3,25%, astfel că recuperarea în cupru totală este de cca 89%.

Având în vedere conținutul relativ redus de cupru al probei studiate, precum și forma de carbonați sub care se prezintă o parte din cupru, se pot aprecia indicii tehnici obținuți, ca destul de buni. Paralel cu indicii tehnici de mai sus, cercetările au stabilit și parametrii principali ai preparării minereului respectiv: reactivii necesari și consumul raportat la tona de minereu, duratele de condiționare și de flotație, finețea de măcinare, pH-ul necesar etc.

#### BIBLIOGRAFIE

1. FIŞMAN M. A., SOBOLOV D. S. Praktika obogašenia rud žvetnih i redkin metallov. I obogašenie polimetalliceskikh rud. Moscova Metallurgizdat. 1957.
2. LAST A. W., STEVENS S. L., EATON L. Leach-precipitation-flotation Treatment of Ray Ore. *Mining engineering* vol. 9, nr. 11 Noiembrie 1957, p. 1236–1238.
3. MAURICE REY. Fatty acid and soap flotation to oxidized copper ore. *Engineering and Mining Journal* p. 21–37, 1955.
4. MAURICE REY. La flotation des minérais oxydés de plomb, de cuivre et de zinc. *Annales des Mines*, Janvier 1955, p. 35–39.
5. MAURICE REY. Préparation des minéraux non ferreux aux États-Unis. Documentation O.E.C.E. *Rapport de la Mission d'Assistance Technique*, nr. 54, p. 117–128, 1955.
6. HUBER PANU I. Prepararea minereurilor și cărbunilor. *Manualul inginerului de mine*, vol. VI, Ed. Tehnică 1956, pag. XXXII–213–XXXII–255. București.
7. MICHELL F. B. The practice of mineral dressing, pag. 1–43, London 1950.
8. MITROFANOV S. I. Încercări de preparare a minereurilor. Editura Științifico-Tehnică de Stat. Moscova 1950 (Traducere din limba rusă), p. 4–10; 91–184.
9. POLKIN S. I. Prepararea minereurilor. Ed. Tehnică, București 1956. (Traducere din limba rusă). p. 340–401; 443–484.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ОБОГАЩЕНИЯ БЕДНОЙ МЕДНОЙ РУДЫ ЧИАМУРЛИЯ—СОМОВА

АНЖЕЛА ОПРЕСКУ, МАРИЯ НЭСТАСЕ

(Краткое содержание)

Настоящая работа содержит результаты исследований обогащения, проведенных на пробном образце бедной меденосной руды залежи Сомова—Чиамурлия, с валовым содержанием меди — 0,88%. Руда представлена серпентито-хлорито-орудененными сланцами. Полезная ископаемая часть составлена, в наибольшей степени, из первичного медного минерала (халькопирита) и вторичного — (малахита), остальные металлоносные минералы были выявлены в очень незначительных пропорциях (гематит, лимонит, гетит, пирит). Пустая порода представлена — кварцем, слюдой и кальцитом. Ассоциация медесодержащих минералов с остальными полезными ископаемыми и минералами пустых пород находится в очень близком сродстве. Проведенные попытки обогащения, имели своей целью исследование флотации, а также и флотации, скомбинированной с щелочением. В случае флотации, исследования установили необходимость применения одного из двух методов:

Развортьвание флотации — в две фазы, в первой фазе-флотируется халькопирит, а во второй фазе — углекислая медь, будучи включен между указанными двумя фазами, период кондиционирования сульфидом натрия, при посредстве которого активизируется углекислая медь;

Развортьвание флотации — в одной фазе, но с сульфированием всего количества руды.

При посредстве этих приемов флотации, была определена возможность получения некоторых концентратов с содержанием — 17—14,50% Cu и в пустых породах — 0,19—0,14% Cu, реализованная выработка меди составляет 81 - 85%.

При посредстве комбинированного метода щелочения раствором серной кислоты и флотации остатков, были получены флотацией концентраты с 16% Cu, пустые породы — с 0,10% Cu, реализованная выработка меди — 84,34%, выработка-гравитацией 3,25%, таким образом валовая рекуперация меди составляет 89%.

Параллельно с вышеуказанными техническими показателями авторы установили и основные параметры обогащения соответствующей руды: необходимые реагенты, расход расчетанный на тону руды, продолжительность кондиционирования и флотации, тонкозернистость помола, необходимый pH, и т.д.



## ÉTUDE SUR LA PRÉPARATION DU MINERAU CUPRIFÈRE PAUVRE DE CEAMURLIA — SOMOVA

PAR  
A. OPRESCU, M. NĂSTASE  
(Résumé)

Les auteurs présentent une étude de la préparation du minerau, effectuée sur un échantillon de minerau cuprifère pauvre, du gisement de Somova — Ciamurlia, avec une teneur totale en Cu de 0,88%. Le minerau est représenté par des schistes séricito-chloriteux minéralisés. Parmi les minéraux utiles, il y a principalement des minéraux cuprifères primaires (chalcopyrite) et secondaires (malachite), les autres minéraux métallifères intervenant en proportion très réduite (hématite, limonite, goethite, pyrite). La gangue contient du quartz, des micas et de la calcite. Il y a une intime association entre les minéraux cuprifères, le reste des minéraux utiles et les minéraux de gangue.

Les essais de préparation ont été effectués par la méthode de la flottation et la méthode combinée de la flottation et du lessivage. Lorsqu'on emploie la flottation, on peut choisir entre deux procédés: 1) la flottation à deux phases, pendant la première en faisant flotter la chalcopyrite, et pendant la deuxième les carbonates de cuivre, entre les deux intercalant une période de conditionnement avec du sulfure de sodium qui active les carbonates de cuivre; 2) la flottation à une seule phase mais avec la sulfuration de toute la quantité de minerau.

Par ces procédés, a été analysée la possibilité d'obtenir des concentrés à 17—14,50% Cu, les stériles ayant 0,19—0,14% Cu, et l'extraction de Cu atteignant 81—85%.

Par la méthode combinée du lessivage au moyen des solutions d'acide sulfurique, suivi de la flottation des résidus, on a obtenu des concentrés à 16% Cu, des stériles à 0,10% Cu, l'extraction de Cu étant de 84,34%, l'extraction quantitative de 3,25% de sorte que la récupération totale de cuivre atteint 89%.

En même temps que les indices techniques mentionnés plus haut, ont été établis également les principaux paramètres de la préparation du minerau, à savoir: les réactifs nécessaires, la consommation par tonne de minerau, la durée de conditionnement et de la flottation, la finesse du broyage, le pH nécessaire etc.





Institutul Geologic al României

RELAȚII CU PRIVIRE LA ÎNTOCMIREA HĂRȚII  
GRAVIMETRICE A R.P.R. (ANOMALIA BOUGUER)  
SCARA 1: 500.000<sup>1)</sup>)

DE

ȘTEFAN AIRINEI, SCARLAT STOENESCU

Utilitatea deosebită pentru geofizica aplicată, geodezie și geologia structurală a imaginilor cartografice de ansamblu ale cîmpului gravitației este unanim recunoscută. Încă cu un sfert de secol în urmă, foarte tînăra — pe atunci — Secție de Geofizică a Institutului Geologic a început să fie preocupată de realizarea unei hărți gravimetrice de acest tip. În acest scop, s-a obținut dotarea cu o instalație tetrapendulară, cu care să se determine valorile gravitației într-un canevas de puncte distribuite pe toată suprafața țării noastre, menite să constituie rețeaua de bază pe care să se sprijine toate lucrările individuale — cu caracter regional sau de detaliu — și care să asigure sinteza lor într-un ansamblu unitar.

Această instalație, etalonată de M. SOCOLESCU la Institutul de Geofizică de la Potsdam, a fost utilizată pe teren începînd din anul 1941, creîndu-se rețeaua de sprijin cunoscută sub denumirea de « rețeaua de pendul » (36, 39), care — chiar dacă nu a acoperit toată suprafața țării — a stat la baza primelor hărți de ansamblu întocmite la noi (1), precum și la întocmirea unor lucrări cu caracter special (37).

După cel de al doilea război mondial și mai ales după naționalizarea industriei de petrol, s-a considerat că materialul documentar obținut din lucrările de prospecții gravimetrice conțin elemente suficiente pentru a se aborda realizarea unor hărți de ansamblu. Preocuparea a apărut în cadrul Comitetului Geologic, al Ministerului Industriei Petrolului — care era continuatorul activității sectoarelor de geofizică aplicată ale fostelor societăți petroliifere — și al Academiei R.P.R. Academia R.P.R. a creiat în 1949 un colectiv de gravimetrie, ai cărui membri (I. VENCOV, S. STOENESCU și A. ESCA) au realizat, în anii următori, harta gravimetrică de ansamblu a Olteniei și Munteniei, prima lucrare de acest gen care a fost tipărită în țara noastră (45).

Comitetul Geologic, în acord cu Ministerul Industriei Petrolului, a apreciat că scara cea mai potrivită la care să se realizeze sinteza datelor gravimetrice este 1:100.000. Prelucrarea datelor primare urma să se înceapă cu zonele integral acoperite de măsurători. Lucrările au fost inițiate în anul 1951, de un colectiv mixt care

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 14 decembrie 1962.



a activat în cadrul Comitetului Geologic și a fost condus de M. L. BOISNARD și îndrumat de M. SOCOLESCU. În anul următor, participarea la lucrări a Ministerului Industriei Petrolului a încetat. Colectivul și-a continuat activitatea pînă în 1954, cu aceeași conducere și sub aceeași îndrumare. În anii care au urmat, harta la scara 1:100.000, a intrat în preocupările Secției de Gravimetrie a Întreprinderii de Prospecționi și Laboratoare a Comitetului Geologic (R. BOTEZATU și St. DUMITRU), cu realizări fără caracter de continuitate.

Între timp, Ministerul Industriei Petrolului a înființat — în anul 1953 — Laboratorul Central de Cercetări Științifice Geologice (L.C.C.S.Geo), în cadrul căruia lucrările geofizice de sinteză au început să facă obiectul unor teme speciale. Una din ele a fost redactarea hărții gravimetrice la scara 1: 500.000, pe baza foilor 1: 100.000 sintetizate la Comitetul Geologic și L.C.C.S.Geo. Operațiunile de realizare ale acestei teme au avut loc între anii 1953—1955<sup>1)</sup>, iar harta construită este prezentată în raportul final din 1956, redactat de D. BİŞIR<sup>2)</sup>. Autorul menționează că la execuțarea lucrării, colectivul a primit « sugestii și îndrumări competente » de la D. M. PREDA, M. SOCOLESCU și I. GAVĂT. Harta a fost întocmită pentru o densitate a stratului intermedian de 2,2 g/cm<sup>3</sup>, cu echidistanță de 5 mgal și conține interpolări și extrapolări largi în zonele lipsite de observații gravimetrice.

În anul 1956, la Comitetul Geologic, a fost întocmită o hartă Bouguer la scara 1: 1.500.000, de un colectiv condus de I. VENCOV și R. BOTEZATU<sup>3)</sup>. Redactată pe baza lucrărilor de teren executate pînă în anul 1955, pentru o densitate a stratului intermedian de 2,2 g/cm<sup>3</sup> și cu echidistanță de 5 mgal, harta prezintă suprafete lipsite de măsurători sub formă de zone albe. Ea a fost ulterior imprimată în foarte bune condiții grafice, în culori, izoliniile gravimetrice fiind suprapuse pe un fond geologic simplificat (1).

Prin reînființarea Institutului Geologic al Comitetului Geologic, care are o Secție de Cercetări și Hărți Geofizice, problema redactării hărților gravimetrice de sinteză a intrat pe un făgaș nou. Pentru scara de construcție a acestor hărți, s-a adoptat același barem ca și pentru cele geologice și s-au introdus în plan foile la scara 1: 200.000 și, pentru atlasul fizionografic al R.P.R., harta gravimetrică în reducerea Bouguer la scara 1: 1.000.000.

<sup>1)</sup> V. M. SMACOV și D. P. BİŞIR. Clasificarea anomalialilor gravimetrice din R.P.R. și corelarea lor cu geologia și cu datele celorlalte metode geofizice. Raport preliminar, M.I.P.Ch., L.C.C.S. Geo., București 1953.

D. P. BİŞIR, idem. Raport preliminar M.I.P. Ch., L.C.C.S. Geo., București 1954.

D. P. BİŞIR. Criterii pentru determinarea preciziei în construirea hărților structurale seismice și electrice și în întocmirea hărților gravimetrice și magnetice. Raport M.I.P.Ch., L.C.C.S. Geo., București 1955.

<sup>2)</sup> D. P. BİŞIR. Clasificarea anomalialilor gravimetrice din R.P.R. și corelarea lor cu geologia și cu datele celorlalte metode geofizice. M.I.P.Ch., L.C.C.S.Geo., București 1957.

<sup>3)</sup> I. VENCOV și R. BOTEZATU. Stadiul actual al hărții anomaliei gravimetrice Bouguer a Republicii Populare Române (manuscris). Comunicare în ședința din 18 ianuarie 1957.



Între timp, ca rezultat al cererii făcute Comitetului Geologic de către Ministerul Forțelor Armate, s-a hotărât întocmirea hărții gravimetrice a R.P.R. în reducerea Bouguer, la scara 1: 500.000, în locul hărții gravimetrice la scara 1: 1.000.000.

Realizarea hărții gravimetrice a R.P.R. în reducerea Bouguer, la scara 1: 500.000, se datorează în bună parte ajutorului material pe care ni-l-a dat Direcția Topografică Militară. Acest ajutor a constat din punerea la dispoziție a doi cartografi și efectuarea de reduceri fotografice, la scara unică 1: 500.000, după materialele primare, aflate în diversele lucrări de teren și de sinteză, la diferite scări.

Lucrările au început efectiv la data de 7 iunie 1962 și s-au încheiat la data de 10 octombrie 1962<sup>1)</sup>.

#### MATERIALELE UTILIZATE LA REDACTAREA HĂRTII GRAVIMETRICE A R.P.R. SCARA 1: 500.000

Au fost cercetate și utilizate următoarele tipuri de lucrări de gravimetrie:

*Rețelele de ordinul I și II ale R.P.R.* Rețeaua de ordinul I, compusă din 15 stații principale și 5 stații auxiliare — măsurată cu un gravimetru Noergaard cu termostat, transportat cu avionul, de către R. BOTEZATU în anii 1957—1959 (25) — a fost folosită integral. Rețeaua de ordinul II, care va cuprinde circa 240 stații, a putut fi utilizată numai în proporție de o treime. Măsurarea intervalelor de gravitate pe laturile acestei rețele, începută în anul 1956, este în curs de realizare de către formațiile de gravimetrie ale Comitetului Geologic<sup>2)</sup>, Ministerului Industriei Petrolului și Chimiei și Institutului Geologic<sup>3)</sup>. Este de menționat că, din cele aproximativ 80 stații ale rețelei de ordinul II considerate la redactarea hărții, date fiind lucrările incomplete (măsurători gravimetrice și topografice), circa 30 stații au servit doar ca puncte de sprijin cu valori  $\Delta g$  orientative.

Lucrările topografice (ridicare, nivelment, reduceri de relief topografic) au fost executate de D. STURDZA<sup>4)</sup>, în cadrul Întreprinderii de Prospecțuni și Laboratoare și sînt continuante în cadrul aceleiași întreprinderi și al Institutului Geologic.

<sup>1)</sup> Șt. AIRINEI și Sc. STOENESCU. Harta gravimetrică a R.P.R. (Anomalia Bouguer) la scara 1: 500.000. Notă explicativă. Text înregistrat la B.D.S. Institutul Geologic cu nr. 330 din 31 oct. 1962, care a însoțit materialul predat Direcției Topografice Militare.

<sup>2)</sup> RADU BOTEZATU și RUXANDRA ȘTEFĂNESCU. Rețeaua de stații gravimetrice de ordinul II a Republicii Populare Române. I. Măsurători executate în perioada 1956—1961. Raport nr. 1231/1961, Arhiva Comitetului Geologic, București 1962.

<sup>3)</sup> ȘTEFAN AIRINEI. Lucrări de teren executate în anul 1962 în cadrul problemei «Hărțile geofizice ale R.P.R.». Raport, Arhiva Institutului Geologic, București.

<sup>4)</sup> DIMITRIE STURDZA. Raport nr. 1207 asupra lucrărilor topografice efectuate pe rețelele gravimetrice și magnetice ale R.P.R. Arhiva Com. Geologic, București 1960.

D. STURDZA. Raport nr. 1224 asupra lucrărilor de topografie efectuate pe rețelele geofizice de ordin superior ale R.P.R. în anul 1960. Arh. Com. Geologic, București 1961.

D. STURDZA. Raport nr. 1230 asupra lucrărilor de topografie efectuate pe rețelele geofizice de ordin superior ale R.P.R. în anul 1961. Arh. Com. Geol., București 1961.



*Materialele cuprinzînd hărți gravimetrice.* Din punctul de vedere al stadiului prelucrării lor, au fost utilizate hărți de ansamblu, realizate într-un sistem unitar, și hărți din rapoartele lucrărilor de teren executate de formațiile de gravimetrie ale Comitetului Geologic și Ministerului Industriei Petrolului și Chimiiei.

Din prima categorie, fac parte 80 planșe la scara 1: 100.000, în proiecție Lambert, cuprinzînd materiale de teren obținute pînă în anul 1955 (cîteva planșe conțin modificări prin introducerea unor lucrări mai noi, în general de detaliu). 40 planșe au un caracter definitiv, imaginea anomaliei Bouguer fiind sprijinită pe rețea de pendul. Restul conțin numai lucrări parțiale, care au trebuit să fie completate și prelucrate.

A doua categorie este formată din peste 40 hărți la diferite scări — de la 1: 10.000 la 1: 200.000 — din rapoartele lucrărilor de teren din perioada 1955—1961<sup>1)</sup>. În cîteva cazuri, s-a dispus de hărți de ansamblu pe regiuni, întocmite de autorii lucrărilor: Curbura Carpaților orientali, Subcarpații Munteniei orientale (ȘT. AIRINEI, 1953—1960) și regiunea Vrancea (J. ANDREI, 1957—1960).

Bibliografia lucrării conține o listă completă de lucrări publicate, în care apar hărți gravimetrice sub forma anomaliei Bouguer (2—24; 26—35; 38; 40—49).

*Caracteristicile hărților gravimetrice utilizate.* Hărțile prelucrate provin din lucrări de prospecție cu obiective diferite și, în consecință, sunt întocmite pe baza unor rețele de observație cu caracteristici foarte variate. Împărțite în două grupe mari, aceste lucrări au avut: rețele cu un caracter de cercetare sau regional (desinea punctelor între 1 stație la 10—20 km<sup>2</sup>, pînă la 1 stație pe km<sup>2</sup>) și rețele cu un caracter de detaliu și de mare detaliu (desinea punctelor de la 1 stație/km<sup>2</sup> pînă la 30 stații/km<sup>2</sup>). În afară de diversitatea desimii punctelor de observație, caracterul de neomogenitate al lucrărilor primare se datorează și faptului că nu a existat un regim uniform de aplicare a reducerilor (lucrări cu reduceri de relief topografic pînă la 5 km, pînă la 20 km sau lipsite de asemenea reduceri), o raportare la o suprafață de nivel unică (de ex. numai nivelul Mării Negre) și utilizarea unei singure densități pentru întreg teritoriul R.P.R.

Din rapoartele lucrărilor de teren, reiese că precizia acestor hărți nu depășește, decît în rare cazuri, erorile instrumentale obișnuite gravimetrelor Noergaard ( $\pm 0,2$  mgal), dar, prin sistemul de lucru adoptat pentru fiecare caz în parte, acest fapt nu a impietat asupra rezolvării problemei geologice puse. Aceste deosebiri, însă, pot scădea pretențiile unei hărți de ansamblu, întocmită pe baza unui material neomogen.

<sup>1)</sup> Lista rapoartelor din care au fost reproduse hărți ale anomaliei Bouguer pentru  $\sigma = 2,2$  g/cm<sup>3</sup> este redată în anexa care precede bibliografia lucrării.



### MODUL DE REDACTARE AL HĂRȚII GRAVIMETRICE LA SCARA 1: 500.000

*Baza topografică.* S-au întocmit două baze topografice, după harta R.P.R. la scara 1: 500.000, în proiecție policonică (baza topografică a Hărții geologice a R.P.R., scara 1: 500.000): prima, alcătuită din 12 foi, asemănător foilor hărții geologice la scara 1: 500.000; a doua, în două fâșii, care împart, de la nord la sud, teritoriul R.P.R. în două jumătăți. Ambele baze conțin, notate distinct, stațiile rețelelor de sprijin de ordinul I și II ale R.P.R.

Pe prima bază, pentru o mai ușoară folosire a reducerilor după foile la scara 1: 100.000, a fost redus și transformat grafic caroiajul Lambert în proiecție policonică.

*Aducerea materialului la sistemul unic.* Harta a fost construită cu izolinii la echidistanță de 1 mgal, pentru a respecta, pe cât posibil, imaginile anomaliei Bouguer obținute fragmentar în lucrările de teren. Pentru omogeneizare, puținele lucrări interpolate la echidistanță de 2 mgal (partea de NW a Bazinului Transilvaniei) au fost reinterpolate la 1 mgal, în funcție de valorile anomaliei Bouguer înscrise în rețelele lucrărilor de teren. Stațiile rețelei de ordinul I și ale celei de ordinul II pentru care s-a dispus de toate elementele necesare s-au recalculat cu punct de plecare Observatorul Geofizic Surlari. Valorile sunt înscrise în dreptul fiecărei stații. Pentru punctul fundamental de la Observatorul Geofizic Surlari, stație legată în sistemul național al rețelei de ordinul I, s-a luat, convențional, valoarea anomaliei Bouguer egală cu zero. În acest punct, valoarea absolută a anomaliei Bouguer, calculată pentru densitatea  $\sigma = 2,20 \text{ g/cm}^3$ , este de  $-39,77 \text{ mgal}$  (R. BOTEZATU, 1961).

Rezultă, de aici, că anomalia Bouguer înscrisă în harta întocmită la scara 1: 500.000 este pozitivată cu aproximativ  $+40 \text{ mgal}$ ; invers, pentru oricare punct din această hartă, se poate estima valoarea absolută a anomaliei Bouguer prin adăugarea algebrică la valoarea citită a termenului  $-40 \text{ mgal}$ .

*Asamblarea materialului primar.* Această operație, cea mai laborioasă și dificilă, s-a realizat grafic, din aproape în aproape, plecind de la Observatorul Geofizic Surlari și legătura între lucrări făcându-se prin intermediul rețelelor de sprijin de ordinul I și II ale R.P.R. Metoda a prezentat unele dificultăți pe zonele de contact a două sau mai multe lucrări, mai ales acolo unde nu au existat valorile  $\Delta g$  ale stațiilor rețelelor de sprijin sau unde aceste valori au numai un caracter provizoriu. Acestea sunt de altfel și zonele în care deformarea grafică a anomaliei Bouguer se adaugă, ca eroare suplimentară, la eroarea medie a fiecărei lucrări în parte.

Eroarea medie a încadrării lucrărilor de teren sau lucrărilor de ansamblu întocate anterior este apreciată a fi de aproximativ  $\pm 1 \text{ mgal}$ . În unele cazuri, însă, această eroare poate fi numai aparentă. Acest fapt s-a verificat în cîteva din cazurile în care, existînd ambele imagini gravimetrice, s-au putut folosi succesiv harta

anomaliei Bouguer întocmită pe baza rețelei regionale și apoi harta anomaliei Bouguer corespunzătoare unei rețele de detaliu. S-a întîmplat ca neînchiderea pe stația rețelei de sprijin, din primul caz, să dispară în cel de al doilea, datorită prezenței unei anomalii locale în acea zonă, anomaliu neînregistrată de imaginea hărții Bouguer pentru rețea de observație regională.

Caracterul regional sau local al lucrărilor parțiale utilizate la construirea hărții gravimetrice a R.P.R., scara 1: 500.000, apare cu evidență la simpla privire a imaginii cartografice. Lucrările regionale înregistrează aspecte ale anomaliei Bouguer caracterizate de izolinii cu alură regulată, anomalia având contururi rotunjite, dimensiuni și intensități mai mari, în timp ce lucrările de detaliu dău imagini cu o alură sinuoasă a izogamelor, închizind anomalii locale cu dimensiuni și intensități mici.

Din prima categorie, fac parte lucrările de pe teritoriile Dobrogei, Moldovei și cele din regiunea de Curbură și ariile cartate în Carpații meridionali și orientali, partea de sud a Bazinului Transilvaniei, Banat (inclusiv Munții Poiana Ruscă) și partea estică a Depresiunii Panonice. În a doua categorie, se înscriu lucrările executate în Subcarpații Moldovei, Munteniei și Olteniei, porțiunile din zona domurilor și cutelor diapire ale Bazinului Transilvaniei, zona erupțiunilor neogene din Munții Metaliferi, zona banatitelor din regiunea Reșița, bazinul carbonifer al Petroșanilor, regiunea Constanța din Dobrogea.

Se înțelege că petele albe din hartă corespund la regiuni în care nu au fost efectuate, pînă în prezent, măsurători gravimetrice. S-a convenit ca în aceste zone, chiar în cazul cînd ele sănt de întindere mică, să nu se facă interpolări de curbe. Experiența a arătat, chiar pe teritoriul țării noastre, că interpolările pot conduce la redactări artificiale ale distribuției gravitației.

#### ELEMENTE NOI ȘI CRITICA HĂRȚII GRAVIMETRICE LA SCARA 1: 500.000

Cea mai tîrnă imagine gravimetrică a teritoriului țării noastre prezintă caractere ce o disting de edițiile ei precedente.

De la început, trebuie să menționăm că, în această hartă, sănt incluse rezultatele lucrărilor de teren executate pînă la sfîrșitul campaniei din anul 1961. Aceasta a atras după sine o sensibilă reducere a suprafeței golurilor existente pe hărțile precedente, tradusă în special prin acoperirea unei bune părți din regiunile muntoase. Un alt caracter ce trebuie subliniat este că harta se rezamă pe canevasul de valori constituit din retelele gravimetrice de ordin superior ale R.P.R. Cum, pe lîngă repartizarea geografică uniformă și numărul mai mare al stațiilor, valorile gravitației pe aceste rețele au fost determinate cu gravimetru static, ele asigură o precizie sporită scheletului de sprijin al hărții. În plus, valorile sănt raportate la punctul fundamental de la Observatorul Geofizic Surlari, care intră și în rețea de pendul



a țării, și este, de asemenea, legat de stația de la Institutul din Potsdam (R.D.G.), inclusă în sistemul gravimetric mondial. În fine, nu este lipsit de interes să relevăm că — pentru prima oară — se realizează o hartă gravimetrică, pentru ansamblul teritoriului țării, în care izoliniile sunt trasate cu echidistanță de 1 mgal, ceea ce asigură o detaliere superioară a zonelor anomale.

În prezentarea acestei hărți, nu putem trece cu vederea lipsurile care, în condițiile de material primar existent, timp de executare a lucrării și sistem de racordare a lucrărilor individuale, nu au putut fi înlăturate. Aceste lipsuri — pe care le considerăm, în ipoteza noastră de lucru, obiective — sunt: prezența golurilor, a petelor albe, mai mari sau mai mici, situate în diferite părți ale țării și mai ales pe ariile segmentelor muntoase; neomogeneitatea materialului primar, care a condus la o imagine neuniformă, din punctul de vedere al detaliilor anomaliei regionale; diversitatea criteriilor de construire ale imaginilor individuale, privite în amănunt (suprafețe de nivel, reduceri de relief topografic etc.); lipsa parțială a valorilor anomaliei Bouguer, chiar orientative, pentru o bună parte din stațiile rețelei de ordinul II; sistemul grafic de racordare al lucrărilor. Toate deficiențele acestei ediții, discutate amplu și cu ocazia prezenterii unor ediții anterioare, caută să fie eliminate de Harta gravimetrică a R.P.R., scara 1: 200.000, concepută după un plan minuțios elaborat de către « Comisia de coordonare a Hărții Gravimetice a R.P.R. », și care se află în prezent în lucru la Institutul Geologic al Comitetului Geologic. Prezentarea hărții gravimetrice a R.P.R. (anomalie Bouguer) la scara 1: 500.000 se încheie aici. Nu a fost în intenția noastră de a încerca o descriere a morfologiei anomaliei înregistrate de această imagine de ansamblu și nici de a le acorda semnificații geologice, care, eventual, le-ar putea corespunde.

În concluzie, Harta gravimetrică a R.P.R. la scara 1: 500.000, ediția 1962 a Institutului Geologic, trebuie să fie privită mai întâi ca un catalog—sinteză al lucrărilor gravimetrice efectuate pînă în prezent pe teritoriul țării noastre, aduse la o bază comună și sprijinate pe rețelele naționale de ordinul I și II, cu caracter de neomogeneitate din punct de vedere al distribuției punctelor de observație și al procedeelor de realizare a fiecărei lucrări în parte, și cu erori variabile pe regiuni și, eventual, ceva mai mari în zonele de legătură ale lucrărilor individuale, și apoi, în al doilea rînd, ca un tablou general al distribuției gravitației pe unitățile mari geologice ale R.P.R. Rezultată din munca succesivă a numeroase colective de teren și birou, în decurs de aproape un sfert de secol, ea poate constitui, după părerea noastră, un punct de reflectare și plecare pentru lucrări ce pot interesa geofizica aplicată, geodezia și mai ales geologia structurală și economică.

15.II.1963.

## ANEXA

Lista rapoartelor de gravimetrie, din perioada 1956—1961, din care au fost reproduse hărți ale anomaliei Bouguer pentru  $\sigma = 2,2 \text{ g/cm}^3$ , pentru întocmirea Hărții gravimetrice a R.P.R.(Anomalia Bouguer), scara 1:500.000.

1. AIRINEI ȘT., ANDREI J., CALOTĂ C., POPOVICI D., SUCEAVA M., VISARION M. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice din Masivul Poiana Ruscă, 1958, Arh. Com. Geol., București.
2. AIRINEI ȘT. Prospecțiuni gravimetrice conjugate cu măsurători magnetice pentru sare în regiunea Lunca Mureșului—Gura Arieșului, 1960, Arh. Com. Geol., București.
3. AIRINEI ȘT. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice-magnetometrice în Munții Apuseni, pentru localizarea aparatelor vulcanice și a zonelor de hidrotermalizare accentuată, 1960. Arh. Com. Geol., București.
4. AIRINEI ȘT. Prospecțiuni gravimetrice-magnetometrice în SE Transilvanie, 1960, Arh. Com. Geol., București.
5. ANDREI J. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice din regiunea Focșani—Brăila, 1957, Arh. Com. Geol., București.
6. ANDREI J., CALOTĂ CONST. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice din Moldova de SW, 1958, Arh. Com. Geol., București.
7. ANDREI J. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice din Moldova de SW și Munții Vrancea (Problemă în continuare), 1959, Arh. Com. Geol., București.
8. ANDREI J. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice din Moldova de sud vest între Valea Trotușului și Valea Putnei, 1960, Arh. Com. Geol., București.
9. ANDREI J. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice-magnetometrice în Munții Metaliferi și în partea de sud a Munților Trăscău pentru localizarea aparatelor vulcanice, 1961, Arh. Com. Geol., București.
10. BĂCIOIU T., CALOTĂ C. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice semiregionale din Moldova de sud, 1956, Arh. Com. Geol. București.
11. BĂCIOIU T. Raport final asupra prospecțiunii gravimetrice din Moldova de nord, 1957, Arh. M.P.Ch., București.
12. BĂCIOIU T. Raport final asupra lucrărilor gravimetrice din regiunea Moldova de nord, 1958, Arh. M.I.P.Ch., București.
13. BĂCIOIU T. Raport final asupra prospecțiunilor gravimetrice din regiunea Buhuși—P. Neamț—Tazlău, 1959, Arh. M.I.P.Ch., București.
14. BĂCIOIU T. Raport final asupra prospecțiunilor gravimetrice în Platforma Moesică la est de Olt, 1960, Arh. M.I.P.Ch., București.
15. BĂCIOIU T. Raport final asupra prospecțiunii gravimetrice din Platforma Moesică la sud și sud-est de București, 1961, Arh. M.I.P.Ch., București.
16. CALOTĂ C. Prospecțiuni gravimetrice de detaliu în Banatul de sud, 1956, Arh. Com. Geol. București.
17. CALOTĂ C. Prospecțiunea gravimetrică din regiunea de NW a Masivului Poiana Ruscă, 1957, Arh. Com. Geol., București.
18. CALOTĂ C. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice din bazinul Mureșului (Regiunea Deva—Simeria), 1958, Arh. Com. Geol., București.
19. CĂRUȚĂSU O., POPOVICI D. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetice din regiunea Baia Mare — Seini, 1961, Arh. Com. Geol., București.
20. DUMITRU St., CALOTĂ C. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice din regiunea Munții Metaliferi din—sud Culoarul Mureșului—Breaza (Zlatna), 1959, Arh. Com. Geol., București.



21. POPOVICI D. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetice din regiunea Lugoj—Reșița (zona Banatitelor), 1955, Arh. Com. Geol., București.
22. POPOVICI D. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetice din regiunea Reșița—Ocna de Fier, 1956, Arh. Com. Geol., București.
23. POPOVICI D. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetice din regiunea Ocna de Fier — Dognecea (Problema Banatitelor), 1957, Arh. Com. Geol., București.
24. POPOVICI D. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetice din regiunea Lupeni — Petroșani (Bazinul Petroșani), 1958, Arh. Com. Geol., București.
25. SUCEAVA M. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice executate în regiunea Sovata—Prajd—Gurghiu, 1956, Arh. Com. Geol., București.
26. SUCEAVA M. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice executate în regiunea Tulcea—N. Ciucurova, 1956, Arh. Com. Geol., București.
27. SUCEAVA M. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice a craterului Seaca (Munții Gurghiului), 1957, Arh. Com. Geol., București.
28. SUCEAVA M. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice din Munții Gurghiului (Zona craterul Seaca), 1958, Arh. Com. Geologic, București.
29. SUCEAVA M. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice din regiunea M. Ciuc—Ghineș—Voșlăbeni, 1958, Arh. Com. Geol., București.
30. SUCEAVA M. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetice în regiunea Iași—Ungheni, 1959, Arh. Com. Geol., București.
31. SUCEAVA M. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice de detaliu din regiunea Camena—Beidaud, 1960, Arh. Com. Geol., București.
32. SUCEAVA M. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice de detaliu din regiunea de la vest de Constanța, 1961, Arh. Com. Geol., București.
33. SUCEAVA M. Raport asupra măsurătorilor gravimetrice regionale de legătură și control din Dobrogea de Sud, Balta Ialomiței și Grindul Chituc, 1961, Arh. Com. Geol., București.
34. TĂNĂSESCU P., MIHĂILESCU C. Raport final asupra prospecțiunilor gravimetrice din regiunea Putna—Răduți—Dornești, 1956, Arh. M.I.P.Ch., București.
35. VISARION M. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice din regiunea Vatra Dornei—Prundul Bîrgăului, 1956, Arh. Com. Geol., București.
36. VISARION M., ANDREI JUSTIN. Raport asupra prospecțiunii gravimetrice din bazinul Streiului, 1956, Arh. Com. Geol., București.
38. VISARION M., SUCEAVA MIRCEA. Prospecțiuni gravimetrice și magnetice în bazinul Strei, 1957, Arh. Com. Geol., București.
38. VISARION M. Raport preliminar asupra prospecțiunii gravimetrice și magnetice din regiunea Rodna Veche—Rusu Bîrgăului—Dornișoara, 1957, Arh. Com. Geol., București.
39. VISARION M. Prospecțiuni gravimetrice și magnetice în regiunea Năsăud—Rodna—Săcel, 1958, Arh. Com. Geol., București.
40. VISARION M. Cercetări gravimetrice și magnetice în regiunea Ceahlău—P. Neamț, 1959, Arh. Com. Geol., București.
41. VISARION M. Prospecțiuni gravimetrice și magnetice pentru săruri de sodiu și potasiu în regiunea P. Neamț—Băltătești, 1960, Arh. Com. Geol., București.
42. VISARION M. Prospecțiuni gravimetrice și magnetice pentru săruri de sodiu și potasiu în regiunea Tazlăul Mare, 1959, Arh. Com. Geol., București.
43. VISARION M., ȘTEFĂNESCU RUXANDRA. Prospecțiuni gravimetrice și magnetometrice pentru sare, săruri de K și Mg și hidrocarburi în regiunea Bacău—Moinești—Buhuși, 1961, Arh. Com. Geol., București.

## BIBLIOGRAFIE

1. \*\*\* Anomalia gravimetrică Bouguer în Republica Populară Română, scara 1:1.500.000 Comitetul Geologic, 1956.
2. AIRINEI Șt. Asupra unui efect gravimetric major în zona colinară a Munteniei orientale. *Acad. R.P.R., Bul. științ., Secț. Geol. Geograf.*, I/1–2, 1956, p. 123–131.
3. AIRINEI Șt. Cercetări gravimetrice și magnetice în regiunea Singeorgiu de Pădure – Miercurea Nirajului. *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLII (1954–1955), 1959, p. 231–244.
4. AIRINEI Șt. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Edera–Ursei–Talea–Șotrile–Melicești–Buștenari–Mislea–Măgureni). *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria D, (Prospecțiuni Geofizice)* 3, 1959, p. 15–52.
5. AIRINEI Șt. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Mislea–Buștenari–Șotrile–Teșila–Petriceaua–Cosminele–Vilcănești). *Com. Geol., Stud. tehn. econ., Seria D, (Prospecțiuni Geofizice)* 3, 1959, p. 53–70.
6. AIRINEI Șt. Imagini gravimetrice și geomagnetice din regiunea de curbură pentru Carpații Orientali și Țara Bîrsei. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. Geol.*, IV/1, 1959, p. 127–162.
7. AIRINEI Șt. Studii asupra efectului gravimetric de la limita externă a flișului cretacic din Muntenia orientală (dintre văile Prahova și Teleajen–Drajna). *Acad. R.P.R.*, V/3, 1960, p. 547–571.
8. AIRINEI Șt., MURGEANU G. Contribuții geofizice la cunoașterea structurii fundamentului curburii Carpaților orientali. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. Geol.*, VI/1, 1961, p. 171–184.
9. AIRINEI Șt., BOTEZATU R., DUMITRU Șt., POPOVICI D., STOENESCU Sc. The use of the gravimeter for salt dome finding in Rumania. *Revue de Géol. et Géogr.*, IV/2, 1960, p. 379–394.
10. AIRINEI Șt. Prospecțiuni gravimetrice în regiunea Saroș – Bazna (Copșa Mică–Boian–Blăjel–Cund – Dumbrăveni). *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLIII (1955 – 1956), 1962, p. 243 – 251,
11. AIRINEI Șt. Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Cuvetei de Trăstioara (Regiunea Ploiești). *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLV (1956–1957), 1962, p. 271–282.
12. AIRINEI Șt. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Vilcănești–Cosminele–Petriceaua–Bertea–Schiulești–Măneuți–Văleni de Munte–Măgurele). *Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econom., Seria D., (Prospecțiuni Geofizice)*, 4, 1962,
13. AIRINEI Șt. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Măgurele–Văleni de Munte–Slonu–Chiojdu Mic–Cătina–Cărbunești–Șoimari–Matița–Podeni Noi). *Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econ., Seria D, (Prospecțiuni Geofizice)*, 4, 1962,
14. AIRINEI Șt. Cercetări gravimetrice și magnetometrice în zona colinară și muntoasă a Munteniei orientale (Podeni Noi–Matița–Șoimari–Cărbunești–Chiojdu Mic–Nehoiași–Pătrilagale–Cislău–Salcia–Sîngeru–Ceptura–Urlați–Boldești). *Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econ., Seria D, Prospecțiuni Geofizice*, 4, 1962.
15. AIRINEI Șt. Structura fundamentalului hercinic al Curburii Carpaților Orientali în lumina anomalilor cîmpurilor gravimetric și geomagnetic. *Asociația Carpato-Balcanică, Congresul al V-lea București*, 1961, Vol. VI (Secția V-a Geofizică), București 1963.
16. BOTEZATU R., BĂCIOIU TR. Anomalie gravitației în Dobrogea centrală. *Acad. R.P.R., Bul. științ. Secț. Geol. Geogr.*, II/2, 1957, p. 237–252.
17. BOTEZATU R., DUMITRU Șt. Efectul gravimetric al limitei externe a Flișului în Moldova de nord. *Acad. R.P.R., Bul. Științ., Secț. Geol. Geogr.*, II/2, 1957, p. 369–376.
18. BOTEZATU R. Cercetări gravimetrice în regiunea Frânghești–Valea Gardurilor–Pieptănari. *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLII (1954–1955), 1959, p. 159–170.



19. BOTEZATU R. Cercetări gravimetrice în regiunea Vrancea de nord. *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLII (1954–1955), 1959, p. 203–214.
20. BOTEZATU R. Prospecțiuni gravimetrice în Valea Reșca. *Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econom., Seria D, (Prospecțiuni Geofizice)*, 3, 1959, p. 7–13.
21. BOTEZATU R. Măsurători cu gravimetru Carter în regiunea Rîmnicul Sărat. *Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econom., Seria D, (Prospecțiuni Geofizice)*, 3, 1959, p. 71–76.
22. BOTEZATU R. Anomalia gravitației în regiunea cuprinsă între râurile Olt și Dâmbovița. *Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econom., Seria D, (Prospecțiuni Geofizice)*, 3, 1959, p. 79–92.
23. BOTEZATU R. Cercetări gravimetrice în regiunea Pitești–Golești. *Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econom., Seria D, (Prospecțiuni Geofizice)*, 3, 1959, p. 93–99.
24. BOTEZATU R., BĂCIOIU TR., ANDREI J. Relațiile dintre anomalia gravitației și structura geologică a Dobrogei de Nord și a regiunilor limitrofe din Moldova de sud și Muntenia de est. *Acad. R.P.R., Stud. cercet. Geol.*, VI/1, 1961, p. 185–211.
25. BOTEZATU R. Rețeaua gravimetrică a R. P. Române. I. Triangulația stațiilor gravimetrice de ordinul I a R. P. Române. *Acad. R. P. Române, Probleme de Geofizică*, I, 1961, p. 7–96.
26. DUMITRU ȘT. Cercetări gravimetrice de detaliu în regiunea de est a Cîmpiei Române, între Tăndărei și Dunăre. *Com. Geol. Rom., Stud. tehn. econom., Seria D, (Prospecțiuni Geofizice)*, 3, 1959, p. 101–111.
27. ESCA AL. Profile gravimetrice peste Carpații Orientali. *Comunicările Acad. R.P.R.* III/1–2, 1953, p. 59–64.
28. GHEORGHIU C., ZBEREA A., VISARION M., CALOTA C. Date noi asupra structurii bazinului inferior al Streiului, ca rezultat al cercetărilor geologice și geofizice. *An. Com. Geol. Rom.*, XXXII, 1962, p. 97–166.
29. GRIGORAȘ N. Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R. Ed. Tehnică, București 1961.
30. IORGULESCU T., NICULESCU I. M., PENEŞ MARIA. Vîrstă unor masive de sare din R.P.R., Ed. Acad. R.P.R., București, 1962.
31. POPOVICI D. Prospecțiune gravimetrică în regiunea Ocnele Mari (Vilcea). *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLII (1954–1955), 1959, p. 171–189.
32. SOCOLESCU M. Profilul Brașov–Giurgiu (Comunicare preliminară). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXI (1942–1943), 1951, p. 9–16.
33. SOCOLESCU M., ESCA AL. Comunicare preliminară asupra prospecțiunii gravimetrice în reg. salinei de la Ocna Mureșului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948–1949), 1952, p. 23–32.
34. SOCOLESCU M. Raport preliminar asupra prospecțiunilor gravimetrice în regiunea Drăgășani și Slătioarele. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948–1949), 1952, p. 74–78.
35. SOCOLESCU M. Măsurători cu gravimetru în regiunea Mediaș. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948–1949), 1952, p. 78–87.
36. SOCOLESCU M. Mesures gravimétriques au pendule. *Inst. Geol. Roum., Stud. tehn. econom., Seria D (Geofizică)*, 2, 1950, p. 31.
37. SOCOLESCU M., BISIR D., POPOVICI D., VISARION M. Corecții izostatice în R.P.R. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. Fiz.*, V/1–2, 1954, p. 91–94.
38. SOCOLESCU M., BISIR D. Harta anomaliei izostatice și în aer liber pentru Oltenia și Muntenia. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. Fiz.*, VII/2, 1956, p. 277–283.
39. SOCOLESCU M., BISIR D. Calculul rețelei stațiilor de pendul din R.P.R., *Acad. R.P.R., Stud. cerc. Fiz.*, VII/4, 1956, p. 505–518.
40. ȘTEFĂNESCU S., AIRINEI S., BOTEZATU R., IONESCU FL., POPOVICI D., STOENESCU SC. Prospecțiuni geofizice pentru fier lîngă Constanța. *Acad. R.P.R. Probleme de Geofizică*, I, 1961, p. 163–179.

41. STOENESCU Sc., AIRINEI Șt. Contribuții geofizice la cunoașterea substratului Bazinului Hațegului. *Acad. R.P.R., Bul. Științ., Secf. Geol. Geograf.* II/2, 1957, p. 275–287.
42. STOENESCU Sc., AIRINEI Șt. Studii geofizice pentru zăcământul de sare de la Slănic-Prahova. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, IV/1, 1959, p. 113–126.
43. STOENESCU Sc. Asupra semnificației unor raporturi gravimetrice majore în sudul bazinului Transilvaniai. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, V/3, 1960, p. 539–546.
44. STOENESCU Sc., DUMITRU St., AIRINEI Șt., CODARCEA Al. Asupra unor efecte gravimetrice-magnetice majore privind structura de adâncime a Masivului Poiana Rusca. *Asociația Carpațo-Balcanică, Congresul al V-lea București 1961*, VI (Secția V-a Geofizică), București 1963.
45. VENCOV I., STOENESCU Sc., ESCA Al. Cercetări gravimetrice în Oltenia și Muntenia. *Acad. R.P.R., Bul. Științ., Sec. științ. biol., agron., geol. și geogr.*, VII/1, 1955, p. 177–189.
46. VISARION M. Cercetări gravimetrice în Transilvania de NNE, cu privire specială asupra regiunii Bistrița. *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLII (1954–1955), 1959, p. 215–229.
47. VISARION M. Imagini geofizice din regiunea Carpaților Orientali de la est și vest de Masivul Ceahlău. *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, V/4, 1960, p. 757.
48. VISARION M. Contribuția proiecției gravimetrice la determinarea structurilor cu sare și săruri de potasiu din depozitele neogene ale Carpaților Orientali, *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol.*, VI/3, 1961, p. 581.
49. VISARION M. Anomalie majoră a câmpului gravific de la Colibița. *D. S. Com. Geol. Rom.*, XLIV (1956–1957), 1962, p. 285–303.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С СОСТАВЛЕНИЕМ  
ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ КАРТЫ Р. Н. Р. (АНОМАЛИЯ БУТЭ)  
МАСШТАБ 1:500.000  
ШТЕФАН АИРИНЕЙ, СКАРЛАТ СТОЕНЕСКУ  
(Краткое содержание)

После краткой истории составления общих карт для территории нашей страны, авторы цитируют использованные материалы: гравиметрическую решетку первого порядка-полностью и второго порядка, по мере ее реализации (примерно 30%); гравиметрические карты больших масштабов (80 сетчатых чертежей плана карты Р. Н. Р, масштаба 1:100.000, из которых только половина была отредактирована в окончательной форме; 40 карт масштаба 1:10 000—1:200 000, составленные на основании отчетов полевых исследований в 1955—1961 г.г.). Обработанные карты происходят из работ с различными объективами и характеристиками, представляя большие вариации густоты наблюдений (0,05—30 станций/км<sup>2</sup>), а также большие разнообразия критериев применения геофизических редукций.

Сборка первичного использованного материала была проведена при посредстве вспомогательных решеток первого и второго порядков, исходя



из основного пункта Геофизической Обсерватории Сурларь. Качество и разнообразие основных работ и только частичная реализация решетки второго порядка свидетельствуют о том, что точность включения частичных карт в общую карту оценивается, примерно, в 1 мгал.

В заключении авторы представляют новые элементы, содержащиеся на карте (включение всех работ, проведенных до окончания 1961 г.; подкрепления на канве, составленной из решетки ток высшего порядка; координатия с основным пунктом-Сурларь, связанным с мировой сетью; построение изолиний с равным расстоянием в 1 мгал) и приводят свои критические наблюдения: (наличие зон, в которых еще не были проведены наблюдения; неоднородность первичного материала и разнообразие критериев по их реализации; отсутствие определений на большей части решетки второго порядка; графическая система связей).

RELATIONS CONCERNANT LA RÉDACTION DE LA CARTE  
GRAVIMÉTRIQUE DE LA R.P.R. (ANOMALIE BOUGUER)  
(AU 1: 500.000)

PAR

ȘTEFAN AIRINEI, SCARLAT STOENESCU

(Résumé)

Après un historique succinct sur la rédaction des cartes d'ensemble du territoire de la R.P.R., les auteurs présentent les matériaux utilisés, à savoir: le réseau gravimétrique intégral du I-er ordre et le réseau du II-e ordre dans la mesure qu'il est réalisé (30% environ); des cartes gravimétriques à une échelle plus grande (80 planches du quadrillage de la carte de la R.P.R. au 1:100.000, dont seulement la moitié sont rédigées en forme définitive; 40 cartes au 1: 10.000—1: 200.000 extraites des rapports sur les recherches en terrain de 1955—1961). Les cartes élaborées sont basées sur des travaux à objectif et caractère divers, présentant de grandes variations dans la densité des observations (0,05—30 stations/km<sup>2</sup>) ainsi qu'une large diversité des critères d'application des réductions géophysiques.

L'assemblage du matériel initial utilisé a été réalisé au moyen des réseaux d'appui du I-er et du II-e ordre, en prenant comme point fondamental l'Observatoire Géophysique de Surlari. La qualité et la variété des travaux de base et la réalisation



partielle du réseau du II-e ordre permettent l'encadrement des cartes partielles dans celle d'ensemble avec une précision de  $\pm 1$  mgal environ.

En conclusion, sont présentés les éléments nouveaux de la carte (ensemble des travaux effectués jusqu'à la fin de l'année 1961; appui sur le canevas constitué par les réseaux d'ordre supérieur; mesurments rapportés au point fondamental de Surlari lié au réseau mondial; construction des isolignes à équidistance de 1 mgal) ainsi que la critique de cette dernière (existence encore de certaines zones exemptes d'observations; hétérogénéité du matériel primaire et diversité des critères permettant sa réalisation; absence de déterminations dans la plus grande partie du réseau du II-e ordre; système graphique de raccordement).



## GRUPAREA ROCILOR DIN PUNCT DE VEDERE PEDOGENETIC<sup>1)</sup>

DE  
N. FLOREA

Deși rolul rocii-mamă în geneza și geografia solurilor zonale este considerat subordonat — în comparație cu rolul principal pe care îl joacă clima și vegetația — totuști roca mamă, prin a cărei transformare rezultă partea minerală a solului (ce constituie adesea 80—90% din masa solului), exercită în orice condiții bioclimatice o anumită influență, atât în geneza și geografia solurilor cît și asupra nivelului fertilității naturale a solului.

Roca-mamă influențează procesul de solificare sub diferite forme. În primul rînd *alcătuirea fizică a rocii-mamă* determină sau influențează puternic o serie de însușiri morfologice și fizice ale solului cum sunt, de exemplu, grosimea (puterea) solului, alcătuirea granulometrică, proprietățile fizico-mecanice, hidrofizice, termice etc. În al doilea rînd *natura petrografică a rocii-mamă* va influența compoziția mineralogică (și chimică) a părții minerale a solului, în care vor fi întotdeauna prezente mineralele din roca-mamă și mai ales cele stabile la alterare. La rîndul ei, *natura mineralologică a părții minerale a solului* influențează compoziția soluției de sol și regimul substanțelor solubile (inclusiv cele nutritive) din sol, condiționând astfel nivelul fertilității naturale a solului și desfășurarea unor procese pedogenetice (de debazificare, de podzolire etc.); această ultimă influență a rocii-mamă asupra solului este indirectă și apare ca o consecință a procesului de alterare a mineralelor din sol prin care se liberează diferite elemente ce intră în constituția acestor minerale (primare sau secundare).

În prezent rolul important al rocii-mamă în geneza solurilor și în determinarea unor însușiri ale acestora este confirmat prin introducerea în ultimii ani a unității taxonomicice «genul» de sol (subordonată tipului genetic de sol), unitate taxonomică ce permite evidențierea unor importante particularități ale procesului de formare a solului și ale însușirilor acestuia, legate de proprietățile rocii-mamă. De asemenea, hărțile ce se întocmesc în prezent, cuprind solurile clasificate nu numai din punct de vedere genetic, ci și după natura rocilor pe seama cărora au luat naștere.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 1 februarie 1963.



Din cele expuse rezultă necesitatea clasificării rocilor ținând seama de acele însușiri ale lor care intervin în mod precumpărător în geneza solurilor. Întocmirea unei astfel de clasificări a devenit foarte actuală în legătură cu elaborarea hărții solurilor țării la scara 1: 1.000.000, hartă pe care vor fi reprezentate și rocile-mamă de soluri.

O primă clasificare a rocilor din punct de vedere pedologic a fost făcută — așa cum remarcă N. CERNESCU (1959) — de B. B. POLINOV, care încadrează la cele trei grupe cunoscute în clasificarea rocilor eruptive (acide, intermediare, bazice), atât rocile metamorfice, cât și pe cele sedimentare care au un chimism global similar. Dezvoltând clasificarea lui POLINOV și ținând seama și de alte date din literatură (I. P. GHERASIMOV și M. A. GLAZOVSKAIA, N. CERNESCU și alții), se propune în tabela 1 o grupare generală a rocilor în scopuri pedologice, ce se poate aplica la teritoriul țării noastre; la întocmirea acestei grupări am colaborat cu VICTOR CORVIN PAPIU.

În primul rînd rocile sunt împărțite în două mari categorii: roci consolidate-compacte și roci afinăte (sau roci mobile și slab consolidate), între care există deosebiri importante în modul cum influențează desfășurarea procesului de solificare și caracteristicile solurilor formate, și anume:

— solificarea începe pe rocile consolidate-compacte odată cu alterarea rocii, în timp ce pe rocile afinăte (sedimente) solificarea urmează unui ciclu anterior de alterare, denudare, transport și sedimentare.

— solurile formate pe roci consolidate-compacte sunt în general mult mai bogate în minerale primare în comparație cu solurile formate pe roci afinăte, care uneori sunt aproape lipsite de minerale primare;

— solurile formate pe roci consolidate-compacte au în general o grosime (putere) mai mică și indici morfologici mai puțin clar exprimați, decât solurile formate pe roci afinăte (celelalte condiții pedogenetice fiind similare).

În cadrul categoriei rocilor consolidate-compacte sunt incluse ca subcategorii rocile eruptive, rocile metamorfice și rocile sedimentare (compacte), deosebite între ele din punct de vedere genetic. Categoria rocilor afinăte sau a rocilor mobile și slab consolidate (tabelul 1) nu cuprinde decât roci sedimentare (deci o singură subcategorie).

În continuare, în cadrul fiecăreia din cele 4 subcategorii de roci, au fost separate grupe de roci în raport cu chimismul global (tabel 1), începînd cu rocile hiperacide pînă la cele ultrabajice, la care s-a adăugat și grupa celor salifere (numai în cazul rocilor sedimentare). În cazul categoriei rocilor sedimentare se pot deosebi, de asemenea, cîte două subgrupe în cadrul ultimelor grupe, după cum rocile conțin sau nu carbonați.

Există mari deosebiri în comportarea acestor grupe de roci în procesul de alterare și solificare. Rocile hiperacide, alcătuite predominant din  $\text{SiO}_2$ , vor genera cele mai



TABELUL 1  
Gruparea rocilor din punct de vedere pedogenetic  
(de VICTOR CORVIN PAPIU și N. FLOREA) \*)

Grupe de roci în raport cu chimismul global	Roci consolidate compacte			Roci mobile și slab consolidate (sedimentare)
	eruptive	metamorfice	sedimentare	
Roci hiperacide	Familia peraciditelor (silexit) ≈90% SiO <sub>2</sub>	Cuarțite Șisturi și cuarțite grafitice.	Cuarțite și gresii silicioase, brecii și conglomerate cuarțoase cu ciment silicos Radiolarite, jaspuri, etc.	Nisipuri, grohotișuri și pietrișuri cuarțoase Diatomite
Roci acide	Familia granitelor (granite, porfire cuarțifere, riolite, etc.). Familia granodioritelor (granodiorit, porfirit cuarțifer, dacit, etc.) <sup>1)</sup> >65% SiO <sub>2</sub> (65–72%)	Cuarțite cu diferite minerale de metamorfism. Filite Șisturi cloritoase, talcoase etc. cu mult cuarț, inclusiv șisturi verzi dobrogene – parțial Șisturi muscovitice și sericitice Șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit Roci porfiroide Gnaisuri Corneene silicioase	Gresii, brecii și conglomerate (poligene) fără ciment calcaros. Gresii oligomictice cuarțoase cu ciment calcaros, argilos sau feruginos Arcoze Șisturi argilo-silicioase Unele tipuri de tufite <sup>2)</sup>	Nisipuri, grohotișuri și pietrișuri (poligene) Nisipuri lutoase (de diferite origini) Grus (arene) Nisipuri și pietrișuri cuarțoase cu adausuri carbonatice Argile caolinitice Unele tufuri și tufite <sup>2)</sup>
Roci intermediare	Familia sienitelor (sienite, porfire, trahite, etc.) <sup>1)</sup> Familia sienitelor alcătuite (sienit cu leucit, sienit cu nefelin, porfire, fonolite) Familia dioritelor (diorite, porfirite, andezite, etc.) <sup>1).</sup> >52% SiO <sub>2</sub> (52–60%)	Șisturi biotitice Șisturi cloritoase și talcoase ± calcit (inclusiv șisturi verzi dobrogene – parțial) Filite calcaroase Corneene silico-calcaroase, corneene micacee. Skarne silicioase	Argilite și șisturi argiloase. Gresii (poligene) cu ciment calcaros sau marnos. Gresii (grauwacke) uneori cu material din roci bazice Brecii și conglomerate poligene (cu fragmente necalcaroase) cu ciment calcaros sau marnos Unele tipuri de tufite <sup>2)</sup>	Sedimente lutoase de diferite origini Nisipuri lutoase și pietrișuri cu adausuri carbonatice Argile necaolinitice (fără CO <sub>3</sub> Ca) Grus (arene) de roci intermediare Unele tufuri și tufite <sup>2)</sup>
Roci bazice	Familia gabrourilor (gabbouri, melafire, diabaze, bazalte, dolerite, spilite etc.) <sup>1)</sup> >43% SiO <sub>2</sub> (43–49%)	Amfibolite Corneene cu silicați bazici. Skarne Șisturi verzi + calcit (inclusiv șisturi verzi dobrogene – parțial).	Brecii și conglomerate poligene (cu fragmente de calcar) cu ciment calcaros sau marnos Calcar silicos Calcar grezios Șisturi argilo-marnoase Unele tipuri de tufite <sup>2)</sup>	Loess și depozite loessoide Sedimente lutoase (de diferite origini) cu adausuri carbonatice Argile cu 1–5% carbonați și argile marnoase Grus (arene) din roci bazice și ultrabazice Unele tufuri și tufite <sup>2)</sup>
Roci ultrabazice	Familia peridotitelor (peridotite, hornblendite, piroxenite, etc.) ≈41% SiO <sub>2</sub>	Șisturi amfibolice Serpentinite Șisturi verzi (cu minerale feromagnesiane) Calcare și dolomite cristaline	Gipsuri, anhidrite Calcare, dolomite Travertine Șisturi marno-argiloase și marnoase Marno-calcare și calcare marnoase.	Marne, marne argiloase Sinter și tuf calcaros
Roci salifere	—	—	Brecia sării	Brecia sării Nisipuri salifere Miluri salifere Argile salifere Marne salifere, etc.

<sup>1)</sup> Inclusiv piroclastitele respective.

<sup>2)</sup> La încadrarea tufitelor într-o grupă sau alta se va ţine seama de procentul și natura materialului piroclastic și a celui detritic.

Exemple de roci sedimentare compacte ce aparțin diferitelor grupe:

**Hiperacide:** gresia de Kliwa, conglomerate verucanice (oligomictice cuarțoase) permotriasică din Carpații Orientali și Munții Apuseni (seria de Codru, de Biharia), gresiile silicioase ce însoțesc conglomeratele verucanice din Munții Codru-Muma și Bihor, etc.

**Acide:**

conglomerate (eocene, oligocene) cu elemente de șisturi verzi dobrogene din Flișul carpatic, conglomerate cu ciment feruginos (tip Gosau, Munții Apuseni), conglomerate verucanice polimictice din seria permiană a Munților Apuseni și din reg. Svinia – Svinecea, conglomeratele burdigaliene din Subcarpați, Gresia de Lucăcești cu ciment calcaros, etc.

**Intermediare:** gresii calcaroase din formațiunea Stratelor de Sinaia (Carpații Orientali), gresii calcaroase de tip Șotriile (eocene), gresia feldspatică (senoniană) din reg. Teleajen – Dofana, gresia de Tarcău, gresia de Fusaru, unele conglomerate de Bucegi și Ceahlău, etc.

**Bazice:** Conglomerate tip Bucegi, calcaroase (de Raciu), conglomerate neocomiene din Munții Droci – Metaliferi (majoritatea) etc.

\*) Gruparea rocilor redată în tabelă a fost definitivată cu colaborarea lui C. CHIRIȚĂ.



nisiipoase, mai acide și mai sărace soluri. În grupa rocilor acide sunt incluse rocile cu conținut ridicat de  $\text{SiO}_2$  (mai ales sub formă de cuart) la care se asociază diferite minerale ce liberează la alterare mici cantități de baze și alte elemente; solurile formate pe aceste roci vor fi nisiipoase și relativ sărăce în elemente nutritive. În cazul rocilor ce alcătuiesc grupa rocilor intermediare crește conținutul de minerale ușor alterabile în detrimentul celui de cuart, astfel că solurile formate pe aceste roci sunt luto-nisiipoase sau lutoase și moderat bogate în substanțe nutritive. În grupa rocilor bazice sunt incluse rocile sărăce în  $\text{SiO}_2$  și bogate în constituenți mineralogici prin a căror alterare rezultă minerale argiloase și baze; solurile care iau naștere sunt în general argiloase și bogate în baze și elemente nutritive. Rocile ce aparțin grupei rocilor ultrabazice sunt foarte sărăce în  $\text{SiO}_2$ , conținând în schimb mari cantități de minerale melanocrate sau săruri de calciu și magneziu; aceste roci dau naștere la soluri foarte argiloase și bogate în substanțe minerale, ce au adesea caracter intrazonal. O grupă aparte o constituie aceea a rocilor salifere (sedimentare) care conțin cantități apreciabile de săruri solubile, ce condiționează dezvoltarea proceselor de salinizare și solonețizare în solurile cărora le dău naștere.

Nu ne oprim asupra diferitelor roci concrete ce au fost încadrate la grupele respective, conform tabelului. Menționăm însă că numai la rocile eruptive și, într-o anumită măsură, la cele metamorfice, există deosebiri clare între rocile ce aparțin diferitelor grupe; în cazul rocilor sedimentare apar treceri (tranzitii) continuu de la o rocă la alta, astfel că încadrarea lor la o anumită grupă trebuie făcută cu multă atenție și privită cu această rezervă.

Tabelul 1 prezintă în completare indicații de modul cum diferențele roci sedimentare de la noi din țară, cunoscute sub denumiri locale (regionale), pot fi încadrate la diferențe grupe de roci în raport cu chimismul lor global. Aceste indicații au un caracter orientativ; ele urmează a fi verificate prin observații și date ulterioare.

Trebuie să remarcăm faptul că influența rocii-mamă în geneză și evoluția solului și în regimul substanțelor nutritive apare deosebit de clar în regiunile umede (deoarece în regiunile aride, bioacumularea predominând asupra eluvionării, diferențele se atenuiază). Acest lucru a fost arătat într-o lucrare recentă de N. CERNESCU (1959), care a stabilit pentru teritoriul țării noastre seriile trofice analoage ale tipurilor genetice de sol din zona forestieră în raport cu chimismul rocii-mamă; nu este cazul să intrăm în detaliu, accentuăm numai că N. CERNESCU arată că cu cât o rocă este mai bogată în componente bazice cu atât mai încet și printr-o serie genetică mai lungă se realizează stadiul oligobazic de evoluție (solul podzolic).

O primă hartă orientativă a rocilor de solificare din R.P.R. a fost întocmită de N. FLOREA (5. 9) cu prilejul alcăturirii hărții solurilor la scara 1: 1.500.000 pentru «Monografia geografică a R.P.R.», hartă care include și roca de solificare, redată prin semne; ulterior acest material a servit și pentru redactarea hărții solurilor țării la scara 1: 2.500.000 (10). În legenda hărții solurilor țării la scara 1: 1.500.000



figurează 9 unități pentru roci compacte și 5 unități pentru roci afinat (ultimele redate numai prin textura materialului parental), în afară de unitățile complexe.

#### TABELUL 2

*Propunere de legendă pentru rocile-mamă de soluri scara 1: 1.000.000*

##### A) Soluri formate pe roci consolidate-compacte

(în general pe detritus—eluviu, deluviu, etc.—cu schelet)

Roci eruptive acide	Roci metamorfice sărace în baze
Roci eruptive intermediare	Roci metamorfice intermediare
Roci eruptive bazice și ultrabazice	Roci metamorfice bogate în baze
Calcare și dolomite cristaline	Alte calcarе și roci carbonatice, gipsuri
Gresii silicioase și conglomerate cuarțoase (hiperacide)	Alte gresii și conglomerate
Șisturi argiloase (uneori argile)	Șisturi marnoase (uneori marne)

##### B) Soluri formate de roci mobile și slab consolidate

###### 1. Textura rocilor-mamă

- Pietriș (acoperit în general cu un depozit mai fin subjire)
- Nisip
- Nisip... lut ușor (textură grosieră)
- Lut ușor... lut greu (textură medie)
- Lut greu... argilă (textură fină)
- Variată

###### 2. Tipul genetic al rocilor-mamă

- Eluvii (sedimente eluviale)
- Deluvii (sedimente deluviale)
- Acumulații gravitaționale de alunecare și deluvii
- Aluvii (sedimente fluviale) vechi (a) sau recente (b)
- Proluvii (sedimente proluviale)
- Sedimente lăcuste
- Sedimente fluvio-lăcuste
- Sedimente eoliene
- Sedimente marine
- Depozite organice (turbe)
- Sedimente cu geneză problematică

###### 3. Insemnări suplimentare

- Loess și depozite loessoide (întotdeauna cu carbonați)
- Sedimente cu carbonați
- Argile roșii reziduale și luturi roșcate
- Salinizare reziduală (marne salifere, etc.)
- Salinizare actuală
- Mlaștini și bălji.

Obs. Alternanța de rocă, de textură sau de tip genetic al rocilor-mamă se redă pe hartă prin asocierea semnelor stabilite pentru unitățile din legendă.



În prezent, în legătură cu întocmirea hărții solurilor R.P.R. la scara 1:1.000.000 a devenit actuală elaborarea unei noi hărți a rocilor-mamă și a legendei corespunzătoare. Înțînd seama de cele expuse anterior și de clasificarea prezentată, precum și de faptul că harta rocilor-mamă a R.P.R. ce urmează a fi întocmită, nu se face pe baza unor cercetări speciale de teren, ci prin interpretarea datelor geologice existente, se propune alăturata legendă (tabelul 2) pentru scara 1: 1.000.000 care se supune discuției.

Așa cum se observă, în gruparea rocilor sedimentare afinate în legenda propusă s-a ținut seama și de caracterele granulometrice, litologice, precum și de tipul genetic al sedimentelor, de care depind o serie de laturi importante ale procesului de solificare.

#### BIBLIOGRAFIE

1. CERNESCU N. Seriile trofice ale tipurilor genetice de sol din zona forestieră. Omagiu lui Traian Săvulescu. Edit. Acad. R.P.R., București, 1959, p. 873–883.
2. CERNESCU N., FLOREA N. Lista sistematică a solurilor R.P.R. *Studii și cercetări, Științe agricole*. Baza de cercetări a Acad. R.P.R. Timișoara, tom. IX. nr. 1 – 2, 1962, p. 231 – 267.
3. CHIRIȚĂ C. Pedologie generală. Edit. agrosilvică de stat. București, 1955.
4. CODARCEA AL. Mineralogia și petrografia. *Manualul inginerului de mine*. vol. I. Edit. tehnică, București 1951, p. I – I.
5. FLOREA N. Noua hartă de soluri a R.P.R. și resursele funciare ale țării « *Natura* » nr. 3, 1959.
6. GHERASIMOV I. P., GLAZOVSKAIA M. A. Osnovni pocivovedenia i gheografija pociva. *Gheograf għidżi*, Moskva, 1960.
7. PAPIU VICTOR CORVIN. Petrografia rocilor sedimentare. Edit. științifică București, 1960.
8. RĂDULESCU DAN P. Petrografia rocilor sedimentare. Edit. didactică și pedagogică, București, 1962.
9. \* \* \* Monografia geografică a R. P. Române. Ed. Acad. R.P.R. vol. I, București, 1960.
10. \* \* \* Cercetări de pedologie. Ed. Acad. R.P.R., București, 1961.

#### ГРУППИРОВКА ПОЧВООБРАЗУЮЩИХ ПОРОД

Н. ФЛОРЯ

(Краткое содержание)

В настоящей работе представлена группировка почвообразующих пород (таблица 1), принимая во внимание их физические свойства и валовой химизм. Были выделены, таким образом, две категории пород: плотные и рыхлые породы (или подвижные и слабозажелленные), подразделенные по генезису пород на субкатегории (изверженные, метаморфические и осад-



доочные). В рамках каждой субкатегории были выделены автором группы пород в зависимости от валового химизма, а именно: группы сверхкислые, кислые, промежуточные, базистые и ультрабазистые, к которым прибавлена и группа соленосных пород (только в случае осадочных пород).

В заключении автор представляет легенду для карт материнских пород почв малого масштаба (таблица 2).

---

## CLASSIFICATION PÉDOGÉNÉTIQUE DES ROCHES DE SOLIFICATION

PAR

N. FLOREA

(Résumé)

---

Le travail présente une classification des roches de solification (Tab. 1) suivant leurs propriétés physiques et leur composition chimique globale. On distingue deux catégories de roches: roches consolidées-compactes et roches friables (ou roches meubles et légèrement consolidées) divisées en subcatégories d'après la génèse des roches (éruptives, métamorphiques, sédimentaires). À son tour, chaque subcatégorie comprend des groupes de roches en fonction de la composition chimique globale, à savoir: les groupes des roches hyperacides, acides, intermédiaires, basiques et ultrabasiques, auxquels s'est ajouté le groupe des roches salifères (seulement dans le cas des roches sédimentaires).

Dans la partie finale, l'auteur propose une légende pour les cartes des roches-mères des sols à petite échelle (Tab. 2).

---



## APLICAREA UNOR METODE DE REPREZENTĂRI GRAFICE ÎN CARACTERIZAREA ÎNVELIȘULUI DE SOL<sup>1)</sup>

DE  
M. PARICHI

Toate ramurile științelor care au ca obiect studiul naturii, sînt strîns legate de hartă. În orice studiu, în orice lucrare de cercetare a terenului, este necesar să se urmărească pe hartă răspîndirea fenomenelor în spațiu, corelația dintre acestea, dezvoltarea și dispariția lor, precum și transformările care au loc sub acțiunea forțelor naturii și omului.

Pe baza hărții, pot fi mai clar precizate și mai bine înțelese raporturile ce există între diferenți factori precum și gradul de manifestare cantitativă a fiecăruiu dintre factori.

Numeiroși cercetători, înclină să folosească hărțile topografice numai ca bază pentru a trasa sau a examina pe ele un aspect special; de pe hărți însă se pot obține date inițiale pentru stabilirea tipurilor de relief și pentru efectuarea unei raionări speciale. Insuficienta considerare a influenței reliefului se manifestă adeseori în cartografierea pedologică și geobotanică. Unii cercetători fac de obicei o cartografiere specială în legătură cu sarcina lor limitată, fără a se mai gîndi la compararea datelor cu harta. Astfel se obțin nu o serie de hărți, ci o colecție întîmplătoare de hărți speciale, fiecare răspunzînd separat unor probleme particulare, fără a releva interdependența fenomenelor naturale.

După cum se știe harta dă posibilitatea să se examineze simultan cele mai variate combinații de fenomene naturale. Folosind cu pricepere chiar cea mai obișnuită hartă topografică, geologul, pedologul, geobotanistul, hidrogeologul poate obține din ea foarte multe elemente.

Pentru ca descrierea unei regiuni din punct de vedere, geologic, pedologic, geobotanic, geografic să fie cît mai completă, se simte tot mai mult nevoie ca cercetătorii să recurgă la diferite reprezentări grafice, executînd profile transversale, schițe în perspectivă (executate fie direct pe teren, fie de pe hartă), precum și bloc-diagrame, dînd altfel o imagine mai amănunțită și în același timp mai complexă anumitor fenomene.

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 22 martie 1963.



În ultima vreme cercetările pedologice de teren, au arătat tot mai mult necesitatea aplicării, în studiile amănunțite la scări mari și mijlocii, a reprezentării grafice a reliefului, pe fondul căruia să fie transpusă corelațiile ce există între sol, rocă, forma de relief, pînza freatică și vegetație. Datorită calităților pe care le au atât schițele cît și bloc-diagramele, acestea vin să completeze și să lumineze hărțile de soluri dînd o imagine mai cuprinzătoare fenomenelor studiate.

În cele ce urmează ne propunem să facem o expunere succintă a modului de reprezentare grafică a reliefului cu ajutorul profilelor, schițelor și bloc-diagramelor, cu aplicație specială în lucrările de cercetare a solului.

*Profilul.* Reprezintă intersecția pe care o face un plan vertical cu scoarța pănuințului de-a lungul unei linii alese. Ca mijloc simplu de analiză grafică profilul morfo-

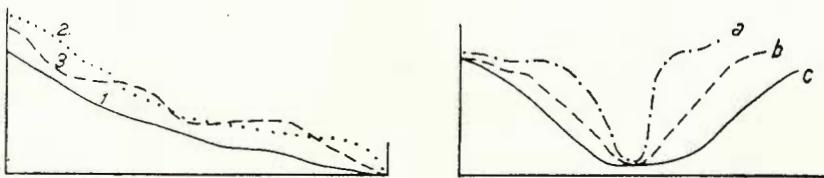


Fig. 1. – Profile suprapuse (transversale și longitudinale); 1. albia rîului; 2. versantul drept; 3. versantul stîng. a. profilul văii în cursul superior. b. profilul văii în cursul mijlociu. c. profilul văii în cursul inferior.

logic ne ajută să scoatem în evidență caracterele reliefului, raportul ce există între suprafețele plane și cele înclinate, gradul de fragmentare și energia de relief.

După domeniul de întrebuițare poate fi: geologic, pedo-geomorfologic, pedogeobotanic, climatic. După înfățuire însă pot fi simple și redau o singură linie între două puncte de pe hartă (transversale, longitudinale, mixte) sau suprapuse (transversale și longitudinale) (fig. 1).

În cercetările pedologice profilul morfologic ne ajută să înțelegem mai bine ce raporturi există în natură între diferenți factori pedogenetici. Un profil transversal, executat în cîmpia Leu-Rotunda (cîmpia Olteniei de E) scoate în evidență în primul rînd o slabă fragmentare a reliefului și totodată lipsa unui bun drenaj intern și extern. Chiar pe cumpăna de ape Olt-Jiu, pe un relief aproape plan cu pînza de apă freatică la mică adîncime, apar și soluri hidromorfe. Pe măsură ce ne apropiem de albia celor două rîuri pînza de apă freatică se adîncește odată cu apariția și adîncirea văilor secundare (fig. 2).

*Schița panoramică.* Schițele în relief ca mijloc de reprezentare grafică, fac tranziția între profil și bloc-diagramă. Acestea reprezintă terenul într-o formă destul de concretă ajutîndu-ne să înțelegem mai bine dezvoltarea fenomenelor. Pentru mulți cercetători însă, problema schițelor se bucură de puțină atenție, din moment

ce pot fi înlocuite cu fotografii. Din practica noastră de teren, precum și prin examinarea materialului grafic din diferite tratate de specialitate, am ajuns la concluzia că schițele trebuie să fie frecvent folosite, dat fiind proprietatea lor de a reliefa anumite aspecte ce impresionează direct vederea, contribuind astfel la întipărirea și explicarea ușoară a fenomenelor. Fotografia nu poate alege din peisaj elementele principale, pe cînd schița are marea calitate de a reda numai ceea ce este caracteristic și important.

Utilitatea cea mai mare și-o găsește acolo unde există forme de relief etajate ca de exemplu: suprafete de eroziune, terase, podișuri, trepte piemontane etc. Schițele panoramice se pot executa fie direct (cu ochiul liber), fie cu ajutorul camerei clare. Deși s-ar părea că la schițele executate cu ochiul liber, unele detalii ale terenului pot să dispară, totuși sunt cele mai folosite.

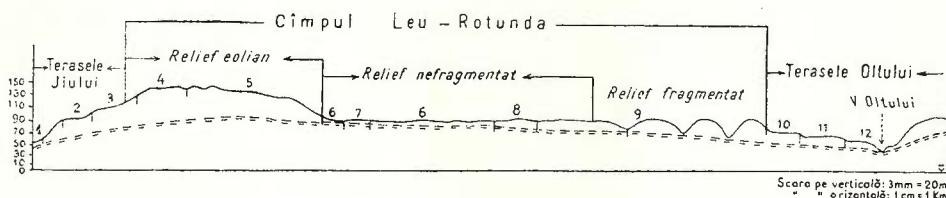


Fig. 2. — Profil transversal în cîmpia Leu—Rotunda. (Solutile după harta de soluri scara 1: 200.000 întocmită de C. OANCEA și M. PARICHI).

1, soluri aluviale mediu evolute; 2, sol brun-roșcat de pădure în formare și nisip slab solificat; 3, sol brun-roșcat de pădure și sol brun-roșcat de pădure Tânăr pe nisip; 4, nisip, nisip slab solificat și cernoziom puternic levigat; 5, nisip, nisip slab solificat și sol brun-roșcat de pădure în formare pe nisip; 6, cernoziom mediu puternic degradat freatic umed pe luturi; 7, sol cernoziomic freatic umed pe luturi; 8, sol brun roșcat de tranziție spre sol humicopseudogleic pe luturi; 9, sol brun-roșcat de pădure pe luturi și luturi roșcate; 10, cernoziom foarte puternic degradat pe luturi; 11, cernoziom puternic degradat pe depozite loessoide fine; 12, cernoziom mediu degradat pe depozite loessoide medii.

În lucrarea sa «Metode de reprezentări cartografice», PETRE COTET arată că tehnica executării schițelor în relief, se capătă numai în urma exercițiilor îndelungate făcute în acest sens.

Pentru obținerea unei schițe panoramice se trasează mai întîi liniile mari ale terenului cu ajutorul punctelor dominante de unde privirea cuprinde porțiuni de teren cît mai întinse. La acestea se adaugă apoi amănunte obținându-se numeroase detalii ca în fig. 3. În regiunile de cîmpie unde formele de relief sunt mai șterse se exagerează mai ales scara verticală. Pe această schiță panoramică din care reies formele principale de relief și caracterele lor putem trasa și limitele aproximative ale unităților de soluri (fig. 3). Numai pe un singur versant (fig. 3) au fost separate trei varietăți de soluri. Pe culmea destul de îngustă apar soluri brune de pădure tinere care trec în soluri brune din ce în ce mai puternic levigate, pe măsură ce ne apropiem

de baza pantei. Sub vegetație lemnoasă de *Quercus robur* și *Quercus petraea* solul este podzolit resimțindu-se influența pădurii. La obîrșia văilor, unde nivelul apei este aproape de suprafață solurile humicogleice ocupă o suprafață apreciabilă.

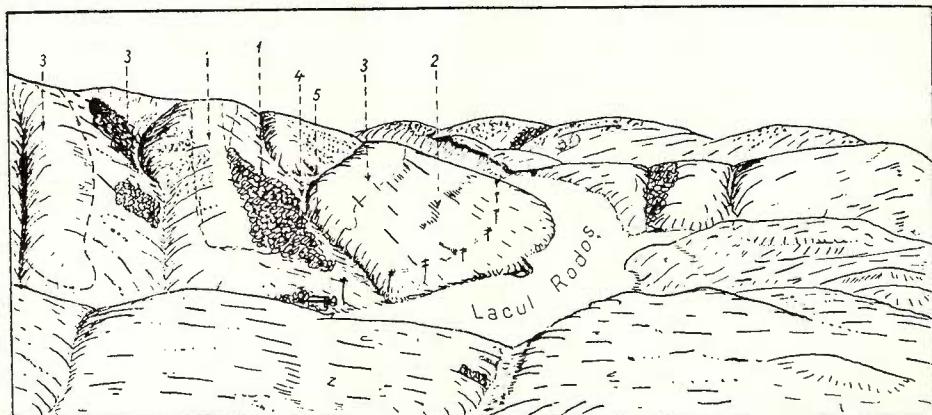


Fig. 3. — Învelișul de sol al unui relief morfosculptural în Cîmpia Transilvaniei (NE Sucutard): 1, sol brun de pădure mediu podzolit slab pseudogleizat pe argilă; 2, sol brun de pădure pe argilă; 3, sol brun de pădure tînăr și sol dernocalcic; 4, sol humicogleic; 5, regosol; 6, limita unităților de sol.

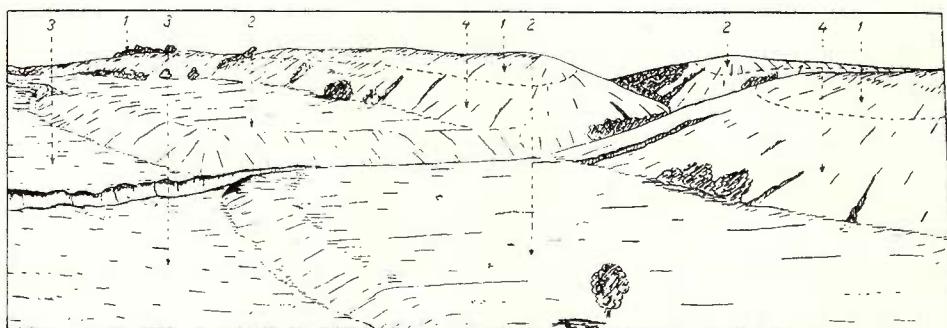


Fig. 4. — Solurile de pe terasele Oltului și Cîmpia înaltă fragmentată la sud de Drăgășani 1, sol brun de pădure cu pseudoglei evoluat din sol humico-pseudogleic nepodzolit sau slab mediu podzolit pe argilă; 2, sol brun roșcat de pădure pe luturi de terasă sau pe lut roșcat; 3, sol aluvial slab mediu evoluat gleizat; 4, sol brun de pădure pseudogleizat erodat sau colmatat; 5, limita unităților de sol.

Spre deosebire de Cîmpia Transilvaniei unde relieful se caracterizează prin prezența pantelor nordice și nord-estice, prelungi lipsite de eroziune, în Oltenia, în regiunea de cîmpie înaltă, profilul de sol pe pantă este tot mai mult afectat de

eroziune către baza pantei (fig. 4). Repartiția solurilor și geneza acestora sunt legate atât de forma și vîrstă reliefului, cât și de roca de solificare (fig. 5).

În cîmpia Drincei, la sud de Cujmir (fig. 6), răspîndirea, geneza și evoluția solurilor este legată, în special de roca destul de variată reprezentată prin depozite eoliene, loess și nisip care au influențat morfologia profilului de sol. Roca mamă poate fi cel mai bine redată cu ajutorul bloc-diagramei, care ne indică cu multă finețe corelația ce există între forma de relief, rocă, înveliș de sol și apă freatică.

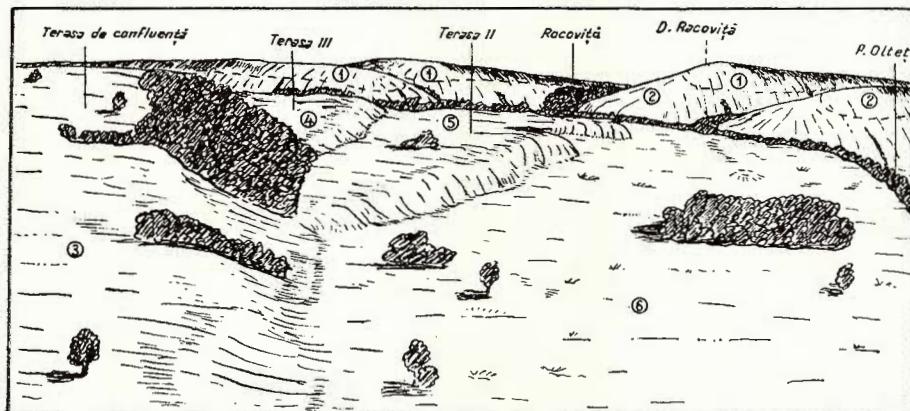


Fig. 5. — Solurile de pe terasele Oltețului la W de Balș.

1, sol brun de pădure cu pseudoglei nepodzolit sau slab mediu podzolit pe argilă; 2, sol brun de pădure cu pseudoglei evoluat din sol humico-pseudogleic nepodzolit sau slab mediu podzolit pe argilă; 3, sol brun roșcat de pădure slab podzolit pe luturi roșcate; 4, sol brun roșcat de pădure și sol brun roșcat de pădure slab podzolit pe luturi argiloase; 5, sol brun roșcat de pădure pe luturi roșcate de terasă; 6, sol brun aluvial uneori pseudogleizat; 7, soluri brune erodate și regosoluri; 8, limite între unități de soluri.

*Bloc-diagrama* este reprezentarea reliefului în perspectivă și constituie un important mijloc de redare a formelor de relief pozitive și negative, alături de hartă, schițe și fotografii. Reprezentarea reliefului în perspectivă este cea mai adecvată metodă de a arăta ce raporturi există în natură între anumiți factori naturali. Aplicată în pedologie bloc-diagrama devine foarte expresiv, explicativ, ajutîndu-ne să înțelegem procesele pedogenetice și legătura ce există între diferenți factori pedogenetici (fig. 7).

După modul de construire se deosebesc bloc-diagrame schematizate, cu scop ilustrativ, descriptiv, care urmăresc materializarea unor ipoteze de lucru și bloc-diagrame exakte, pentru a căror construire este necesară cunoașterea anumitor reguli de geometrie perspectivă. Pentru construirea bloc-diagramelor se folosesc și metoda intuitivă, care constă în evocarea după hartă și teren a imaginii perspective a reliefului (fig. 8). Prin această metodă se elimină amănuntele trecindu-se la generalizare și simplificare, fapt care reprezintă un mare avantaj în comparație cu alte metode.

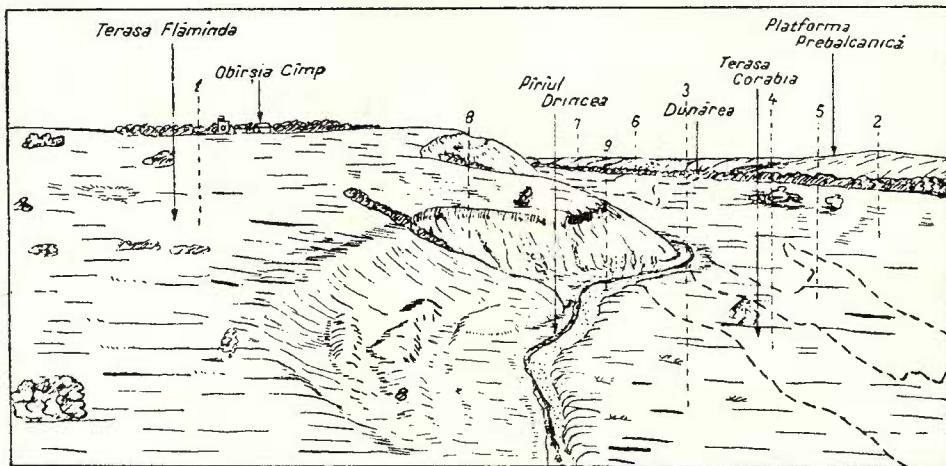


Fig. 6. — Solutile din Cîmpia Dunăre—Drinicea la sud de Cujmir.

1, cernoziom slab-mediu degradat textural pe loess; 2, cernoziom slab degradat textural pe loess; 3, cernoziom slab mediu degradat textural și cernoziom levigat pe nisip loessian și nisip; 4, cernoziom slab mediu levigat pe nisip loessian; 6, cernoziom ciocolatiu și cernoziom ciocolatiu carbonatat pe loess; 7, nisip slab solificat și cernoziom slab levigat; 8, regosol; 9, aluvioni.

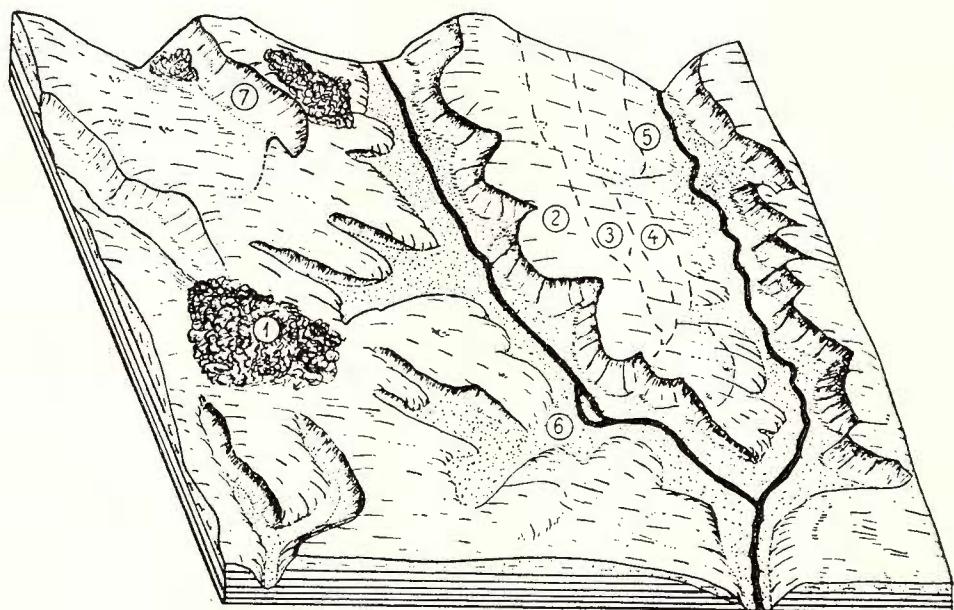


Fig. 7. — Bloc-diagrama la N de Frata — Cîmpia Transilvanie.

(Solutile după harta de soluri scara 1:500.000 întocmită de A. CONEA, M. PARICHI și GR. ANDREI: 1, sol brun de pădure slab podzolit; 2, cernoziom slab levigat; 3, cernoziom mediu levigat; 4, cernoziom puternic levigat; 5, cernoziom puternic levigat freatic umed; 6, lăcoviști și lăcoviști carbonatați; 7, regosol și roca la zi; a, depozite loessoide argiloase; b, argile; c, aluvioni).

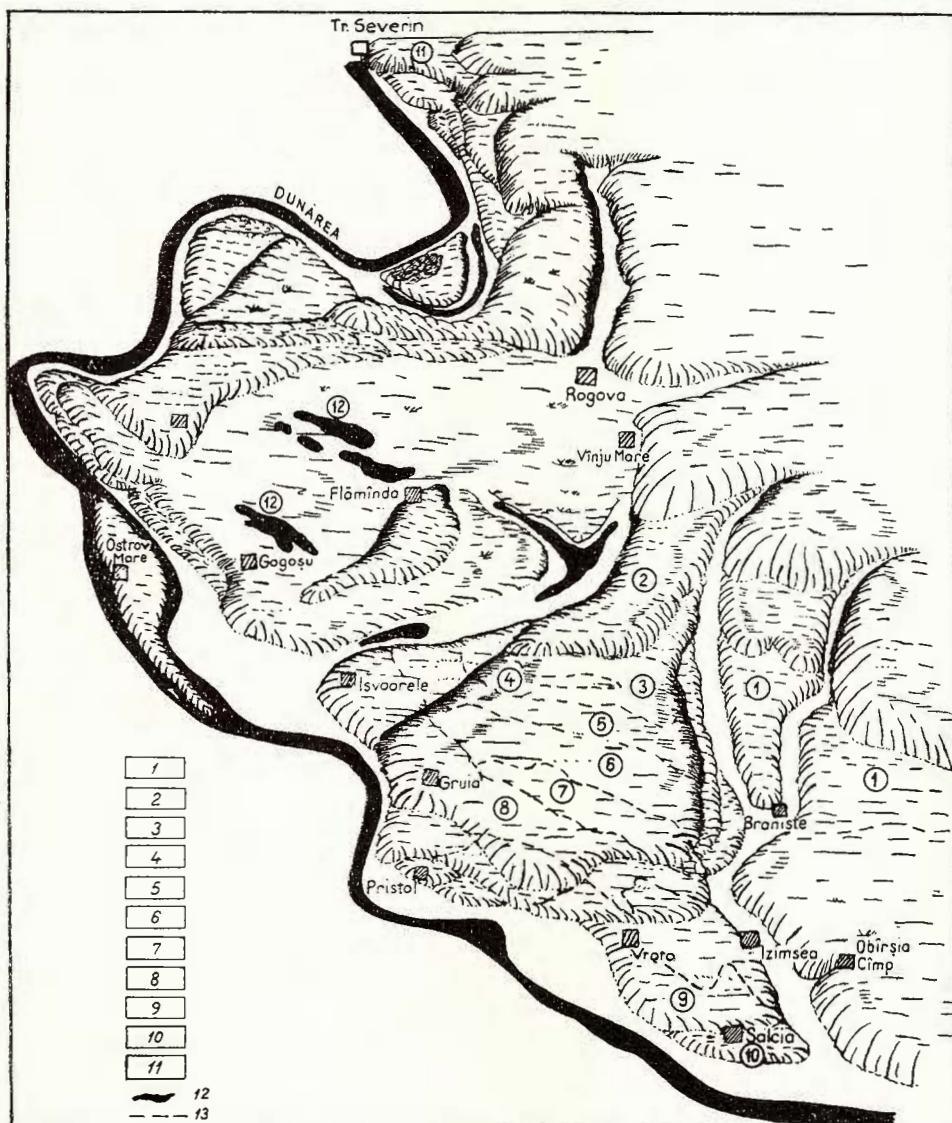


Fig. 8. — Bloc relief schematicizat în cîmpia Drincea.

(Solurile după harta de soluri scara 1: 200.000 întocmită de C. OANCEA, M. PARICHI, I. NIȚU).  
 1, sol brun roșcat de pădure pe luturi roșcate; 2, sol brun roșcat de pădure slab podzolit pe luturi nisipoase și nisip; 3, sol brun roșcat de pădure cu sau fără pseudoglei pe luturi argiloase roșcate; 4, nisipuri și nisipuri slab solificate; 5, sol brun roșcat de pădure tînăr și sol brun roșcat de pădure slab podzolit pe nisip; 6, cernoziom slab mediu degradat textural și cernoziom mediu levigat pe nisip și nisip loessic; 7, cernoziom mediu puternic levigat pe nisip; 8, cernoziom slab mediu levigat pe nisip loessic; 9, cernoziom ciocolatiu și cernoziom ciocolatiu carbonatat pe loess; 10, nisip slab solificat și cernoziom slab levigat; 11, aluvioni; 12, lacuri; 13, limite.

După spațiul reprezentat bloc-diagramele pot fi locale sau regionale (fig. 8, 15). Pentru întocmirea reprezentărilor grafice intuitive și exakte se folosesc în mod special proiecțiile axonometrice: cavalieră și ortogonală. În raport de unghiurile axelor  $ox$ ,  $oy$  și  $oz$ , proiecția ortogonală poate fi: proiecție izometrică; proiecție dimetrică și proiecție trimetrică. Cea mai des folosită este proiecția izometrică la care axa axonometrică  $oz$  este verticală iar axele  $ox$  și  $oy$  formează între ele un unghi de  $120^\circ$  (fig. 9).

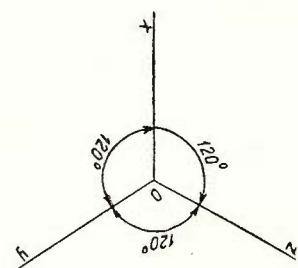


Fig. 9. — Axele proiecției izometricice.

Deci toate axele formează între ele în plan unghiuri de  $120^\circ$ . Vom arăta mai jos cum se obține o bloc-diagramă în proiecția izometrică în mod mai simplu, accesibil celor fără o pregătire specială în acest domeniu și care sunt avantajele acestuia în reprezentarea reliefului. În construcția unei bloc-diagramme se deosebesc mai multe etape.

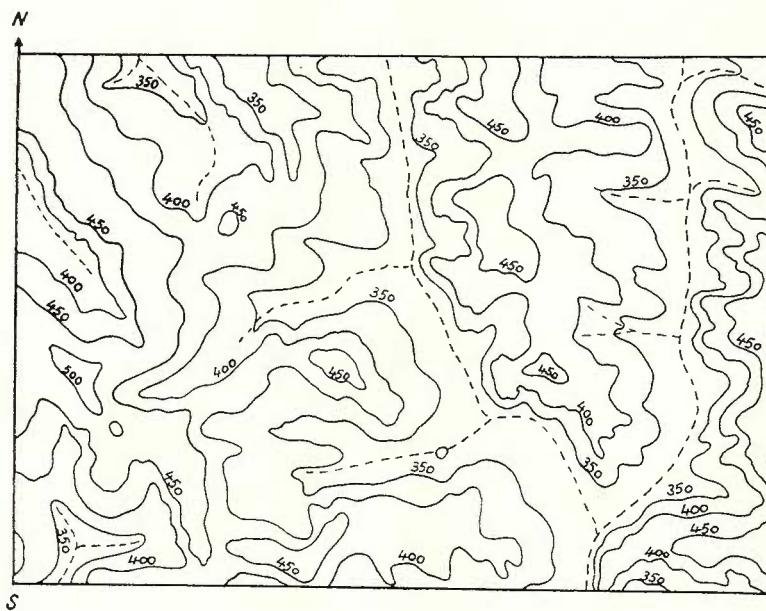


Fig. 10. — Copierea curbelor de nivel.

După ce mai întâi s-a stabilit pe hartă suprafața care trebuie reprezentată sub formă de bloc-diagramă, se copiază curbele principale de nivel pe hîrtie de calc. În colțul din dreapta se trec punctele cardinale (cel puțin 2) pentru ușurarea orientării (fig. 10).

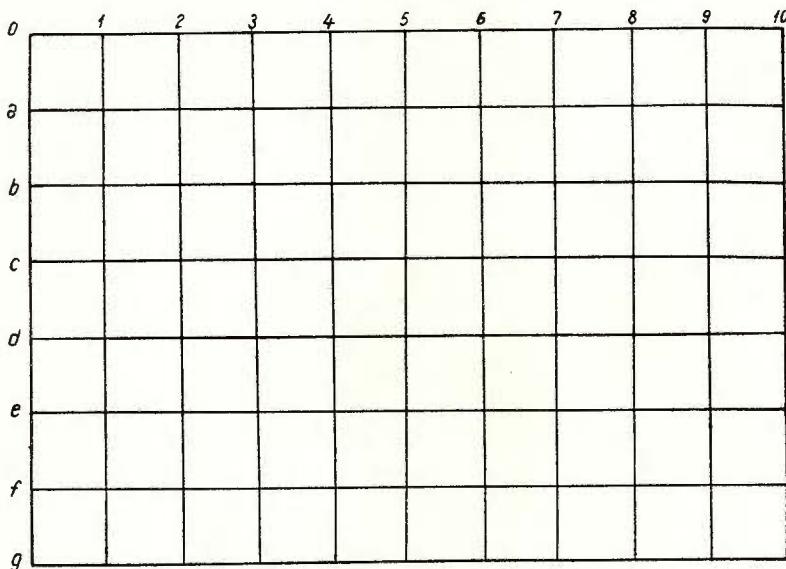


Fig. 11. — Rețeaua de pătrate.

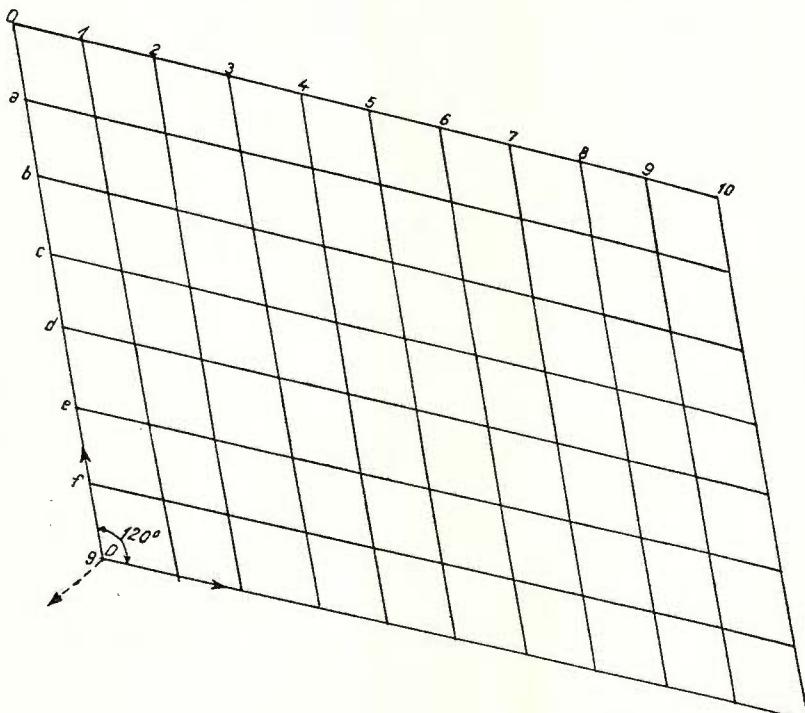


Fig. 12. — Rețeaua de romburi



Se construiește pe calc o rețea de pătrate și una de romburi pentru transpunerea curbelor de nivel pe baza axonometrică (fig. 11 și 12). Pentru ușurință se alege ca unitate de măsură centimetrul. La construirea rețelei de romburi se desenează mai

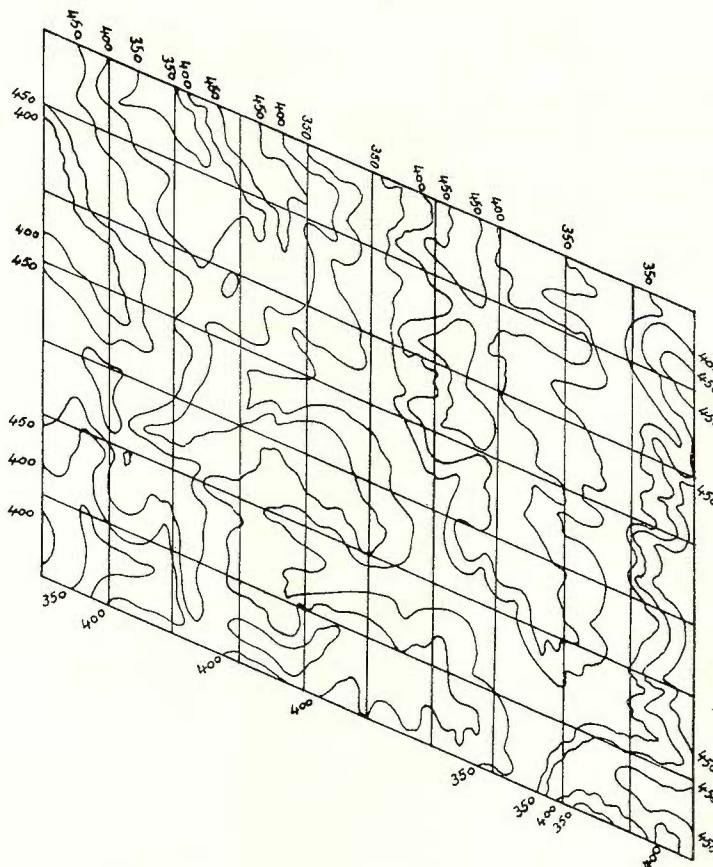


Fig. 13. — Schița deformată a curbelor de nivel.

întii crucea axelor care pornește din punctul o (fig. 9). Axele  $ox$  și  $oy$  pot fi așezate fie la stânga, fie la dreapta.

Altă operație, destul de grea, este executarea schiței axonometrice. Sub curbele de nivel se pune rețeaua de pătrate. Se transpun apoi curbele de nivel din sistemul rețelei de pătrate în sistemul rețelei de romburi, deformând proporțional, ținând însă seama de punctele de întretăiere a curbelor de nivel cu laturile pătratelor și respectiv ale romburilor. Fiecărui pătrat trebuie să-i corespundă un romb. În felul acesta s-a obținut schița deformată a curbelor de nivel în proiecția axonometrică

(fig. 13). Pe marginea schiței se însemnează și valoarea curbelor de nivel (la punctul de intersecție cu marginile rețelei de romburi).

Ridicarea curbelor de nivel în spațiu. Peste fig. 13 se suprapune o bucată de calc pe care am conturat marginile schiței deformate. Din fiecare colț se ridică perpen-

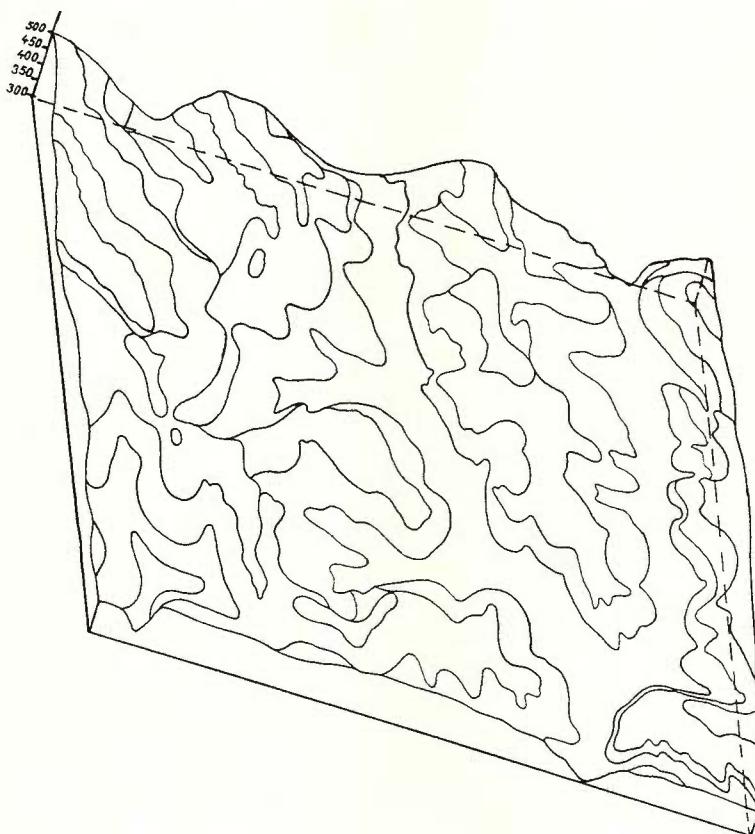


Fig. 14. — Ridicarea în spațiu a curbelor de nivel.

diculare, însemnînd pe cel puțin două dintre ele scara înălțimilor cu intervale mai mici sau mai mari, după cum vrem să ne apără bloc-diagramul în privința contrastului. În gradarea scării, este indicat să se pornească de la o cifră mai mică decît valoarea minimă a curbelor de nivel, aceasta fiind necesar, pentru obținerea unui spațiu mai mare în partea frontală a bloc-diagramei. Bucata de calc se mișcă ținînd seama de cotele indicate pe scara verticală astfel ca rînd pe rînd cotele corespunzătoare curbelor de nivel să vină în colțul schiței deformate a curbelor de nivel. De fiecare dată se copiază pe bucată de calc, numai curba de nivel ce corespunde valorii

din scară, se mută din nou calcul și se copiază curba următoare repetind la fel pînă ce sănt trase toate curbele de nivel. Se poate începe copierea curbelor de nivel de la curba cu valoarea cea mai mare sau cea mai mică. Se unesc apoi capetele libere ale curbelor de pe marginile bucătii de calc, obținîndu-se conturul formelor de relief (fig. 14).

Hașurarea sau umbrirea este ultima operație prin care se obține bloc-diagrama (fig. 7). Această operație se poate executa folosind mai multe sisteme: prin linii

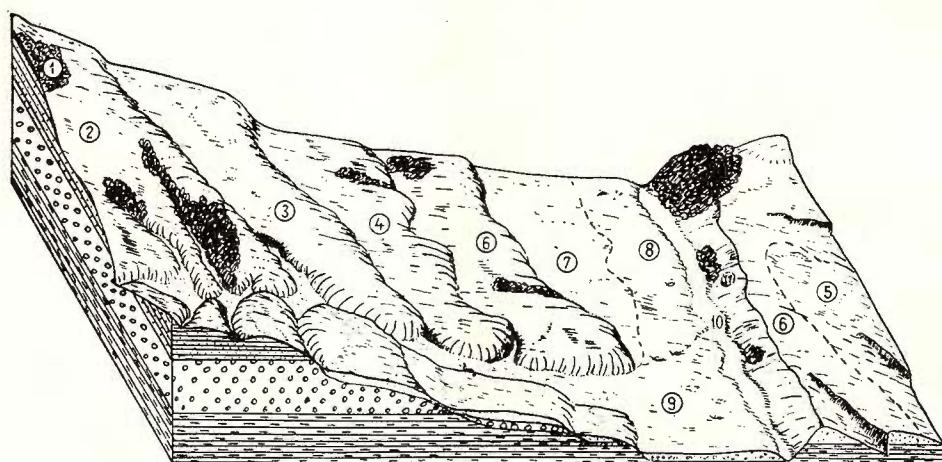


Fig. 15. — Succesiune de soluri pe un relief piemontan terasat.

(N Panciu). Solurile după harta de soluri scara 1: 500.000 întocmită de A. CONEA, M. PARICHI și N. GHÎTUȚESCU).

1, sol brun de pădure mediu podzolit pe argile; 2, sol cenușiu deschis și sol brun de pădure slab podzolit pe luturi argiloase slab roșcat; 3, sol cenușiu tipic pe depozite loessoide fine; 4, sol cenușiu închis pe depozite loessoide fine; 5, cernoziom puternic levigat pe depozite loessoide medii; 6, cernoziom mediu levigat pe depozite loessoide medii; 7, aluviu mediu evoluat; 8, aluviu stratificată; 9, material de con de dejecție; 10, aluviumi și soluri aluviale; 11, regosoluri.

Care se trag paralel cu văile, prin linii perpendiculare pe văi sau prin puncte de desimi diferențiate (fig. 15).

După cum s-a constatat bloc-diagrama vine să completeze harta solurilor; el reprezintă spațial terenul și scoate în mod deosebit în evidență raporturile strînsce ce există între forma de relief, sol și ceilalți factori naturali.

În fig. 16, am reprezentat sub formă de bloc-diagramă o parte din cîmpia Drincei (Oltenia de vest), din care se poate observa caracterul reliefului și raportul cu roca și structura geologică. Dunele de nisip acoperă formațiunea de loess ca o cuvertură, aproape pe întreaga suprafață redată. Apa freatică este drenată în special de Dunăre și se adâncește pe măsură ce relieful este mai puternic fragmentat.

La nord de Panciu (fig. 15) apare un relief etajat pe care s-au întîlnit soluri diferite formate pe aceeași rocă. După cum reiese și din fig. 15, pe terasa I-a a Siretului se întîlnesc cernoziomuri mediu levigate asemănătoare cu cele de la est de apa Siretului. Pe a doua treaptă a Siretului soluri cenușii închise care sunt cultivate în cea

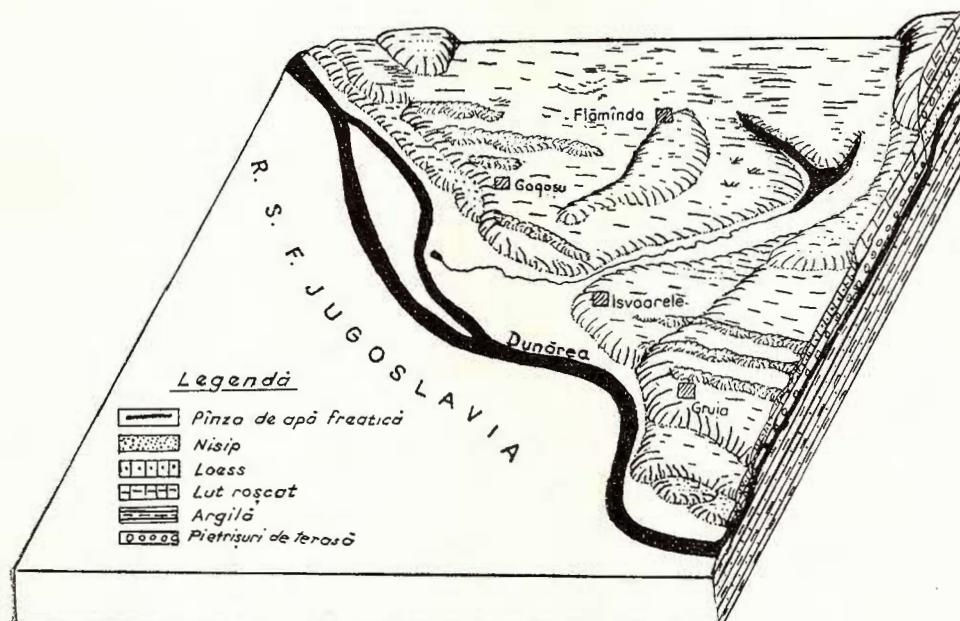


Fig. 16. — Bloc-diagramă schematizată (câmpia de vest a Olteniei).

1, pînza de apă freatică; 2, nisip; 3, loess; 4, lut roșcat; 5, argilă; 6, pietrișuri de terasă.

mai mare parte. Urmează apoi soluri cenușii tipice formate tot pe depozite de loess cultivate numai cu viață de vie. Tranzitia la solurile silvestre se face de către solurile cenușii deschise, care apar în complex cu solul brun de pădure slab podzolit format pe luturi argiloase, slab roșcate.

În Câmpia Transilvaniei (fig. 7) pe un relief destul de fragmentat cu caracter de «*tiglae*» avînd pantele nordice și estice prelungi, iar cele sudice și vestice puternic înclinate și erodate, solurile se succed de la culme spre baza pantei unde devin din ce în ce mai evolute. Am întîlnit astfel succesiunea de soluri de la cernoziom slab levigat pînă la cernoziom puternic levigat; la baza pantei, sub influența stratului acvifer la mică adîncime apare cernoziomul levigat freatic umed. În plină zonă de cernoziom levigat sub vegetație lemnoasă (care mai apare sub forma unor pete reduse de pădure), am întîlnit soluri brune de pădure slab și chiar mediu podzolit.

Privind această succesiune a solurilor se desprinde cu ușurință influența factorilor pedogenetici în formarea și evoluția solurilor din Cîmpia Transilvaniei.

În cîmpia Olteniei, pe un relief eolian puternic vălurit (fig. 17), cu dune longitudinale și depresiuni intradunale, solurile sunt variate. De la coama dunei unde apar

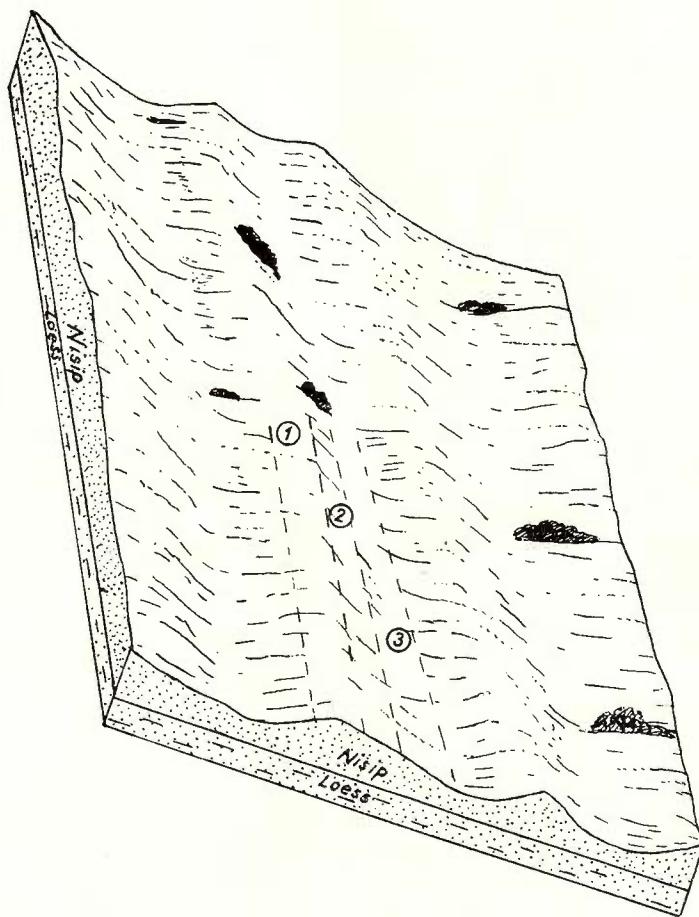


Fig. 17. — Asocierea solurilor pe un relief de dune din cîmpia Olteniei (SW Poiana Mare).  
1, cernoziom slab levigat; 2, cernoziom mediu—puternic levigat; 3, cernoziom puternic levigat.

cernoziomuri slab levigate orizontul cu carbonați se adîncește treptat, spre baza dunei încit în depresiuni s-au format cernoziomuri puternic levigate. Dacă pînza freatică se situează la mică adîncime influențînd profilul de sol, în depresiunile dintre dune apar cernoziomuri levigate, freatic umede sau soluri cernoziomice.

Din cele arătate mai sus, se poate deduce că folosind reprezentarea reliefului sau ajutorul metodelor grafice, a profilelor, schițelor panoramice și în special a bloc-

diagramelor, pe care să indicăm ce raporturi există între factorii ce influențează formarea solurilor, ne ușurăm înțelegerea anumitor caractere ale învelișului de sol. Se recomandă o extindere a utilizării acestor metode datorită avantajelor lor. Deși par complicate sănt totuși ușor de realizat.

#### BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘT., BERCIU I., FLOREA N., GURĂU A., MAMULEA A. M., PRICĂJAN A. Practica geologică vol. II. Editura tehnică, București 1961.
2. COTEAȚ P. Metode de reprezentări grafice. Editura tehnică. București 1954.
3. IAROȘENSKI D. P. Modificările de vegetație a regiunii Zawkaz și legăturile lor cu schimbările climatice și de sol și acțiunea omului. Moscova 1959.
4. ISACENKO A. G. Cartografierea fizico-geografică. Editura științifică. București, 1960.
5. KOMKOV A. M. Gosudarstvennaia cartografia S.U.A. Moscova 1961.
6. NAUM T., GRUMĂZESCU H. Caiet de lucrări practice de geomorfologie.
7. OANCEA C., PARICHI M. Raport asupra cercetărilor pedologice din sectorul Călărași—Corabia—Caracal—Zlătărei—Băbeni (Oltenia de SE) 1960.

#### ПРИМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МЕТОДОВ ГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ ПРИ ОПИСАНИИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА

М. ПАРИКИ

(Краткое содержание)

В настоящей работе указана необходимость использования графического изображения рельефа на полевых работах, на фоне которых могла быть изображена ситуация, существующая между различными естественными факторами, корреляций (порода, почва, форма рельефа, грунтовая вода и вегетация).

Для изображения рельефа был представлен метод профилей панорамных эскизов и блок-диаграмм.

Профиль, как простое средство графического анализа, выставляет на учет морфологический характер рельефа. Этот профиль, примененный в почковедении, пополняет карту почв, объясняя определенные педогенезисные условия (рис. 2).

Панорамные эскизы являются переходом между профилем и блок-диаграммой и изображают поле в довольно конкретной форме. Они имеют наибольшее применение при наличии этажированных форм рельефа: эрозионные поверхности, террасы, предгория и т.д. (рис. 5,6).

На этих эскизах можно проследить развитие почв в пространстве, в соотношении с рельефом и вегетацией (рис. 3,6).



Для более комплексного изображения педогенезисных условий в которых образовалась и эволюировала почва используются блок-диаграммы.

При помощи блок-диаграммы рельеф изображен в перспективе (рис. 8-10). Плоскостное изображение почвы, выставляет, особенно, на учет, тесное соотношение, существующее между формами рельефа, породой, почвой и различными естественными факторами (рис. 7, 15, 17.). Автор рекомендует расширение использования этих методов, которые облегчают познание различных характеристик почвенного покрова.

## APPLICATION DES MÉTHODES DE REPRÉSENTATION GRAPHIQUE POUR CARACTÉRISER LA COUVERTURE DE SOL

PAR  
M. PARICHI

(Résumé)

Pour les travaux de terrain, l'auteur recommande l'emploi de la représentation graphique du relief, sur laquelle soient marquées les corrélations entre les divers facteurs naturels (roche, sol, forme de relief, nappe phréatique et végétation).

Pour la représentation du relief on présente les méthodes des profils, des esquisses panoramiques et des blocs-diagrammes.

Le profil — comme simple moyen d'analyse graphique — met en évidence les caractères morphologiques du relief. Appliqué en pédologie, il complète la carte des sols en expliquant certaines conditions pédogénétiques (fig. 2).

Les esquisses panoramiques établissent la transition entre le profil et le bloc-diagramme et représentent le terrain d'une manière assez concrète. Cette représentation graphique est très utilisée pour les formes de relief étagées: surfaces d'érosion, terrasses, piémont etc. (fig. 5, 6). Sur ces esquisses est marquée la répartition des sols en rapport avec le relief et la végétation (fig. 3 et 6).

Pour une représentation plus complexe des conditions pédogénétiques dans lesquelles s'est formé et a évolué le sol, on emploie les blocs-diagrammes. À l'aide du bloc-diagramme le relief est représenté en perspective (fig. 8—10). La représentation spatiale du terrain met en évidence les rapports existant entre la forme de relief, la roche, le sol et les autres facteurs naturels (fig. 7, 15, 17). On recommande l'emploi sur une vaste échelle de ces méthodes qui rendent plus facile la connaissance des divers caractères de la couverture de sol.



## DETERMINAREA BARIULUI PRIN FOTOMETRIE ÎN FLACĂRĂ<sup>1)</sup>

DE

GHEORGHE GÂTĂ, ELENA GÂTĂ, VALERIA ROȘCA, CONSTANTIN SCHRAMEK

Bariul se excita în flacără prezentând un spectru bogat în linii și benzi de emisie, intensitatea spectrului fiind însă mai mică decât a celorlalte metale alcalino-pămîntoase. Linia atomică de rezonanță a bariului de la 5535,6 Å, destul de intensă, este situată într-un domeniu spectral bogat în sisteme de benzi de emisie ale bariului și din această cauză fondul flacării nu poate fi citit cu siguranță, la o lungime de undă adiacentă (1, 4, 10, 11, 14). Liniile ionice situate la 4554,04 și 4934,09. Å au suficientă sensibilitate comparativ cu linia atomică, prima linie fiind preferabilă din punct de vedere analitic, întrucât în jurul ei fondul flacării este constant și lipsit de spectre de bandă (3, 5, 13, 15).

Spectrul de flacără al bariului este deasemeni bogat în benzi de emisie atribuite BaO și BaOH, care pot fi grupate în două ansambluri. Între 4500 și 7000 Å spectrul de bandă este mai mult sau mai puțin definit, benzile fiind grupate în serii degradate spre lungimi de undă mari. Capetele de bandă de la 487, 513 și 527 mµ sunt relativ sensibile; cel cu lungimea de undă 513 mµ corespunde unui fotocurent mai mare, iar diferența intensității de emisie între 515 mµ și 522 mµ dă posibilitatea unei corecții potrivite pentru fondul flacării (3). Benzi de emisie intense ale BaO se găsesc deasemenea în intervalul 530—630 mµ. Determinarea bariului în acest domeniu spectral se face greu, datorită suprapunerii spectrului de emisie al calciului, intens și bogat în benzi prezente în intervalele 540—560 mµ și 580—650 mµ (capete de bandă atribuite CaO și CaOH deosebit de intense la 544 mµ, 606 mµ și 622 mµ). Între 700—980 mµ spectrul de bandă al bariului prezintă limite nedefinite, având un aspect compact, aparent continuu; se înregistrează maxime de emisie la 745 mµ, 830—834 mµ și 870—880 mµ. Capetele de bandă din această porțiune a spectrului sunt prea amestecate cu sistemul de benzi de emisie ale calciului, pentru a se putea evita interferența calciului; selectarea lor include în general folosirea unui fotomultiplicator (1, 2, 3, 10, 12, 16, 17). Prin urmare, la determinarea spectrală a bariului, separarea liniilor sau benzilor de emisie trebuie să se facă cu dispozitive spectrale cu

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 1 martie 1963.

putere de rezoluție mare, pentru a se putea elibera cu ușurință interferențele celorlalte elemente și pentru a se putea observa direct fondul flacării, la o lungime de undă adiacentă liniilor sau benzilor de emisie considerate.

În lucrarea de față se cercetează posibilitatea determinării exacte a bariului cu ajutorul unui fotometru cu flacără cu putere de rezoluție mică, la care se folosesc filtre de interferență pentru separarea intervalului spectral (10).

Cercetările s-au executat cu fotometrul cu flacără Carl Zeiss Jena model III în următoarele condiții de lucru (7, 8, 9, 10): duza de admisie a soluției 0,4 mm, presiunea aerului 0,4 atmosfere, presiunea acetilenei 39 mm coloană de apă, deviația standard pe filtrul K 77 J. ( $\lambda_{\text{max.}} = 768 \text{ m}\mu$ ) 260 diviziuni pentru o soluție de control cu 10 p.p.m.K.

Filtrele de interferență care vor fi folosite la determinarea bariului trebuie să prezinte o selectivitate cît mai mare și o sensibilitate suficientă ca să permită dozarea bariului la concentrațiile întâlnite de obicei în soluțiile de analizat. În vederea selecției lor, au fost cercetate 10 filtre de interferență cu care a fost acoperit domeniul spectral 381—852 m $\mu$ . Datele experimentale sunt prezentate în tabelul 1. Se observă că filtrele cu  $\lambda_{\text{max}}$  553, 625, 675, 768, 769, 789 și 852 m $\mu$  prezintă o sensibilitate de  $10^{-4}$  mol/l div., care este în general suficientă pentru determinări cantitative.

TABELUL 1  
*Determinarea bariului în domeniul spectral  
381—852 m $\mu$*

Filtrul de interferență		Deviația pentru soluția cu 1 mg Ba/l cmc	Sensibilitate	
$\lambda_{\text{max}}$ m $\mu$	H <sub>w</sub> m $\mu$		p.p.m./div.	mol/l div.
381	15,5	0,7	—	—
461	8,4	5,9	—	—
553	7,2	63,6	15,7	$1,14 \times 10^{-4}$
590	6,1	4,1	—	—
625	7,6	29,1	34,4	$2,50 \times 10^{-4}$
675	11,7	42,0	23,8	$1,73 \times 10^{-4}$
768	11,6	71,4	14,0	$1,02 \times 10^{-4}$
769	17,2	119,0	8,4	$0,61 \times 10^{-4}$
789	10,2	31,4	31,8	$2,32 \times 10^{-4}$
852	10,1	14,2	70,4	$5,12 \times 10^{-4}$

Selectivitatea acestor filtre este prezentată în tabelul 2. La filtrul 553 m $\mu$  selectivitatea crește în ordinea calciu, sodiu, stronțiu, bariu, potasiu, magneziu, și prin urmare nu se pot face determinări precise de bariu decât în absența calciului, sodiului



și stronțiului, sau în prezență unor cantități mici din acești ioni, în comparație cu concentrația bariului.

Pentru filtrele cu  $\lambda$  max 625 și 675  $m\mu$ , bariul prezintă sensibilitate redusă comparativ cu calciul și stronțiul; deasemenea litiul, sodiu și potasiul pot produce interferențe importante, astfel încât cu aceste filtre, practic, nu se poate determina bariul.

La filtrele cu  $\lambda$  max. 768, 769, 789 și 852  $m\mu$  selectivitatea scade în ordinea magneziu, sodiu, calciu, stronțiu, bariu și potasiu; rezultă că în absența ionilor de potasiu, se pot executa determinări precise de bariu. De asemenea interferența stronțiul, calciul și sodiu, valoarea relativă a interferențelor scăzând pe măsură ce crește  $\lambda$  max. a filtrului folosit. De aceea, cînd se lucrează cu soluții mai concentrate de bariu, este preferabil să se folosească filtrul 852  $m\mu$ , care prezintă cea mai bună selectivitate.

TABELUL 2

Selectivitatea filtrelor cercetate în vederea determinării bariului

Cationul cercetat 1 mg/l cmc	Filtrul de interferență $\lambda$ max						
	553	625	675	768	769	789	852
Na . . . . .	236	24,4	2,2	8,3	13,4	3,0	0,7
K . . . . .	19,8	14,4	84,0	5850	7965	1120	49,4
Mg . . . . .	1,5	0,1	0	3,1	4,6	1,3	0,1
Ca . . . . .	2275	6530	345	28,3	37,8	6,8	1,5
Sr . . . . .	87,6	621	3640	30,7	41,2	10,9	3,1
Ba . . . . .	63,6	29,1	42	71,4	118,7	31,2	14,3

### DETERMINAREA BARIULUI PE BAZA LINIEI ATOMICE DE LA 5535,6 Å

Determinarea bariului pe filtrul Ba 55 J, cu  $\lambda$  max. 553  $m\mu$ , se poate executa precis numai în absența calciului, sodiului și stronțiului, cationi pentru care filtrul prezintă o selectivitate scăzută. Datele experimentale pentru trasarea curbei-etalon a bariului sunt prezentate în tabelul 3. Se observă că această curbă-etalon are o rază de curbură mare, punctele reprezentative situîndu-se pe o curbă care în domeniul concentrațiilor studiate se apropie de o linie dreaptă (valoarea raportului concentrației către diviziuni de scală se mărește treptat de la 1,43 la 1,58 odată cu creșterea concentrației).

Eroarea absolută crește odată cu conținutul în bariu al soluției, pe cînd eroarea relativă este mare la concentrații sub 10 mg Ba/100 cmc, iar la concentrații peste această valoare se menține sub 2%.



TABELUL 3

Date experimentale pentru trasarea curbei-etalon a bariului (filtrul cu  $\lambda_{max}$  553 m $\mu$ )

Concentrația soluției mg cation/100 cmc	Deviația galvanometrului	Eroarea relativă %
1	0,7±0,2	28,57
5	3,2±0,3	9,38
10	6,4±0,2	3,13
25	15,8±0,25	1,58
50	31,6±0,6	1,90
75	47,8±0,8	1,67
100	63,6±1,1	1,73

Cînd complexitatea soluției crește, cationii prezenți interferă mai ales din cauza selectivității reduse a filtrului de interferență (tabelul 4). Dacă efectul acestor cationi se consideră cumulativ (8, 9, 10), valorile corectate concordă mult mai bine cu valorile etalon.

TABELUL 4

Influența ionilor prezenți în soluție, asupra determinării bariului (valori experimentale)

Concentrația mg Ba/100 cmc	Deviația galvanometrului pentru soluții cu:		
	10 mg K/100 cmc	1 mg Ca/100 cmc	5 mg Na/100 cmc
0	4,0±0,3	18,3±0,3	44,5±0,7
1	4,6±0,3	19,0±0,3	45,6±0,6
10	10,2±0,4	24,9±0,4	51,5±0,5
25	20,0±0,2	34,5±0,8	61,1±0,8
50	35,5±0,7	50,5±0,7	76,9±1,2
100	67,8±1,1	82,7±1,6	109,8±1,8

Odată cu creșterea valorilor experimentale datorită cationilor străini, cresc atît erorile absolute cît și erorile relative (tabelul 5).

TABELUL 5

Influența cationilor prezenți asupra determinării bariului (valori corectate)

Concentrație mg Ba/100 cmc	Deviația pentru soluția etalon	Deviația pentru Ba din soluții cu:		
		10 mg K/100 cmc	1 mg Ca/100 cmc	5 mg Na/100 cmc
1	0,7	0,6±0,3	0,7±0,3	1,1±0,6
10	6,4	6,2±0,4	6,6±0,4	7,0±0,5
25	15,8	16,0±0,2	16,2±0,8	16,6±0,8
50	31,6	31,5±0,7	32,2±0,7	32,4±1,2
100	63,6	63,8±1,1	64,4±1,6	65,3±1,8



## DETERMINAREA BARIULUI PE BAZA BENZILOR MOLECULARE

S-a arătat că bariul prezintă un spectru intens de benzi moleculare, în domeniul 700—980 m $\mu$  și, prin urmare, se pot executa dozări de bariu în acest interval spectral. În acest scop, au fost folosite filtrele de interferență cu  $\lambda_{\text{max}}$  768, 769, 789 și 852 m $\mu$ . Din tabelul 2 reiese că pentru toate elementele cercetate, intensitatea fotocurenților înregistrați scade odată cu mărirea lungimii de undă a filtrului studiat, probabil datorită micșorării sensibilității fotoelementului de seleniu, cu cât ne deplasăm spre infraroșu. Totuși, se poate distinge că intensitățile înregistrate scad în ordinea: potasiu, sodiu, magneziu, calciu, stronțiu, bariu. Deoarece filtrele cu  $\lambda_{\text{max}}$ . 768 m $\mu$  și 769 m $\mu$  sunt asemănătoare, ultimul fiind mai puțin selectiv se renunță la folosirea lui. Datorită selectivității filtrelor, mai redusă față de potasiu decât față de bariu, se constată că nu se pot executa determinări precise de bariu decât în absența potasiului sau cînd cantitatea de bariu este mult mai mare decât conținutul în potasiu. Interferența cumulativă a ionilor de potasiu scade însă odată cu creșterea lungimii de undă a filtrului de interferență. Raportul diviziunilor obținute pentru soluții de potasiu și bariu la concentrații echivalente (1 mg/l cmc) este de 67,1, 35,9 și 3,5 pentru filtrele cu  $\lambda_{\text{max}}$ . 768, 789 și 852 m $\mu$  (tabelul 2). Prin urmare, dacă s-ar putea mări sensibilitatea de dozare, cele mai avantajoase determinări s-ar putea executa cu filtrul 852 m $\mu$ , care este cel mai selectiv. În acest scop s-au executat determinări de bariu folosind atât fotoelementul de seleniu, cât și fotocelula de cesiu (tipul M X 2 Pressler) livrate de firma Jena. Rezultatele prezentate în tabela 6 arată că prin folosirea fotocelulei de cesiu se ridică sensibilitatea dozărilor efectuate cu filtrul cu  $\lambda_{\text{max}}$ . 852 m $\mu$ .

TABELUL 6

*Date experimentale pentru trasarea curbelor de etalonare ale bariului pe baza benzilor de oxid  
(determinări cu fotoelement de seleniu și fotocelulă de cesiu)*

Filtrul de interferență $\lambda$ max. m $\mu$	Deviația galvanometrului			
	768	789	852	
Fotoelement de seleniu tip Jena	1 mg Ba/100 cmc	0,3±0,2	0,1±0,1	0,1±0,1
	5 mg Ba/100 cmc	3,3±0,3	1,4±0,1	0,6±0,1
	10 mg Ba/100 cmc	6,3±0,4	2,7±0,2	1,2±0,1
	25 mg Ba/100 cmc	16,8±0,7	7,3±0,1	3,4±0,1
	50 mg Ba/100 cmc	36,5±0,6	15,7±0,2	7,1±0,2
Fotocelulă Phonopress I Pressler	1 mg Ba/100 cmc	0,4±0,1	0,6±0,2	0,6±0,1
	5 mg Ba/100 cmc	3,0±0,2	2,3±0,2	3,1±0,2
	10 mg Ba/100 cmc	6,4±0,1	4,5±0,3	6,3±0,2
	25 mg Ba/100 cmc	16,8±0,4	13,3±0,3	15,4±0,5
	50 mg Ba/100 cmc	34,2±0,3	24,0±0,1	31,4±0,4



de aproximativ patru ori. În felul acesta, sensibilitatea pentru cele trei filtre devine aproximativ aceeași: 14,6 p.p.m./diviziune la 768 m $\mu$ , 20,8 p.p.m./div. la 789 m $\mu$  și 15,9 p.p.m./div. la 852 m $\mu$ .

Pentru stabilirea condițiilor optime de lucru este necesar să se verifice comportarea celor trei filtre în cazul unor soluții complexe și în acest scop s-a executat dozarea spectrală a bariului în prezența potasiului, ionul care produce cea mai mare interferență. Din rezultatele obținute (tabelul 7) se observă că valorile experimentale prezintă abateri importante față de cele obținute pentru soluțiile-etalon.

Dacă se consideră efectul potasiului ca un simplu efect cumulativ, diferențele atribuite emisiei bariului se apropie mult de curba-etalon. Cind conținutul în bariu este mic, abaterea față de etalon este mult mai însemnată (tabelul 8). Fluctuațiile valorilor atribuite bariului sunt strâns legate de selectivitatea filtrului de interferență, variind inversproporcional cu această constantă.

TABELUL 7

*Influența potasiului (10 mg K/100 cmc) asupra determinării bariului  
(Valori experimentale obținute cu fotocelulă de Cs)*

Concentrația soluției mg Ba/100 cmc	Filtrul de interferență λ max.		
	768	789	852
0	1630±10	171,5±3,0	6,7±0,2
1	1645±10	174,5±3,5	7,6±0,2
10	1660±10	180 ±4,0	13,6±0,2
25	1675±10	186,5±3,5	23,5±0,4
50	1685±10	198,5±4,0	40,9±0,7

TABELUL 8

*Influența ionilor de potasiu (10 mg K/100 cmc) asupra determinării bariului  
(valori corectate)*

Concentrația soluției mg Ba/100 cmc	Filtrul de interferență λ max.					
	768		789		852	
	valoare	fluctuații %	valoare	fluctuații %	valoare	fluctuații %
1	15	66,7	3,0	117	0,9	22,2
10	30	33,3	8,5	47,1	6,9	2,89
25	45	22,2	15,0	23,3	16,8	2,38
50	55	18,2	27,0	14,8	34,2	2,05



Dacă se compară valorile corectate obținute la etaloanele cu conținut de potasiu, cu valorile obținute la etalonarea cu soluții pure, se constată că valorile corectate sunt evident mai mari decât cele etalon. Deoarece în cazul filtrelor cu  $\lambda_{\text{max}}$ . 768 m $\mu$  și 789 m $\mu$  valorile de corecție sunt extrem de mari față de diferențele atribuite bariului, fluctuațiile valorilor citite pot produce erori de dozare atât de importante, încât practic nu se pot face decât aprecieri calitative ale conținutului de bariu. De aci rezultă că numai filtrul cu  $\lambda_{\text{max}}$ . 852 m $\mu$  poate fi folosit pentru dozarea bariului, întrucât la concentrații peste 10 mg Ba/100 cmc, fluctuațiile citirilor în prezența fondului de potasiu produc erori sub 3%. Ca urmare, s-au continuat cercetările numai pentru filtrul cu  $\lambda_{\text{max}}$ . 852 m $\mu$ , folosind celula fotoelectrică de cesiu și menținând condițiile de lucru indicate inițial.

Pentru a preciza natura curbei care exprimă concentrația soluției în bariu (C) în funcție de deviația galvanometrului (d), au fost figurate, cu ajutorul valorilor experimentale, puncte care corespund etalonării cu soluții pure și valorilor corectate pentru etaloanele cu 10 mg K/100 cmc. Punctele astfel obținute se înșiră pe două drepte distincte cu pante diferite, aşa cum reiese din tabelul 9.

$$C_1 = 1,603 d_1$$

$$C_2 = 1,466 d_2$$

unde indicele 1 se referă la soluții pure și indicele 2 la soluții cu 10 mg K/100 cmc. Aceste rezultate arată că ionii de potasiu nu produc numai un efect cumulativ, ci și un accentuat efect multiplicativ, valorile corectate fiind mai mari decât valorile etalon. Dacă în locul unei diagrame se folosesc curbele  $C_1 = 1,60 d_1$  sau  $C_2 = 1,47 d_2$ ,

TABELUL 9  
*Calcularea curbelor  $C = f(x)$  la determinarea bariului*

	Concentrația Bariului mg/100 cmc C	Deviația galvanometrului d	Panta dreptei C/d	Valori calculate mg/100 cmc	Abateri %
Soluții etalon pure	1	0,6	1,667	0,94	4,0
	5	3,1	1,612	4,96	1,0
	10	6,3	1,588	10,08	0,8
	25	15,4	1,616	24,64	1,44
	50	31,4	1,592	50,24	0,48
Soluții etalon cu 10 mg K/100 cmc	1	0,9	1,111	1,32	32,0
	10	6,9	1,449	10,14	1,4
	25	16,8	1,488	25,70	1,2
	50	34,2	1,462	50,27	0,54



pentru concentrații peste 5 mg Ba/100 cmc, abaterile între valorile experimentale și cele calculate nu depășesc 1,5%. Prin urmare, la calcularea coeficienților unghiulari ai celor două drepte au fost luate numai valorile pentru care fluctuațiile sunt mai reduse, adică valorile peste 5 mg Ba/100 cmc.

Când în soluția de analizat sunt prezenti și alți ioni străini, este necesar să se țină seama și de interferențele acestor ioni, care se manifestă în deosebi din cauza selectivității mici a filtrului de interferență. În tabelele 10 și 11 se prezintă valorile experi-

TABELUL 10

*Influența ionilor prezenti asupra determinării bariului  
(valori experimentale)*

Concentrația soluției mg Ba/100 cmc	10 mg Na/100 cmc	100 mg Ca/100 cmc	100 mg Mg/100 cmc
	Deviațiile galvanometrului		
0	0,7±0,2	1,6±0,1	0,1±0,1
1	1,2±0,2	2,2±0,2	0,6±0,2
10	6,6±0,4	8,1±0,3	6,1±0,2
25	15,6±0,3	17,4±0,4	15,0±0,5
50	31,8±0,4	35,1±0,7	31,3±0,6

mentale obținute cu soluții de bariu care conțin sodiu, calciu sau magneziu, respectiv valorile corectate pentru aceleași soluții, considerind interferența cationilor ca simplu efect cumulativ. În general, abaterile de la curba-etalon apar cu atât mai mari, cu cât termenul de corecție este mai important. Dacă se consideră și efectul produs de ionii de potasiu, unde corecția este de 6,7 diviziuni, se observă că abaterile scad în ordinea potasiu, calciu, sodiu și magneziu, deși soluțiile cu metale alcalino-pământoase sunt de zece ori mai concentrate decât cele cu metale alcaline. Comparând datele analitice

TABELUL 11

*Influența ionilor prezenti în soluție asupra determinării bariului  
(valori corectate)*

Concentrația soluției mg Ba/100 cmc	10 mg Na/100 cmc	100 mg Ca/100 cmc	100 mg Mg/100 cmc
	Deviațiile galvanometrului		
1	0,5	0,6	0,5
10	5,9	6,5	6,0
25	14,9	15,8	14,9
50	31,1	33,6	31,2



(tabelul 11), se observă totuși că ionii prezenti în soluțiile de bariu manifestă de asemenea un efect multiplicativ, calciul producind o mărire a citirilor pentru bariu, pe cind sodiu și magneziu produc o micșorare a lor.

În cazul soluțiilor cu clorură de amoniu și acid clorhidric destul de concentrate, care prezintă corecții de fond mici, se obțin pentru bariu valori corectate apropriate de curba-etalon, influențele multiplicative ale acestor două substanțe fiind reduse în flacăra aer-acetilenă (tabelul 12).

TABELUL 12  
*Influența  $NH_4 Cl$  și  $KCl$  asupra determinării bariului*

Concentrația soluției mg Ba/100 cmc	n/2 $NH_4 Cl$		n/2 HCl	
	Valori experimentale	Valori corectate	Valori experimentale	Valori corectate
0	0,1±0,1	—	0,4±0,1	—
1	0,7±0,1	0,6	1,1±0,2	0,7
10	6,2±0,2	6,1	6,5±0,3	6,1
25	15,4±0,5	15,3	15,8±0,4	15,4
50	31,4±0,9	31,3	31,9±0,8	31,5

### Concluzii

Bariul se poate determina în flacăra aer-acetilenă, cu suficientă sensibilitate, utilizând filtre de interferență. Pentru determinarea bariului se poate folosi atât linia de la 5535,6 Å, cât și intervalul spectral compact de benzi moleculare de la 700—980  $\mu\mu$ . Dozarea pe baza liniei de rezonanță are o sensibilitate de ordinul  $1 \times 10^{-4}$  mol/l (16 p.p.m./diviziune), însă determinările din soluții complexe sunt lipsite de precizie, datorită selectivității reduse a filtrului de interferență 55 J față de calciu, sodiu și în mai mică măsură față de potasiu. Determinarea bariului pe baza benzilor moleculare din regiunea roșie a spectrului de emisie, a fost cercetată cu trei filtre de interferență cu  $\lambda_{max}$  768  $\mu\mu$ , 789  $\mu\mu$  și 852  $\mu\mu$ . Sensibilitatea scade în această serie de la  $0,6 \times 10^{-4}$  mol/l la  $4 \times 10^{-4}$  mol/l, cînd citirile sunt executate cu un fotoelement de seleniu tip Jena. Folosirea unei celule fotoelectrice de cesiu are avantajul de a menține sensibilitatea, la o valoare de aproximativ  $1 \times 10^{-4}$  mol/l, pentru toate cele trei filtre. Filtrul cu  $\lambda_{max}$  852  $\mu\mu$  este cel mai selectiv și poate servi la dozarea bariului în prezența unor mari cantități de calciu, sodiu și magneziu și a unor cantități moderate de potasiu.



## BIBLIOGRAFIE

1. BURRIEL MARTÉ, RAMINEZ MUÑOZ. Flame Photometry, Ed. Elsevier, Amsterdam, p. 306—307, 1953.
2. BECKMANN. Bulletin 376 A. Accessories Beckman DU Spectrophotometer.
3. DEAN J. Flame Photometry, Ed. Mc. Graw-Hill, New-York, p. 209—213, 1960.
4. DUVAL C. Traité de micro-analyse minérale. Ed. Presses scientifiques internationales, Paris, p. 382—403, 1954.
5. FUKUSHIMA S. Mechanism and Elimination of interferences in Flame Photometry. *Microchim. Acta*, p. 596—618, 1959.
6. GÂTĂ E., GÂTĂ GH. Determinarea sodiului, potasiului și calciului cu ajutorul fotometrului cu flacără. *D. S. Com. Geol.* XLII, p. 273—289, 1955.
7. GÂTĂ GH., GÂTĂ E. Determinarea sodiului, potasiului și calciului cu ajutorul fotometrului cu flacără, folosind ca gaz combustibil metanul, propanul, aragazul și acetilena. Prima confațuire de Spectroscopie aplicată. București, 11—13 noiembrie 1957.
8. GÂTĂ GH., GÂTĂ E. Determinarea litiului cu ajutorul fotometrului cu flacără. *Revista de Chimie*, XI, p. 236, 1960.
9. GÂTĂ GH., GÂTĂ E. Determinarea elementelor minore cu ajutorul fotometrului cu flacără. *Revista de Chimie*, XI, p. 528—530, 1960.
10. GÂTĂ GH., GÂTĂ E., ROȘCA V. Determinarea bariului cu ajutorul fotometrului cu flacără. A doua confațuire de spectroscopie aplicată, 27—29 decembrie 1961.
11. GRIGOROVICI R. Aplicațiile spectroscopiei de emisie în ultraviolet și vizibil (excitația în flacără) *Anal. Acad. R.P.R.*, VII, p. 27—42, 1958.
12. HERRMANN R. Flammenphotometrie. Ed. Springer, Berlin, p. 236, 1960.
13. MARGOSHES M., VALEE L. B. Instrumentation and Principles of Flame Spectrometry. Effects of Extraneous Ions in simultaneous Determination of Five Elements. *Anal. Chem.* 28, p. 180—184.
14. MAVRODINEANU R., BOITEUX H. L'analyse spectrale quantitative par la flamme. Ed. Masson Paris, 1954.
15. MITCHELL R. L. The Spectrographic analysis of soils, plants and related Materials. *Commonwealth Bureau of Soil Sci.* Harpenden, Anglia, 1948.
16. PUNGOR E., HEGEDÜS A. J. Beiträge zur flammenphotometrischen Analyse der Erdalkalimetalle. *Mikrochim. Acta* (Wien) p. 87—101, 1960.
17. SCHROEDER D. Die flammenphotometrische Bestimmung des Bariums bei der Ermittlung der Umtauschkapazität des Bodens nach Mehlich. *Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkunde* 73, p. 86—87, 1956.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ БАРИЯ ФОТОМЕТРИЕЙ В ПЛАМЕНИ

Г. ГЫЦЭ, Е. ГЫЦЭ, В. РОШКА, К. ШРАМЕК

(Краткое содержание)

Авторами была исследована возможность определения бария в пламени воздух-ацетилен, при помощи фотометра с пламенем, при котором были использованы интерференционные фильтры, ввиду выделения спектраль-



ных аналитических промежутков. Дозировка бария, на основании линии резонанса — 5535,6 Å, может быть выполнена с чувствительностью в  $1 \times 10^{-4}$  мол/л, так как интерферирует кальций, натрий и в меньшей мере калий, благодаря, относительно, пониженной селективности интерференционного фильтра.

Помимо этого, авторами была исследована спектральная область в 700—980 м микрон, в которой барий представляет спектр сплошных молекулярных полос, при помощи интерференционных фильтров с  $\lambda$  макс. 768 ммикрон, 789 ммикрон и 852 ммикрон. Чувствительность определения для всех трех фильтров составляет  $0,6 \times 10^{-4}$  мол/л,  $2,3 \times 10^{-4}$  мол/л, соответственно 5 мол/л, в том случае если используется селеновый фотоэлемент.

В том случае если используется цезийный фотоэлемент, то получается для всех фильтров, приблизительно, та же чувствительность  $1 \times 10^{-4}$  мол/л.

Фильтр с  $\lambda$  макс. 852 ммикрон, является наиболее селективным и позволяет производить дозировку бария при наличии некоторых значительных количеств кальция, натрия и магния, а также и некоторых умеренных количеств калия.

В заключении, при определении бария в пламени воздух-ацетилена при помощи фотометра с интерференционными фильтрами, авторы рекомендуют использование цезийного элемента и интерференционного фильтра с  $\lambda$  макс 840—870 ммикрон.

## DÉTERMINATION DU BARYUM PAR PHOTOMÉTRIE DE FLAMME

PAR

GH. GÂTĂ, E. GÂTĂ, V. ROŞCA, C. SCHRAMEK

(Résumé)

On étudie la possibilité de la détermination du baryum avec la flamme air-acétylène, en utilisant un photomètre de flamme équipé avec des filtres d'interférence pour la séparation des intervalles spectraux analytiques. Le dosage du baryum suivant la ligne de résonance de 5535,6 Å peut être effectué avec une sensibilité de  $1 \times 10^{-4}$  mol/l mais il interfère le calcium, le sodium et moins le potassium, à cause d'une sélectivité relativement réduite du filtre d'interférence.

Le domaine spectral 700—980 mμ, où le baryum présente un spectre compact de bandes moléculaires, a été étudié à l'aide des filtres d'interférence à  $\lambda_{\text{max}}$  768 mμ, 789 mμ et 852 mμ. La sensibilité de détermination pour ces trois filtres



est  $0,6 \times 10^{-4}$  mol/l,  $2,3 \times 10^{-4}$  mol/l respectivement 5 mol/l lorsqu'on emploie un photoélément de sélénium.

Lorsqu'on utilise une photocellule de césium, on obtient pour tous les filtres approximativement la même sensibilité  $1 \times 10^{-4}$  mol/l. Le filtre à  $\lambda_{\text{max}}$  852 m $\mu$  est le plus sélectif et permet le dosage du baryum en présence d'une grande quantité de calcium, sodium et magnésium et d'une teneur modérée en potassium.

En conclusion, pour la détermination du baryum à l'aide d'un photomètre avec des filtres d'interférence on recommande l'emploi d'une cellule de césium et d'un filtre d'interférence à  $\lambda_{\text{max}}$  840—870 m $\mu$ .



INFLUENȚA DIFERITELOR ELEMENTE  
PRECUM ȘI CAUZELE DE ERORI ÎN ANALIZA METALELOR  
ALCALINE ȘI ALCALINO-PĂMÎNTOASE CU FOTOMETRU  
CU FLACĂRĂ<sup>1)</sup>

DE  
DUMITRU N. TODOR

În lucrarea de față sunt cercetate influențele unor ioni asupra determinării metalelor alcaline și alcalino-pămîntoase cu ajutorul fotometriei cu flacără, bazată pe spectre de emisie. Elementele dozate sunt excitate în flacără unui gaz combustibil aer-acetilenă și aer-propan. Gradul de excitare, adică caracterul spectrului de emisie, este determinat de temperatura flacării. Temperatura flacării variază după natura gazelor utilizate, și după amestecul lor cu aerul sau oxigenul. În tabelul 1 sunt date temperaturile maxime a diferitelor gaze utilizate în fotometria cu flacără.

TABELUL 1

Gazul	Temperatura °C	
	în aer	în oxigen
Gaz de iluminat . . . . .	1700	2700
Propan . . . . .	1925	2800
Butan . . . . .	1900	2900
Hidrogen . . . . .	2100	2780
Acetilină . . . . .	2200	3050

Fotometria cu flacără se aplică cu precădere la determinarea elementelor ușor excitabile, a căror energie de excitare este în jur de 5 ev. ceea ce corespunde metalelor alcaline și alcalino-pămîntoase.

Pentru determinare cantitativă este important să se izoleze pe cât posibil lungimea de undă specifică elementului de determinat, folosind un sistem monocromatic cu prisme sau filtre. Cea mai mare dificultate la determinările prin fotometria cu flacără este cauzată de faptul că substanțele introduse în flacără odată cu elementul de analizat, influențează în mare măsură gradul de disociere și de ionizare. Jusțețea

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 11.I.1963.



curbelor de măsurat este periclitată, cel mai des, tocmai de aceste situații care conduc la mărirea sau micșorarea emisiei.

Cauzele de erori curente în fotometria cu flacără se pot grupa deci în două categorii: o lipsă de selectivitate a sistemului monocromatic respectiv a filtrelor, permittînd emisiei provocate de elementele interferente să atingă fotodetectorul și o interacțiune a diferenților compoziției din soluție, care influențează emisia ionului de dozat.

Experiențele au arătat că anionii nu produc perturbări serioase la determinarea cationilor decât atunci când formează precipitate sau combinații greu disociabile, în schimb cationii se influențează reciproc, modificînd emisia elementului de determinat în diferite sensuri (6). Când se pulverizează soluția unui element în flacără se obține un spectru de emisie, care poate fi simplu sau complex. Din acest spectru, cu ajutorul filtrelor, se poate selecționa ușor linia cea mai caracteristică. Prezența în soluție a mai multor elemente va produce o creștere generală a fondului flacării de-a lungul întregului spectru și dacă vreo linie a spectrului cade între limitele regiunii următoare, pot apărea benzi de interferență în funcție de selectivitatea filtrului folosit. Rezultatele corecte se pot calcula aplicînd diferite metode de separare sau diverse corecții deduse din mai multe măsurători (6).

Pentru interpretarea datelor din literatură este important să se ia în considerație tipul de aparat folosit, deoarece valorile obținute la un aparat cu filtre nu sunt identice cu valorile obținute la un aparat cu prisme, mai mult, aceleași tipuri de filtre nu corespund unele cu altele.

Pentru a evidenția cele de mai sus, am studiat cu ajutorul unui fotometru cu flacără cu filtre Carl Zeiss model III, influența unor ioni asupra determinărilor de Li, Na, K, Rb, Ca, Sr, și Ba.

### Litiu

Determinarea litiului la fotometru cu flacără se efectuează în general ușor, avînd o emisie bună în regiunea spectrală  $670 \text{ m}\mu$ .

Ionul litiu avînd un potențial de ionizare de 5,37 ev. și o energie de excitație de 1,58 ev. la lungimea de undă respectivă nu necesită o temperatură ridicată a flacării. Se poate utiliza cu succes flacără aer-propan sau aer-acetilenă. Celelalte linii sau benzi ale litiului sunt mai puțin utilizate în determinări din cauza energiei de excitații mari.

Interferențele diferențierelor elemente prezente în intensitatea flacării de litiu, a fost studiate prin întrebuițarea soluțiilor sintetice preparate din clorurile respective. Rezultatele experimentale sunt date în tabelul 2.

Se observă că aluminiul, amoniul, fierul, magneziul și manganul micșorează emisia ionului de litiu, atât în flacără aer-propan, cât și în flacără aer-acetilenă;

Bariul dă o mică mărire de emisie, iar potasiul și rubidiul măresc simțitor emisia în ambele flăcări;



TABELUL 2

Influența unor elemente, asupra emisiei ionului de LITIU, pe linia atomică 670,8 m $\mu$ 

Elementul	Conc. ppm	Emisia		Eroare %	
		A-A	A-P	A-A	A-P
Litiu . . . . .	10	300	120	—	—
Aluminiu . . . . .	50	291	116	-3,0	-3,3
	200	280	111	-6,7	-7,5
	500	275	109	-8,7	-9,2
Amoniu . . . . .	100	284	115	-5,3	-4,2
	200	280	113	-6,7	-5,8
Bariu . . . . .	50	302	121	+0,7	+0,8
	100	311	123	+3,7	+2,5
Calciu . . . . .	100	307	118	+2,3	-1,7
	200	312	117	+4,0	-2,5
Fier . . . . .	50	298	115	-0,7	-4,2
	200	288	112	-4,0	-6,7
Magneziu . . . . .	50	272	119	-9,3	-0,8
	200	274	113	-8,7	-5,8
Potasiu . . . . .	50	318	124	+6,0	+3,3
	100	325	127	+8,3	+5,8
	200	328	128	+9,3	+6,7
Rubidiu . . . . .	50	311	123	+3,7	+2,5
	100	318	125	+6,0	+4,2
Sodiu . . . . .	100	310	120	+3,3	—
	200	314	118	+4,7	-1,7
	500	314	117	+4,7	-2,5
Mangan . . . . .	50	294	119	-2,0	-0,8
	100	284	116	-5,3	-3,3
Stronțiu . . . . .	100	450	185	+50,0	+ 54,2
	200	490	250	+63,0	+108,3

A-A, flacără aer-acetilenă; A-P, flacără aer-propan.

Presiunea aer-acetilenă: 0,30 at. — 40 mm coloană apă.

Presiunea aer-propan; 0,23 at. — 12 mm coloană apă.

Caracteristicile filtrului: Jena SIF 669 λ max. 671 m $\mu$ ; D. max. 34,6%.

Calciul și sodiul măresc emisia litiului în flacără aer-acetilenă din cauza temperaturii ridicate a flăcării care face ca ionii de calciu și sodiu să fie total ionizați. În flacără aer-propan ei dău însă o ușoară micșorare a emisiei.

Dacă în soluția de analizat se vor găsi ioni de stronțiu nu se pot face determinări, decât după o prealabilă separare a litiului de stronțiu din cauză că stronțiul are o bandă moleculară la 671 m $\mu$  ce trece prin filtrul de litiu.



TABELUL 3

*Influența unor elemente, asupra emisiei ionului de SODIU, pe linia atomică 589 mμ*

Elementul	Conc. ppm	Emisia		Eroare %	
		A-A	A-P	A-A	A-P
Sodiu . . . . .	60	200	60	-	-
Aluminiu . . . . .	50	195	59,5	-2,5	-0,8
	100	192	59,3	-4,0	-1,2
	250	188	58,2	-6,0	-3,0
	1000	184	56,8	-8,0	-5,3
Amoniu . . . . .	50	195	60	-2,5	-
	100	193	60	-3,5	-
Bariu . . . . .	10	200	60	-	-
	50	200	60	-	-
	250	200	60	-	-
	500	200	60	-	-
Calciu . . . . .	50	200	60	-	-
	100	202	60,4	+1,0	+0,7
	250	206	60,6	+3,0	+1,0
	500	217	62,6	+8,5	+4,3
Fier . . . . .	50	196	60	-2,0	-
	100	195	59,8	-2,5	-0,3
	250	192	59,4	-4,0	-1,0
	500	189	59,6	-5,5	-0,7
Lituu . . . . .	10	198	59,5	-1,0	-0,8
	50	198	59	-1,0	-1,7
Magneziu . . . . .	10	198	60	-1,0	-
	50	196	59,6	-2,0	-0,7
	250	193	57,5	-3,5	-4,2
	500	191	57,3	-4,5	-4,5
Mangan . . . . .	10	198	60	-1,0	-
	50	196	60	-2,0	-
	250	194	59,6	-3,0	-0,7
	500	191	59,4	-4,5	-1,0
Potasiu . . . . .	50	203	60	+1,5	-
	100	205	60,2	+2,5	+0,3
	200	207	60,5	+3,5	+0,8
Rubidiu . . . . .	50	204	60	+2,0	-
	100	205	61	+2,5	+1,7
Stronțiu . . . . .	50	198	61	-1,0	+1,7
	200	199	60	-0,5	-



### Sodiu

Sodiul poate fi dozat cu ajutorul fotometrului cu flacără, selecționând cu ajutorul filtrelor radiațiile de la 5890/96 Å. Sodiul având un potențial de ionizare de 5,12 ev. și o energie de excitație la linia 589 mμ. de 2,09 ev. emisia lui în flacără este foarte bună. Flacără aer-propan satisface excitația lui, însă o flacără aer-acetilenă este mult mai indicată, cu toate că la temperaturile mai mari a flacării cresc și interferențele.

Efectele de interferență întrebuințind flacără aer-propan și aer-acetilenă sunt arătate în tabelul 3. Dintre elementele studiate, cea mai mare interferență este cauzată de ionul calciu, care mărește emisia ionului de sodiu în special în flacără aer-acetilenă. Tot o ușoară mărire a emisiei este cauzată de potasiu și rubidiu.

Aluminiiul micșorează simțitor emisia, mai puțin amoniul, fierul, litiul, magneziul, manganul și strониul. Bariul nu are nici o influență.

Din datele din tabelul 3 reiese că deși în flacără aer-propan emisia sodiului este mai mică, determinarea lui în această flacără este mai avantajoasă deoarece elementele străine dau interferențe cu mult mai mici și pot fi considerate ca erori de lucru, pe cătă vreme în flacără aer-acetilenă interferențele sunt mult mai mari și trebuie să se țină cont de ele.

### Potasiu

Determinarea potasiului la fotometru cu flacără se efectuează, în general, ușor prin măsurarea emisiei lui la lungimea de undă de 768 mμ. Filtrele sunt suficient de selective pentru a elimina radiațiile unor elemente prezente în concentrații moderate. Ionul potasiu având potențialul de ionizare de 4,32 ev. și o energie de excitație de 1,60 ev. corespunzătoare lungimii de undă 766/769 mμ. necesită o temperatură a flacării scăzută. Flacără cea mai indicată este cea de aer-propan deoarece la această temperatură ionii de potasiu sunt total excitați, iar interferențele posibile sunt mai mici.

Interferențele cauzate de o serie de elemente asupra emisiei potasiului în flacără aer-propan și aer-acetilenă sunt date în tabelul 4. Eroarea cea mai mare la determinarea potasiului în soluțiile de analizat este cauzată de prezența ionilor de rubidiu din cauza că rubidiul având o linie atomică de 780 mμ face ca emisia lui să se suprapună peste linia potasiului la această lungime de undă.

Aluminiiul, amoniul, calciul, fierul, litiul, magneziul, manganul, și strониul au o influență de reducere a emisiei în ambele flacări, pe cătă vreme sodiul în flacără aeracetilenă mărește simțitor emisia, iar în flacără aer-propan o micșorează. Bariul are o ușoară mărire a emisiei.

TABELUL 4

*Influența unor elemente, asupra emisiei ionului de POTASIU pe linia atomică 767 m $\mu$ .*

Elementul	Conc. ppm	Emisie		Eroare %	
		A-A	A-P	A-A	A-P
Potasiu . . . . .	50	100	100	—	—
Aluminiu . . . . .	50	97	98	-3,0	-2,0
	100	94	97	-6,0	-3,0
	250	93	95	-7,0	-5,0
Amoniu . . . . .	50	98,5	99	-1,5	-1,0
	100	97	98	-3,0	-2,0
Bariu . . . . .	10	100	100	—	—
	100	100	101	—	+1,0
	250	102	102	+2,0	+2,0
Calciu . . . . .	10	100	100	—	—
	50	100	99	—	-1,0
	100	98	98	-2,0	-2,0
	250	98	97	-2,0	-3,0
	500	97	96	-3,0	-4,0
Fier . . . . .	50	98	99	-2,0	-1,0
	100	96	99	-4,0	-1,0
	250	94	96	-6,0	-4,0
Litiu . . . . .	10	100	99	—	-1,0
	50	101	96	+1,0	-4,0
Magneziu . . . . .	10	100	99	—	-1,0
	50	99	98,5	-1,0	-1,5
	100	98	97,5	-2,0	-2,5
Mangan . . . . .	50	99	99	-1,0	-1,0
	250	98	95	-2,0	-5,0
Rubidiu . . . . .	50	175	220	+ 75,0	+120,0
	100	245	300	+145,0	+200,0
Stronțiu . . . . .	50	100	100	—	—
	200	100	99	—	-1,0
Sodiu . . . . .	50	102	100	+ 2,0	—
	100	104	99	+ 4,0	-1,0
	250	107	98	+ 7,0	-2,0
	500	111	97	+11,0	-3,0

În tabelul 5 sunt arătate influențele unor elemente asupra emisiei ionului de potasiu întrebunțind patru filtre de interferență Jena. Se observă că pe toate filtrele interferențele sunt în general aceleași.



TABELUL 5

Paralelism asupra inflențelor unor elemente, asupra emisiei ionului de POTASIU, în flacără aer-acetilenă, folosind patru filtre de interferență

Elementul	Conc. ppm	E m i s i e				E r o a r e %			
		K <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	K <sub>3</sub>	K <sub>4</sub>	K <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	K <sub>3</sub>	K <sub>4</sub>
Potasiu . . .	50	100	290	254	21	—	—	—	—
Aluminiu . . .	50	97	283	246	20	-3,0	-2,4	-3,2	-4,8
	100	94	274	240	20	-6,0	-5,5	-5,5	-4,8
	250	93	273	238	20	-7,0	-5,8	-6,3	-4,8
Amoniu . . .	50	98,5	288	250	20,5	-1,5	-0,7	-1,6	-2,3
	100	97	281	245	20	-3,0	-3,1	-3,5	-4,8
Bariu . . .	10	100	290	254	21	—	—	—	—
	100	100	290	254	21,5	—	—	—	+2,3
	250	102	294	258	24	+2,0	+1,4	+1,6	+14,7
Calciu . . .	10	100	293	255	21	—	+1,0	+0,5	—
	50	100	289	251	20,5	—	-0,5	-1,2	-2,3
	100	98	287	250	20,5	-2,0	-1,0	-1,6	-2,3
	250	98	285	246	20,5	-2,0	-1,8	-3,2	-2,3
	500	97	282	244	20,5	-3,0	-2,8	-4,0	-2,3
Fier . . . .	50	98	286	249	20	-2,0	-1,4	-2,0	-4,8
	100	96	282	243	20	-4,0	-2,8	-4,4	-4,8
	250	94	275	240	20	-6,0	-5,2	-5,5	-4,8
Litiu . . . .	10	100	289	253	21	—	-0,4	-0,4	—
	50	101	293	257	21	+1,0	+1,0	+1,2	—
Magneziu . . .	10	100	290	253	21	—	—	-0,4	—
	50	99	289	250	21	-1,0	-0,4	-1,6	—
	100	98	285	248	20,5	-2,0	-1,8	-2,4	-2,3
Mangan . . .	50	99	290	252	21	-1,0	—	0,8	—
	250	98	284	247	20,5	-2,0	-2,1	-2,8	-2,3
Rubidiu . . .	50	175	355	305	48	+ 75,0	+22,0	+20,0	+128,5
	100	245	420	355	75	+145,0	+45,0	+40,0	+257,1
Stronțiu . . .	50	100	290	254	21	—	—	—	—
	200	100	290	255	21	—	—	+0,5	—
Sodiu . . . .	50	102	292	256	21,5	+2,0	+0,7	+0,8	+2,3
	100	104	295	262	22	+4,0	+1,4	+3,1	+4,8
	250	107	303	270	23	+7,0	+4,4	+6,3	+9,5
	500	111	315	280	23,5	+11,0	+8,6	+10,2	+11,9

K<sub>1</sub>, filtru Jena K<sub>77</sub>, fără caracteristice;

K<sub>2</sub>, filtru Jena SIF 770 al max. 772,9 mµ D. max. 22,7%

K<sub>3</sub>, filtru Jena SIF 770 al max. 770,1 mµ D. max. 46,0%

K<sub>4</sub>, filtru Jena K<sub>77</sub>, fără caracteristice.



### Rubidiu

Pentru determinarea rubidiului la fotometru cu flacără, linia cea mai indicată este linia de la 780 m $\mu$  la care corespunde o energie de excitație de 1,58 ev., precum și un potențial de ionizare de 4,16 ev. Aceste valori arată că ionul rubidiu, este ușor excitabil în flacără aer-propan.

Interferențele unor elemente, prezente în intensitatea flacării de rubidiu, au fost studiate prin întrebunțarea de soluții sintetice, preparate din clorurile elementelor respective.

Întrebunțarea flacării aer-acetilenă și aer-propan pe două filtre de interferență cu următoarele caracteristici:

$Rb_1$  = Jena SIF 787,  $\lambda$  max. 787 m $\mu$  D. max. 31,2%

$Rb_2$  = Jena SIF 787,  $\lambda$  max. 786 m $\mu$  D. max. 32,8%  
a condus la rezultatele date în tabelul 6.

Aluminiu, amoniul, fierul, litiul, magneziul, manganul dău o ușoară micșorare a emisiei în ambele flacări, iar bariul, calciul, stronțiul și sodiul nu interferă decât într-o foarte mică măsură în concentrațiile arătate. Ionul de potasiu prezent în soluție, cauzează o mărire puternică a emisiei din cauza liniilor de emisie foarte apropiate de ale rubidiului. Deci rubidiul nu se poate doza în prezența potasiului, numai după o prealabilă separare.

### Calciu

Pentru determinarea calciului la fotometrul cu flacără este necesar să se utilizeze o flacără cu o energie calorică mare pentru a-l excita. Temperatura flacării obținute cu un amestec gazos aer-propan este insuficientă pentru a excita calciul, temperatura mare dată însă de un amestec gazos aer-acetilenă sau oxigen acetilenă, asigură o excitare bună a calciului.

Măsurarea emisiei calciului cu ajutorul fotometrelor cu filtre se face în general în regiunea spectrală de la 622 m $\mu$ . deși lungimea de undă de 554 m $\mu$  este cea mai preferată, se întrebunează numai cînd se lucrează cu aparate cu prisme.

În prezența fosfaților, sulfatilor, silicaților și sărurilor de aluminiu, emisia calciului este simțitor micșorată. Se crede că această micșorare a emisiei se datorește formării compușilor de calciu puțin volatili și rău conducători de căldură (10).

Datele din tabelul 7 arată influența cîtorva elemente asupra emisiei ionului de calciu în flacără aer-acetilenă folosind patru filtre, cu următoarele caracteristici:

$Ca_1$  — Jena SIF Ca<sub>63</sub>

$Ca_2$  — Jena SIF 625,  $\lambda$  max. 626 m $\mu$  D. max. 32,7%

$Ca_3$  — Jena SIF 625a  $\lambda$  max. 625,9 m $\mu$  D. max. 27,9%

$Ca_4$  — Jena SIF Ca<sub>63</sub>



TABELUL 6

Influența unor elemente asupra emisiei ionului de RUBIDIU, în flacăra aer-acetilenă și aer-propan, pe linia 780 mm  $\mu$

Elementul	Conc. ppm	Aer-acetilenă				Aer-propan			
		Emisie		Eroare %		Emisie		Eroare %	
		Rb <sub>1</sub>	Rb <sub>2</sub>	Rb <sub>1</sub>	Rb <sub>2</sub>	Rb <sub>1</sub>	Rb <sub>2</sub>	Rb <sub>1</sub>	Rb <sub>2</sub>
Rubidiu . . . . .	50	200	206	—	—	100	104	—	—
Aluminiu . . . . .	100	187	194	-6,5	-6,0	95	99	-5,0	-4,8
	250	182	189	-9,0	-8,5	92	96	-8,0	-11,5
Amoniu . . . . .	100	190	198	-5,0	-4,0	98	102	-2,0	-1,9
	250	183	190	-8,5	-8,0	96	99	-4,0	-4,8
Bariu . . . . .	50	203	209	+1,5	+ 1,5	100	104	—	—
	100	206	212	+3,0	+ 6,0	100	104	—	—
	250	215	222	+7,5	+11,0	102	106	+2,0	+1,9
Calciu . . . . .	50	195	201	-2,5	- 2,5	100	104	—	—
	200	191	199	-4,5	-305	98	102	-2,0	-1,9
Fier . . . . .	50	192	199	-4,0	-3,5	100	104	—	—
	200	186	191	-7,0	-7,5	96	100	-4,0	-3,9
Litiu . . . . .	10	201	209	+0,5	+1,5	98	102	-2,0	-1,9
	50	210	218	+5,0	+6,0	97	101	-3,0	-2,9
Magneziu . . . . .	50	194	201	-3,0	-2,5	98	101	-2,0	-2,9
	200	191	198	-4,5	-4,0	96	99	-4,0	-4,8
Mangan . . . . .	50	196	205	-2,0	-0,5	98	102	-2,0	-1,9
	250	195	204	-2,5	-1,0	96	99	-4,0	-4,8
Potasiu . . . . .	10	258	266	+ 29,0	+ 30,0	112	118	+12,0	+11,3
	50	420	430	+110	+112	150	156	+50	+56
	100	575	580	+187	+187	182	184	+82	+84
Stronțiu . . . . .	50	201	210	+0,5	+2,0	100	104	—	—
	200	207	213	+3,5	+3,5	99	102	-1,0	-1,9
Sodiu . . . . .	10	205	213	+ 2,5	+ 3,5	100	104	—	—
	50	214	225	+ 7,0	+ 9,5	100	104	—	—
	100	225	234	+12,5	+14,0	99	103	-1,0	-1,0

Influența aluminiului asupra metalelor alcalino-teroase este foarte mare, această proprietate a permis lui W. SCHUHKNECHT (10) de a elimina interferențele metalelor alcalino-pământoase la determinarea metalelor alcătuite prin adăugare de



TABELUL 7

*Influența unor elemente asupra emisiei ionului de CALCIU, în flacără aer-acetilenă, pe bandă moleculară 622 m $\mu$*

Elementul	Conc. ppm	Emisie				Eroare %			
		Ca <sub>1</sub>	Ca <sub>2</sub>	Ca <sub>3</sub>	Ca <sub>4</sub>	Ca <sub>1</sub>	Ca <sub>2</sub>	Ca <sub>3</sub>	Ca <sub>4</sub>
Calciu . . . . .	50	200	56	171	260	—	—	—	—
Aluminiu . . . . .	10	185	54	159	243	— 7,5	— 3,6	— 7,1	— 6,6
	50	169	49	145	220	— 15,5	— 12,5	— 19,0	— 15,4
	250	130	39	112	168	— 35,0	— 30,4	— 34,6	— 35,4
Amoniu . . . . .	50	196	55	168	257	— 2,0	— 1,8	— 1,8	— 1,2
	100	192	53	164	256	— 4,0	— 5,4	— 4,1	— 1,6
Bariu . . . . .	10	200	56	171	260	—	—	—	—
	100	202	58	173	265	+1,0	+ 3,5	+1,1	+1,7
	250	205	62	178	273	+2,5	+10,7	+4,0	+5,0
Fier . . . . .	10	199	56	167	257	— 0,5	—	— 2,4	— 1,2
	50	194	55	165	255	— 3,0	— 1,8	— 3,6	— 2,0
	250	192	54	162	250	— 4,0	— 3,6	— 5,3	— 3,9
Litiu . . . . .	10	204	68	179	267	+2,0	+21,4	+4,6	+2,7
	50	218	95	188	274	+9,0	+69,6	+9,9	+5,3
Magneziu . . . . .	10	197	55	169	257	— 1,5	— 1,8	— 1,2	— 1,2
	50	193	54	165	251	— 3,5	— 3,6	— 3,6	— 3,5
	100	191	53	164	247	— 4,5	— 5,4	— 4,1	— 5,0
	250	189	52	162	251	— 5,5	— 7,2	— 5,3	— 3,5
Mangan . . . . .	50	200	56	171	260	—	—	—	—
	250	197	55	168	257	— 1,5	— 1,8	— 1,2	— 1,2
Potasiu . . . . .	10	201	57	175	266	+0,5	+1,7	+2,2	+2,3
	50	203	58	174	265	+1,5	+3,5	+1,7	+1,7
	100	204	59	175	267	+2,0	+5,3	+2,3	+2,7
	250	205	60	178	275	+2,5	+7,1	+4,0	+5,8
Rubidiu . . . . .	20	212	59	178	271	+6,0	+5,3	+4,0	+4,2
	100	208	58	180	275	+4,0	+3,5	+5,2	+5,8
Stronțiu . . . . .	10	205	61	177	271	+ 2,5	+ 8,9	+ 3,5	+ 4,2
	50	218	80	187	288	+ 9,0	+ 42,8	+ 9,3	+10,8
	250	280	176	250	350	+40,0	+214,2	+46,1	+34,5
Sodiu . . . . .	10	200	56	171	262	—	—	—	+0,7
	50	204	57	172	266	+2,0	+1,7	+0,5	+2,3
	250	202	57	172	265	+1,0	+1,7	+0,5	+1,7
	500	202	59	175	264	+1,0	+5,3	+2,3	+1,5
K <sub>2</sub> HPO <sub>4</sub> . . . . .	20	90	—	—	—	— 55,5	—	—	—
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> . . . . .	50	178	—	—	—	— 11,0	—	—	—
	200	153	—	—	—	— 23,4	—	—	—



$\text{Al}(\text{NO}_3)_3$ . C. ALKEMADE (2) menționează că efectele aluminiului asupra emisiei calciului diferă după natura sării de aluminiu (nitrați, sulfati etc.) prezente.

Amoniul, fierul, magneziul și manganul micșorează emisia calciului în timp ce bariul, litiul, potasiul, rubidiul și sodiul măresc ușor emisia calciului.

Prezența fosfaților influențează considerabil emisia calciului prin faptul că formează combinații  $\text{Ca}-\text{P}$  (O). Compoziția lor variază după condițiile de lucru.

Prezența sulfatilor este de asemenea foarte dăunătoare. Într-o lucrare anterioară (14) au fost arătate mai pe larg aceste interferențe precum și îndepărțarea lor.

### Stronțiu

Emisia stronțiului în flacără este foarte bună cînd se folosește linia atomică 460,7  $\mu\text{m}$ . Multă autoră indică determinarea stronțiului și pe banda moleculară 671  $\mu\text{m}$  respectiv pe filtru de litiu.

La determinarea stronțiului se întrebuițează de obicei o flacără aer-acetilenă deoarece numai acest amestec asigură o energie calorică suficientă pentru a excita complet ionul de stronțiu.

Influența unor elemente asupra determinărilor de stronțiu au fost efectuate folosind flacără aer-acetilenă și trei filtre de interferență cu următoarele caracteristici:

$\text{Sr}_1$  — Jena SIF 461  $\lambda$  max. 460  $\mu\text{m}$  D. max. 30,7%

$\text{Sr}_2$  — Jena SIF 460a  $\lambda$  max. 463  $\mu\text{m}$  D. max. 41,7%

$\text{Sr}_3$  — Jena SIF 461  $\lambda$  max. 460  $\mu\text{m}$  D. max. 26,9%

Interferențele cauzate de elementele prezente în soluție sînt analoage cu ale calciului. Rezultatele experimentale sînt redate în tabelul 8. Se remarcă marele fond de flacără pe aceste filtre.

În cazul folosirii benzii moleculare 671  $\mu\text{m}$  apar cam aceleași interferențe, numai că nu se poate determina stronțiu în prezența litiului. Se observă o creștere a emisiei stronțiului în această regiune spectrală în prezența sărurilor de potasiu, în schimb fondul flacării în acest caz este cu mult mai mic. Rezultatele determinărilor sînt date în tabelul 9.

### Bariu

Pentru determinarea bariului la fotometrul cu flacără, este necesar o energie mare calorică. Pentru a excita ionul de bariu, flacără aer-acetilenă este insuficientă, pe linia 553,6  $\mu\text{m}$ . Este însă indicată folosirea flacării oxigen-acetilenă sau oxigen-hidrogen. O serie de determinări au fost efectuate cu un fotodetector de seleniu, folosind linia 553,6  $\mu\text{m}$  dar fără să se obțină rezultate mulțumitoare. În literatură sunt indicate o serie de lucrări pentru determinarea bariului pe benzile cuprinse



TABELUL 8

*Influența unor elemente asupra emisiei ionului de STRONȚIU în flacără aer-acetilenă  
pe linia atomică 460,7 mµ*

Elementul	Conc. ppm	Emisie			Eroare %		
		Sr <sub>1</sub>	Sr <sub>2</sub>	Sr <sub>3</sub>	Sr <sub>1</sub>	Sr <sub>2</sub>	Sr <sub>3</sub>
Stronțiu . . . . .	100	100	185	145	—	—	—
Aluminiu . . . . .	10	96	178	140	— 4,0	— 3,8	— 3,5
	100	87	162	126	— 13,0	— 12,5	— 13,2
	250	83	154	117	— 17,0	— 16,8	— 19,4
Amoniu . . . . .	50	98	183	143	— 2,0	— 1,1	— 1,4
	100	98	183	144	— 2,0	— 1,1	— 0,7
Bariu . . . . .	10	100	186	145	—	+0,6	—
	100	102	190	149	+2,0	+2,7	+2,7
	250	104	194	151	+4,0	+4,8	+4,1
Calciu . . . . .	10	99	184	144	— 1,0	— 0,6	— 0,7
	50	101	188	147	+1,0	+1,6	+1,3
	250	103	197	149	+3,0	+6,4	+2,7
Fier . . . . .	10	99	183	144	— 1,0	— 1,1	— 0,7
	100	98	182	142	— 2,0	— 1,7	— 2,1
	250	96	179	138	— 4,0	— 3,3	— 4,8
Litiu . . . . .	10	102	190	148	+2,0	+2,7	+2,0
	50	102	202	149	+2,0	+9,1	+2,7
Magneziu . . . . .	10	100	185	145	—	—	—
	50	98	182	143	— 2,0	— 1,7	— 1,4
	250	97	182	142	— 3,0	— 1,7	— 2,1
Mangan . . . . .	50	100	185	144	—	—	— 0,7
	250	100	183	144	—	— 1,1	— 0,7
Potasiu . . . . .	10	101	186	146	+1,0	+0,6	+0,7
	100	103	188	148	+3,0	+1,6	+2,0
	250	103	199	149	+3,0	+7,5	+2,7
Rubidiu . . . . .	10	101	187	146	+1,0	+1,0	+0,7
	50	104	199	148	+4,0	+7,5	+2,0
Sodiu . . . . .	10	100	188	146	—	+ 1,6	+0,7
	100	102	204	149	+2,0	+10,2	+2,7
	250	101	210	146	+1,0	+13,5	+0,7
$\text{Na}_2\text{SO}_4$ . . . . .	10	99	183	142	— 1,0	— 1,1	— 2,1
	50	100	185	144	—	—	— 0,7
$\text{K}_2\text{HPO}_4$ . . . . .	10	80	148	120	— 20,0	— 20,0	— 18,0
Fondul flăcării . . . . .		53	99	74			

Presiunea aer-acetilenă 0,30 at. — 40 mm coloană apă.



TABELUL 9

*Influența unor elemente asupra emisiei ionului de STRONȚIU în flacără aer-acetilenă pe filtre de litiu 670,8 mµ*

Elementul	Conc. ppm	Emisie			Eroare %		
		Li <sub>1</sub>	Li <sub>2</sub>	Li <sub>3</sub>	Li <sub>1</sub>	Li <sub>2</sub>	Li <sub>3</sub>
Stronțiu . . . . .	100	300	204	155	—	—	—
Aluminiu . . . . .	10	285	189	149	— 5,0	— 7,4	— 3,9
	100	217	148	118	—27,7	—27,5	—23,9
	250	185	125	98	—38,4	—38,8	—36,8
Amoniu . . . . .	50	299	202	154	— 0,3	— 1,0	— 0,7
	100	290	195	151	— 3,3	— 4,5	— 2,6
Bariu . . . . .	10	304	206	160	+ 1,3	+ 1,0	+ 3,2
	100	312	215	162	+ 4,0	+ 5,3	+ 4,5
	250	320	218	168	+ 6,6	+ 6,8	+ 8,3
Calciu . . . . .	10	302	204	156	+ 0,7	—	+ 0,6
	50	302	205	157	+ 0,7	+ 0,5	+ 1,2
	250	310	215	164	+ 3,3	+ 5,3	+ 5,8
Fier . . . . .	10	298	204	155	— 0,6	—	—
	100	290	200	152	— 3,3	— 2,0	— 2,0
	250	287	195	149	— 4,3	— 4,5	— 3,9
Magneziu . . . . .	10	300	204	155	—	—	—
	50	295	200	153	— 2,6	— 2,0	— 1,3
	250	290	196	149	— 3,3	— 4,0	— 3,9
Mangan . . . . .	50	298	203	154	— 0,6	— 0,5	— 0,7
	250	294	201	151	— 2,0	— 1,5	— 2,6
Potasiu . . . . .	10	308	212	161	+ 2,6	+ 3,9	+ 3,8
	100	324	223	169	+ 8,0	+ 9,3	+ 9,0
	250	340	228	178	+13,3	+11,7	+14,8
Rubidiu . . . . .	10	307	213	162	+ 2,3	+ 4,4	+ 4,5
	50	324	222	169	+ 8,0	+ 8,8	+ 9,0
Sodiu . . . . .	10	305	209	160	+ 1,6	+ 2,4	+ 3,2
	100	316	216	164	+ 5,3	+ 5,8	+ 5,8
	250	314	215	161	+ 4,6	+ 5,3	+ 3,8
$\text{N}_2\text{SO}_4$ . . . . .	10	300	204	155	—	—	—
	50	304	208	158	+ 1,3	+ 1,9	+ 1,9
$\text{K}_2\text{HPO}_4$ . . . . .	10	185	125	95	—38,4	—38,8	—38,8
Fondul flăcării . . . . .		6	3	2			

Caracteristicile filtrelor L<sub>1</sub> — Jena SIF 669 — lipsesc caracteristicile

L<sub>2</sub> — Jena SIF 669 λmax. 672 mµ D. max. 30%

L<sub>3</sub> — Jena SIF 669 λmax. 671 mµ D. max. 34,6%

Presiunea aer-acetilenă 0,30 at. — 40 mm coloană apă.



între 750—900 m $\mu$ . (5,4) întrebuiind diferite amestecuri combustibile. Neavînd game de filtre între aceste intervale, decît filtre de potasiu în jur de 770 m $\mu$  și rubidiu în jur de 780 m $\mu$ , am încercat să determin bariul pe aceste filtre, întrebuiind o celulă de cesiu în locul celei de seleniu.

TABELUL 10

*Încercări pentru a determina BARIU pe filtrele de K<sub>77</sub> și Rb<sub>79</sub> întrebuiind flacără aer-acetilenă, pe o celulă de cesiu, aplicând o tensiune de 100 v.*

Conc. ppm	Rezistența și celula	Filtrele întrebuițate				
		K <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	K <sub>3</sub>	K <sub>4</sub>	Rb <sub>1</sub>
50 Ba	R = 800 Ω	15	39	32,5	12,5	—
50 Sr	3	13,5	39	31	8	—
100 Ca		15	41	32	8	—
apa		13	37	30	8	—
50 Ba	R = 1 K Ω	24	70	54	14	—
50 Sr	3	23	71	50	10	—
100 Ca		22	68	52	10	—
apa		19	61	47	9	—
50 Ba	R = 30 K Ω	33	85	70	27	—
50 Sr	3	27	78	62	17	—
100 Ca		30	80	63	18	—
apa		26	72	57	16	—
50 Ba	R = 20 K Ω	33	86	70	26	—
50 Sr	3	28	81	63	17	—
100 Ca		30	82	65	18	—
apa		26	75	59	16	—
50 Ba	R = 20 K Ω	90	213	176	70	—
50 Sr	4	80	208	168	46	—
100 Ca		85	211	168	50	—
apa		75	188	156	43	—
50 Ba	R = 20 K Ω	—	115	—	—	45
50 Sr	1	—	110	—	—	37
100 Ca		—	115	—	—	40
50 Mg		—	110	—	—	36
apa		—	110	—	—	36
50 Ba	R = 20 K Ω	—	100	—	—	38
50 Sr	2	—	90	—	—	32
100 Ca		—	92	—	—	34
50 Mg		—	88	—	—	31
apa		—	85	—	—	31

Presiunea aer-acetilenă 0,30 at. — 40 mm coloană apă  
1, 2, 3 și 4 numărul celulei.



Se constată valori foarte mari a fondului flăcării, precum și permeabilitatea filtrelor pentru ioni de calciu, stronțiu și magneziu. În tabelul 10 sînt date valorile acestor încercări întrebuitînd 4 celule de cesiu și variind sensibilitatea galvanometrului

TABELUL 11

*Celula de seleniu*

*Paralelism între determinările pe o celulă de seleniu și una de cesiu, întrebuitînd flacără aer-acetilenă*

Conc. ppm	Emisia pe filtrele respective									
	Ca	Ba	Sr	Cu	Rb	Mg	Tl	Li	K	Na
50 Ca . . . . .	184	61	1	2	—	—	9	1	—	—
50 Ba . . . . .	—	—	—	1	—	—	—	—	1	—
50 Sr . . . . .	9	2	10	—	—	—	—	62	—	1
10 Li . . . . .	—	—	1	—	—	—	—	222	—	—
50 Na . . . . .	—	38	3	5	—	—	4	—	—	47
50 K . . . . .	—	—	—	—	70	—	—	2	28	—
50 Rb . . . . .	—	—	—	—	64	—	—	—	35	—
Fondul . . . . .	7	19	19	23	2	9	16	3	2	1

TABELA 12  
*Celula de cesiu*  
*Tensiunea aplicată 90 volți*

Conc. ppm	Emisia pe filtrele respective									
	Ca	Ba	Sr	Cu	Rb	Mg	Tl	Li	K	Na
50 Ca . . . . .	40	3	1	1	1	—	—	1	—	—
50 Ba . . . . .	1	1	1	1	5	—	—	1	8	—
50 Sr . . . . .	4	1	1	—	1	—	—	41	—	—
10 Li . . . . .	3	1	1	1	—	—	—	148	—	—
50 K . . . . .	1	3	1	1	270	2	—	11	120	—
50 Na . . . . .	—	6	1	2	—	—	1	—	—	8
50 Rb . . . . .	1	1	1	1	450	1	—	4	250	1
Fondul . . . . .	2	1	—	—	7	1	1	2	9	—

Caracteristicile filtrelor:

Ca 626 m $\mu$ λmax.	Mg 383 m $\mu$ λmax.
Ba 555 m $\mu$ λmax.	Tl 536 m $\mu$ λmax.
Sr 460 m $\mu$ λmax.	Li 672 m $\mu$ λmax.
Cu 512 m $\mu$ λmax.	K 772,9 m $\mu$ λmax.
Rb 787 m $\mu$ λmax.	Na 590 m $\mu$ λmax.



cu diferite rezistențe. Dintre încercările prezentate numai filtrul de  $K_4$  corespunde pentru determinarea bariului.

Pentru a arăta selectivitatea unor filtre Jena față de metalele alcaline și alcalino-pămîntoase, am efectuat o serie de determinări comparative pe o celulă de seleniu și alta de cesiu, datele sănt redate în tabelele 11 și 12. Din valorile respective sănt scăzute deviațiile pentru apă, adică a fondului flacării.

### **Concluzii**

După cum s-a văzut metalele alcaline și alcalino-pămîntoase sănt caracterizate printr-o energie de emisie relativ joasă, ceea ce explică succesul fotometriei cu flacără pentru determinarea acestor elemente. Cauzele de erori sănt în cea mai mare parte datorite interferențelor unor ioni ce se găsesc prezenți în soluția de analizat împreună cu elementul de determinat. Pentru a înlătura acest neajuns literatura prevede foarte multe procedee depinzînd de elementele dozate și de ionii aflați cu ele în soluție. Cîteva dintre ele sănt redate mai jos: utilizarea de grafice de corecție (7) folosite cu mai puțin succes decît metodele de separare chimică; utilizarea tamponului de radiație (11) tehnică prin adăugarea unor concentrații mari de ioni care interferă, atât în soluțiile-etalon cît și în proba de analizat. Aceasta face să se minimalizeze efectele variațiilor mici de concentrație ale diferenților ioni asupra elementului de determinat; separarea fosfaților și a sesquioxizilor prin diferențe metode, astfel s-a utilizat separarea cu mixtură magneziană (9), acetat de amoniu (14) acetat de amoniu alături de clorura de aluminiu, oxiclorura de zirconiu, precum și multe altele.

Separarea metalelor alcaline și alcalino-teroase sau a elementelor jenante prin întrebunțarea schimbătorilor de anioni și cationi sau amestecuri de cationi și anioni.

După cum s-a văzut, determinările la fotometru cu flacără executate în serie nu pot da rezultate bune decît atunci cînd condițiile reacțiilor care au loc în flacără sănt menținute identice în cadrul aceleiași serii de determinări.

### **BIBLIOGRAFIE**

1. ADAUS F. *Soil Science* vol. 83 (1957) p. 305.
2. ALKEMADE C. Z. *Anal. Chem.* 158 (1957) p. 25.
3. CULLUM D. C., THOMAS D. B. *Analyst* vol. 85 (1954) p. 497.
4. DEAN J. A. *Flame photometry*.
5. DENSAN I. *Biol. Chem.* vol. 209 (1954) p. 223.
6. ERNÖ P., HEGEDÜS A. *Magyar Kémikusok Lapja* Nr. 6—7 (1954).
7. LEYTON I. *Analyst* vol. 79 (1954) p. 597.
8. LIEBIG I., BREDEHORST H. *Anal. Chim Acta* vol. 24 (1961) p. 573.
9. SCHNEIDER R. *Landw. Forschung* Bd. 6 (1954) p. 200.



10. SCHUHKNECHT W. *Z. Anal. Chem.* 143 (1954) p. 321.
  11. SPECTOR I. *Anal. Chem.* col. 27 nr. 9 (1955) p. 1452.
  12. SPINDLER R. *Landw. Forschung* Bd. 9 (1958) p. 459.
  13. TODOR N. D. *D. S. Com. Geol.* vol. KLVIII (1960—1961) București 1963.
  14. WESTERHOFF H. *Landw. Forschung* Bd. 7 (1955) p. 128.
- 

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ, А ТАКЖЕ  
И ПРИЧИНЫ ПОГРЕШНОСТЕЙ ПРИ АНАЛИЗЕ ЩЁЛОЧНЫХ  
И ЩЁЛОЧНОГЛИНИСТЫХ МЕТАЛЛОВ  
ФОТОМЕТРОМ С ПЛАМЕНЕМ

ДУМИТРУ Н. ТОДОР  
(Краткое содержание)

---

Автором исследуются влияния некоторых ионов над определениями  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Rb}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Sr}^{++}$ , и  $\text{Ba}^{++}$ , при помощи фотометра с пламенем, основываясь на спектре излучения. Исследование было проведено над различными иенскими интерференционными фильтрами, аппаратом Карла Цейсса, модель III, используя пламя воздух-пропан и воздух-ацетилен.

---

L'INFLUENCE DES DIVERS ÉLÉMENTS ET LES CAUSES D'ERREURS  
DANS L'ANALYSE DES MÉTAUX ALCALINS ET ALCALINO-TERRREUX  
AVEC LE PHOTOMÈTRE DE FLAMME

PAR  
DUMITRU N. TODOR  
(Résumé)

---

L'auteur étudie l'influence de certains ions sur les déterminations de  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Rb}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Sr}^{++}$  et  $\text{Ba}^{++}$  au moyen d'un photomètre de flamme, suivant le spectre d'émission. L'étude a été effectuée sur des filtres d'interférence Jena, avec un appareil Carl Zeiss, modèle III, en utilisant la flamme air-propane et air-acrylène.

---





Institutul Geologic al României

ANEXA 1

STRATIGRAFIE

MEZOZOICUL ȘI PALEOGENUL DIN REGIUNEA  
VĂRAI – CURTUIUŞ – GAURA (VALEA CHIOARULUI)<sup>1)</sup>

DE  
STAN IONITĂ

Lucrarea de față a fost întocmită după cercetările din vara anului 1960<sup>2)</sup>. Suprafața cercetată se află la NE de Jibou și la S de Șomcuta, în aşa numita « Tara Chioarului ». Ea se delimitizează astfel: la est valea Bîrsăului, de la izvoare pînă aproape de satul Bucium; la sud și vest o linie ce unește satele Vărai și Curtuiușul Mare; la nord o linie formată din dealul Cornul Pleșii pînă mai sus de satul Bucium.

Regiunea a fost cercetată de numeroși geologi încă din secolul trecut. Dintre lucrările cele mai importante amintim pe cele ale următorilor autori: K. HOFMANN (6,7), A. KOCH (10), R. GRENGG (8), SZÁDECZKI-KARDOSS (18), J. SZÁDECZKY (17), GR. RÄILEANU — E. SAULEA (15), T. JOJA (9), E. SAULEA — A. BĂRBULESCU (16), I. DUMITRESCU (5), G. BOMBÎȚĂ (3). Dintre lucrările manuscrise au fost consultate cele ale lui M. CHIRIAC<sup>3)</sup>. Concluziile autorilor respectivi vor fi amintite în cuprinsul lucrării.

*Stratigrafia*

Prezenta lucrare se referă numai la depozitele mezozoice și paleogene, cu o scurtă prezentare a fundamentului cristalin.

Rocile cristaline formează rama de apus și fundamentul regiunii. Ele apar la zi în insula cristalină a Ticăului. Cristalinul este format din roci epizonale — sisturi sericitice, sisturi cloritice — cît și din roci de mezo- și catazonă — micașisturi cu una sau două mice, micașisturi cu granați, cuarțite.

*Jurasic superior — Cretacic inferior (Klippe de la Bucium).* Pe o viroagă confluentă pe stînga văii Bîrsăului, prima în aval de gura pîrîului Curtuiușului, pe o lungime de 50—60 m, se află o apariție de calcare mezozoice. Aceste calcare se prezintă

<sup>1)</sup> Comunicare în ședință din 12 ianuarie 1962.

<sup>2)</sup> STAN IONITĂ. Raport geologic. Vărai—Curtuiuș—Mireș—Lăpușel—Șomcuta. 1960. Arh. Com. Geol.

<sup>3)</sup> M. CHIRIAC și colab. Rapoarte geologice Gaura—Văraiug—Perii Vadului. Arh. Com. Geol. 1952, 1953, 1956.



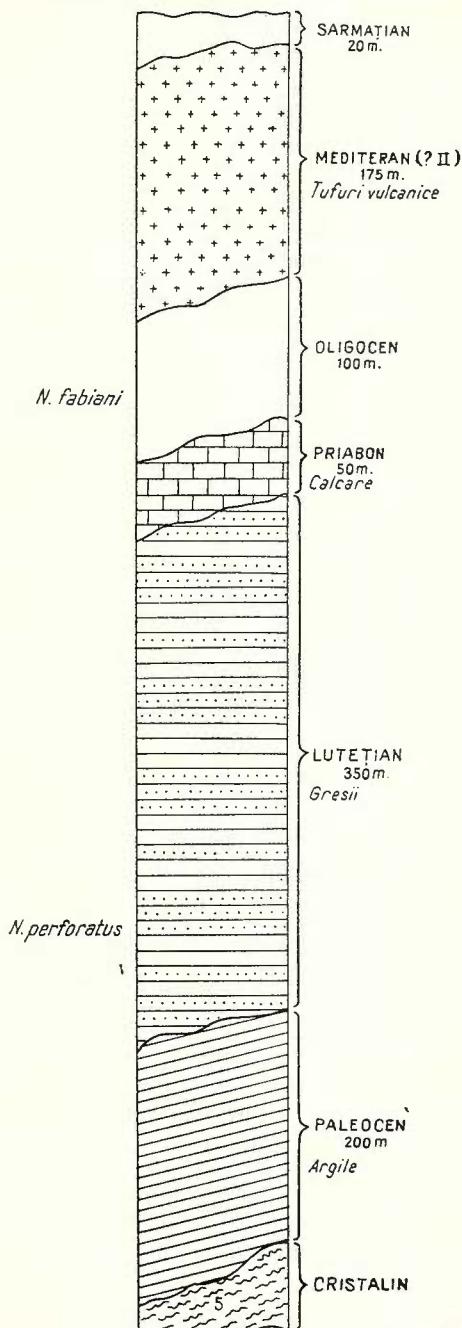
zdrobite, uneori chiar breciate. Ele sunt încicate de depozitele tortoniene, reprezentate prin calcare de Leitha. Blocurile de calcare mezozoice sunt separate, în lungul profilului, de depozite tortoniene. Ele apar atât pe malul stîng cât și pe cel drept. Pe lîngă faptul că sunt tectonizate, uneori chiar breciate, ele prezintă geode de cuarț și mai ales de calcedonie alb-albăstruie. Mineralizația de silice — în principal de calcedonie —, umple și crăpăturile numeroase din calcare. Pe fețele expuse, calcarele au o culoare cenușiu deschisă, iar în spărtură proaspătă sunt de culoare albă-cenușie și numai rareori prezintă o colorație gălbuie din cauza limonitului. Chiar și cu ochiul liber, în calcare se observă cristale sau mici aglomerări de cristale de cuarț. Observată la microscop roca este formată în cea mai mare parte din calcit, ici-colo observindu-se silice criptocristalină și chiar cuarț. Tot în secțiuni subțiri se observă numeroase foraminifere din grupa Placopsilinelor. Pe lîngă foraminifere, relativ frecvente, se mai observă și: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionellopsis thälmanni* COLOM. Aceste specii, care apar rar, sunt caracteristice pentru Jurasicul superior-Cretacicul inferior. Pentru acest motiv aceste calcare, găsite pentru prima dată în vara anului 1960, au fost atribuite de noi Jurasicului superior-Cretacicului inferior. Prezența formei *Calpionellopsis thälmanni* C., considerată de unii geologi caracteristică pentru Neocomian, ne-a determinat să atribuim acestor calcare o vîrstă în limite mai largi, Jurasic superior-Cretacic inferior. În afara fosilelor amintite mai apar și resturi de corali.

S. ANTON (2), în descrierea klippelor pienine din Munții Lăpușului, amintește, printre altele și de calcare cenușii cu *Calpionella alpina*, care ar putea fi echivalate cu calcarele din apariția de la Bucium.

*Cretacicul superior (Turonianul)*. Aproape de confluența văii Morii cu valea Bîrsăului apare peticul principal de Cretacic superior, cunoscut încă din secolul trecut. Aceste depozite sunt formate dintr-o serie aleuritică cenușie. Roca este, fie o gresie aleuritică micaferă, fie un aleurit pelitic cenușiu, sau un aleurit grezos. Trecerea de la un strat la altul se face treptat. Rocile sunt potrivit cimentate. Această serie aleuritică are o grosime de cca 200 m. În alte puncte decât cel din regiunea noastră, în roci asemănătoare, K. HOFMANN a găsit resturi de *Radiolites cf. cornupastoris* și de *Inoceramus*. Pe baza lor toți cercetătorii anteriori au considerat, ca și HOFMANN, aceste roci ca faciesul de Gosau al Senonianului. În această ivire de Cretacic am găsit și determinat următoarele forme: *Inoceramus schloenbachi* BÖHM, *Micraster cortestudinarium* GOLDF., *Micraster coranguinum* LAM., *Cardiaster cotteanus* LANG. ET GRUND.

Dintre formele găsite, *Inoceramus schloenbachi* BÖHM este considerat în unanimitate ca fosil caracteristic pentru Turonian superior. Specia *Micraster cortestudinarium* este considerată de unii geologi (1) formă turoniană, iar de alții formă senoniană (16,4). *Cardiaster cotteanus* este considerat de H. ANDERT formă emscheriană. Avînd în vedere prezența lui *Inoceramus schloenbachi* BÖHM, precum și speciile de echinide, care în total formează o asociație faunistică aproape identică cu cea găsită





Coloană stratigrafică a depozitelor terțiare din regiunea Gaura-Curtuiuș (Chioar).

de H. ANDERT (1) în Saxonia și Boemia, considerăm că depozitele de la Gaura aparțin Turonianului superior. Deasupra seriei aleuritice amintite, pe valea Untului stă un pachet de gresii tufacee, cu bobul potrivit, cu biotit și muscovit, uneori foarte dure. Grosimea acestui pachet este de cîțiva metri. Această gresie seamănă cu gresiile tufacee miocene. În ea n-au fost găsite fosile, aşa încît în privința vîrstei nu putem spune decît că aceste gresii sunt mai noi decît seria aleuritică, fără să putem preciza căruia etaj aparțin.

În afara acestui petec de Turonian amintit, de pe valea Untului, a mai fost întîlnit, în 1960, o altă apariție a aceleiași formații, de întindere mai redusă, tot pe valea Bîrsăului, aproape de confluența sa cu valea Curtuiușului.

*Paleogenul* este reprezentat prin Paleocen, Lutetian și Priabonian (vezi figura).

*Paleocenului* i-a fost atribuit complexul aşa numitelor argile roșii vărgate inferioare. Acest complex este format din: pietriș, argile roșii — care predomină — și rare intercalații de nisipuri. Pietrișul este format din elemente nesortate și nerulate sau slab rulate, ale căror dimensiuni ating 10 cm. Pietrișul are ciment argilo-nisipos de culoare roșie, mai rar de culoare vînată.

Argila are totdeauna o cantitate oarecare de pietriș mărunt cu elemente colțuroase și nesortate sau de nisip mărunt. Culoarea dominantă a argilei este roșie-cărămizie, deobicei cu pete cenușii-gălbui sau liliachii. Rare domină una din celelalte culori galben sau cenușiu.

Către partea superioară a complexului apar intercalații de nisipuri cenușii, iar culoarea argilelor devine din ce în ce mai puțin accentuată, apropiindu-se de galben-cenușiu. Stratificația acestor argile nu este evidentă. Grosimea lor maximă a fost observată pe valea Coastei Rele, care trece pe la nord de satul Năpradea. Ea este cuprinsă între 150—200 m, însă Lutetianul se aşază discordant peste partea superioară a argilelor roșii, așa încât trebuie să presupunem că eroziunea a îndepărtat o parte din argilele roșii, iar grosimea lor inițială să fi fost mult mai mare.

Argilele roșii au fost considerate în general paleocene. Dintre părerile mai noi amintim că I. DUMITRESCU (5) le consideră de asemenea paleocene. N. MÉSZÁROS (11), în schema stratigrafică a Paleocenului, atribuie Ypresianului inferior argilele vărgate inferioare din regiunea Cluj. Același autor consideră pentru regiunea Jibou că întregul complex al argilelor roșii inferioare cu calcarele de apă dulce de la Rona<sup>1)</sup>, cuprinde tot timpul de la Montian la Ypresian inferior. G.H. BOMBÎTĂ (3) își pune întrebarea (pag. 3) «dacă seria continental-lacustră a argilelor roșii inferioare nu cuprinde și echivalente ale Lutetianului mediu-inferior, precum și ale Ypresianului». Complexul argilelor roșii inferioare nu este bine dezvoltat în regiunea cercetată. El a fost atribuit de noi Paleocenului. Având în vedere identitatea de facies a argilelor roșii de aici cu cele de la Ypres, presupunem că în aceste argile roșii, atribuite de noi Paleocenului, este cuprins și Ypresianul.

Problema subdiviziunilor Paleocenului și ale Eocenului inferior, în general, nu este rezolvată pînă în prezent, așa încât subdiviziunile stratigrafice cu grad de etaj, pentru acest timp, rămîn o problemă pentru viitor.

În ce privește originea acestor argile roșii, se consideră în general că ele sunt depozite continentale, fiind depunerea în mediu acvatic a unor laterite spălate și aduse de pe continent. Problema originii acestor argile rămîne — după părerea noastră — o problemă deschisă pentru viitor.

**Lutetianul.** Acet etaj este format dintr-un complex grezos, la care iau parte: conglomerate mărunte, gresii, nisipuri și argile. Gresia este roca dominantă. Ea este micaferă, cuarțitică, grosieră, uneori microconglomeratică, cu elemente mari, colțuroase sau slab rulate. Are o culoare gălbuiie, datorită unui procent de limonit. Se prezintă în general în strate groase de la 0,5 m în sus. Conglomeratele sunt rare și au elemente de mărime pînă la 10 cm. Stratele au o grosime de 40—50 cm și sunt slab cimentate; numai arareori sunt bine cimentate, cînd devin foarte dure. Nisipul este cenușiu cu bobul mic, uneori cu aspect aleuritic, cuarțifer, rar cu muscovit.

Argilele roșii sunt foarte nisipoase, micaferă, cu pete de diferite culori, cenușiu, gălbui, cărămizii. Argilele verzui apar foarte rar. Este interesant de remarcat că nisipurile cenușii și aleuritele marnoase cenușii apar în spre baza complexului. În partea superioară gresia alternează sau are intercalații de argile roșii. Aceste argile roșii

<sup>1)</sup> Locuitorii din regiune numesc satul respectiv Romna.



seamănă foarte mult cu argilele roșii ypresiene. În complexul acesta gresos au fost găsite următoarele forme: *Nummulites perforatus* DE MONTF., *Nummulites* cf. *laevigatus* BR., *Praescutella cailliaudi* COTT., *Protoscutella* sp., *Anomia pellucida* DESH., *Anomia* sp., *Gigantostrea rarilamella* DESH., *Pycnodonta* cf. *brongniarti* BRONN, *Galeodes subcarinata* LAM.

K. HOFMANN separă aceste strate sub denumirea de gresia de Racoți și strate de Turbuța și le atribuie Lutețianului. Gr. RĂILEANU—E. SAULEA (15) separă de asemenei complexul seriei de Racoți al stratelor de Turbuța (argilele vărgate superioare). Autorii menționează în text, pe bună dreptate, că separarea orizontului de Turbuța, de gresia de Racoți, nu se poate face pe teren și dau întregului complex o denumire locală: strate de Stejera. I. DUMITRESU (5) consideră, ca și K. HOFMANN, stratele cu *N. Perforatus* de vîrstă lutețiană, dar în ce privește gresia de Racoți, se deosebește de aceasta, considerind-o, ca și HAUG, împreună cu orizontul Turbuța de deasupra, de vîrstă priaboniană.

Amintesc că întregul complex descris formează o singură unitate litoologică și faunistică. Priabonianul apare în regiune, dar are altă componență litologică și faunistică.

N. MÉSZÁROS, în schema stratigrafică a Paleogenului, consideră gresia de Racoți de vîrstă lutețian-superioară.

Pe baza faunei de *N. perforatus* și a scutelidelor de talie mică amintite, vîrsta acestor depozite a fost considerată ca fiind lutețiană. Trebuie să remarc de asemenei că, *Gigantostrea rarilamella* n-a fost întîlnită decât în Lutețianul din Transilvania de nord-vest.

Este important de amintit că în acest complex, în partea sa inferioară, apare un nivel cu *N. perforatus*, care poate fi urmărit cartografic pe distanțe mari. Acest nivel este format dintr-o gresie foarte bogată în Numuliți și are o grosime de cca 1 m. El stă peste un strat de argilă roșie cu pete cenușii, gros de circa 2 m. În regiunea cercetată Lutețianul stă discordant peste argilele roșii paleocene. Lipsește nivelul cu *Gryphaea eszterházi*, care este un nivel inferior celui cu *N. perforatus* și lipsește de asemenei și nivelul de calcar cunoscut în literatură sub numele de «calcar cu *Anomia*». În două deschideri apropiate, lîngă satul Stejerea, a fost întîlnit un nivel cu *Gigantostrea rarilamella*, care pare a fi sub nivelul cu *N. perforatus*. Nivelul cu *N. perforatus* apare la 20—30 m deasupra bazei complexului, rareori la 60—70 m.

Studiul faunei lutejiene este abia la început, aşa că nu se pot face precizări de gradul subetajului. Pare însă probabil că aici complexul gresiei groziere de Racoți a început să se depună abia din Lutețianul mediu.

Partea superioară a acestui complex gresos, de la primele intercalații de argile roșii în sus, este echivalentă cu orizontul argilelor roșii vărgate superioare.

Strate de Turbuța, aşa cum apar ele la Turbuța, nu au fost întîlnite în regiune.

Grosimea Lutețianului astfel descris este de circa 300 m.

**Priabonianul.** Discordant peste Lutejan stau calcarele priaboniene. În bază, în unele deschideri, apar marne cenușii, alteori gresii calcaroase cenușii, cu aspect tufaceu. Calcarele propriu zise sănt de culoare albă-gălbuiie, slab feruginoase, de duritate potrivită, bogate în macro- și microfaună. Din acest pachet au fost colectate și determinate următoarele specii: *Nummulites fabiani* PREV., *Nummulites cf. variolarius* LAM., *Circophyllia cf. brentana* OPP., *Patalophyllia cylindrodes* BELL., *Conoclypeus conoideus* GAUT., *Megapneustes cf. grandis* GAUT., *Eupatagus multituberculatus* DAM., *Coelopleurus agassizi* D'ARCH., *Schizaster pyrenaicus* MUNIER-CHALMAS, *Chlamys subdiscors* D'ARCH., *Chlamys (Chlamys) bouei* D'ARCH., *Chlamys biartensis* D'ARCH., *Spondylus bifrons* MÜNST., *Giganstroa gigantica* SOLAND., *Pseudamussium cornuum* SOW., *Anomia* sp., *Vulsella legumen* D'ARCH., *Vulsella granellensis* OPP., *Pinna cf. margaritacea* LAM., *Crassatella semicostata* BELL., *Delphinula calcarea* LAM., *Tectus cf. margaritaceus* D., *Xenophora cf. agglutinans* LAM., *Policines* sp., *Ampullina vapincana* D'ORB., *Natica caepacea* LAM.

K. HOFMANN (6) consideră calcarele de Cluj, cu care depozitele din regiunea noastră sănt echivalente, de vîrstă lutejan-superioară. Pe baza faunei amintite și mai ales a lui *N. fabiani*, *Eupatagus multituberculatus*, *Chlamys subdiscors* și altora, depozitele respective au fost atribuite Priabonianului. *Conoclypeus conoideus* a fost întîlnit de noi în diferite locuri din Transilvania numai în Priabonian. Tot în Priabonian a fost întîlnit de mulți alți geologi din Europa apuseană (BOUSSAC ș.a.).

I. POPESCU-VOITEȘTI (12) l-a găsit în calcarele de Albești, însă consideră aceste calcare ca o serie comprehensivă începînd din Lutejan inferior pînă în Auversian inclusiv (14, 13, pag. 50) «Lutetien et peut être Auversien. Amintim că noi considerăm Auversianul ca primul subetaj al Priabonianului.

În regiunea Gaura, menționăm că în partea superioară a calcarelor se află un nivel de circa 1,5 m, cu *N. fabiani*, nivel care are o largă dezvoltare în Priabonianul epicontinental din Transilvania de nord-vest. Priabonianul din regiunea cercetată sătă discordant peste Lutejan. Lipsește orizontul gipsurilor superioare.

Grosimea Priabonianului din regiune este de circa 50 m.

**Oligocenul.** Fără a intra în studiul amănunțit al acestei formații, amintim pe scurt, că în regiunea noastră, ea este formată din patru orizonturi: orizontul calcarelor, orizontul cu cărbuni, orizontul marnelor calcaroase (Bizușa) și orizontul disodilelor (stratele de Ileanda). Din primele două orizonturi au fost colectate și determinate următoarele forme: *Cyrena fabulina* DESH., *Cyrena incompta* DESH., *Cyrena angusta* DESH., *Cyrena partula* DESH., *Tellina Nysti* DESH., *Tellina guembeli* DREG., *Panopaea gastaldi* MICHEL., *Panopaea cf. intermedia* S., *Cardium cf. thunense* MAY-EYMAR, *Cerithium plicatum* LAM. var. *alpinum* T., *Cerithium lamarcki* BRONG., *Cerithium sublamellosum* D'ARCH., *Cerithium archiaci* HEB. ET REN., *Turritella biartensis* BOUSS., *Turritella cf. asperula* BRONGN., *Corbula carinata* DUJARDIN, *Natica* sp., *Diastoma costellata* LAM. var. *elongata* BRONGN., *Nucula similis* SOW., *Nucula*



cf. *comta* GOLDF., *Ostraea* (*Gryphaea*) KATZERI OPP., *Mactra levesquei* d'ORB. *Odontaspis* sp., *Meletta* sp.

Aceste două orizonturi formează o singură unitate faunistică, deci și stratigrafică. Ele sunt echivalente cu stratele de Curtuiș și Ciocmani, cunoscute în literatură pentru regiunea Jibou, și cu stratele de Mera l.s. din regiunea Cluj. Studiul faunei de pînă acum pare a duce la concluzia că toate cele patru orizonturi aparțin unui singur etaj. Etajul de care este vorba aparține Oligocenului. Fără a discuta problema limitei dintre Eocen și Oligocen, putem să spunem deocamdată că în regiunea cercetată limita o formează primul nivel de calcar din orizontul amintit, deoarece componența sa faunistică este fundamental deosebită de cea priaboniană. În regiunea cercetată Oligocenul stă discordant peste Priabonian, lipsind echivalentul marnelor cu briozoare. Amintesc că rama cristalină se află destul de aproape.

*Miocenul* este reprezentat prin Mediteranian și Sarmatian. Miocenul antesarmațian este format din trei orizonturi: orizontul gresiilor tufacee și al aleuritelor — gros de 30—40 m, orizontul tufului dacitic — gros de 40—50 m, orizontul calcarelor de Leitha — gros de circa 20 m. Acest Miocen a fost considerat de unii geologi (16) ca aparținând Tortonianului. Miocenul nu formează obiectul studiului de față, așa încît nu ne vom ocupa de el, ci vom aminti numai cîteva elemente care vor ajuta la explicarea tectonicii regiunii, anume că în Mediteranian au avut loc eruptii dacitice, în urma cărora s-a depus tuful dacitic, și a fost pus în loc dyke-ul de dacit de pe valea Untului.

Dacitul de pe valea Untului, affluent pe stînga Bîrsăului, imediat în aval de confluența Bîrsăului cu valea Morii, apare ca un dyke, lung de 30—40 m și gros de 3—4 m. Roca este dură, compactă sau se fărâmă în bucăți mici destul de tari, are o culoare albă-cenușie sau prezintă zone roșietice și gălbui. Cuarțul și biotitul se văd cu ochiul liber sau cu lupa. La microscop se mai observă plagioclaz și foarte rar magnetit. Plagioclazul are 12—20% An și ar corespunde unui oligoclaz. El este maclat polisintetic și prezintă zone. Fenocristalele de cuarț și plagioclaz sunt corodate. Roca prezintă fenomene de metamorfism hidrotermal. Pasta este silicifiată intens, în ea păstrîndu-se numai resturi de cristale opacizate sau contururi ale lor. Se pare totuși că inițial roca a avut o structură porfirică, iar prin silicificarea hidrotermală ulterioară componentele pastei au fost solubilizate. Același fenomen de solubilizare a atacat și fenocristalele care se prezintă de regulă corodate. Roca prezintă o rețea de fisuri și geode umplute cu cuarț. HOFMANN a denumit această rocă dacit și riodacit, după cum informează GRENGG (8), care a numit-o liparit.

Studiile noastre asupra acestei roci nu sunt terminate. Din datele de pînă acum, roca poate fi încadrată la dacit-riodacit. Acest dyke de dacit (sau riodacit) este apofiza unui corp magmatic mai dezvoltat în adîncime. Magma care a dat naștere acestui corp a generat — mai întîi — tufurile ce apar în Mediteranianul amintit. Activitatea hidrotermală a dus la schimbări importante ale dacitului, prin silicificări și treceri

ale feldspatului în silicați aluminoși hidratați. În părțile sale cele mai puternic hidrotermalizate dacitul a fost transformat în bentonit, care actualmente se exploatează.

### *Tectonica*

*Falia Bîrsăului.* Elementul tectonic principal al regiunii cercetate îl formează falia Bîrsăului. Această fractură se poate urmări discontinuu, cam de la confluența Bîrsăului cu valea Văraiului, pînă în capătul de sus al satului Bucium, pe stînga văii Bîrsăului. Direcția ei este aproape nord-sud. Este probabil ca ea să se continue, pe sub cuvertura de depozite pliocene și cuaternare, pînă la Satul Lung.

Pe această fractură apare klippa de la Bucium. Turonianul este prins sub planul fracturii, așa că avem de-a face cu o falie cu încălecăre. Nu se poate aprecia valoarea acestei încălecări. Compartimentul vestic, al căruia fundament cristalin ține de cristalinul Ticăului, încalcă peste compartimentul estic, al căruia fundament cristalin ține de Cristalinul ce apare la zi în stînga Lăpușului. Compartimentul estic, încălecat și care cuprinde Turonianul, suportă în partea încălecată depozite mezozoice aparținînd Jurasicului superior — Cretacicului inferior (din care apare klippa de la Bucium). Este foarte probabil că mai sunt depozite ce aparțin și altor etaje ale Mezozoicului în fundamentul încălecat. Planul încălecării înclină spre vest. Paralel cu fractura pe care apare dacitul de pe valea Untului, la circa 200 m la vest de ea, pe aceeași vale, apare o a doua fractură care se contopește cu prima, ceva mai la nord de valea Runcul Găurii. Pe această a doua fractură, pe malul stîng al văii Untului, apar blocuri de șisturi cristaline. Asemenea blocuri apar și pe valea Runcul Găurii. Trebuie să considerăm că este un singur element tectonic major, care prezintă complicații de amănunt, cum sunt cele două fracturi paralele și apropiate de care am amintit. Această fractură a Bîrsăului n-a fost cunoscută pînă la cercetările noastre.

*Anticlinorul Gaura.* K. HOFMANN (6,7) a considerat încă de mult că fundamentul cristalin, ce aparține Cristalinului Ticăului, împreună cu Paleocenul se cutează într-o boltă largă (anticlinorium cu direcția ENE). Axul acestui anticlinorium, după părerea sa, trece pe la Gaura. Pe flancurile anticlinoriumului apare Cretacicul superior la Buteasa și la Gaura. Această idee a lui HOFMANN a fost păstrată de toți geologii ulteriori, ce au cercetat regiunea, pînă la noi.

La Gaura există un anticinal cu direcția NNW—SSE, deci direcția lui este diferită de cea dată de K. HOFMANN pentru anticlinoriumul său. Fundamentul cristalin, de la vest de linia Bîrsăului, face parte din altă unitate tectonică decît cel din partea de est a acestei linii, care apare la zi la Buteasa. Prin urmare, nu poate fi vorba de un anticlinorium care traversează falia Bîrsăului. Din anticlinorul Gaura (sens nou) nu apare decît flancul vestic, format din Turonian. Transgresiunea lutetiană a acoperit flancul estic. Este foarte probabil ca acest anticinal să fie deversat către est, fiind influențat de planul de încălecăre al liniei Bîrsăului, înclinat spre vest.



Amintesc că direcția anticlinalului, aproape nord-vest—sud-est ( $330^{\circ}$ ) formează un unghi cu direcția liniei de încălecare a Bîrsăului, care este aproape nord-sud. El face parte din unitatea tectonică încălecată. Aceste două mari elemente tectonice descrise pînă acum (falia Bîrsăului și anticlinalul Gaura) fac parte din fundamentul cristalino-mezozoic preterțiar.

Ca elemente tectonice de al doilea grad, remarcăm două fracturi, din care una se poate urmări pînă aproape de Stejerea, care converg în apropiere de dacitul de pe valea Untului. O altă fractură, urmărită pe cca 5 km și care se află la SSW de Vărai, cu direcția WNW—ESE, pune în contact anormal Priabonianul cu Oligocenul. Se pare că este vorba de o fractură verticală. Tot în zona paleocenă, cu ocazia unor profile de recunoaștere la Năpradea, și anume între Năpradea și Cozia, s-a detectat un alt anticlinal. În axul acestui anticlinal, pe valea Năpradea și valea Cheud, apare Cristalinul, iar flancurile sănt formate din Ypresian (argile roșii vărgate inferioare). Pe valea Haiducului, în ax apar depozite de la partea superioară a argilelor roșii, iar flancul vestic este format din depozite luteiene. Direcția acestui anticlinal este aproape nord-sud și se afundă spre sud. Anticlinalul Jibou—Someș—Odorhei, semnalat de K. HOFMANN încă din 1879, se află la vest de Someș, pe cînd anticlinalul întîlnit de noi în vara anului 1960 se află mult la est de Someș, aşa încît sănt două structuri aiferite.

Din punct de vedere structural, în regiunea cercetată se constată existența a două stiluri tectonice: stilul plicativ (cute cu încălecări) și stilul ruptural.

*Stilul plicativ cute cu încălecări*, se constată la formațiunile mezozoice. Acestui stil aparțin anticlinalul Gaura, precum și linia Bîrsăului. Linia Bîrsăului este o linie de încălecare, însă amplitoarea acestei încălecări nu poate fi precizată, întrucît linia este acoperită de depozitele mai multor transgresiuni terțiare. Ne aflăm oare în fața unei încălecări de mare amplitoare, în care fundamentalul cristalin dintre Someș și Bîrsău încalcă peste un Mezozoic, care stă pe Cristalinul dintre Hîrsău și Lăpuș, cu amplitudinea unei pînze, sau ne aflăm în fața unui solz? Poate că mai degrabă ne aflăm în fața unui solz — solzul Durușa — cu direcția aproximativ nord-sud. În sprijinul acestei ultime idei stă și faptul că și Cristalinul de la răsărit de linia Bîrsăului, ce apare la zi la Buteasa și în valea Lăpușului se afundă spre vest, spre linia Bîrsăului. Am fi în fața unor solzificări. Totul, atât unitatea încălecată cît și cea de deasupra, sănt acoperite de diferite transgresiuni terțiare și pe deasupra mai sănt fracturate în comparații de mai mică importanță, care îngreuiază descifrarea tectonicii fundamentului.

*Stilul ruptural*. Acesteia îi aparțin fracturile verticale sau aproape verticale, cum este fractura de la sud de Vărai și fracturile care converg spre apariția de dacit de pe valea Untului de la Gaura.

*Vîrstă celor două stiluri tectonice*. În ce privește tectonica plicativă, este de remarcat că pe linia Bîrsăului Turonianul este prins sub flancul de încălecare, aşa încît încălecarea a avut loc după Turonian. Klippa de la Bucium este în legătură cu aşa

numita zonă a klippelor din Transilvania de vest, după concepția lui V. UHLIG. Ea este adusă din fundamēnt, prin rabotaj, în timpul încălecării. Nu se vede pe ce stau calcarele acestei klippe, întrucăt ele sînt acoperite, în cea mai mare măsură, de depozitele transgresiunii tortoniene. Se pare că stau peste un fundament ce are Turonianul în partea superioară, întrucăt în apropiere, la răsărit de klippă și mai jos ca altitudine, apare la zi Turonianul de la confluența Curtuiușului cu Bîrsăul. Mișcările ce au dus la încălcarea Turonianului din regiunea cercetată aparțin unei faze post-turoniene. Nu cunoaștem poziția Senonianului față de încălcare. Unii geologi (V. UHLIG, I. DUMITRESCU) arată că în regiunea klippelor, Senonianul acoperă calcarele titonice ale klippelor. Această fază post-turoniană este una din fazele principale care a afectat regiunea cercetată. În momentul de față nu putem preciza dacă este vorba de faza subhercinică sau de faza laramică.

A doua fază tectonică principală, cea de care este legată tectonica rupturală, a avut loc în timpul Miocenului (? Tortonian). Linia Bîrsăului a fost reactivată în Miocen (? Tortonian), cînd au avut loc eruptiile dacitice, eruptiile care s-au produs pe linia de încălcare a Bîrsăului.

Tectonica rupturală s-a manifestat în tot timpul Paleocenului, în urma căreia blocurile s-au ridicat sau s-au coborât făcînd posibile transgresiunile și regresiunile apelor marine. Maximul acestei tectonici în regiune pare a fi atins în Miocen (? Tortonian).

Ca o consecință a tectonicii, și în sedimentare se observă tot două tipuri de sedimete: sedimete cu caractere flișoide, cum sînt cele turoniene, și sedimete cu caractere de platformă epicontinentală, cum sînt cele paleogene și miocene.

#### BIBLIOGRAFIE

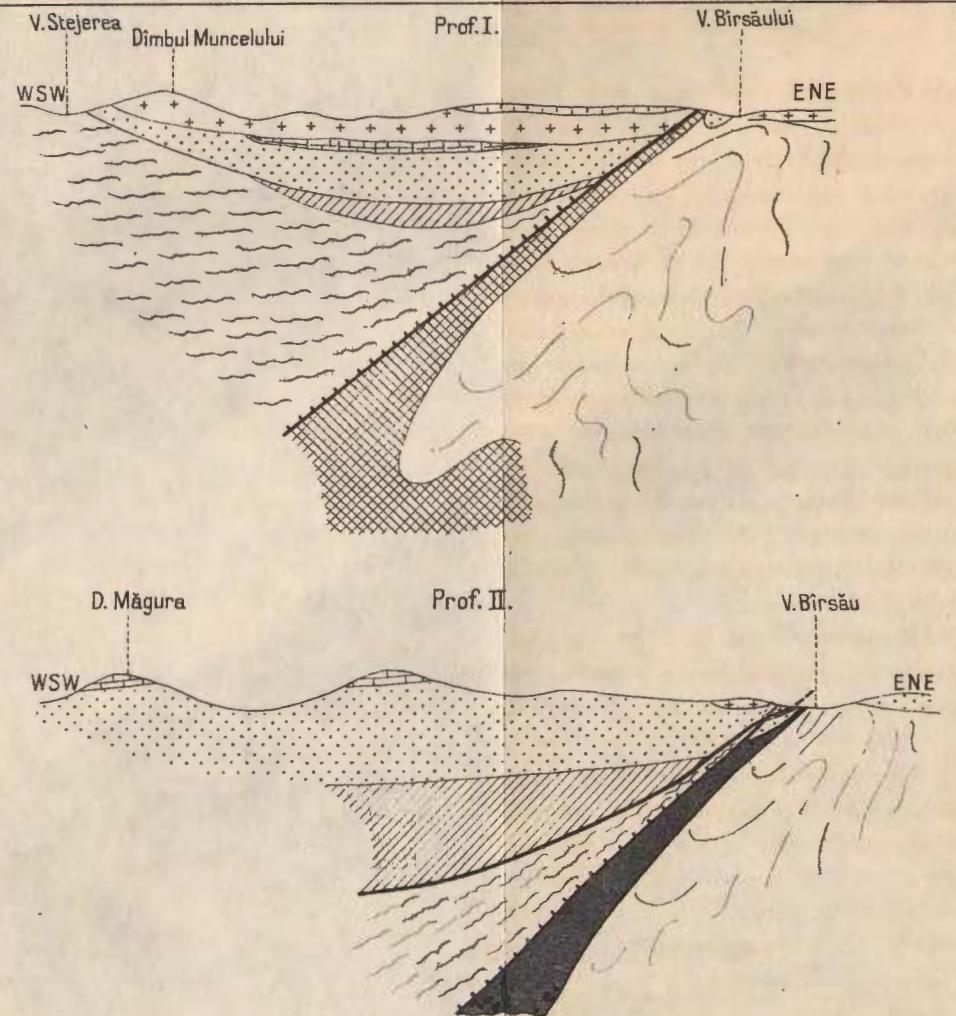
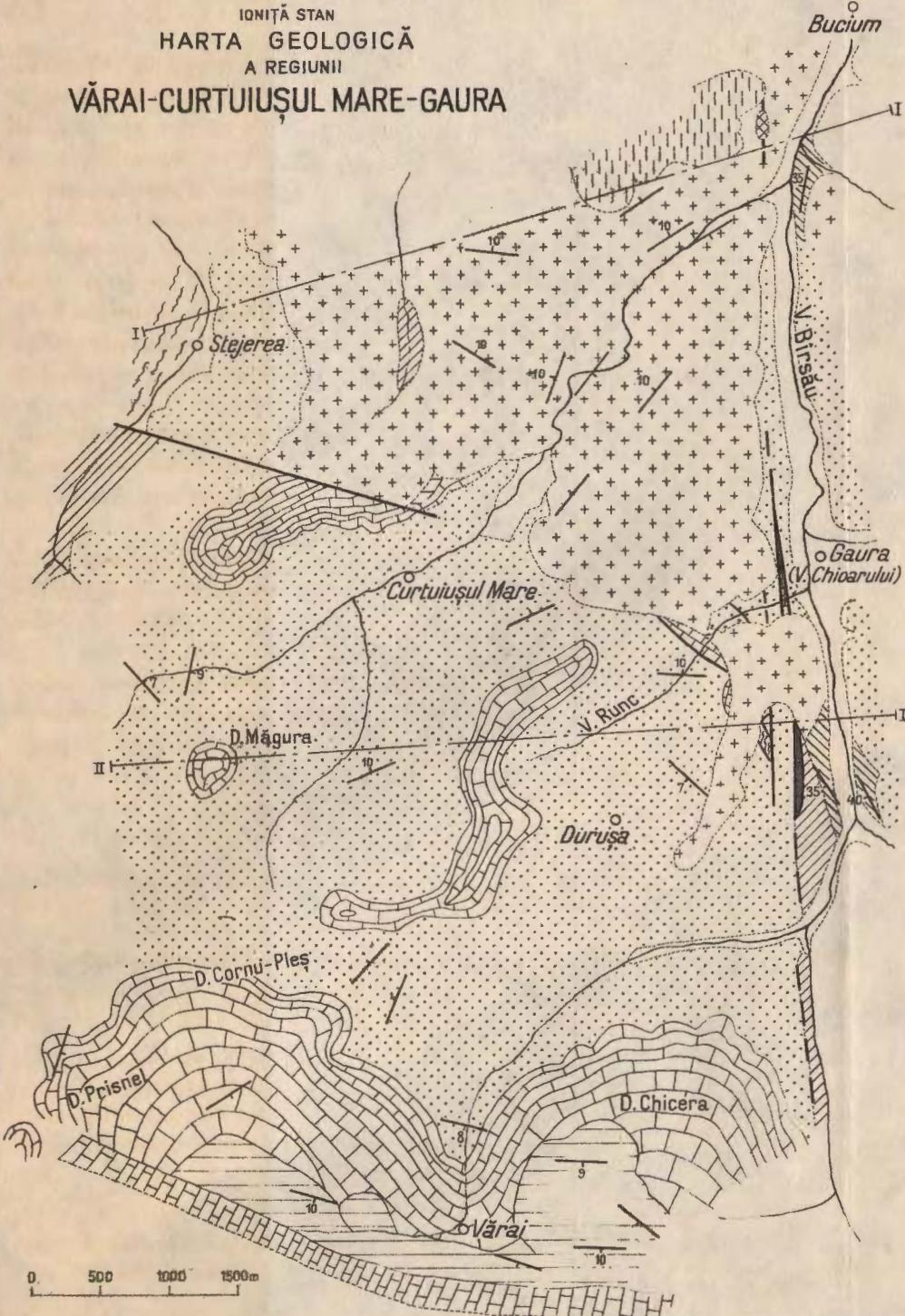
1. ANDERT H. Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. Teil III. Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. *Abh. k. preuss. geol. Landesanst.* Heft 159, Berlin 1934.
2. ANTON SEVER. Sur la présence des Klippes piennines dans le nord de la Transylvanie. *Acad. Roum. Bull. Sect. scient.*, XXV/10, București 1942.
3. BOMBÎTĂ G. Semnificația stratigrafică a citorva specii de numuliți din Transilvania. *Com. Acad. R.P.R.* VII/10. București 1957.
4. CHIRIAC M. Contribuționi la cunoașterea faunei de echinide cretacice din Dobrogea de Sud. *Acad. R.P.R. Bul. științ. Secț. Geol.-Geogr.* I/1-2, nr. 1, București 1956
5. DUMITRESCU I. Asupra faciesurilor orizontării Cretacicului superior și Paleogenului din bazinul Lăpușului (nordul Depresiunii Transilvaniei). *Lucrările Inst. Petrol-Gaze*, nr. 3 București 1957.
6. HOFMANN K. Bericht über die im nordwestseeburgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Kőzl.* Budapest 1881.
7. HOFMANN K. Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Theile des Szathmarer Komitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. *Földt. Kőzl.*, Budapest 1883.



IONIȚĂ STAN: Mesozoicul și Paleogenul din reg. Vârai-Curtuișul Mare-Gaura (V. Chioarului)

IONIȚĂ STAN  
HARTA GEOLOGICĂ  
A REGIUNII

VÂRAI-CURTUIȘUL MARE-GAURA



LEGENDA

	Sarmatian		Turonian
	Mediterranean (?II)		Jurasic superior. Cretacic inferior
	Dacit (?Riodacit)		Cristalin
	Oligocen		Linia de fractură
	Priabonian		" " Incălcare
	Lutefian		" " fractură presupusă
	Paleocen		I—II Direcție de profil

8. GRENGG R. Über die seifige Erde von Gaura in Siebenbürgen. *Verh. k. k. geol. RA*, Wien 1920.
9. JOJA T. Observații de ordin stratigrafic în regiunea din jurul orașului Jibou. *An. Com. Geol. XXIX* București 1956.
10. KOCH A. Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile, I. Theil, Paläogene Abteilung, Budapest 1900.
11. MÉSZÁROS N. Fauna de moluște ale depozitelor paleogene din NW Transilvaniei. Edit. Acad. R.P.R. București 1957.
12. POPESCU-VOIȚEȘTI I. Contributions à l'étude de la faune du calcaire nummulitique d'Albești, Muscel. *An. Inst. Geol. Rom. IV*, București 1911.
13. POPESCU-VOIȚEȘTI I. Contribuții la studiul stratigrafic al numuliticului depresiunii getice. *An. Inst. Geol. Rom. III*, București 1910.
14. POPESCU-VOIȚEȘTI I. Contribuții la studiul geologic și paleontologic al regiunii muscelelor dintre râurile Dâmbovița și Olt. *An. Inst. Geol. Rom. II*, 1908, București 1909.
15. RÄILEANU GR., SAULEA E. Paleogenul din regiunea Cluj și Jibou (Nord-vestul Transilvaniei). *An. Com. Geol. XXIX*, București 1956.
16. SAULEA E., BĂRBULESCU A. Contribuții la cunoașterea Miocenului din regiunea Țicău—Iadăra. (Bas. Baia Mare). *An. Univ. C. I. Parhon Ser. Șt. Nat.*, nr. 15, București 1957.
17. SIEMON H., MÜLLER, WM., SCHENCK A. H. Standard of Cretaceous System. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, vol. 27, nr. 3, 1943.
18. SZÁDECZKY J. Rocele cristaline ale insulelor de șisturi cristaline Țicău și Prelucra. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XIV (1925—1926). București 1930.
19. SZÁDECZKY-KARDOSS E. Contribuții la geologia Ardealului. Uscatul ardelean *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIV (1925—1926) București 1930.
20. UHLIG V. Über die Klippen der Karpathen. *C. R. IX-e Congr. Géol. Int. Vienne* 1903, Wien 1904.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С МЕЗОЗОЙСКИМИ  
И ПАЛЕОЗОЙСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ ОБЛАСТИ ВЭРЭЙ-  
КУРТЮШ-ГАУРА (ВАЛЯ КИОАРУЛУЙ)

ИОНИЦЭ СТАН

(Краткое содержание)

На одном из левых притоков дол. Бырсаулуй, ниже устья речки Куртуюшулуй, автором были выявлены выходы на дневную поверхность измельченных, иногда, брекчированных известняков, которые были погружены в отложения тортонской трансгрессии, светлосерого, очень редко желтоватого цвета. Они содержат: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionellopsis thälmani* COLOM, фораминиферы группы *Placopslinelor* и *Corali*. На основании указанной фауны известняки были выделены верхней юре — нижнему мелу. С. А. н. т. о. н. описал серые известняки с *Calpionella alpina* LORENZ пиенинских утесов Гор Лэпушул. Утес Бучум является частью другой тектонической единицы, нежели пиенинские гряды, единица, которая продолжается в горах Апусень.



Турон сформирован из серых слюдистых алевролитовых песчаников, серых алевритов, серых песчанистых мергеле-глин. В этих породах были выявлены: *Inoceramus Schloenbachi* B., *Micraster cor testudinarium* G., *Micraster cor anguinum* L., *Cardiaster cotteanus* LANG et GRUND. Соответствующие отложения, на основании этой фауны были выделены верхнему турону.

Палеоцен составлен из горизонта нижних красных глин с прослойками гравия и песка.

Лютетский ярус состоит из песчанистого комплекса (песчаник Ракоци), в образовании которого принимают участие грубообломочные слюдистые песчаники, пески, серые и красные глины. В этих породах были выявлены: *Nummulites perforatus*, *Praescutella cailliaudi*, *Gryphaea (Gigantostrea) rarimella*, и т.д.

Приабонский ярус сформирован из известняков (известняки Клуж), которым подстилает песчано-мергелистая свита. В этих отложениях были выявлены: *Nummulites fabiani*, *Conocyclus conoideus*, *Eupatagus multituberculatus*, *Chlamys subdiscors* (см. рум. текст).

Олигоцен состоит из четырех горизонтов: горизонт известняков; горизонт углей; горизонт известняковых мергелей и горизонт дизодиловых сланцев. В первых двух горизонтах были выявлены: *Cyrena fabulina*, *C. incorta*, *Tellina Nysti*, *Turritella Biaritzenensis*, *Mactra levesquei* (см. рум. текст). По мнению автора все четыре горизонта представляют один ярус, принадлежащий олигоцену.

Миоцен представлен комплексом дацитового туфа, порожденного дациевыми извержениями долины Унтулуй. Закончился ставлением на место — даек в этой долине.

Тектоника. Большим тектоническим элементом региона является линия Бырсеулуй, шарьяжного излома, с простиранием почти С—Ю. На этой линии выходит на дневную поверхность утес Бучум и дацит дол. Унтулуй.

Туронский ярус захвачен под плоскостью надвига чешуи Дуруша, перекрытой в большей своей части палеогенновыми и неогенновыми отложениями. Надвиг имел место в посттуронской фазе, будучи подвергнуты шарьяжу только мезозойские отложения.

Антиклиналь Гаура имеет направление СЗ—ЮВ и представляет только восточное свое крыло, сформированное туронскими отложениями. Она является лобовой антиклиналью, будучи расположена перед шарьяжной линией Бырсеулуй.

Тектонические элементы области принадлежат двум стилям: пликативному и разрывному. Первому стилю принадлежит линия Бырсеулуй и антиклиналь Гаура, в второму — принадлежат вертикальные или почти



вертикальные разломы. Первый стиль имеет меловой возраст (пост-туронский), а второй — третичный возраст с пароксизмальным извержением в миоцене (? тортоне), когда имели место дацитовые извержения в долине Унтулуй.

---

LE MÉSOZOÏQUE ET LE PALÉOGÈNE DANS LA RÉGION  
DE VĂRAI—CURTUIUŞ—GAURA (VALEA CHIOARULUI)

PAR  
IONITĂ STAN  
(Résumé)

---

Sur un affluent gauche de Valea Bîrsăului, en aval de l'embouchure de Pîrîu Curtuiușului, apparaissent des calcaires broyés, parfois bréchiques et qui sont ennoyés sous les dépôts de la transgression tortonienne. Les calcaires ont une couleur grise claire, rarement jaunâtre. Ils contiennent: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionellopsis thälmanni* COLOM, des Foraminifères du groupe des Placopsilines et des Coraux. Suivant cette faune les calcaires ont été attribués au Jurassique supérieur—Crétacé inférieur. S. ANTON a décrit les calcaires gris à *Calpionella alpina* LORENZ des klippes piénines des Monts Lăpușul. La klippe de Bucium appartient à une autre unité tectonique que les klippes piénines, unité continuée dans les Monts Apuseni.

Le Turonien est formé par des grès gris micacés, aleuritiques, des aleurites grises, des marno-argiles gréseuses grises. Ces roches comprennent les formes: *Inoceramus schloenbachi* B., *Microaster cor testudinarium* G., *Micraster cor anguinum* L., *Cardiaster cotteanus* LANG et GRUND. D'après cette faune, les dépôts respectifs ont été attribués au Turonien supérieur.

Le Paléocène est constitué par l'horizon des argiles rouges inférieures à intercalations de gravier et de sables.

Le Lutétien comporte un complexe gréseux (grès de Racoți) formé de grès grossiers, micacés, de sables, d'argiles grises et d'argiles rouges. Dans ces roches on a identifié: *Nummulites perforatus*, *Praescutella cailliaudi*, *Gryphaea (Gigantostrea) rarilamella* etc.

Le Priabonien est formé de calcaires (calcaires de Cluj) qui dans leur base renferment un paquet gréo-marneux. Dans les dépôts on a identifié: *Nummulites fabiani*, *Conocyclus conoideus*, *Eupatagus multituberculatus*, *Chlamys subdiscors* (voir texte roumain).

L'Oligocène est constitué par quatre horizons: l'horizon des calcaires, l'horizon à charbons, l'horizon des marnes calcaires et l'horizon des schistes dysodiliques.



Dans les deux premiers horizons on a découvert: *Cyrena fabulina*, *Cyrena incompta*, *Tellina Nysti*, *Turritella biaritensis*, *Mactra levesquei* (voir texte roumain). Il paraît que les quatre horizons représentent un seul étage qui appartient à l'Oligocène.

Le Miocène est représenté par le complexe du tuf dacitique, résulté des éruptions dacitiques de Valea Untului. La fin est marquée par la mise en place du dyke de cette vallée.

L'élément tectonique majeur de la région est constitué par la ligne de Bîrsău qui représente une fracture de chevauchement, à direction presque Nord—Sud. Sur cette ligne apparaît la klippe de Bucium et les dacites de Valea Untului. Le Turonien est serti sous le plan de chevauchement de l'écailler de Durușa, recouvert, en grande partie, par des dépôts paléogènes et néogènes. Le chevauchement a eu lieu pendant une phase post-turonienne et il n'a affecté que les dépôts mésozoïques.

L'anticlinal de Gaura est orienté NW—SE et il n'y a que son flanc W qui soit formé par le Turonien. C'est un anticlinal frontal, situé en face de la ligne de chevauchement du Bîrsău.

Les éléments tectoniques de la région appartiennent à deux styles: le style plicatif et le style ruptural. La ligne de Bîrsău et l'anticlinal de Gaura appartiennent au premier style, tandis que les fractures verticales ou presque verticales représentent le deuxième style. Le style plicatif est d'âge crétacé (post-turonien) et le style ruptural est d'âge tertiaire, avec le paroxisme au Miocène (? Tortonien) lorsque ont lieu les éruptions dacitiques de Valea Untului.



TECTONICA

ANEXA 2

TECTONICA REGIUNII DINTRE VALEA TELEAJENULUI ȘI  
VALEA LOPATNA<sup>1)</sup>

DE  
V. DRAGOȘ

Perimetru cercetat este cuprins între valea Teleajenului la W, de pîrul Lopatna la E și este limitat la S de o linie ce trece prin localitățile Matița—Păcureți, iar la N de linia ce trece prin Vălenii de Munte și Gogeașca. De asemenea am acordat o atenție sectorului dintre localitățile Homorîciu și Mănețiu pentru elucidarea stratigrafiei Paleogenului din Pintenul de Homorîciu. Scopul lucrării a fost verificarea și stabilirea limitelor geologice și a liniilor tectonice cunoscute în literatură, în vederea redactării hărții geologice la scara 1: 200.000.

Morfologia regiunii, în partea de N, este dominată de o creastă care coincide cu Pintenul de Văleni și mai ales cu zona eocenă a acestuia. Creasta principală începe din valea Teleajenului și anume din sectorul situat între gura văii Drajna și Valea Rea și se continuă spre NE alcătuind Plaiul Arseneselor cu cote care variază între 628 m, 692 m, 708 m și 773 m.

Proeminențele reprezentate prin: vîrful Scafelor (708 și 773 m), vîrful Țapului (773 m) în partea de N a regiunii, ca și vîrful Durducu Mare (588 m), Durducu Mic (565 m), vîrful Pietrii (662 m), la marginea de S a Pintenului de Văleni spre Aricești—Zelatin sînt constituite din gresia de Kliwa. Mai la E, înălțimile crescînd dintre P. Turburea și P. Lopatna, se ridică la 733 m în vîrful Ruptura și la 734 m în vîrful Țapului.

La exteriorul Paleogenului Pintenului de Văleni, în Miocen se observă în mod constant o inversiune de relief. Depozitele cele mai vechi reprezentate prin stratele de Cornu și masivele de sare ocupă zone depresionare din punct de vedere morfologic, deși din punct de vedere structural ele reprezintă tocmai ridicări axiale ale structurilor miocene. Asemenea depresiuni există între Copăceni—Surani, Berindel—Slavu și pe valea Curmătura, la N de Păcureți.

În general relieful zonei miocene se prezintă sub forma unor coame orientate N—S, aproape perpendicular față de Pintenul de Văleni. Înălțimea acestor coame

<sup>1)</sup> Comunicare în ședința din 23 aprilie 1960.

coboară treptat spre S, de la 541 m în vîrful Stînei la 525 m în satul Păcurii și 454 m în vîrful Rîpa Bufnei.

Văile principale în regiune sunt cele care limitează perimetru lucrat: valea Teleajen la E și valea Lopatna la E, al căror traseu este orientat N—S, traversând perpendicular formațiunile geologice. Valea Teleajen colectează pe partea stîngă afluenții Valea Rea și Valea Gardurilor, cu caracter subsecvent, Valea Lopatna colectează pe dreapta Valea Matița alcătuită din pîrul Zîmbroaia și pîrul Turburea (Predeal), toate trei văi transversale. După ce face cotul la Podenii Noi și capătă caracter subsecvent, Valea Lopatna are ca affluent pe dreapta pîrul Sărățelu (Gornet) de asemenea cu caracter subsecvent. Pîrul Sărățelu este constituit din colectarea apelor pîrului Turburea (Păcureți) și pîrului Nucetu a căror albie au direcție transversală față de structurile geologice.

Primele studii sistematice în această regiune au fost făcute de W. TEISSEYRE și L. MRAZEC în 1905 și de I. P. VOIȚEȘTI după 1910. Un istoric detailat al cercetărilor se găsește în monografiile geologice întocmite de D. M. PREDA (28), M. G. FILIPESCU (11) și I. PĂTRUȚ (25), de aceea în lucrarea de față nu credem util să reconstituim întregul istoric, ci este suficient să precizăm că regiunea a fost intens cercetată de numeroși geologi români și străini, datorită marelui sale importanță economică.

### **Stratigrafie**

Formațiunile care au făcut obiectul cercetărilor noastre aparțin Paleogenului și Neogenului.

**Paleogenul.** Depozitele paleogene s-au format în trei bazine de sedimentare care aparțin la trei unități structurale: Pintenul de Măneciu sau unitatea gresiei de Șotriile, Pintenul de Homorîciu sau unitatea gresiei de Fusaru și Pintenul de Văleni sau unitatea gresiei de Kliwa.

**Eocenul.** Depozitele eocene iau parte la alcătuirea celor trei pinteni, fiind dezvoltate sub facies diferit, pentru fiecare unitate structurală.

*Eocenul din Pintenul de Măneciu.* În dreptul localității Măneciu Ungureni, Eocenul este constituit dintr-un pachet de gresii calcaroase, micacee, organogene, care apar în strate subțiri de 3—4 cm grosime, numit faciesul de Șotriile. Eocenul din acest pinten apare sporadic în culmea Chicioreni, în versantul drept al văii Teleajenului și pe culmea dintre Valea Mare și valea Crasnei, datorită laminării produsă de încălcarea unității de Audia.

*Eocenul din Pintenul de Homorîciu.* În această unitate Eocenul apare pe valea Teleajenului la cca 150 m aval de gura văii Crasna și formează simburele anticlinialului diapir faliat Homorîciu. Din această cauză nu apare la zi decât partea superio-



oară a Eocenului. I. PĂTRUȚ (25) afirmă că la Homoriciu Eocenul este prezent prin orizontul gresiei de Tarcău și al stratelor de Plop.

Observațiile de teren recente, ușurate de lucrările de explorare întreprinse de Ministerul Petrolului, ne permit să arătă că aici nu se poate vorbi de o gresie, masivă de tipul Tarcău propriu-zis. Aici găsim un pachet constituit din marne, gresii calcaroase micacee și argile. Aceste date ne dă posibilitatea să conchidem că orizontul gresiei de Tarcău se destramă din valea Buzăului spre W. În valea Buzăului el are o grosime de mai multe sute de metri, în valea Drajna are numai 60 m, iar în valea Teleajenului nu mai apare decât ca intercalații în marne și argile. Pachetul are grosimea de cca 60—70 m și este sincron cu orizontul gresiei de Tarcău.

Deasupra acestui pachet urmează un orizont argilos constituit din argile compacte cu spărtură concoidală, când sunt uscate, de culoare cenușie-vineție, uneori pestrițe cu roșu sau vișiniu închis și argile gălbui nisipoase.

Argilele au numeroase intercalații subțiri de gresii cuarțoase, micacee, fine, dure, de culoare cenușiu-violacee, gresii grosiere friabile și nisipuri compacte. Argilele au proprietăți tixotrope ceea ce face să fie întrebunțăte ca materie primă pentru noroiul de foraj.

Depozitele eocene se încheie printr-un pachet de marno-calcare cenușiu-verzui cu fucoide. În mod subordonat printre marno-calcare se găsesc intercalații subțiri de marne roșii în grosimi de cca 0,50 m, gresii dure și argile, puse în evidență de G.H. DUMITRESCU. Argilele roșii-vișinii și marno-calcarele cu fucoide au fost considerate de W. TEISSEYRE și D. M. PREDA ca aparținând Senonianului.

Microfauna argilelor din carieră arată după MARIA TOCORJESCU următoarea asociație ce indică Eocenul: *Rhabdammina*, *Bathysiphon*, *Saccamina*, *Eponides*, *Reophax*, *Ammodiscus*, *Glomospira*; *Trohamminooides* etc.

*Eocenul din Pintenul de Văleni.* Descrierile cele mai detaliate făcute în aceste depozite aparțin lui I. PĂTRUȚ (23, p. 30—34), care le-a separat în două orizonturi: orizontul argilelor verzi și gresiilor cu hieroglife, la partea inferioară și orizontul argilelor verzi și roșii (strate de Plop), la partea superioară.

Orizontul inferior este bine deschis în valea Teleajenului între Valea Rea și valea Drajnei, sub terasa inferioară și chiar în talvegul văii Teleajenului. Caracterul esențial îl constituie prezența argilelor verzi, foioase, fin micacee pe fețele de stratificație, în strate de 2—10 cm grosime, în alternanță cu gresii fine, dure, calcaroase, frecvent micacee pe fețele de stratificație sub formă de strate de aceeași grosime (5—15 cm, rar mai groase). Gresiile prezintă numeroase hieroglife pe fețele inferioare. În mod subordonat se găsesc și intercalații de marne cenușii și gresii curbicorticale friabile. Trebuie semnalat că nu se cunoaște baza Eocenului, întrucât nu se întâlnesc în această regiune, depozite mai vechi paleocene.

Putem însă preciza că la partea superioară se află un pachet de cca 130 m în care o parte din argile au culoarea roșie-vișinie. Este necesar să arătăm că argilele

roșii-vișinii se găsesc în alternanță cu argilele verzi și gresiile cu hieroglife și că în unele locuri frecvența lor ajunge pînă la 30—40% față de celelalte roci. După I. PĂTRUȚ pachetul cu argile roșii reprezintă echivalentul stratelor de Plop, reprezentînd un orizont bine individualizat. Nu am putut face o separație cartografică a acestor orizonturi, întrucît culoarea roșie-vișinie apare numai sub formă de intercalări.

*Oligocenul.* Depozitele oligocene apar dezvoltate de asemenea sub trei faciesuri diferite.

*Oligocenul din Pintenul de Mănețiu.* În unitatea nordică, a Pintenului de Mănețiu, Oligocenul se prezintă în faciesul stratelor de Pucioasa reprezentat prin marne argiloase cenușii-negricioase, sfărâmicioase cu filme de nisip pe fețele de stratificație, argile foioase disodiliforme acoperite cu patină de sulfati și cu cristale și rozete de gips, nisipuri micacee cu cristale de gips și gresii micacee friabile sub formă de intercalări lentiliforme. Din loc în loc se găsesc concrețiuni lenticulare de calcare sferosideritice.

*Oligocenul din Pintenul de Homorîciu.* În depozitele oligocene din Pintenul de Homorîciu se pot face următoarele separații cartografice: orizontul inferior al șisturilor disodilice; orizontul stratelor de Pucioasa; orizontul stratelor de Izvoarele (I. PĂTRUȚ) și orizontul șisturilor disodilice superioare.

Noi am arătat într-o altă lucrare (7) că aceste separații făcute de I. PĂTRUȚ corespund datelor de teren, dar am precizat că gresia de Fusaru nu reprezintă nivele stratigrafice constante în interiorul stratelor de Pucioasa, ci reprezintă intercalării lenticulare variabile ca întindere și grosime, vizibile chiar în valea Teleajenului.

*Oligocenul din Pintenul de Văleni.* În depozitele oligocene din Pintenul de Văleni se pot separa următoarele orizonturi:

- a) Orizontul menilitelor și șisturilor disodilice inferioare;
- b) Orizontul inferior al gresiei de Kliwa;
- c) Orizontul stratelor de Podu Morii;
- d) Orizontul superior al gresiei de Kliwa;
- e) Orizontul menilitelor superioare (orizontul diatomitelor);

În 1956 noi am cercetat împreună cu A. ZBEREA și C. NICULESCU orizontul superior al gresiei de Kliwa în vederea stabilirii rezervelor de nisipuri cuarțoase, orizontul menilitelor superioare și orizontul gipsurilor inferioare.

*Aquitanianul.* Atribuim acestui etaj stratigrafic, ca și majoritatea cercetătorilor, complexul litologic cunoscut în literatură sub numele de strate de Cornu (L. MRAZEC) sau orizontul gipsurilor inferioare (D.M. PREDA 28, p. 26), pe care le considerăm ca ultime depozite ale ciclului de sedimentare paleogen, cum se observă în punctele următoare:



Pe Valea Adincă la W de comuna Aricești—Zeletin și pe sub creasta Piatra Bufnei—Roncești, la N de această comună, se observă că de la Oligocen se trece la o serie de gresii și marne gipsifere cenușii-gălbui, gipsuri primare concretionare și zaharoide, dispuse în strate de 0,10—0,40 cm grosime. La întretăierea drumului Aricești—Zimbroaia cu Valea Adincă, în pachetul de gipsuri se află o puternică sărătură.

Pe pîrul Albinari, de la W de Sfatul Popular al comunei Aricești—Zeletin gipsurile alternează cu argile marnoase foioase, disodiliforme a căror suprafață este acoperită cu o patină de sulfati de fier (jaroziț) și o brecie cu matrice formată din argile cenușii-închis-negricioase, în care se află blocuri remaniate de gresie de Kliwa. Pe această vale, se află două sărături puternice și un izvor sărat. Sărătura din aval, de lîngă Căminul Cultural se află înconjurată de o zonă de brecie, iar cea din amont este lipsită de brecie. Aceste sărături apar pe harta lui D. M. PREDA, în Helvetian. Pe harta asamblată de FL. OLTEANU figurează orizontul de gipsuri, dar fără sărături, iar pe harta Comitetului Geologic la scara 1: 100.000 întreaga zonă de Aquitanian este figurată sub formă de alunecări de teren. Aceste observații sunt interesante întrucât aici este singurul loc din Subcarpați unde sare se găsește în poziție stratigrafică, legătura sa cu orizontul stratelor de Cornu nemaiputind fi contestată.

Mai la W, partea superioară a stratelor de Cornu apare pe valea Turburea (Predeal) dar în poziție răsturnată, în contact tectonic cu Eocenul care este de asemenea răsturnat. Aici, Aquitanianul este reprezentat printr-o brecie de 2 m grosime constituită dintr-o matrice nisipoasă în care se găsesc elementele brecioase verzi și roșii, apoi un pachet de 40—45 m marne cenușii-negricioase și nisipoase cu cruste de sare, avînd în partea bazală intercalării de lentile de microconglomerate cu elemente verzi.

O altă apariție de Aquitanian se află mai ales pe o altă vale numită tot valea Turburea dar care coboară la Păcureți. Aici sareă apare în axul unui anticlinal faliat. În acest loc formațiunea cu sare este alcătuită din gresii gipsifere, gipsuri primare concretionare în bancuri de 2—3 m grosime, argile vineții închis cu slabe intercalării de gresii și nisipuri. În această formăție se găsesc două iviri de sare masivă. Sarea care se exploatează de localnici apare în firul apei și în versantul stîng al văii pe o lungime de cca 40 m și înălțime de 30 m. Sărătura se observă însă pe o lungime de 230 m. În partea din amont a sării exploataabile se găsește o brecie puțin dezvoltată de 2—3 m grosime constituită dintr-o matrice argiloasă vineție închis-negricioasă în care se găsesc elemente brecioase alcătuite numai din blocuri de gips zaharoid, numită de FL. OLTEANU (23, p. 17) «brecie de Slavu». A două apariție de sare din această butonieră se află pe o viroagă ce coboară din satul Slavu spre valea Turburea (Păcureți), la cca 250 m amont de talvegul acesteia din urmă. Sarea de aici este înconjurată de o brecie cu elemente de gips și de argile șiștoase ca în stratele de Cornu.

O situație asemănătoare se află pe flancul de S al Sinclinalului Pieptănari, unde sareea apare în două puncte apropiate. Unul din puncte se găsește situat la confluența pârâului Curmătura cu valea Turburea (Păcureți), iar al doilea punct se află în versantul stîng al pârâului Curmătura la cca 300 m în amonte de primul. În aceste



Massivul de sare de pe valea Turburea (Predeal).,  
 $\Sigma$  sare masivă g, gips primar.

puncte sareea apare pe linia de încălecare a Miocenului din Sinclinalul Pieptănari peste Pliocenul din Anticlinalului Păcureți.

Masive de sare exploataate de localnici se mai găsesc și pe valea Turburea (între Predeal și Sărari) pe valea Zimbroaia și pe valea Gardurilor.

Pe valea Turburea masivul din amont apare de sub flancul sudic al sinclinalului Predeal pe o puternică linie de falie axială. Ea apare evident de sub gipsurile helvețiene situate sub orizontul tufului cu Globigerine și nu țin de un orizont al Tortonianului, cum a afirmat GR. POPESCU (27). De altfel, sareea de aici nu numai că nu aparține de aşa zisul «orizont al breciei sării» din Tortonian, dar ea nu este încadrată de nici un fel de brecie, nici sedimentară aquitaniană sau tortoniană și nici tectonică. În fotografie alăturată se observă că sareea este acoperită de un banc de gips primar gros de cca 2 m. Pe aceeași falie axială apare un masiv de sare pe valea Zimbroaiei, în amont de gura pârâului lui Mănilă. Ea apare de sub depozitele helvețiene cu gipsuri.

Masivele de sare din aval de sub Muchea Ocnei, atât pe valea Turburea (Predeal) cît și pe valea Zîmbroaia, apar în condiții asemănătoare în axul unui anticlinal faliat axial.

Masivele de pe valea Turburea (Predeal), de pe valea Zîmbroaia, din amont de gura Pîrifului lui Mănilă și de la Muchea Ocnei sunt descrise de V. MERUȚIU (16).

Sarea masivă din valea Gardurilor apare în versantul stîng sub depozite deluviale. Nu este însotită de brecie. Ea este situată sub depozitele Helvețianului roșu și apare pe linia de falie longitudinală dintre Oligocen și Helvețian. Este exploatață de localnici. Pe aceeași vale, mai în aval, apare o sărătură și un izvor de  $H_2S$  pe o falie inversă transversală.

La confluența pîrului Opăriți cu valea Băei în axul unui anticlinal de Helvețian roșu apare o puternică sărătură. De asemenea o puternică sărătură se află mai în aval de confluență, pe planul unei falii transversale.

În toate punctele citate, masivele de sare se află situate stratigrafic între Oligocen și baza Helvețianului, încît putem confirma justitia ideilor susținute de L. MRAZEC, G. MACOVEI, D. M. PREDA (1924) și M. G. FILIPESCU.

Într-o comunicare (7) făcută în anul 1960 am trecut în revistă toate argumentele aduse de I. P. VOITEȘTI, D. M. PREDA și H. GROZESCU (37) în favoarea vîrstei burdigaliene a unor depozite microconglomeratice cu Pecteni de pe valea Crasna, la Schiulești. Ei considerau însă aceste microconglomerate ca făcind parte din unitatea Conglomeratelor de Brebu.

M. G. FILIPESCU (11) a arătat că microconglomeratele cu Pecteni nu țin de Conglomeratele de Brebu, ci de stratele de Cornu, cu care se încheie ciclul de sedimentare a Paleogenului. Mai mult arată că există și o specie de Pecten de vîrstă aquitaniană.

Acest punct de vedere coincide cu datele noastre de teren din valea Oltului (5).

Gh. VOICU (35) a separat însă stratele de Cornu în două orizonturi și pe bază de microfaună atribuie celui inferior vîrstă oligocen-aquitaniană iar celui superior vîrstă burdigaliană.

Am susținut că în nici un caz această separație, nu se poate menține, deoarece profilele clare dintre valea Crasnei și valea Keiței (Cerașu) ne arată că microconglomeratele se găsesc doar ca intercalății lenticulare la mai multe nivele în orizontul gipsurilor, iar caracterul lagunar al orizontului trebuie interpretat ca reprezentând sfîrșitul unui ciclu de sedimentare (ciclul paleogen).

În acest caz chiar dacă fauna de Pecteni citată de I. P. VOITEȘTI D. M. PREDA și H. GROZESCU este burdigaliană și dacă microfauna citată de Gh. VOICU indică aceeași vîrstă, nu putem trece cu vederea argumentele stratigrafice aduse de M. G. FILIPESCU (11) și de noi (5 și 7) că suntem la sfîrșitul unui ciclu de sedimentare și în prezență unui singur etaj stratigrafic încît trebuie să conchidem că fauna citată de la Schiulești nu reprezintă de fapt decît precursorii faunei miocene, în marea Oligocenului expirant.

**Neogenul.** *Burdigalian-Helvețianul.* Trebuie să precizăm că în regiunea prezentată aici, Miocenul nu pare dezvoltat sub faciesul conglomeratelor de Brebu. Aici transgresiunea mării miocene nu începe cu conglomerate bazale și nu se manifestă printr-o discordanță unghiulară, ca la W de valea Teleajenului.

Pentru stabilirea unui profil complet al Burdigalian-Helvețianului nu avem la dispoziție în această regiune decât două văi: valea Albinari, la Aricești—Zeletin, unde este conservată partea lor bazală și valea Turburea, în sinclinalul Predeal, unde se găsește un profil continuu cu trecere la Tortonian.

Pe valea Albinari, la Aricești—Zeletin, deasupra seriei gipsifere-aquitaniene, urmează o serie de depozite constituite din marne roșcate-cărămizii, nisipuri grosiere, nisipuri fine micacee în alternață cu gresii micacee, friabile de nuanță cărămizie-roșcată sau cenușie. Această serie, numită de L. MRAZEC «Orizontul roșu» al formațiunii salifere, formează la Aricești — Zeletin, cum se observă pe valea Albinari un sinclinal deversat spre S.

Pe valea Turburea — (Predeal) deasupra seriei lagunare, descrisă mai sus la Aquitanian, urmează de asemenea în concordanță, un pachet de cca 60 m grosime constituit din marne cenușii și roșii, care au în bază numeroase diaclaze umplute cu gips secundar (cca 10 m grosime), apoi un alt pachet de marne roșii și cenușii cu intercalații frecvente de gresii (cca 50 m grosime). Culoarea roșie ar indica o fază de climat arid în Miocen și procese de intensă oxidare.

Deasupra, în continuitate de sedimentare, se aşează o serie puternică de peste 100 m grosime constituită din bancuri groase de 7—10 m de nisip grosier, cu slabe intercalații marnoase roșii și cenușii. Ambele serii de depozite trebuie atribuite Burdigalianului în sensul dat acestuia pentru regiunea dintre valea Teleajenului și valea Crasnei. Precizăm, cu această ocenzie, că pe valea Teleajenului, la Mănechiu—Ungureni seria miocenă începe cu conglomerate grosolane de tip Brebu, dar urmărită pe direcție spre W, se constată că pe valea Secuianca, seria miocenă nu mai începe cu conglomerate grosolane ca pe valea Teleajenului, ci ea începe cu depozite mult mai fine: microconglomerate, gresii și marne, toate de culoare roșie și cenușie, iar conglomeratele grosolane apar mai sus, de abia din dreptul podului, de pe valea Secuianca pe care trece șoseaua Văleni—Mănechiu și în dreptul vîrfului Gilma, adică la o distanță stratigrafică de 50—60 m de baza sa.

Prin analogie putem paraleliza nivelul pasmito-pelitic roșu din valea Secuianca cu nivelul corespunzător din valea Turburea, iar nivelul conglomeratic ce urmează în vîrful Gilma se sincronizează cu bancurile de nisip grosier compact din valea Turburea.

De altfel din valea Turburea (Predeal) spre E partea inferioară a Miocenului nu mai apare în nici un loc sub faciesul conglomeratelor de Brebu, dar sincronizarea se poate face pe criteriul stratigrafic, întrucât patul și acoperișul seriei este comun, cu cel din valea Teleajenului și de mai la W.



Ceea ce urmează peste conglomeratele de Brebu din valea Teleajenului și din valea Secuianca, este identic și în valea Turburea (Predeal), după cum reiese din coloana stratigrafică alăturată, din care rezultă că la partea superioară Burdigalian—Helvețianul este constituit din marne cu alternație mai abundente de gresii, nisipuri și gipsuri.

Spre partea superioară, seria burdigalian-helvetică conține și în valea Turburea (Predeal) trei intercalări de tuf dacitic cu biotit, a căror grosime variază între 0,20—0,40 m. Seria se încheie printr-un pachet de cca 10 m grosime format din gipsuri primare și secundare.

În afară de valea Albinari și valea Turburea (Predeal) deși Burdigalian-Helveticianul ocupă în regiune suprafețe mari, succesiunea lor este întreruptă de importantele dislocații ce le-au afectat.

Se observă însă că pretutindeni în bază depozitele burdigalian-helveticene au un caracter marin, iar spre partea superioară ele trec la un facies lagunar. Am arătat într-o comunicare anterioară evoluția ideilor și a cercetărilor care au stabilit vîrstă helvetică a acestor depozite (6).

*Tortonianul.* În 1958, am descris (6) evoluția ideilor cu privire la stratigrafia Tortonianului precizând că stratigrafia Tortonianului stabilită de GR. POPESCU (24) și FL. OLTEANU (21) nu corespunde, după părerea noastră, datelor de teren din regiunea cuprinsă între valea Buzăului și valea Bălăneasa, demonstrând mai întâi, că brecia sării și masivele de sare, pe care autorii menționați le considerau ca orizont stratigrafic al Tortonianului superior, are de fapt o vîrstă mai veche decât orizontul roșu al Helveticianului. Mai mult FL. OLTEANU (21, p. 18) a arătat că orizontul breciei sării reprezintă începutul unei transgresiuni a Tortonianului superior care se aşează discordant peste Tortonianul inferior și peste Helveticianul superior și inferior. Această transgresiune nu poate fi susținută însă nici prin argumente stratigrafice și nici pe date cartografice.

În același timp am arătat că orizontul șisturilor cu Radiolari și orizontul marnelor cu *Spirialis* stabilite de GR. POPESCU și FL. OLTEANU, nu reprezintă de fapt decât faciesuri ale Tortonianului. Cercetările ulterioare întreprinse de GR. ALEXANDRESCU și C. GEORGESCU (1) în regiunea Vrancea și de I. HUICĂ (9) în regiunea Pătârlagele au confirmat concluziile noastre.

Un profil clar în care s-a întîlnit succesiunea celor patru orizonturi ale Tortonianului este descris de GR. POPESCU pe valea Turburea în cuveta Predeal—Sărani. Cercetând profilul din valea Turburea noi am ajuns la concluzii diferite. După cum am arătat mai sus masivul de sare de pe flancul de S al sinclinalului Turburea nu este cuprins în brecia tortoniană, nu are o poziție stratigrafică, ci una tectonică. El se află situat sub gipsurile helveticene. De altfel, GR. POPESCU după ce arată că «poziția stratigrafică în Tortonian a breciei sării și a depozitelor de sare» cuprinse în ea, este clară în valea Turburea (Predeal), menționează că nu exclude posibilitatea ca în alte părți sarea să aibă o vîrstă aquitaniană sau helvetică fără a arăta însă unde s-ar

află o asemenea situație, deși ea se găsește chiar în acest sinclinal al Predealului, pe valea Gardurilor și pe valea Opăriți la confluența sa cu valea Băei.

Dacă poziția masivului de sare de pe valea Turburea (Predeal) atribuit de autorul menționat, Tortonianului, poate da naștere la unele confuzii, apariția sării pe valea Gardurilor și la confluența văii Opăriți cu valea Băei, de sub flancurile normale ale sinclinalului de Helvetian roșu este suficient de clară, încât vîrsta ei aquitaniană nu mai poate fi contestată.

Un profil de detaliu executat în valea Turburea, pe flancul de N al sinclinalului Predeal, se prezintă ca în coloana stratigrafică alăturată. Din citirea acesteia ne dăm seama că succesiunea celor patru orizonturi ale Tortonianului nu se întâlnescă direct peste orizontul tufului dacitic și al marnelor cu Globigerine, ci peste încă un pachet de 45 m grosime, constituit din marne cenușii, șisturi calcaroase, gipsuri, marne tufacee cu Globigerine. De asemenea șisturile cu Radiolari apar cu totul subordonate (cca 1 m grosime) celorlalte depozite.

De asemenea urmărirea în direcție a acestor depozite este dificilă deoarece regiunea se prezintă acoperită în mare parte de alunecări de teren. Totuși am putut observa că în partea axială a Sinclinalului Predeal, pe valea ce coboară de la Sfatul Popular brecia se îngroașe (100 m), și apoi se efilează pe flancul de S indicând astfel cu atît mai mult caracterul lenticular.

Pe flancul S al sinclinalului se constată că orizontul tufului dacitic și al marnelor cu Globigerine nu mai apare în valea Turburea (Predeal), continuarea sa fiind întreruptă de falia axială amintită mai sus. Tuful dacitic cu Globigerine dispare la punctul numit Rîpa Tuguiată. Precizăm că pe flancul de S al sinclinalului, în valea Turburea, nu mai apare nici brecia descrisă pe flancul de N, iar masivul de sare nu are înveliș de brecie ci un pachet de gips, cum se observă în figură. În versantul stîng al văii Turburea deasupra masivului de sare se așează tectonic, un pachet de marne argiloase, compacte, cînd sunt proaspete, sfărâmicioase și vărgate cînd sunt uscate din care MARIA TOCORJESCU a determinat următoarele forme ce indică Tortonianul superior.

*Globigerina bulloides* D'ORB.

*Nonion pompilioides* (FICHTEL ET MOLL)

*Cibicides floridanus* CUSH.

*Globigerinoides conglobatus* (BRADY)

*Gyroides soldanii* D'ORB.

*Discorbis saulcii* D'ORB.

*Sphaeroidina bulloides* D'ORB.

*Spiroloculina tenuis* CŽJŽEK

*Martinotiella* sp.

*Spirialis* cf. *hospes* (ROLLE)

*Syphotextularia* sp.



*Haplophragmoides* sp.

*Cibicides bouéanus* D'ORB.

Concrețiuni alungite de pirită

Ostracode

*Sarmațianul*. După cum a remarcat prima dată D. M. PREDA (26, p. 30) formațiunea sarmațiană este constituită din depozite detritice, gresii moi în bancuri de 0,40—0,80 m grosime și nisipuri grosiere fosilifere cu: *Mactra podolica*, *Tapes gregarius*, *Cerithium pictum*, *Solen subfragilis* etc. În baza acestora se găsește un orizont marnos și argilos cenușiu, având în unele locuri slabe intercalări de argile roșcate și gălbui. Orizontul inferior are o faună bugloviană reprezentată prin *Ervilia trigonula*, *Corbula gibba*, *Cerithium rubiginosum* etc. Depozitele sarmațiene formează umplutura sinclinalului Predeal — între versantul stâng al văii Turburea și valea Zimbroaia. După o mică intrerupere, între gura Văii lui Mănilă și Muchea Ocnei, Sarmațianul se continuă spre SE prin Matița—Atîrnați spre Chiojdeanca, alcătuind baza sinclinalului Șoimari.

Limitele Sarmațianului trasate pe harta lui D. M. PREDA și aceea asamblată de FL. OLTEANU corespund datelor de teren și nu au suferit decât o foarte mică rectificare pe dealul Plaiul Corbului unde falia transversală figurată pe ultima hartă nu a putut fi recunoscută.

*Meotianul*. Meotianul se remarcă printr-o mare transgresiune. Depășind toți termenii Miocenului de la S spre N, el repauzează pe Oligocenul superior de la Rîpa Puturoasă și chiar pe termenii inferiori ai Oligocenului, cum se observă pe rama Pintenului de Văleni între Perșinari, Gogeașca, Tîrlești și Cătina.

Pe valea Cuciurului baza Meotianului este formată dintr-un banc de brecie în care se găsesc remaniate blocuri de gresie de Kliwa, diatomite, tufuri dacitice, gispuri și mai rar șisturi disodilice. În unele locuri se găsesc remaniate și gresii fosilifere sarmațiene.

Deasupra acestora urmează o serie de nisipuri și gresii moi gălbui-roșcate, în alternanță cu marne cenușii-gălbui. Seria este bogat fosiliferă, iar în unele locuri se găsesc bancuri lumașelice de Dosinii și Congerii, cum au remarcat și alți cercetători (3, 28, 9).

Meotianul are o dezvoltare completă în sinclinalul Șoimari, unde are în bază un banc de conglomerate cu elemente verzi pe lîngă cele miocene și oligocene descrise mai sus. Din valea Zimbroaia la W, Meotianul este mai puțin dezvoltat pînă în valea Teleajenului, luând parte la alcătuirea flancului de N al Sinclinalului Berindel și a flancurilor de S a sinclinalelor Gura Vitioarei și Coada Malului.

În sinclinalul Coada Malului, Meotianul este constituit, în bază, din bancuri de gresii oolitice cu *Dosinia maeotica*, nisipuri fine cu Dosinia, și intercalări subțiri de marne nisipoase cu *Pirenella caspia*, *Hydrobia vitrela* și *Neritina rumana*, totul alcătuind un pachet de 30—50 m grosime.

Deasupra acestui pachet urmează calcare cu *Unio subatavus*, mai abundente pe clina de N a dealului.

În continuare, urmează un pachet gros de peste 150 m de marne cenușii, argiloase nefosilifere, alcătuind aproape întreg versantul stâng al pîrului Valea Largă.

Pe ramura nordică a Văii Largi, la cca 40 m amont de confluența cu ramura sudică se observă limita între Meotian și Pontian. Aici Meotianul se încheie printr-un pachet alcătuit dintr-un banc de calcar cu *Congeria novorossica* și un banc de nisip cu concrețiuni grezoase în care apar lumașele de *Congeria novorossica*. Se constată aici că ciclul de sedimentare meotian se încheie cu un facies mai grosier, iar noul ciclu al Pontianului începe cu un facies pelitic, marnos.

*Pontianul*. În regiunea cercetată Pontianul este dezvoltat în creasta dealului dintre Argicești—Zeletin și Cărbunești, de unde se continuă spre S pînă la Soimari, stînd concordant pe Meotian. Între valea Matița și Copăceni Pontianul alcătuiește umplutura sinclinalului Berindel, faliat în valea Turburea, umplutura sinclinalului Coada Malului și ia parte la alcătuirea flancului de S al sinclinalului Gura Vitioarei. Între Aricești—Zeletin și Cărbunești, adică în partea nordică a regiunii, Pontianul este reprezentat printr-un facies nisipos, alcătuit din nisipuri grozile galbene și nisipuri fine marnoase, ce cuprind numeroase exemplare de *Congeria rhomboidea* și *Congeria rumana*.

În partea de S a regiunii predomină faciesul marnos cu *Paradacna abichi*, *Limocardium subsquamulosum* și *Valenciennius annulatus*. În valea Teleajenulu, Pontianul superior nisipos conține de asemenea *Congeria rhomboidea* și *Congeria rumana*.

*Dacianul*. Depozitele daciene ocupă în Valea Lopatna, partea axială a sinclinalului Soimari. Sunt alcătuite în mod predominant din pietrișuri mărunte și nisipuri, iar în mod subordonat din marne nisipoase cenușii-gălbui, fosilifere.

*Levantinul*. În perimetru cercetat Levantinul inferior este reprezentat prin nisipuri grozile, gălbui și argile negricioase, verzi murdar, argile cărbunoase, uneori cu concrețiuni calcareoase și marne vinete nisipoase. Separarea față de Dacian este dificilă, cînd lipsesc fosilele caracteristice: unionizi sculptați, *Viviparus bifarinatus*, *Helix*, *Planorbis*, după cum a arătat D. M. PREDA.

Levantinul apare la N de Păcureți, prins sub fală ce trece în lungul văii Curmătura. Dezvoltarea cea mai mare o are Levantinul în umplutura sinclinalului Soimari, unde apare dezvoltat și prin orizontul Pietrișurilor de Cîndești. D. M. PREDA (28, p. 55—56) susține că Levantinul se dispune concordant peste Dacian; noi găsim însă în sinclinalul Soimari o discordanță a Pietrișurilor de Cîndești, care pe flancul de N, la Cătina, se aşază pe depozite oligocene în mod transgresiv, încît ceea ce D. M. PREDA consideră un contact tectonic, reprezintă de fapt o limită stratigrafică de transgresiune.

*Cuaternarul.* Cuaternarul este reprezentat prin terase, șesuri aluvionare și alunecări de teren. Cea mai importantă terasă este aceea de pe versantul drept al văii Opăriți între satul Opăriți și Copăceni. După cum a arătat D. M. PREDA (28, p. 38) această terasă se datorează acțiunii văii Opăriți care în Cuaternarul mediu curgea prin satul Copăceni și se vărsa în valea Teleajenului. În Cuaternarul superior valea Opăriți a fost captată de un affluent al Cricovului, valea Turburea. Afirmația este bazată pe faptul că terasa are pantă înclinată spre valea Teleajenului, pe totă întinderea sa, adică și între Vitioara de Sus și Copăceni, deși astăzi valea Băei, affluent al său pe partea dreaptă, curge spre E și nu spre W. O terasă inferioară se găsește și pe dreapta văii Aricești, în amont de gura văii Bracacei. Existența teraselor numai în versantul drept al văilor se explică printr-o deplasare a acestora spre E. Alunecările de teren ocupă suprafețe mari în valea Turburea (Predeal), în valea Albinari și valea Bracacei. Alunecările de teren din aceste regiuni fac parte din categoria alunecărilor consecutive delapsive. Ele sunt alunecări ale formațiunilor de bază și se produc pe fața stratelor cum se observă mai ales pe clina de N a crestei Coada Malului.

### Tectonica

Un istoric complet al ideilor cu privire la tectonica regiunii se găsește în lucrările lui D. M. PREDA (28), M. G. FILIPESCU (11) și I. PĂTRUȚ (25). Pentru înțelegerea tectonicii regiunii trebuie să abordăm următoarele probleme: tectonica Pintenului de Văleni; raportul dintre Pintenul de Văleni și Miocen; tectonica Miocenului; tectonica Pliocenului.

**Tectonica Pintenului de Văleni.** Înă la Congresul Internațional de geologie de la Viena din anul 1903, se susținea că scoarța terestră este formată din structuri normale și în această concepție s-a considerat că zona paleogenă de la Văleni constituie un anticlinal normal acoperit pe flancuri de Miocen.

Dar în 1906, L. MRAZEC (18, 20), care folosește pentru prima oară termenul de « pinten » interprează această zonă ca un sinclinal de paleogen plutind peste Miocen sub formă de pînză de șariej. În același timp W. TEISSEYRE (32) deși menține termenul de « peninsula de fliș de la Văleni » consideră că ea are o structură sinclinală. În 1911, pe prima hartă geologică « Vălenii de Munte » la scara 1:50.000 W. TEISSEYRE face în Pintenul de Văleni o serie de separațiuni, identificând și stratele de Podu Morii la partea superioară a etajului menilitic și a gresiei de Kliwa. Din interpretarea cartografică reiese că Pintenul de Văleni are o structură în sinclinorium. În același an, L. MRAZEC și I. P. VOIȚEȘTI (21) în sinteza asupra pîzelor din flișul Carpaților au separat, la marginea externă a flișului, « pînza marginală » care de la valea Buzăului spre S, se detașează și se individualizează dînd Pintenul de Văleni.

În 1921, D. M. PREDA (28) separă în Pintenul de Văleni o serie de gresii calcaroase, micacee, cu hieroglife, străbătute de diaclaze umplute cu calcit, în alternanță cu marne roșcate, vișinii și vinete, situate în partea axială a zonei paleogene, cărora le dă vîrstă eocenă. Din această cauză el consideră că Pintenul de Văleni are o structură anticinală, dar dacă ținem seama că Eocenul face o serie de cute secundare, în care sinclinalele sănt umplute cu Oligocen, înțelegem că interpretarea dată de acest autor este de anticlinorium, deși el nu o afirmă.

M. G. FILIPESCU (11) consideră că Pintenul de Văleni are structura unui sinclinorium (vezi planșa cu profile) care plutește pe un autohton cu sare și îi redă numele de « pînza marginală ». Mai tîrziu același autor (12) consideră că Pintenul de Văleni face parte din aceeași unitate tectonică ca și Pintenul de Homorîciu atribuindu-l pînzei mediane.

GR. POPESCU (27) susține existența unei structuri anticinale a Pintenului de Văleni, în timp ce F.L. OLTEANU (23) și I. PĂTRUȚ militează din nou pentru o structură mai complicată. Astfel I. PĂTRUȚ (25, p. 82) arată că Pintenul de Văleni reprezintă o pînza de sariaj în care se pot distinge două digitații (Arsenesele și Bughea), din care prima este formată la rîndul ei din trei solzi.

Datele noastre de teren se referă la o suprafață prea restrînsă ca să putem elucida o problemă atât de importantă. Totuși imaginea cartografică ce posedăm ne arată în ansamblu, o zonă de ridicare axială, mediană, jalonată de Plaiul Arsenesele—vîrful Rupturii ocupată de Eocen, flancată pe ambele părți de Oligocen. Axul anticinalului de Eocen taie valea Teleajen la 600 m amont de gura Văii Rea și trece pe la cota 692. Acest aspect cartografic pledează, de la sine, în ansamblu, pentru o structură anticinală aşa cum este figurat și pe harta geologică la scara 1: 100.000 a Comitetului Geologic.

Analizînd, în detaliu, aspectul cartografic de pe harta Comitetului Geologic se constată prezența unor serii de cute de al doilea ordin, toate avînd pe flancurile externe depozite oligocene, încît termenul cel mai propriu care ar exprima structura Pintenului de Văleni ar fi cel de anticlinorium, și aceasta indiferent de raporturile sale cu formațiunile mio-pliocene adiacente. Firește că privind local, pe sectoare restrînse, această structură nu apare suficient de evidentă, fiindcă flancul de N al pintenului este afectat de o falie longitudinală, care face ca Oligocenul să fie întrerupt în unele puncte, iar Eocenul să ia contact cu depozitele miocene.

Datele de teren ne arată că o asemenea interpretare nu este suficientă. Cercetînd în detaliu Pintenul de Văleni din valea Teleajenului pînă la Aricești — Zeletin — Tîrlești, am constatat că structura sa nu este formată din cute normale simple de al doilea ordin, al cărui ansamblu ar justifica termenul de anticlinorium. Cutile din Pintenul de Văleni sănt deversate spre S, iar cele mai numeroase sănt afectate de falii longitudinale și păstrează mai ales flancurile răsturnate. În zonele de ridicare axială cum este dealul Plaiul Arseneselor, unde Eocenul apare mai dezvoltat, el



rezintă o recutare în sinclinal secundare, iar în valea Teleajenului are o cutare în armonică care face și mai dificilă descifrarea structurii.

Privit în ansamblu Pintenul de Văleni reprezintă continuarea spre S a pînzei medio-marginale, care în regiunea de curbură este alcătuită din mai mulți solzi, încît trebuie să ne așteptăm ca el să aibă o tectonică mai complicată decât se interpreta pînă acum. În adevăr, Pintenul de Văleni are o tectonică constituită din solzi, dar niște solzi « sui generis » formați din flancuri inverse, deversate spre S și din cîte normale deversate spre S și faliile axiale.

În lucrarea de față ne vom referi numai la structura regiunii de S a Pintenului de Văleni, constituită numai din Oligocen, în care am identificat următoarele cîte: Sinclinalul « Frînghiesti », Sinclinalul « Piatra Albă » și Anticlinalul Zîmbroaia.

*Sinclinalul Frînghiesti* se poate urmări de la W din valea Teleajenului, de la punctul Frînghiesti, pînă la E, la cota 562 m, situată între Poiana Boineasa și originea văii Gardurilor. Sinclinalul Frînghiesti este deversat spre S, are umplutura constituită din orizontul disodilelor superioare și al diatomitelor, pe cea mai mare parte a lungimii sale. În valea Teleajenului unde sinclinalul prezintă afundarea maximă găsim în axul său prinse și un pachet subțire de gipsuri aquitaniene. Poziția neconcordantă dintre gipsuri și disodilele superioare și diatomite, a făcut posibile interpretările diferite, descrise mai sus. Noi credem că această neconcordanță este datorită numai diferenței de comportare a gipsurilor și a diatomitelor față de solicitările mecanice din timpul cutării.

*Sinclinalul Piatra Albă* se află la marginea sudică a Pintenului de Văleni, încălcind Pliocenul de la Gura Vitioarei. Este deversat spre sud. În ax prezintă orizontul gresiei de Kliwa superioară, care se exploatează la Piatra Albă. Flancurile sale sunt alcătuite din partea superioară a stratelor de Podu Morii, încrucișat se prezintă afectat de două falii longitudinale.

*Anticlinalul Zîmbroaia*. Anticlinalul cel mai extern al Pintenului de Văleni, care aflorează de sub depozitele miocene este anticlinalul Zîmbroaia. Este un anticinal normal, drept, asimetric, avînd flancul de N mai dezvoltat. Din creasta Păcuri spre E anticlinalul este afectat de o faliere axială de-a lungul căruia flancul de S este scufundat. Amplitudinea faliei crește spre E în sensul plonjului. La alcătuirea acestui anticinal iau parte toate orizonturile Oligocenului.

Din creasta Păcuri spre E, anticlinalul Zîmbroaia plonjează și se acoperă transgresiv de Meotian. Este posibil ca între Oligocen și Meotianul transgresiv să se găsească depozitele miocene, cu caracter de roci protectoare. În acest caz credem că anticlinalul Zîmbroaia prezintă importanță economică la E de creasta Păcuri. Numeroasele manifestări de hidrocarburi ce apar pe valea Ciucuirului sunt indicii de existență unor impregnări puternice.

La W de valea Zîmbroaia, Anticlinalul Zîmbroaia este interceptat de o puternică faliere transversală și se scufundă pînă la valea Gardurilor, de unde se ridică din nou

pînă în valea Teleajenului. Credem că anticlinalul Zîmbroaia se continuă spre W pe sub depozitele miocene ale Sinclinalului Predeal, dar fiind strivit între sinclinalele Frînghiesti și Piatra Albă reapare în vîrful Pietrei, la N de Copăceni, numai ca un anticlinal faliat, deoarece axele lor sunt în continuare.

Presupunerea noastră este atestată de rezultatele măsurătorilor gravimetrice ale lui RADU BOTEZATU (4, p. 163) care interpretează maximul gravimetric identificat în această zonă ca fiind datorit unei creste de eocen, sub depozitele miocene ale Sinclinalului Predeal.

**Raportul tectonic dintre Paleogenul Pintenului de Văleni și Miocen.** Una din problemele cele mai dezbatute ale tectonicei Subcarpaților românești din regiunea studiată o constituie stabilirea raporturilor structurale dintre Paleogenul Pintenului de Văleni și Miocenul adiacent. Pînă în 1906 se susținea că Miocenul se aşează normal peste Paleogen. În acest an W. TEISSEYRE arată că între « peninsula de fliș de la Văleni » și Miocen există raporturi tectonice. În același an L. MRAZEC (18, 20) arată că Miocenul dintre Paleogenul Pintenului de Văleni și zona flișului, cunoscut azi sub numele de « Sinclinalul Drajnei » considerat pînă atunci ca reprezentînd un golf, constituie probabil o fereastră, care înspre E este înlocuită printr-o linie de dislocație care trebuie să fie o linie de încălecare a zonei flișului.

« Faptul că în unele puncte nu există raporturi tectonice de șariaj », din care cauză ar fi posibilă interpretarea raporturilor ca normale, este explicat de L. MRAZEC « prin cutările ulterioare ce s-au continuat pînă în Cuaternar și prin care raportul tectonic primordial între flișul șariat și Miocenul autohton a fost cu totul șters sau modificat ».

În 1907, apare prima schiță tectonică a României datorită lui L. MRAZEC și W. TEISSEYRE (19). În această lucrare autorii își precizează ideile asupra șariajului Pintenului de Văleni afirmînd că el face parte din zona externă a flișului și se află încălecat peste Miocen. În 1911, L. MRAZEC și I. P. VOITEȘTI (21) făcînd o sinteză tectonică a întregului lanț carpatic român, separă mai multe pînze și consideră că Pintenul de Văleni face parte din Pinza marginală a flișului. În 1921, D. M. PREDA (28) nu admite existența pînzelor de șariaj în regiune, decît poate cu excepția Pintenului de Văleni, dacă se va dovedi că gipsurile de Frînghiesti sunt miocene. El susține că Pintenul de Văleni reprezintă un anticlinal recuat a căror flancuri sunt răsfrînte în unele puncte peste depozitele miocene, constituind mici încălecări, care nu se mai constată acolo unde eroziunea este mai profundă. În 1926, H. LAGOTALLA (15) găsind un tuf dacitic în stratele de Podu Morii le atribuie vîrsta helvetiană și cum acestea se găsesc după acest autor sub cea mai mare parte a depozitelor oligocene, interpretează Pintenul de Văleni ca fiind în pînză. D. M. PREDA (29) în 1927 consideră gipsurile de Frînghiesti ca oligocene și în consecință arată că Pintenul de Văleni reprezintă un anticlinal înrădăcinat. P. TERMIER (34) după vizita făcută în țara

noastră susține existența pînzei Pintenului de Văleni. În 1928, PUSTOWKA (30) confirmă existența pîzelor stabilite de L. MRAZEC și I. P. VOIȚEȘTI în 1911. I. P. VOIȚEȘTI (38) în 1929, își menține ideile cu privire la șariajul Pintenului de Văleni dar arată că această pînză s-a format sub influența pînzei de Fusaru.

În 1931 L. MRAZEC (22) expunând evoluția ideilor asupra tectonicii Carpaților orientali arată că majoritatea cercetătorilor admit existența structurii în pînze de șariaj emisă de el în 1906 și susținută apoi în mod continuu.

M. G. FILIPESCU (10) în 1930 a arătat că Pintenul de Văleni reprezintă o pînză de șariaj pe care o numește pînza marginală ea făcind parte din aceeași unitate tectonică cu Pintenul de Homorîciu și cu zona de solzi. Același autor în 1934 (11, p. 149) după ce descrie raporturile dintre Pintenul de Văleni, cuveta Drajna și Pintenul Homorîciu afirmă pe baza acestor date, «am înclinat să cred că între Pintenul de Văleni și flișul situat la N de el, există raporturi de șariaj». De aceea el stabilește că Pintenul de Văleni constituie o pînză de șariaj dîndu-i numele de «pînza marginală» constituită din toate formațiunile de la Senonian la Aquitanianul cu sare. Această pînză marginală stă peste un Autohton cu sare și suportă tectonic Pintenul de Homorîciu—Prăjani și zona de solzi care formează o altă pînză de șariaj numită de autor «pînza mediană». Vedem deci că în această concepție Pintenul de Văleni formează parautohtonul pînzei mediane. Mai tîrziu pe baza unor date obținute în valea Buzăului el revine (12) la primele sale concepții și arată că Pintenul de Văleni și Pintenul de Homorîciu alcătuesc o singură unitate tectonică, pe care de data aceasta o numește pînza mediană. Cu toate cercetările intense întreprinse după această dată discrepanța de opinii subzistă și astăzi.

I. PĂTRUȚ (25, p. 68—76) și FL. OLTEANU (24, p. 134—138) susțin că Pintenul de Văleni se află în pînză. GR. POPESCU (27, p. 120—121) aduce argumente pentru o structură normală. I. BĂNCILĂ (2) militează pentru existența structurii normale a Pintenului de Văleni.

Datele gravimetrice de detaliu obținute de R. BOTEZATU (4) nu arată o diferență sensibilă de densitate între rocile Oligocenului și cele ale Miocenului încît nu s-a putut sesiza dacă sub Pintenul de Văleni se află un autohton sau dacă el se înrădăcinează. Pe harta gravimetrică regională în dreptul Pintenului de Văleni se desenează însă un minimum minimorum a cărui situare izolată nu a putut fi totuși interpretată. M. ILIE și RADU BOTEZATU (13) interpretând datele gravimetrice ajung la concluzia că ele indică mai degrabă o structură anticlinală. După cum vedem cel mai mare număr de autori susțin că Pintenul de Văleni constituie o pînză de șariaj.

Cercetările noastre au urmărit mai ales marginea externă a Pintenului de Văleni și a flișului din valea Rîmnicu Sărat pînă în valea Teleajenului. În adevăr, urmărind, în ultimii ani, Pînza mediană sau medio-marginală în sensul lui I. BĂNCILĂ, din valea Rîmnicul-Sărat spre SW se constată că în alcătuirea ei iau parte mai multe cute anticlinale holomorfe și cute-solzi, al căror număr scade treptat spre valea

Teleajenului. De asemenea urmărind amplitudinea încălcării se constată că valoarea sa maximă se află în valea Rîmnicul Sărat (în sectorul citat) și că spre SW încălcarea scade treptat. În valea Buzăului, mai exact între valea Pănatăului și valea Muscelului, marginea pînzei medio-marginale se ridică aproape la verticală, iar în valea Bîsca Chiojdului la Cătina, raporturile între Paleogen și Miocen devin normale. Se observă, aici o descalcare a Paleogenului și înrădăcinarea sa de la NE către SW, înrădăcinare mai evidentă de la valea Bîsca Cliojului spre W.

Pentru a susține totuși existența pînzei de șariaj în asemenea situație trebuie să considerăm că Miocenul ce se află în acest sector în raporturi normale cu Paleogenul ține de unitatea șariată și în acest caz fruntea pînzei urmează a fi căutată prin zona miocenă unde Paleogenul ar prezenta semne de ridicare. Dacă se vor identifica în Miocenul de la E de Buzău, considerat autohton, direcții structurale discrepanțe cu cele din Miocenul de la W de Buzău problema și-ar găsi rezolvarea. Pe baza datelor noastre, credeam că în regiunea dintre valea Teleajenului și valea Lopatna depozitele miocene, de la exteriorul Pintenului de Văleni se aşeză normal pe Paleogenul acestuia, iar structurile din Miocen corespund unor structuri în masa Pintenului subiacent.

Ridicarea Paleogenului este mai pronunțată de-a lungul faliei axiale ce afectează anticlinalul Copăceni—Surani. Înțînd seama de amplasarea acestei falii s-ar putea ca ea să reprezinte fruntea pînzei medio-marginale. Ultima virgație a faliei pericarpaticice, pusă în evidență într-o lucrare anterioară (8) care trece pe la N de Păcureți și pe la S de Coada Malului reprezintă a doua linie tectonică principală din regiune care ar fi putut fi interpretate ca fruntea Pînzei medio-marginale.

**Tectonica Miocenului.** Urmărind tectonica depozitelor miocene de la N la S am determinat următoarele structuri.

*Sinclinalul Aricești — Zeletin.* Depozitele Helvețianului roșu dintre Aricești — Zeletin și Roncești alcătuiesc un sinclinal deversat spre S. El prezintă o ușoară asimetrie, deoarece are flancul de S mai dezvoltat decât cel de N. Are orientarea WSW — ENE În dreptul satului Albinari sinclinalul este afectat de două decroșări transversale, care îl împart în trei sectoare, din care sectorul median a suferit o deplasare spre N. Pe falia de decroșare vestică apare un mic masiv de sare.

Pe harta lui D. M. PREDA nu figurează aceste cută, iar pe harta asamblată de F.L. OLTEANU și pe harta geologică la scara 1: 100.000 a Comitetului Geologic în dreptul acestui sinclinal, sănt figurate un anticlinal și un sinclinal, ceea ce după datele noastre nu coincide situației de pe teren.

În gipsurile aquitaniene de pe flancul de S al sinclinalului apar intercalate stratele de sare descrise mai sus. Această sare deși este figurată și pe harta lui D. M. PREDA, nu apare pe harta asamblată de F.L. OLTEANU.

*Sinclinalul Predeal.* Vom descrie sub acest nume cută numită de GR. POPESCU « cuveta Predeal—Sărari » pentru următoarele două considerente : întii raporturile



sale dimensionale de 1/2 corespunde mai bine noțiunii de sinclinal și în al doilea rînd pentru că localitatea Sărari nu se găsește situată în cuprinsul acestui sinclinal ci ea se află pe axul anticlinalului de S: Sărari—Păcuri—Surani. La alcătuirea acestui sinclinal iau parte depozite burdigaliene, helvețiene, tortoniene și sarmașiene. Flancul de N al sinclinalului Predeal este mai redresat și prins sub depozite eocen-oligocene sub forma unui solz imprimând cutiei o ușoară asimetrie. Iar flancul de S este dizlocat de o falie axială Sărari—Surani care se amortizează la W de Rîpa Țuguiată.

*Anticlinalul Sărari—Păcuri—Surani.* Acest anticlinal urmează la S de sinclinalul Predeal și se prezintă făiat axial cu flancul de S mai ridicat. În lungul acestei falii axiale apar patru diapire de sare: unul în valea Turburea (Predeal), altul în valea Zîmbroaiei sub formă de sare masivă, iar doi sămburi sub forma unor sărături puternice ce trădează apropierea sării massive, se află la E. O astfel de sărătură se află la Surani pe o viaductă, affluent pe dreapta a văii Ciuciurului și o altă sărătură se află pe panta de E a crestei dintre valea Aricești și valea Lopatna. În acest punct se mai află un vulcan noroios și un izvor de țărei.

*Anticlinalul Gura Vitioarei—Copăceni—Surani.* Este cuta cea mai importantă atât prin dimensiuni cât și prin complicațiile ce le prezintă în lungul său. Caracterul principal al acestui anticlinal îl constituie prezența unei puternice falii axiale, de-a lungul căreia flancurile anticlinalului se comportă în modul următor: între Gura Vitioarei și Copăceni planul axial are o înclinare de  $60^{\circ}$  spre N. În lungul planului axial s-a produs o falie importantă cunoscută în literatură sub numele de «Falia Copăceni». De-a lungul faliei Copăceni flancul de N al anticlinalului este puternic ridicat față de flancul de S, care la rîndul său este deversat spre S.

După cum vedem în acest sector anticlinalul Copăceni—Gura Vitioarei—Surani are caracterul unei cutii-solz, în care Oligocenul din dealul Rîpa Albă este încălecat peste depozite ponțiene de la S iar Miocenul și Meotianul din flancul invers sănt laminate.

Între lacul Vitioarei și valea Opăriți anticlinalul se menține încălecat pe o lungime de cca 500 m peste sinclinalul valea Corbului, apoi se redresează, devine anticlinal normal, drept, făiat, în care falia axială este și ea redresată. Pe planul faliei, la confluența văii Opăriți cu valea Băei, apare o puternică sărătură și numeroase izvoare de țărei. Aici după I. PĂTRUȚ apare și o lamă de Oligocen, care după noi aici reprezintă stratele de Cornu. La traversarea faliei axiale peste pîrul Turburea și valea Zîmbroaiei apar massive diapire de sare. De la valea Zîmbroaiei spre E falia axială Copăceni—Surani devine paralelă cu falia axială Sărari—Surani, pînă în valea Lopatna de unde mai departe este acoperită de depozitele pliocene din Sinclinalul Șoimari.

În lungul axului acestui anticlinal se găsesc mai multe sărături și manifestări de hidrocarburi. Mascat de depozite neogene anticlinalul Gura Vitioarei—Copăceni—Surani credeam că se continuă pe sub sinclinalul Șoimari pînă în valea Buzăului.

*Sinclinalul Opăriți.* Între anticlinalul Sărari—Păcuri—Surani și anticlinalul Gura Vitioarei — Copăceni — Surani se află Sinclinalul Opăriți care este puternic strivit. Din această cauză în alcătuirea sa intră doar Helvețianul și numai pe creasta de la S de satul Păcuri se află și orizontul tufului dacitic și al marnelor cu Globigerine (Tortonian inferior).

*Anticlinalul Slavu—Berindel.* Pe linia Slavu—Berindel apare un anticlinal faliat axial, care se întinde cel puțin din valea Matița la E, pînă în valea Turburea (Păcureți) la W. În aceste două văi, de-a lungul faliei axiale au fost scoase la zi strate de Cornu cu sîmbure de sare. Cercetările noastre nu s-au extins pînă acum între valea Turburea și valea Teleajenului dar este posibil să se constate, dacă se va cerceta, o legătură a anticlinalului Slavu cu anticlinalul Scăioși, legătură mascată de formațiunile sarmato-pliocene.

*Sinclinalul Pieptănari.* Între satul Slavu și valea Curmătura se dezvoltă un sinclinal constituit din Helvețian roșu pe flancuri și Helvețian cenușiu în ax. Nu am întîlnit Tortonianul figurat pe harta la scara 1:100.000 editată de Comitetul Geologic.

*Fală axială Păcureți.* Flancul de S al sinclinalului Pieptănari, ia contact tectonic cu Pliocenul de la exterior printr-o puternică falie axială înclinată spre N, de-a lungul căreia s-a produs încălcarea Helvețianului peste termenul cel mai nou al seriei pliocene. Da fapt sătem în prezență unei cute-solz, anticlinalul care se află la S de sinclinalul Pieptănari a fost puternic deversat spre S, flancul său invers complet laminat, iar Helvețianul a ajuns să încalece Levantinul. De-a lungul faliei Păcureți s-a produs intruziunea sării de la confluența pîrîul Curmătura cu valea Turburea și a sării de pe valea Curmătura și valea Pieptănari. Mi-am exprimat în altă lucrare (8) bănuiala că această falie ar putea să reprezinte ultima virgație a importantei dislocații pericarpaticice (Cașin) (8).

**Tectonica Pliocenului.** *Sinclinalul Trestioara—Gura Vitioarei—Șoimari—Calvini—Pănătău.* Depozitele pliocene alcătuiesc o mare zonă sinclinală care poate fi numită sinclinalul Trestioara—Gura Vitioarei—Șoimari—Calvini—Pănătău, ale cărei extremități depășesc permîetrul de care ne-am ocupat în această lucrare. Urmărită în direcție această zonă sinclinală prezintă următoarele variații structurale:

Pe valea Bîsca Chiojdului sinclinalul prezintă o maximă scufundare axială, datorită căruia fapt capătă o lățime de cca 10 km. Aici găsim dezvoltate toate etajele Pliocenului, dintre care Meotianul și Levantinul marchează importante transgresiuni mai evidente în sectorul dintre Tîrlești—Cătina și Tega—Cislău.

Capătul de NE al sinclinalului se ridică în aer în dealul Pănătău. Înspre SW, sinclinalul acesta se îngustează mult și prezintă două inflexiuni axiale, datorită căror se individualizează pe valea Teleajenului, cunoscutul sinclinal Trestioara—Gura Vitioarei la W și sinclinalul valea Corbului între valea Matița și pîrîul Turburea

(Păcureți). La Trestioara se află primele trei etaje ale Pliocenului, la Gura Vitioarei găsim dezvoltat Meoțianul și Pontianul, iar în sinclinalul Valea Corbului care este mai ridicat nu se mai întâlnește decât Meoțianul și Pontianul inferior.

Ridicarea axială cea mai pronunțată se găsește în valea Matița în aval de Sărari, unde este scos la zi Helvețianul. Apariția Helvețianului, în valea Matița, unde o falie transversală inversă ușurează intrusiunea unor mase de sare, constituiesc indicații că aici suntem în prezența unei structuri transversale de tipul transanticlinalelor.

Sectorul median al sinclinalului, între Șoimari pe valea Lopatna și Zaharești pe valea Buzăului, este strîns cutat, sub forma unor cute secundare, care dă structurii caracter de sinclinorium.

O mare importanță prezintă cercetarea raportului dintre depozitele pliocene care formează umplutura acestui mare sinclinal și fundamentul lor paleogen-miocen.

Cercetând în mare regiunea se constată că toate cutile paleogene și miocene întâlnite între valea Teleajenului și valea Lopatna se continuă pe sub depozitele pliocene până în valea Buzăului. Sinclinalul Aricești și anticlinalul Zimbroaia se continuă până în valea Muscelului la N de Pătârlagele. Anticlinalul Copăceni-Surani face un mare plonj între valea Lopatna și valea Buzăului, apoi se ridică între Benga și Pănătău, iar anticlinalul Scăioși-Slavu se afundă la E de valea Matița și se ridică de asemenea la E de valea Buzăului în dreptul localității Tega.

Cutile observate în Pliocenul dintre Șoimari-Calvini-Zaharești, dar pe care încă nu le-am cercetat în detaliu, sunt mai numeroase și nu par a se suprapune peste cele paleogene și miocene situate deasupra pintenului.

Datele pe care le posedăm până acum sunt incomplete și pe baza lor nu putem trage o concluzie definitivă.

*Sinclinalul valea Corbului.* Această sinclinală se află situată între valea Matița la E și valea Turlunca (Păcureți), la W. Este un sinclinal asimetric având flancul de nord mai dezvoltat, alcătuit din Meoțian și Pontian, iar flancul de sud laminat, în lungul făliei axiale Berindel-Slavu, are Meoțianul puternic strivit.

Urmărind tectonica întregii regiuni de la N la S, se constată că în regiunea axială a Pintenului de Văleni (Plaiul Arseneselor-vârful Țapului) se află o ridicare maximă. De aici spre S se produce o scufundare treptată a Paleogenului, într-un fel de trepte, sub formă de cute făliax sau cute-solzi, care primesc spre S depozite din ce în ce mai noi până la Levantin. Fundamentul acestor cute este format însă din Paleogenul Pintenului de Văleni.

*Vîrsta tectogenezei.* Referindu-se la vîrsta șariajului Pintenului de Văleni, I. P. Voîtești (36) a demonstrat că aceasta este tortoniană-medie, întrucât flancul de N al Pintenului prinde sub el depozitele Tortonianului inferior din sinclinalul Drajnei.

Pe baza unei discordanțe aflate în afara regiunii noastre, între Miocenul inferior și Oligocen, D. M. PREDA (26), M. G. FILIPESCU (11) și I. PĂTRUȚ (23) susțin existența unei faze de cutare la sfîrșitul Oligocenului (faza savică).

Urmărind în 1959 raportul dintre pînza medio-marginală și Miocenul din față, am obținut date pe baza cărora putem afirma că șariajul este mai nou, întrucît pe botul de deal dintre valea Rîmnicului Sărat și valea Rîmnicul Dulce se află sub fruntea pînzei, blocuri de calcare lumașelice sarmatiene medii. Pe baza acestor date se poate atribui șariajul fazei attice, în partea de est a regiunii.

Discordanța dintre Miocenul din Sinclinalul Predeal și Paleogenul Pintenului de Văleni, susținută de I. PĂTRUȚ, nu se confirmă din datele noastre de teren. Mențiunea (25, p. 62) că pe valea Gardurilor peste gresia de Kliwa, cu înclinări de 45° la N, stau depozitele Miocenului inferior, cu înclinări de 45° la S nu trebuie luată neapărat ca argument pentru existența unei discordanțe stratigrafice, ea reprezintă de fapt o discordanță tectonică, cum explicăm mai jos.

Falia Valea Gardurilor, de-a lungul căreia Miocenul din Sinclinalul Predeal, ia contact cu Paleogenul Pintenului, după noi reprezintă o falie axială a unui anticinal deversat spre S, cu flancul de N încălecat peste Miocenul din sinclinalul citat.

Noi credem că sensul opus al înclinărilor observat de I. PĂTRUȚ, poate căpăta interpretarea figurată de noi în planșa cu secțiuni geologice și că ele au rezultat în urma unor mișcări tectonice miocene, care au produs o cută-falie. A admite afirmația lui I. PĂTRUȚ despre existența unei discordanțe între Oligocen și Miocen însemnează a nu ține seama de situația de la Aricești—Zeletin unde continuitatea de sedimentare între acești termeni apare evidentă, iar a admite o discordanță numai în sinclinalul Predeal ni se pare illogic.

De altfel datele noastre de teren ne arată că raportul dintre Miocenul din sinclinalul Predeal și Paleogenul Pintenului de Văleni nu poate fi elucidat în valea Gardurilor, ci numai în valea Turburea (Predeal), între satul Predeal și satul Turburea.

Urmărind un profil pe valea Turburea (Predeal) se constată că de la înclinări de 45° spre S, observate în Burdigalian — Helvetian, așa cum a întîlnit și I. PĂTRUȚ pe valea Gardurilor, se trece spre baza seriei la înclinări din ce în ce mai mari, apoi la înclinări spre N, răsturnându-se și luînd contact cu Eocenul, nu cu Oligocenul. Mai mult, în valea Turburea (Predeal), după cum reiese din coloana stratigrafică, se întâlnește o trecere continuă de la orizontul cenușiu la orizontul roșu, apoi la echivalentul orizontului conglomeratelor de Brebu și chiar la orizontul straterelor de Cornu cu manifestări de sare. Există deci în valea Turburea (Predeal) întreaga serie de depozite de la Aquitanian la Tortonian.

Lipsa unora din acești termeni pe valea Gardurilor se datorește unor cauze tectonice și nu unei lacune de sedimentare. Aici depozitele miocene au suferit o denivelare mai pronunțată, ca în valea Turburea (Predeal). De aceea credem că faza savică nu s-a manifestat în regiunea dintre valea Teleajenului și valea Lopatna. Vîrstă faliei

valea Gardurilor trebuie să fie sincronă cu cutarea sinclinalului Predeal care are Sarmațian în ax.

Dacă ținem seama de marea transgresiune a Meotianului descrisă de D. M. PREDA și de I. PĂTRUȚ s-ar putea ca Miocenul să fi suferit cutarea tot în faza atică. Ultima fază de cutare, faza valahă, a afectat depozitele Oligocenului, dar a reluat și accentuat cutele mai vechi, producind deversări spre S și desăvîrșind tectonica actuală a regiunii.

**Manifestări de hidrocarburi, vulcani noroși și izvoare de ape mineralizate.** Cele mai numeroase manifestări de hidrocarburi se găsesc pe axul anticlinalului Zîmbroaia și anticlinalului Copăceni—Păcuri—Surani. Anticlinalul Zîmbroaia prezintă manifestări de hidrocarburi sub formă de izvoare de țăței, nisipuri impregnate și izvoare de hidrogen sulfurat situate pe falia axială ce taie valea Ciuciurului și Rîpa Puturoasă și pe flancul de S al anticlinalului între Valea Ciuciurului și satul Păcuri. Impregnările privesc mai ales gresia de Kliwa și nisipurile Meotianului. În prelungirea anticlinalului Zîmbroaia spre E, în versantul stâng al văii Aricești, apare un vulcan noroios, în depozitele meotiene din satul Cenușari. Din relatarea locuitorilor activitatea vulcanului noroios este în descreștere.

Anticlinalul Gura Vitioarei — Copăceni — Păcuri — Surani a prezentat o mare importanță economică între Copăceni și Gura Vitioarei, unde Oligocenul prinde, pe o falie de încălcare, Miocenul și Meotianul. De la Copăceni spre E, anticlinalul devine vertical și prezintă manifestări de hidrocarburi pe valea Băei, la confluența acesteia cu pîrîul Opăriți și în versantul drept al văii Opăriți.

În pîrîul Turburea (Predeal) în axul acestui anticlinal se află un puternic izvor sulfuros.

La extremitatea estică a anticlinalului Gura Vitioarei — Copăceni — Păcuri — Surani pe versantul drept al văii Lopatna în lungul faliei axiale, se află pe falia axială un vulcan noroios, un izvor de țăței și o puternică sărătură.

Izvoare sulfuroase se găsesc de asemenea pe falia Gardurilor aflată la N de valea Gardurilor, la marginea de E a satului cu același nume și în Oligocenul de pe valea Adîncă la W de Aricești—Zeletin și pe falia transversală « Lacul Vitioarei » — gura văii Pietrei.

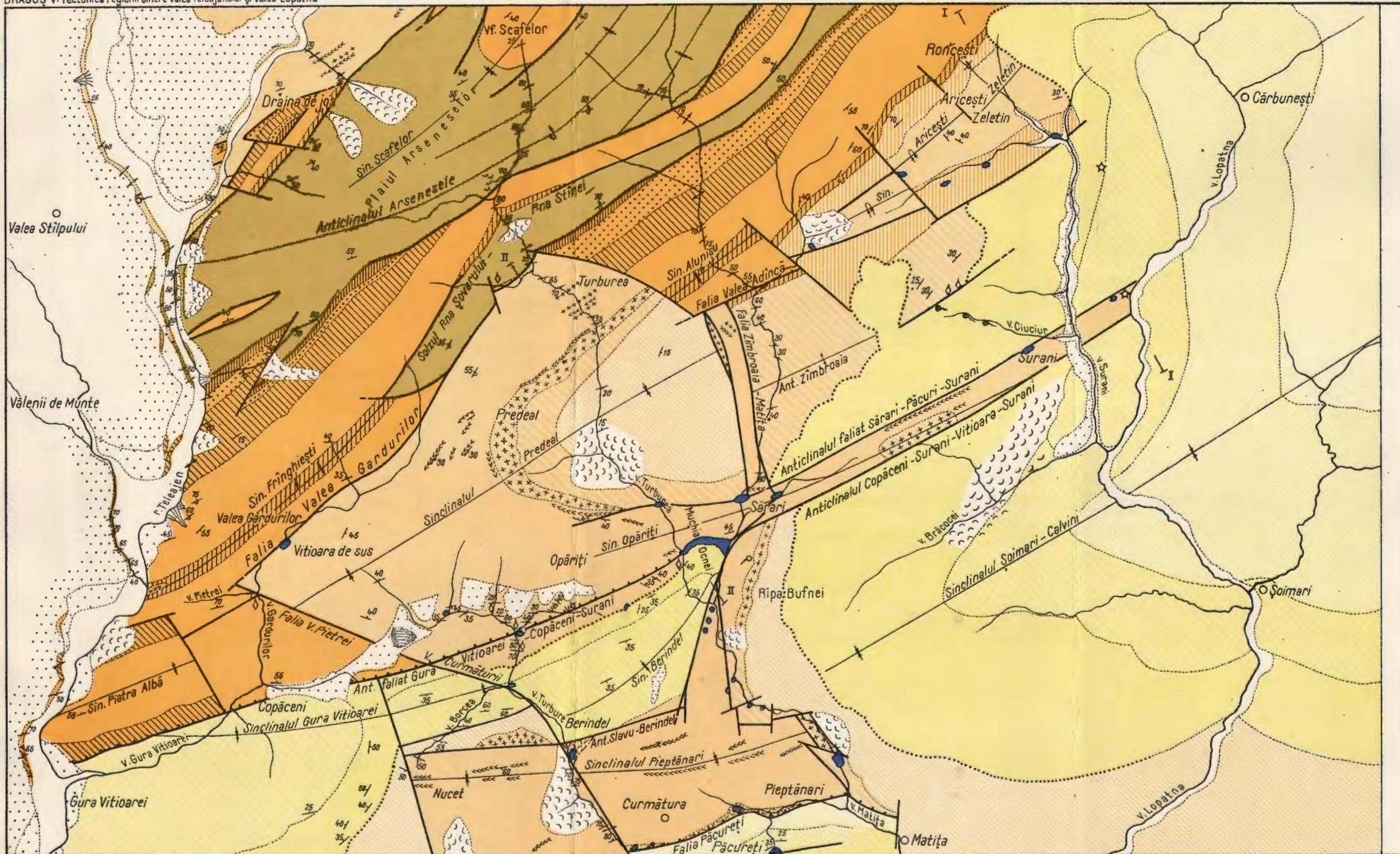
**Concluzii.** Cercetările noastre au stabilit următoarele: existența unui depozit de sare în poziția normală, interstratificată în gipsurile stratelor de Cornu, din regiunea Aricești—Zeletin; sareea care apare diapir, ieșe pretutindeni în perimetru cercetat, inclusiv pe valea Turburea la SE de Predeal, de sub depozitele Burdigalian—Helvețianului roșu; în Tortonian nu există orizonturile stratigrafice, descrise de autorii anteriori. Ceea ce acești autori au descris ca atare sunt de fapt faciesuri. Microbrecia tortoniană nu conține sare; existența unor structuri paleogene-miocene

de tip holomorf, care se urmăresc din valea Teleajenului pînă la E de valea Buzăului; existența unor cute-solzi, de un tip special, în Pintenul de Văleni; continuitatea de sedimentare între Paleogenul Pintenului și Miocenul din Sinclinalul Predeal și Sinclinalul Aricești—Zeletin. Cutarea Paleogenului și Miocenului s-a produs după Sarmațianul mediu (faza atică?).

#### BIBLIOGRAFIE

1. ALEXANDRESCU Gr. și GEORGESCU C. Considerațiuni asupra formațiunii cu sare din Vrancea *Comunic. Com. Geol.* București, 1959.
2. BĂNCILĂ I. Carpații orientali. Ed. Științ. București, 1958.
3. BOTEZ G. Comunicare preliminară asupra Miocenului din reg. Păcureni—Matiș—Apostolache. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, VII, p. 39—43, București, 1916.
4. BOTEZATU R. Cercetări gravimetriche în reg. Frângiești—V. Gardurilor—Pieptănari. *D. S. Com. geol.* XLII (1954—1955), p. 162—167, București, 1959.
5. DRAGOȘ V. Cercetări geologice asupra reg. dintre rîurile Topolog și Olt. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVII (1949—1950), București 1953.
6. DRAGOȘ V. Tectonica regiunii dintre V. Buzăului și V. Bălăneasa. *Comunic. Com. Geol.* București 1958.
7. DRAGOȘ V. Accidente disarmonice și microtectonice între Homorîciu și Mîneciu (V. Teleajenului). *D. S. Com. Geol.*, XLVI București 1962
8. DRAGOȘ V. Asupra prezenței formei Purpuroidea carpathica Zittel, în Subcarpații românești, *Acad. R.P.R., Studii și Cercetări geologice* vol. V/3. București 1960.
9. DRAGOȘ V., GEORGESCU C., HUICĂ I., CEHLAROV A., PERIANU M. Raport geologic pentru proiecțiuni de hidrocarburi și sare în regiunea cuprinsă între V. Bălăneasa, V. Milcovului și între V. Buzăului și V. Zimbraia 1958 (inedit).
10. FILIPESCU G. M. Note préliminaire sur les recherches géologiques dans la région comprise entre Teleajen et Doftana. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XIX, p. 13, București, 1930.
11. FILIPESCU G. M. Recherches géologiques entre le Teleajen et la Doftana (District de Prahova). *Ann. Inst. Geol. Rom.*, XVII, București, 1934.
12. FILIPESCU G. M., Étude géologique dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ.*, II, București 1937.
13. ILIE M., BOTEZATU R. Metoda complexă aplicată în Geologie. I. Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Pintenului de Văleni. *D. S.* XLVII. București 1963.
14. KREJCÍ GRAF. Die rumänische Erdölagerstätten. 1929.
15. LAGOTALLA H. À propos des nappes de charriage dans les Subcarpates de Roumanie. *Ann. Soc. Phys. et Sci. Nat. Genève* 1926.
16. MERUȚIU V. Contributions à l'étude des Massifs de sel de la Zone subcarpatique en Roumanie, Bucarest 1915.
17. MAYER E. Contribution à l'étude des Carpates roumaines entre la Dîmbovița et Buzău. *Bull. Lab. Géol.* Lausanne, nr. 45, 1930.
18. MRAZEC L. Tectonica Pintenului paleogen de Văleni. *Ann. Inst. Geol. Rom.*, I. p. XCIV.
19. MRAZEC L., TEISSEYRE W. I. Esquisse tectonique de la Roumanie. II. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. III. Esquisse des Subcarpates de la vallée de la Prahova. *Congr. Internat. du Pétrole. III-ème Sess. Guide.* nr. 1, 1907.
20. MRAZEC L. La tectonique de l'éperon paléogène de Văleni. *Rev. Pétrole* I/8, p. 249, Bucarest 1908.





V.DRAGOŞ  
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII  
MUNTE-GURA VITIOAREI-ARICEŞTI-ZELETIN

500 1000 1500 2000 m

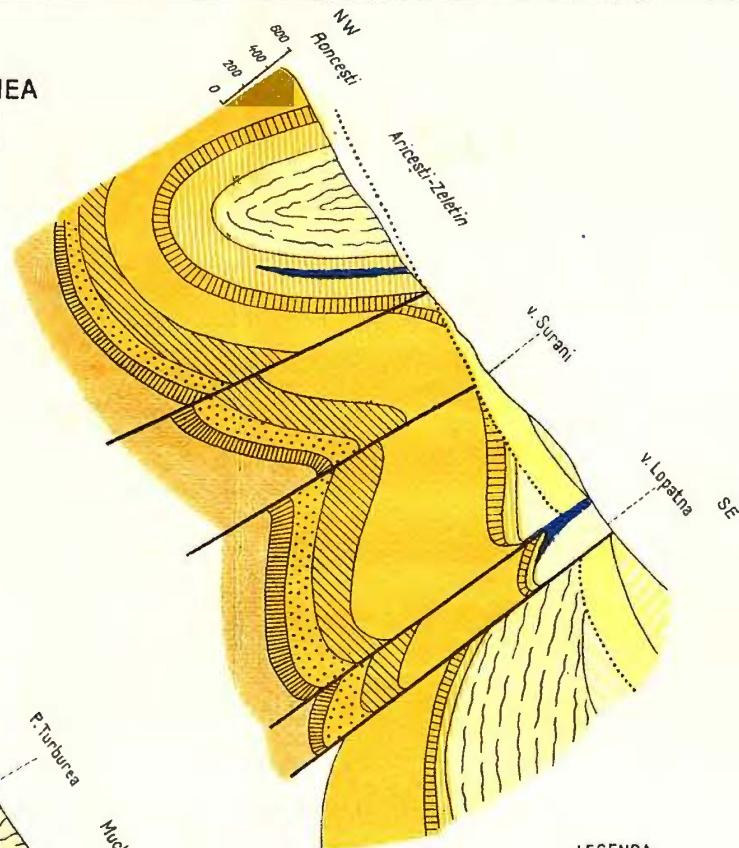
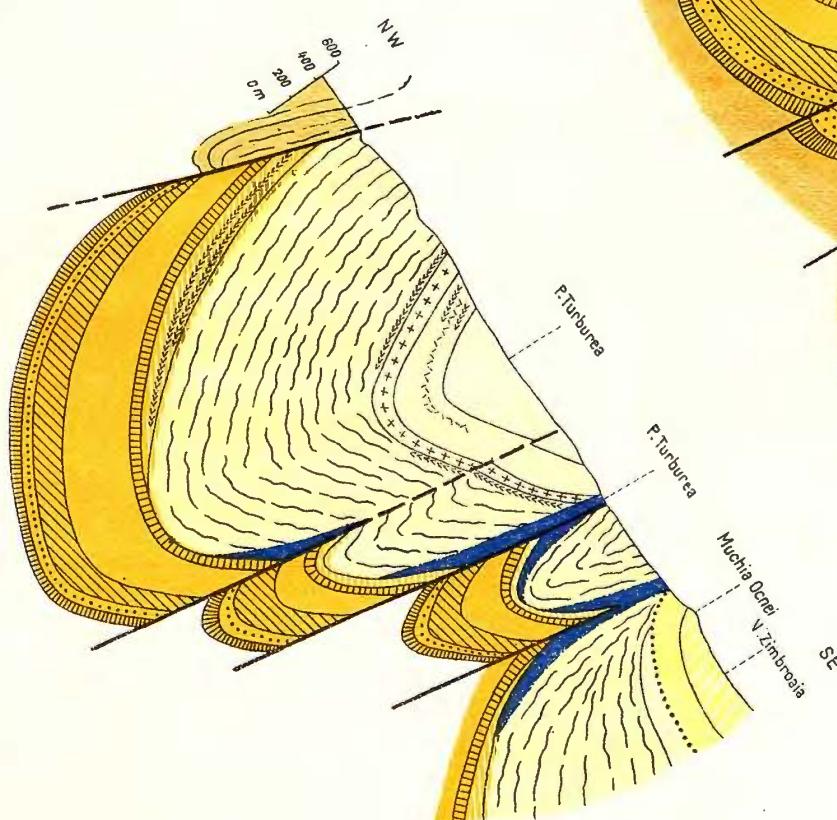
## **EGENDA**

		b. Alunecări de teren		Gipsuri
CUATERNAR		a. Conuri de dejectione Aluviumi		Tufuri dacitice
		1-3 Terase { 3. inferioara 2. medie 1. superioara		Brecie
LEVANTIN				Masive de sare
DACIAN				Na Isovoare sărate
PONTIAN				S Isovoare sulfuroase
MEOTIAN				Vulcani noroioși
SARMATIAN				Manifestări de hidrocarburi
TORTONIAN				Pozitia stratelor: a. abnormala b. resturata
HELVETIAN				Directia sectiunilor geologice
BURDIGALIAN				Limita de transgresiune
AQUITANIAN				Ax de anticinal a. normal b. deversat
OLIGOCEN	   	Disodile superioare si Diatomite Kliwa superioara Strate de Podu Morii Kliwa inferioara Menilite si disodile inferioare		Ax de sinclinal a. normal b. deversat
EOCEN				Linie de incalcare
				Falie
				Linie de contact diapir

V. DRAGOŞ

SECȚIUNI GEOLOGICE ORIENTATE PRIN REGIUNE  
ARICEȘTI-ZELETIN-PREDEAL-SÂRARI

0 200 400 600m



LEGENDA

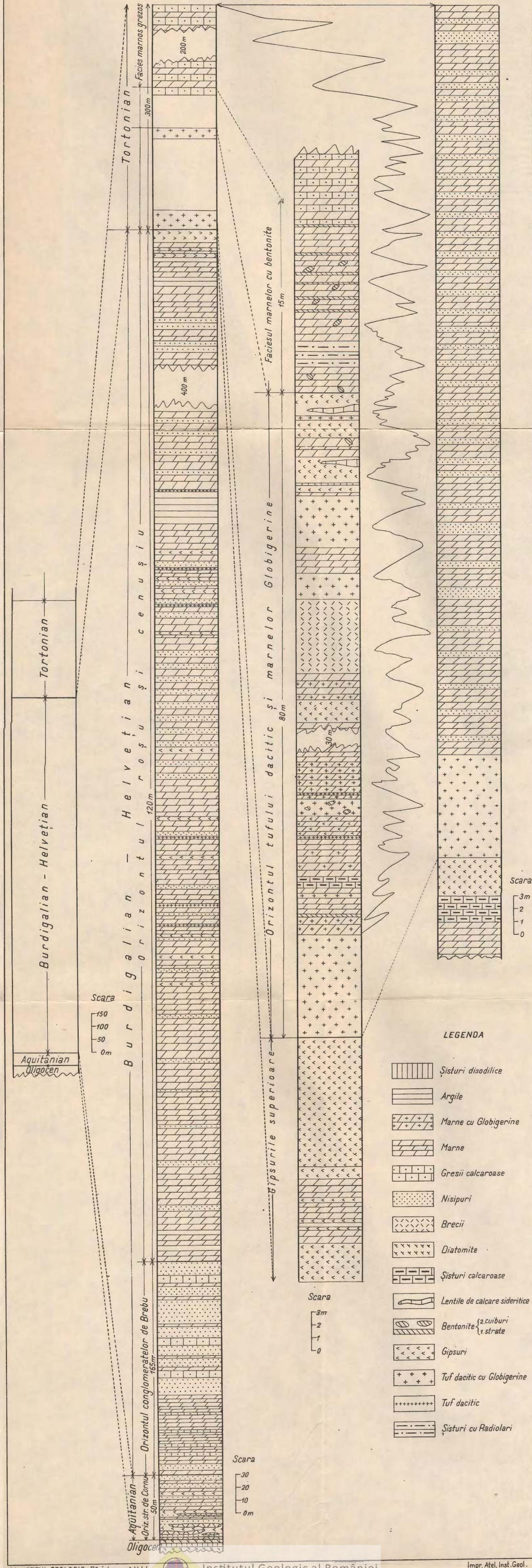
■ Ponțian	● Sare
■ Meotian	☒ Brecie
■ Sarmatiān	<<<< Gipsuri
■ Tortonian	+++ Tuf dacitic și marne cu Globigerine
■ Helvetician	— Linie de falie
■ Burdigalian	- - - Linie de contact diapir
■ Aquitanian	..... Linie de transgresiune
■ Oligocen	
■ Eocen	



V. DRAGOS

## COLOANE LITOLOGICE ÎN MIOCENUL DE PE V. TURBUREA (PREDEAL) SI V. NEGOSINA

V. TURBUREA (PREDEAL)

V. NEGOSINA  
afluent al V. Sărătelului Berca

21. MRAZEC L., POPESCU-VOITEŞTI I. Contribution à la connaissance des nappes du Flysch carpathique de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* V, p. 528, Bucureşti 1911.
22. MRAZEC L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes roumaines. Prague 1931.
23. OLTEANU FL. Observaţiuni asupra « Breciei sării » cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre R. Teleajen și P. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru-Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXII (1943–1944), p. 12–18, Bucureşti 1951.
24. OLTEANU FL. Structura geologică a regiunii Ursei–Cîmpina. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI, p. 125–138, Bucureşti 1952.
25. PÂTRUȚ I. Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte–Cosminele–Buştenari. *An. Com. Geol.* XXVII, Bucureşti 1955.
26. POPESCU GR. Observaţiuni asupra « breciei sării » și a unor masive de sare din zona paleogenă-miocenă a jud. Prahova. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXVII (1943–1944), p. 7–11, Bucureşti 1951.
27. POPESCU GR. Zona flișului paleogen între V. Buzăului și V. Vărbilăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI (1948–1949), Bucureşti 1952.
28. PREDA D. M. Geologia și tectonica părții de răsărit a jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* X, Bucureşti 1925.
29. PREDA D. M. Géologie de la Vallée du Teleajen. *Guide des excursions. Association pour l'avancement de la géologie des Carpates.* p. 146–156, Bucureşti 1927.
30. PUSTOVKA A. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik Rumäniens. Ueber rumänische Salztonausbrüche. *N. Jahrb. Min. etc.* B. LXI, A 317, 1928.
31. STOICA C. Asupra microfaunei tortoniene de la Crivineni (Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXI (1942–1947), XXXI (1942–1943), p. 47, Bucureşti 1951.
32. TEISSEYRE W. Ridicări geologice în anul 1906. *An. Inst. Geol. Rom.* I, p. LXXXII, Bucureşti 1906.
33. TEISSEYRE W. Harta geologică a regiunii Vălenii de Munte. 1911.
34. TERMIER P. Quelques résultats du Congrès de l'Assoc. Carpat. à Buc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, p. 185, 1927.
35. VOICU GH. Studiu micropaleontologic al stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic, între V. Prahova și V. Vărbilăului. *An. Com. Geol.* XXVI, p. 250–262, Bucureşti.
36. VOITEŞTI I. P. Date noi asupra prezenţei Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpațiilor meridionali. *An. Inst. Geol. Rom.* VII (1915), p. 339–396, Bucureşti 1915.
37. VOITEŞTI I. P., PREDA D. M., GROZESCU H. Clasificarea Mediteraneanului în România. *D. S. Inst. Geol. Rom.* VII (1915–1916), p. 69–84, Bucureşti 1916.
38. VOITEŞTI I. P. Aperçu sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Min. Cluj.* II/1, 1929.

## СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ РЕГИОНА МЕЖДУ ДОЛИНАМИ ТЕЛЯЖЕН И ЛОПАТНА

В. ДРАГОШ

(Краткое содержание)

Палеогеновые отложения формировались в трех различных седиментационных бассейнах, составляющих три структурные единицы: гряда Мэнечу, или единица песчаника Шотрила; гряда Хоморычу, или единица песчаника Фусару и гряда Вэлень, или единица песчаника Клива.



В наиболее северной единице, которую автор называет грядой Мэнечу, эоцен развит над фацией песчаника Шотриле. Он выходит на дневную поверхность, спорадически, на вершине Кичорень, дол. Теляжен и на вершине между в. Маре и в. Красна, благодаря сплющиванию, в результате надвига единицы Аудия. В срединной единице, на гряде Хоморычу, эоцен выходит на дневную поверхность над фацией песчаника Таркэу, горизонт которого расленяется, начиная от дол. Бузэу — к З, таким образом, песчаник Таркэу не выходит больше на дневную поверхность, как только под видом тонких прослоек. Над ними залегает горизонт пластов Плопу, сформированный из серовато-синеватых глин, с красными или вишневыми пятнами и из многочисленных прослоек серовато-фиолетовых кварцодержащих песчаников. Эоцен заканчивается свитой мергеле-известняков с Fuccoide, с прослойками красных мергелей, песчаников и глин.

Эоцен гряды Вэлень — южная единица — составлен, в нижней своей части, в преобладающем порядке, из зеленых глин и известняковых песчаников с иероглифами, а в подчиненном порядке, из прослоек сероватых мергелей и кривокорковых песчаников. К верхней своей части были установлены все более частые выходы на дневную поверхность красно-вишневатых глин.

На гряде Хоморычу олигоцен выходит на дневную поверхность четырьмя горизонтами: горизонтом нижних дизодиловых сланцев; горизонтом пластов Пучоаса; горизонтом пластов Извоареле и горизонтом верхних дизодиловых сланцев. В гряде Вэлень, олигоцен делится на пять горизонтов: горизонт мелинитов и дизодиловых нижних сланцев, нижний горизонт песчаника Клива, горизонт слоев Поду Мории, верхний горизонт песчаника Клива и горизонт верхних диатомитов и менилитов.

Аквитанскому ярусу был выделен автором литологический комплекс, известный в литературе под названием пластов Корну или горизонта нижних гипсов. Помимо этого автор упоминает, что в Аричешть - Зелетин, в дол. Альбинарь, наблюдается непрерывность осадконакопления между олигоценом и аквитанским ярусом. Автор также приводит свои первоначальные доводы касающиеся наличия прослоек соли в аквитанском ярусе Аричешть - Зелетин. Некоторые из них окружены брекчиевидной зоной, а в других, зоны брекчии отсутствуют. Было выявлено автором, что аквитанский ярус выходит еще на дневную поверхность под видом брекчий и серовато-черноватых мергелей с прослойками микроконгломератовых линз с зелеными элементами и корками соли в дол. Турбуря к югу от селения того же названия.

Аквитанский ярус, ниспадающий в дол. Турбуря у Пэкурец, сформирован также из гипсоносных песчаников, первоначальных гипсов, сине-

вятых глин с прослойками песчаников и песков, брекчий с глинистыми матрицами и глыбами гипса (брекчия Славу). В аквитанской местной формации находятся и два выхода на дневную поверхность массива соли.

Массивы соли, окаймленные брекчиями находятся и в следующих пунктах, при впадении р. Курмэтура с дол. Турбуря (к С от Пэкурец), на южном крыле синклиналии Пиептэнэарь. Массивы соли выработке — находятся в дол. Турбуря (Предял), к югу от Предяла — в дол. Эзымброая, дол. Мэнзилэ, Мукая Окней, в дол. Гардурилор и в дол. Турбуря (Пэкурец).

Бурдигал-гельветский яруса не были выявлены под фацией конгломератов де Бребу, но автор устанавливает наличие цельного профиля с миоценовыми отложениями в дол. Турбуря оси синклиналии Предял до контакта с грядой Вэлень, как это наблюдается на прилагаемой стратиграфической колонке, из которой явствует, что бурдигальский ярус представлен песчанистой фацией. Синхронизация последнего с конгломератами де Бребу, была сделана на основании стратиграфических критериев, так как ложе и покров у них — общие.

В тортонаских отложениях, по мнению автора, нет возможности провести подразделение на четыре горизонта, а то что было выделено до сих пор предыдущими — представляет только местные фации. Микро-брекция дол. Турбуря (Предял) выходит на дневную поверхность под видом линз в горизонте дацитовых туфов и мергелей с Globigerine и не содержит соли.

Обломочные буглов-сарматские отложения были установлены на основании макрофауны.

Меотис маркирует большую трансгрессию, превзошедшую к С — все формации до олигоцена включительно, будучи сформирован из обломочных отложений и оолитовых ископаемоносных известняков.

Понтические ископаемоносные отложения представлены песчанистой фацией, в северной части области и мергелистой фацией — в южной части. Верхние ярусы плиоцена выходят на дневную поверхность на восточной части региона.

Предыдущие исследования привели к противоречивым заключениям, касающихся гряды Вэлень: одни поддерживают мнение о наличии структуры в синклиниории, а другие — в антиклиниории. Полевые исследования приводят автора к заключению, что гряда Вэлень, представляющая продолжение срединно-окрайинного покрова содержит тектонику, составленную из своеобразных чешуй, сформировавшихся из обратных крыльев, опрокинутых к Ю и из нормальных складок, подвергнутых осевому смещению.

На южном крыле из состава складок, перебитых осевыми сбросами, цитируются: синклиналь Фрынгиешть, синклиналь Рыпа Буфней и смещенная антиклиналь Зимброя. Антиклиналь Зимброя погружается к В и продолжается под отложениями синклинали Шоймарь до В. Бузэу, вдоль которой были выявлены нефтяные импрегнации.

Большинство авторов придерживается того мнения, что гряда Вэлень, представляет шарообразный покров, а другие - нормальную структуру, типа более глубокой антиклинали.

Исследования, проведенные автором, представляют данные доказывающие, что в северной части, гряда Вэлень залегает аномально или приходит в тектонический контакт с различными разновидностями миоцене синклинали Дражна. На южной окраине гряды Вэлень, наблюдается, напротив, градуированный переход от палеогена к миоцену между дол. Быска Киождулуй и Дол. Теляженулуй. Автор находит, что размах надвигового срединно-окраинного покрова понижается, начиная от дол. Рымник-Сэрят до долины Бузэу, а отсюда к З. палеоген углубляется к Ю, перекрываясь миоценом.

В этом регионе, если придерживаться гипотезы о наличии срединно-окраинного покрова, по мнению автора необходимо признать наличие другой структуры, аналогичной структуре восточного сектора дол. Бузэу. Здесь срединно-окраинный покров, по мнению автора был сформирован из отложений палеогена и неогена, а фас ее находится там где палеоген представляет осевое поднятие, являясь как-бы виргацией перикарпатской линии (Кашин), проходящей с севера Пэкурец — к югу от Коада Малулуй или по линии Копэчень - Сурань.

Чешуи и смещенные складки палеогена нисходят от С к Ю по ступеням и перекрываются все более новыми отложениями. Сброс дол. Гардурь представляет осевое смещение, опрокинутое к Ю антиклинали с надвинутым северным крылом над миоценом синклинали Предял.

В миоцене была определена автором от С к Ю следующая последовательность, в которой миоценовые отложения имеют роль покрова палеогеновых формаций. Синклиналь Аричешть - Зелетин, сформирована из красной гельветской формации и представлена опрокинутой к Ю складкой. Поперечно она подвергнута двумя смещениями С—Ю. На западном сбросе выходит на дневную поверхность соляный массив. Южное крыло синклинали содержит прослойки соли в аквитанских гипсах. Синклиналь Предял составлена из бурдигальско-гельветских и тортонско-сарматских отложений. Она имеет более поднятое вертикальное положение, северное крыло, будучи захвачено к С, под видом чешуи, эоценом и олигоценом.



Антиклиналь Сэрарь-Пэкурь-Сурань следует к югу от синклинали Предял, будучи подвергнута осевому смещению; южное крыло более приподнято. На осевом смещении был установлен выход на дневную поверхность четырех диапировых складок соли (на дол. Турбуря и Зымбровая — массивы соли, а на востоке — солончаки).

Антиклиналь Копачень-Сурань является самой значительной складкой, как по своим размерам, так и по тектоническим осложнениям и экономической ценности. От Гура Витиоарей, где представляет складку-чешую, с олигоценом надвинутым с северного крыла к Ю, над понтическими отложениями, антиклиналь эволюирует к В — выпрямляясь. На осевом смещении были установлены выходы солончаков и проявлений углеводорода.

Синклиналь Опэриц, составленная из гельветских и нижнетортонских отложений оказывается сжатой между антиклиналью Сэрарь-Пэкурь-Сурань и антиклиналью Копачень-Сурань. Антиклиналь Славу-Бериндел представляет пластины Корну с массивами соли на осевом сбросе.

Синклиналь Пиэптэнарь составлена в осевой части из гельветских отложений.

Осевой сброс Пэкурец, вдоль которого гельветские отложения синклинали Пиэптэнарь надвинуты над левантинскими отложениями северного крыла антиклинали Пэкурец, происходит из складки — чешуи и представляет, возможно, последнее разветвление перикарпатского сброса (Касин).

Плиоцен образует большую синклинальную зону Трестиоара-Гура Витиоарей-Шоймары-Кальвинь-Пэнэтэу, представляющую следующие структурные вариации: максимальное погружение в дол. Быска Киождулуй с образованием второстепенных складок (синклиниорий) и поднятие на воздух к В на вершине Пэнэтэу.

К западу были выявлены автором два более малых изгиба, благодаря которым индивидуализируются синклинали Гура Витиоарей и дол. Корбулуй. В дол. Матица осевое поднятие принимает характер трансантиклинали и обратного сброса, которые облегчают интрузию некоторых соленых массивов.

Плиоценовая складчатость сформировалась в двух фазах: — до меотиса и в конце левантинского яруса, когда происходило усиление древних складок, опрокидывание их к Ю и образование диапировых складок.

Палеоген и миоцен представляют голоморфный (регулярный) тектонический стиль, имея длинные антиклинали с переходом в складки-чешуи, а плиоцен подвергнут складкообразованию изверженного типа.

Главные тектонические линии отмечены вехами многочисленных выходов на дневную поверхность нефти, грязевыми вулканами и стоянками сернистых вод.

В заключении, на основании своих исследований, автор устанавливает следующее:

- непрерывность отложений между палеогеном гряды и южным миоценом;
- наличие массива соли в нормальном положении, переслоенного в гипсах пластов Корну, региона Аричешть-Зелетин;
- соль выходящая на дневную поверхность на исследуемом периметре из под бурдигал-гельветских отложений под красной фацией;
- в тортонском ярусе отсутствуют стратиграфические горизонты, описываемые прежними авторами, а это описание представляет в действительности — фации. Микробрекция тортона не выявляет пластинок соли;
- наличие некоторых палеогено-миоценовых структур голоморфного типа, которые прослеживаются, начиная от дол. Теляжен до дол. Бузеулуй;
- наличие некоторых складок-чешуй, специального типа на гряде Вэлень;
- складкообразование палеогена и миоцена сформировалось после среднего сармата (аттическая фаза складчатости).

---

TECTONIQUE DE LA RÉGION SITUÉE ENTRE  
VALEA TELEAJENULUI ET VALEA LOPATNA

PAR  
V. DRAGOŞ  
(Résumé)

---

Les dépôts paléogènes se sont formés dans trois bassins de sédimentation différents qui constituent trois unités structurales: l'Éperon de Mănechi ou l'unité du grès de Șotrile, l'Éperon de Homorîciu ou l'unité du grès de Fusaru et l'Éperon de Văleni ou l'unité du grès de Kliwa.

Dans l'unité septentrionale extrême, dénommée par l'auteur l'Éperon de Mănechiu, l'Éocène revêt le faciès du grès de Șotrile. Il apparaît sporadiquement dans la crête de Chicioreni, dans Valea Teleajenului et dans la crête entre Valea Mare et Valea Crasna, par suite du laminage résulté du chevauchement d'Audia.

Dans l'unité médiane, dénommée l'Éperon de Homorîciu, l'Éocène apparaît en faciès du grès de Tarcău. L'auteur montre que l'horizon du grès de Tarcău s'effile depuis Valea Buzăului vers l'W, de sorte que dans Valea Teleajenului le grès de Tarcău n'apparaît que sous la forme d'intercalations minces.

Au-dessus suit l'horizon des couches de Plopău, formé d'argiles grises-violacées, tachées de rouge ou de rouge-griotte et de nombreuses intercalations de grès quartzi-



fères, gris-violacé. L'Éocène se termine par un paquet de marno-calcaires à Fuccoïdes, avec des intercalations de marnes rouges, grès et argiles.

L'Éocène de l'Éperon de Văleni — représentant l'unité méridionale — est formé principalement d'argiles vertes et de grès calcaires à hiéroglyphes et subordonné, d'intercalations de marnes grises et de grès curvicorticaux. Vers la partie supérieure les argiles rouge-griotte deviennent toujours plus fréquentes.

Dans l'Éperon de Homorîciu, l'Oligocène apparaît sous la forme de quatre horizons: l'horizon des schistes dysodiliques inférieurs, l'horizon des couches de Pucioasa, l'horizon des couches d'Izvoarele et l'horizon des schistes dysodiliques supérieurs.

Dans l'Éperon de Văleni, l'Oligocène a été séparé en cinq horizons: l'horizon des ménilites et des schistes dysodiliques inférieurs, l'horizon inférieur du grès de Kliwa, l'horizon des couches de Podu Morii, l'horizon supérieur du grès de Kliwa et l'horizon des diatomites et des ménilites supérieurs.

Le complexe lithologique connu dans la littérature sous le nom de Couches de Cornu ou l'horizon des gypses inférieurs, est attribué à l'Aquitanien. L'auteur mentionne qu'à Aricești—Zeletin, dans Valea Albinari, on observe une continuité de sédimentation entre l'Oligocène et l'Aquitanien. Il signale, également, l'existence de quelques intercalations de sel dans l'Aquitanien d'Aricești—Zeletin. Certaines intercalations de sel sont entourées par une zone de brèche et d'autres sont dépourvues de brèche. Notons aussi que l'Aquitanien apparaît encore sous forme de brèche et de marnes gris-noirâtre à intercalations de lentilles de microconglomérats à éléments verts et croûtes de sel dans Valea Turburea, au S du village portant le même nom.

Toujours dans Valea Turburea, en descendant vers Păcureți, l'Aquitanien est formé de grès gypsifères, de gypses primaires, d'argiles violacées à intercalations de grès et de sables, de brèches à matrice argileuse et à blocs de gypse (brèche de Slavu). La formation aquitanienne renferme également deux apparitions de sel massif.

Des massifs de sel entourés de brèche apparaissent aussi au confluent de Pîriul Curmătura et de Valea Turburea (au N de Păcureți) sur le flanc S du synclinal Pieptănari. Les massifs de sel exploitables sont rencontrés dans Valea Turburea (Predeal), au Sud de Predeal, dans Valea Zîmbroaia, Valea lui Mănilă, à Muchea Ocnei, dans Valea Gardurilor et dans Valea Turburea (Păcureți).

L'auteur observe que dans cette zone, le Burdigalien—Helvétien ne revêt pas le sous-faciès des conglomérats de Brebu, mais dans Valea Turburea il existe un profil complet du Miocène, depuis l'axe du synclinal Predeal jusqu'au contact avec l'Éperon de Văleni, suivant la colonne stratigraphique ci-jointe sur laquelle on voit que le Burdigalien est représenté par un faciès gréseux. Le synchronisme de ce faciès avec les conglomérats de Brebu a été établi au moyen des critères stratigraphiques, étant donné que le mur et le toit sont communs.

Dans les dépôts tortoniens on ne saurait séparer quatre horizons, et une telle division — faite par les auteurs précédents — ne représente que des faciès

locaux. La microbrèche de Valea Turburea (Predeal) apparaît sous une forme lenticulaire dans l'horizon des tufs dacitiques et des marnes à Globigérines et ne contient pas de sel.

Les dépôts détritiques bugloviens-sarmatiens ont été déterminés d'après leur macrofaune.

Le Méotien marque une grande transgression et dépasse vers le Nord tous les termes jusqu'à l'Oligocène. Il est constitué par des dépôts détritiques et des calcaires oolithiques fossilifères.

Les dépôts pontiens fossilifères sont représentés par un faciès sableux dans le Nord de la région et un faciès marneux dans le Sud.

Les derniers étages du Pliocène apparaissent seulement dans la partie orientale de la région.

Les recherches antérieures ont mené à des conclusions contradictoires sur la tectonique de l'Éperon de Văleni: certains auteurs soutiennent une structure en synclinorium et d'autres une structure en anticlinorium. Basé sur les recherches de terrain l'auteur tire la conclusion que l'Éperon de Văleni — qui représente la continuation de la nappe médiо-marginale — accuse une tectonique constituée par des écailles « sui generis » formées par des flancs inverses, déversés vers le S et des plis normaux à faille axiale. Parmi les plis à faille axiale citons: le synclinal Frângiești, le synclinal Rîpa Bufnei et l'anticlinal faillé Zimbroaia. Ce dernier plonge vers l'E et continue sous les dépôts du synclinal Șoimari jusque dans Valea Buzăului, présentant des imprégnations de pétrole.

La plupart des auteurs soutiennent que l'Éperon de Văleni représente une nappe de charriage tandis que d'autres le considèrent une structure normale du type d'un anticlinal enraciné. Les recherches de l'auteur prouvent que dans le Nord, l'Éperon de Văleni accuse une position anormale ou un contact tectonique avec les divers termes du Miocène du synclinal Drajna.

Au contraire au bord S de l'Éperon de Văleni, entre Valea Bîsca Chiojdului et Valea Teleajenului, on remarque un passage graduel du Paléogène vers le Miocène extérieur. Nous considérons que l'amplitude de la nappe médiо-marginale diminue depuis Valea Rîmnicu Sărat vers Valea Buzăului et de là vers l'W. Le Paléogène est enraciné vers le Sud, étant recouvert par le Miocène.

Si l'on soutient l'hypothèse de la nappe médiо-marginale elle doit être envisagée dans un autre sens, c'est-à-dire ayant une autre structure que dans le secteur E de Valea Buzăului. Ici la nappe médiо-marginale serait constituée par le Paléogène et le Néogène et son front serait situé là, où le Paléogène s'élève axialement, telle la virgation de la ligne péricarpatique (Cașin) qui passe au N de Păcureți et au S de Coada Malului ou le long de la ligne Gura Vitioarei Copăceni—Surani.

Du N au S les écailles et les plis faillés du Paléogène descendant en gradins et sont surmontés par des dépôts toujours plus récents.

La faille de Valea Gardurilor représente une faille axiale d'un anticlinal déversé vers le S, et dont le flanc N chevauche le Miocène du synclinal de Predeal.

Dans le Miocène, du Nord au Sud, a été établie une succession de plis, dans laquelle les dépôts miocènes constituent la couverture des formations paléogènes.

Le synclinal d'Aricești—Zeletin est formé par le Burdigalien, l'Helvétien rouge et il est déversé vers le Sud. Transversalement il est affecté par deux décrochements N-S. Sur le décrochement W apparaît un massif de sel. Le flanc S du synclinal comprend du sel intercalé dans les gypses aquitaniens.

Le synclinal de Predeal est formé de dépôts burdigaliens-helvétiens et tortoniens-sarmatiens. Son flanc N est plus redressé et pris—sous forme d'écaille—entre l'Éocène et l'Oligocène du N.

L'anticlinal de Sărari—Păcuri—Surani suit au Sud du synclinal de Predeal ; il présente une faille axiale et son flanc S est plus élevé. Le long de la faille axiale apparaissent quatre massifs diapirs de sel (dans Valea Turburea et Valea Zimbroaia on rencontre du sel massif, et plus à l'E deux marais salants).

L'anticlinal de Gura Vitioarei Copăceni-Surani représente le pli le plus important autant par ses dimensions que par les complications tectoniques et sa valeur économique. De Gura Vitioarei où il accuse le caractère d'un pli-écaille avec l'Oligocène du flanc N chevauchant le Pontien S, l'anticlinal évolue vers l'Est en se redressant. Le long de la faille axiale apparaissent des massifs de sel, des marais salants et des manifestations d'hydrocarbures.

Le synclinal d'Opăriți, constitué par le Burdigalien et l'Helvétien et le Tortonien inférieur, est écrasé entre l'anticlinal de Sărari—Păcuri—Surani et l'anticlinal de Gura Vitioarei—Copăceni—Surani.

L'anticlinal de Slavu—Berindel présente dans la faille axiale, des couches de Cornu à massifs de sel.

Le synclinal de Pieptănari est constitué par l'Helvétien dans la partie axiale. Le long de la faille axiale de Păcureți l'Helvétien du synclinal de Pieptănari chevauche le Levantin du flanc N de l'anticlinal de Păcureți; cette faille provient d'un pli-écaille et représente, probablement, la dernière virgation de la faille péricarpatique (Cașin).

Le Pliocène constitue la grande zone synclinale de Trestioara—Gura Vitioarei—Șoimari—Calvini—Pănătău qui présente les variations structurales suivantes:

Un affaissement maximum dans Valea Bîsca Chiojdului avec formation de plis secondaires (synclinorium) et un exhaussement, à l'E, dans Dealul Pănătău.

Vers l'W on observe deux inflexions axiales plus petites, qui déterminent l'individualisation du synclinal de Gura Vitioarei et du synclinal de Valea Corbului. Dans Valea Matița, l'élévation axiale prend un caractère de trans-anticlinal et de faille inverse qui facilitent l'intrusion des massifs de sel.

Le plissement du Paléogène a eu lieu pendant deux phases: avant le Méotien et à la fin du Levantin, lorsque ont eu lieu un renforcement des anciens plis, leur déversement vers le S et la formation des plis diapirs.

Le Paléogène et le Miocène présentent un style tectonique holomorphe, avec de longs anticlinaux qui passent à des plis-écailles, tandis que le Pliocène accuse un plissement en style éjectif.

Les principales lignes tectoniques sont jalonnées par de nombreuses apparitions de pétrole, des volcans de boue et des sources d'eaux sulfureuses.

Basé sur ses recherches, l'auteur a tiré les conclusions suivantes:

Détermination d'une continuité de sédimentation entre le Paléogène de l'Éperon de Văleni et le Miocène de la partie S;

L'existence d'un massif de sel, en position normale, interstratifié dans les gypses des couches de Cornu, de la région d'Aricești—Zeletin;

Dans le périmètre étudié le sel apparaît partout de sous les dépôts burdigaliens-helvétiens, en faciès rouge;

Dans le Tortonien on ne saurait rencontrer les horizons stratigraphiques décrits par les auteurs antérieurs, étant donné que ces horizons ne sont en réalité que des faciès. La microbrèche tortonienne ne présente pas de sel;

L'existence de quelques structures paléogènes-miocènes de type holomorphe, poursuivies depuis Valea Teleajenului jusqu'à l'E de Valea Buzăului;

L'existence de plusieurs plis-écailles, de type spécial, dans l'Éperon de Văleni;

Le plissement du Paléogène et du Miocène a eu lieu après le Sarmatiens moyen (phase attique).



ANEXA 3

GEOFIZICĂ

NOTĂ ASUPRA MĂSURĂTORILOR MAGNETICE DE DETALIU  
DE PE IACOBDEAL ȘI DEALUL LUI MANOLE (DOBROGEA)<sup>1)</sup>

DE  
ȘTEFAN AIRINEI

În anul 1950, cu ocazia ridicărilor magnetice din Dobrogea de Nord<sup>2)</sup>, a fost pusă în evidență, printre altele, o anomalie regională pozitivă, care cuprinde și masivul Iacobdeal—Dealul lui Manole (1). În preajma carierelor situate pe versantul de vest al acestui masiv, Șt. N. CANTUNIARI a remarcat, cu ajutorul busolei geologice, un fenomen magnetic interesant, pe care l-a atribuit fie unor volume locale de granită cu un procent mai ridicat de magnetită, fie unor concentrări de minereu de fier (3). Se știa de asemenea, de la marinari, că acele busolelor de pe navele care navigau pe Dunăre deviau ușor în dreptul acestui masiv intrusiv.

Plecînd de la aceste informații, în anul 1951 au fost măsurate 436 stații de vario-metru vertical, amplasate la distanță de 25 m pe două profile principale, de legătură (unul, spre vest, plecînd de la baliza topografică a cotei 346 m de pe Iacobdeal; altul, N—S, între Iacobdeal și Dealul lui Manole) și în două rețele, cu puncte de observație mai dese, pînă la 3 m, cu scopul de a contribui, pe cât era posibil, la cunoașterea morfologiei anomaliei magnetice regionale și mai ales la localizarea centrelor intens magnetizate. Rezultatele obținute — apreciate a fi de o valoare economică minoră — au determinat întreruperea măsurătorilor de teren la situația prezentată în această notă.

Valorile  $\Delta Z$  înregistrate de-a lungul profilelor de legătură, cu variații între 500 și 1100 γ, marchează valoarea de fond a anomaliei magnetice regionale. Rețelele de detaliu se dezvoltă în două zone de pe profilul N—S, în care intervalele  $\Delta Z$  prezintă variații foarte mari, de mii de gamma. Una din rețele se află pe Iacobdeal, la circa 450 m WNW de cota 346 m, iar a doua pe Dealul lui Manole, la aproximativ 600 m E de uzina carierei.

<sup>1)</sup> Comunicare prezentată în ședința de comunicări științifice a Comitetului Geologic, din 26 februarie 1952.

<sup>2)</sup> ȘTEFAN AIRINEI. Prospecționi magnetice regionale în Dobrogea de Nord. Comunicare în ședința de comunicări științifice a Comitetului Geologic, din 6 martie 1951.

*Rețeaua de pe Iacobdeal* (fig. 1). Suprafața cu anomaliiile cartate poate fi înscrisă într-un dreptunghi cu laturile de  $40 \times 75$  m. Pe această arie sînt înregistrate patru

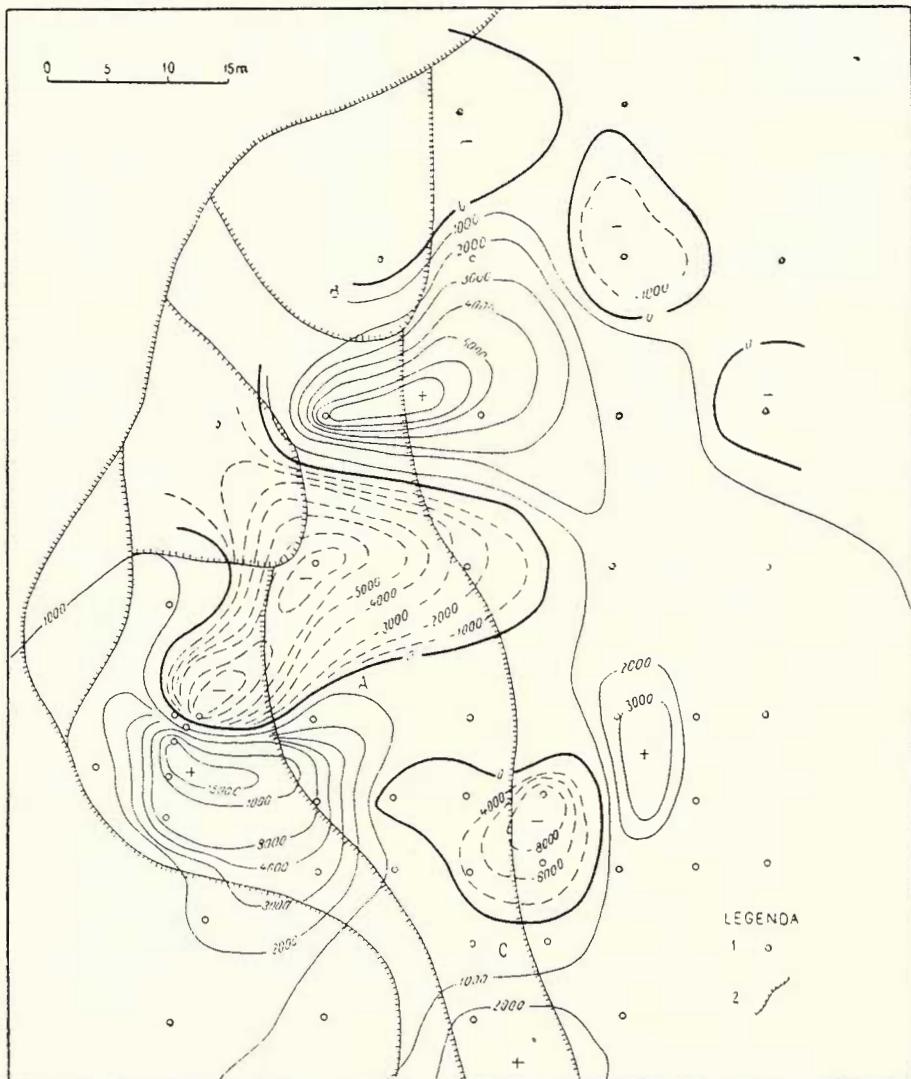


Fig. 1. — Rețeaua de detaliu cu măsurători magnetice de pe versantul vestic al Iacobdealului.

benzi alternante, cu valori  $\Delta Z$  maximale și minimale, avînd orientarea generală NW—SE. Pe cuprinsul fiecărei benzi apar anomalii locale intens magnetizate, cu forme cvasicirculare sau cvasieliptice, cuplate dipolar. Dintre dipoli, remarcăm: dipolul din SW, cu valori cuprinse în intervalul  $+15.814$  și  $-17.677$   $\gamma$  (A); dipolul

din NW, cu valori cuprinse între +8279 și -1191 γ (B) și dipolul din SE, cu valori cuprinse între +2196 și -8530 γ (C)<sup>1)</sup>.

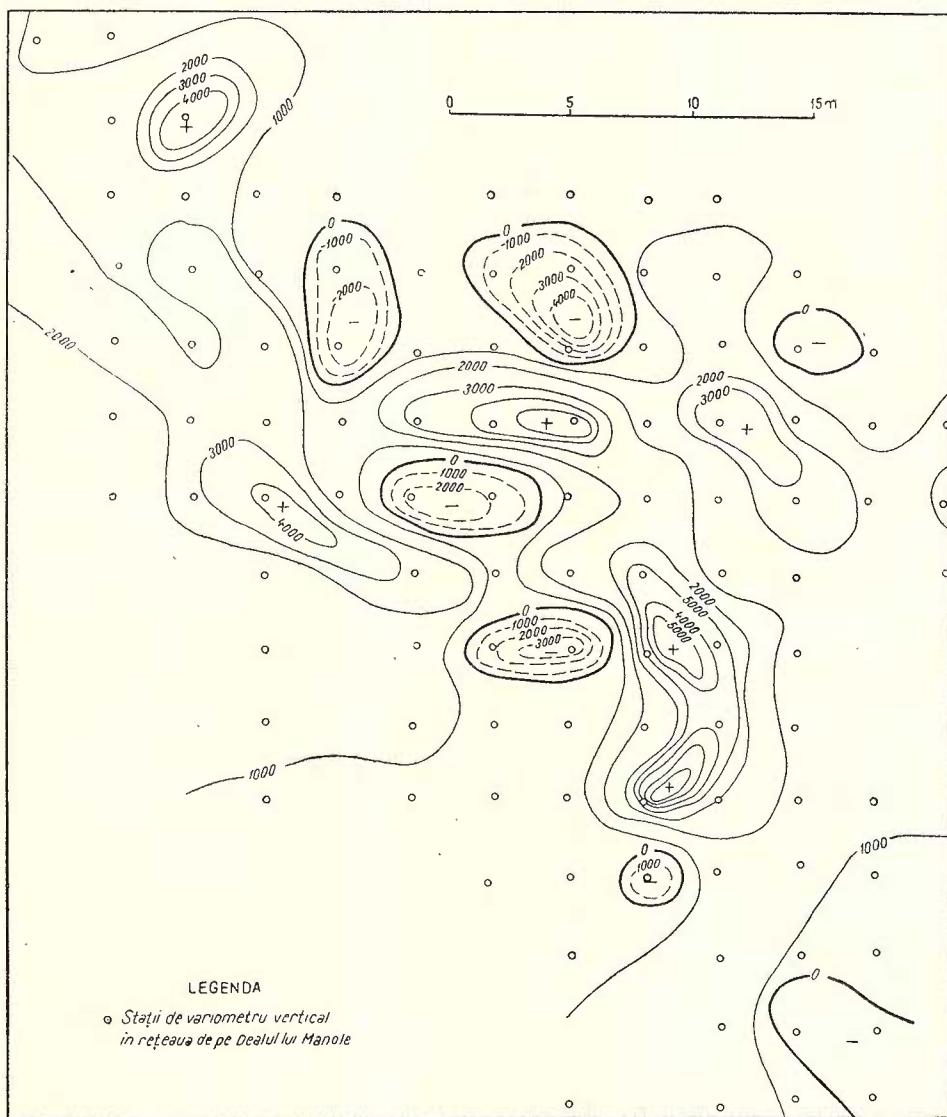


Fig. 2. — Rețeaua de detaliu cu măsurători magnetice de pe versantul vestic al Dealului lui Manole.

<sup>1)</sup> Valorile  $\Delta Z$  citate sunt reproduce din raportul autorului, intitulat: *Măsurători magnetometrice de detaliu de pe Iacobdeal și Dealul lui Manole (versantul lor de vest)*. Raport supraplan, 1951, Arh. Com. Geol., București.

Orientarea benzilor succesive cu valori  $\Delta Z$  maximale și minimale, se încadrează în stilul direcției generale a structurilor Dobrogei de Nord (4).

*Rețeaua de pe Dealul lui Manole* (fig. 2). Suprafața interesantă, numai parțial cartată, se poate înscrie într-un dreptunghi cu laturile de  $25 \times 30$  m. Ca și în cazul precedent, anomaliiile locale sunt distribuite pe benzi alternante cu valori  $\Delta Z$  maximale și minimale, orientate NW—SE. Apare evident că zona cu anomalii locale se prelungeste atât spre NW, cât și spre SE.

Fig. 2 redă distribuția anomaliiilor locale, așa cum au putut fi ele conturate pe baza valorilor  $\Delta Z$  măsurate. Nivelul izodinamei de zero gamma — nivel încadrat în sistemul relativ adoptat pentru rețeaua magnetică regională a Dobrogei (1) — face, aparent, mai puțin clară succesiunea benzilor cu valori  $\Delta Z$  maximale și minime. Totuși, se poate observa cu suficientă claritate distribuția dipolilor magnetici locali. Deoarece cuplajul lor, pentru întreg numărul de anomalii locale, ar necesita o îndesire a rețelei de măsurători și eventual schimbarea nivelului curbei de zero gamma, vom reda numai cîteva valori  $\Delta Z$  extreme, maximale și minime, cu scopul de-a îngădui formularea unei idei generale asupra gradului de variație și de intensitate înregistrate pe această arie prospectată:  $+9726 \gamma$ ,  $+4000 \gamma$ ,  $+3126 \gamma$  și  $-4781 \gamma$ ,  $-2945 \gamma$ ,  $-288 \gamma$ .

În rezumat, măsurătorile magnetice de detaliu executate pe versanții de vest ai Iacobdealului și Dealului lui Manole ne-au condus, în stadiul actual, la indicarea existenței unor variații ale valorilor  $\Delta Z$ , de cîteva sute de gamma, pe fondul general al anomaliei magnetice regionale, și la cartarea a două zone cu anomalii locale foarte intense, formate din benzi alternante cu valori  $\Delta Z$  maximale și minime.

Variațiile relativ mari ale valorilor  $\Delta Z$  pe fondul general al anomaliei magnetice regionale se datorează probabil variațiilor procentului de magnetită prezentă în masa granitului de Iacobdeal (2). Este posibil ca variația magnetitei în masa granitului să aibă dispoziții zonale, care să poată fi conturate cu succes de o prospecție magnetică de detaliu.

Existența unor zone înguste, intens magnetizate, alcătuite din benzi alternante cu valori  $\Delta Z$  maximale și minime, orientate NW—SE, reprezintă un fapt geofizic care poate avea o importanță deosebită la descifrarea punerii în loc și la precizarea unor etape principale ale evoluției masivului granitic Iacobdeal—Dealul lui Manole. Pentru aceasta, se cere continuarea măsurătorilor pe întreaga suprafață a masivului intrusiv, completată cu studii detaliate privind natura primară și secundară a materialului magnetic aflat mai ales în zonele intens magnetizate.

## BIBLIOGRAFIE

1. AIRINEI ȘTEFAN. Cercetări magnetice regionale în Dobrogea, Moldova de Sud și estul Cîmpiei Române (Geologia regiunii în lumina magnetismului terestru). *Acad. R.P.R., Bul. științ., Secț. Biol.-Agron., Geol.-Geogr.*, t. 7, nr. 1, p. 155, București 1955.
2. CANTUNIARI ȘT. N. Masivul eruptiv Muntele Carol—Piatra Roșie. *An. Inst. Geol. Rom.*, VI, p. 1, București 1912.
3. CANTUNIARI ȘT. N. Notă asupra unor fenomene magnetice observate pe teren, *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XVI (1927—1928), p. 30, București 1930.
4. MURGOCI G. Cercetări geologice în Dobrogea nordică. *An. Inst. Geol. Rom.*, V, p. 307. București 1912.

СООБРАЖЕНИЯ В СВЯЗИ С МАГНИТНЫМИ ДЕТАЛЬНЫМИ ИЗМЕРЕНИЯМИ НА МАССИВЕ ЯКОБДЯЛ И ДЯЛУЛ

ЛУЙ МАНОЛЕ (ДОБРУДЖА)

ШТЕФАН АИРИНЕЙ

(Краткое содержание)

В настоящей работе автор представляет результаты магнитных детальных измерений области гранитного массива Якобдял-Дялул луй Маноле. Таким образом были поставлены на учет вариации в несколько сот гамма значений  $\Delta Z$  на областном фоне региональных магнитных аномалий и узких, интенсивно намагниченных зонах, сформированных из полос, чередующихся с максимальными и минимальными значениями  $\Delta Z$ .

В заключении, автор приходит к выводу, что СЗ—ЮВ ориентировка интенсивно намагниченных зон, является отражением герцинского процесса складкообразования в интрузивной массе.

NOTE SUR LES MESURES MAGNÉTIQUES DE DÉTAIL  
DE IACOBDEAL ET DEALUL LUI MANOLE (DOBROGEA)

PAR  
ȘT. AIRINEI

(Résumé)

L'auteur présente les résultats des mesures magnétiques de détail, effectuées dans la région du massif granitique de Iacobdeal — Dealul lui Manole.

On a mis en évidence: des variations de plusieurs centaines de gamma des valeurs  $\Delta Z$  sur le fond régional de l'anomalie magnétique régionale, ainsi que des zones étroites, intensément minéralisées, formées par des bandes alternantes à valeurs  $\Delta Z$  maxima et minima. L'orientation NW—SE des zones intensément magnétisées refléchit un événement hercynien dans la masse intrusives.



Institutul Geologic al României

## CUPRINSUL

	Pag.
AIRINEI ȘT. Notă asupra măsurătorilor magnetice de detaliu de pe Iaeobdeal și Dealul lui Manole (Dobrogea) . . . . .	383
AIRINEI ȘT., STOENESCU SC. Relații cu privire la întocmirea hărții gravimetrice a R.P.R. (anomalia Bouguer), scara 1: 500.000 . . . . .	269
ALEXANDRESCU GR., BRATU ELENA. Considerații asupra vîrstei marnelor roșii de la Ostra (Carpații orientali) . . . . .	99
DIMIAN M., DIMIAN ELENA. Date stratigrafice și sedimentologice privind formațiunile cretacice dintre valea Mureșului și valea Ampoiului . . . . .	107
DIMITRESCU R. Date microtectonice asupra regiunii Cîmpeni . . . . .	193
DIMITRESCU R. Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților orientali . . . . .	197
DRAGOȘ V. Tectonica regiunii dintre valea Teleajenului și valea Lopatna . . . . .	349
FLOREA N. Gruparea rocilor de solificare din punct de vedere pedogenetic . . . . .	283
GÂȚĂ GH., GÂȚĂ ELENA, ROȘCA VALERIA, SCHRAMEK C. Determinarea bariului prin fotometrie în flacără . . . . .	305
GEORGESCU B., OPRESCU ANGELA. Cercetări privind posibilitățile de valorificare a minereului cinabriter din zăcământul de la Sântimbru-Ciuc . . . . .	211
GHENEANU C., RĂDULESCU C. Contribuții la cunoașterea unei faune villafranchiene în sudul podișului moldovenesc . . . . .	165
GHERASIM N. Contribuții la cunoașterea unor erupțiuni neogene de la Baia Mare. . . . .	15
HUICĂ I., STĂNOIU I. Asupra faunei ponțiene din regiunea Bucovăț — Jurești (ENE de Lugoj-Banat) . . . . .	173
IONIȚĂ STAN. Mesozoicul și Paleogenul din regiunea Vărai — Curtuiuș — Gaura (valea Chioarului)	335
LUPU M., LUPU DENISA. Asupra dislocațiilor rupturale din partea de NW a fosei Metaliferilor	201
MARINESCU JOSEFINA. Reprezentanți ai clasei Amphineura în Miocenul din Oltenia . . . . .	179
MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ ELENA. Flisul cretacic și paleogen din valea Cuejdiului și valea Horaitei	131
MÎNZATU SILVIA. Șisturile cristaline din aurăola de contact termic a banatitelor de la Oravița (Banat) . . . . .	33
MUŞTEANU C., GEORGESCU B., OPRESCU ANGELA. Cercetări privind posibilitățile de preparare a minereului de pirită cupriferă de la Cîrlibaba . . . . .	225
MUTIHAC V. Problema limitelor Berriasianului în zona Reșița — Moldova Nouă . . . . .	151
MUŞTEANU CR. NĂSTASE MARIA, Cercetări privind posibilitățile de preparare a minereului de la Rănușa . . . . .	237

NĂSTASE MARIA, OPRESCU ANGELA, MUŞTEANU CR. Studiul posibilităților de preparare a minereului de fier de la Palazul Mare . . . . .	245
NĂSTĂSEANU S., BOLDUR C., STĂNOIU I., STILLĂ AL. Considerații asupra limitei dintre Jurasicul și Cretacicul zonei Reșița – Moldova Nouă (Banat) . . . . .	161
OPRESCU ANGELA, NĂSTASE MARIA. Studiul preparării minereului de cupru sărac de la Ceamurlia – Somova . . . . .	257
PARICHI M. Aplicarea unor metode de reprezentări grafice în caracterizarea învelișului de sol	289
PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA, BERCIU I., BERCIU ELVIRA. Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni . . . . .	43
PAVELESCU L., PAVELESCU MARIA. Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al Autohtonului Carpaților meridionali . . . . .	61
PELTZ S., PELTZ MARGARETA. Contribuții la cunoașterea aparatului vulcanic Ostoroș (munții Harghita) . . . . .	85
TODOR D. N. Influența diferitelor elemente precum și cauzele de erori în analiza metalelor alcaline și alcalino-pământoase cu fotometru cu flacără . . . . .	317
ZOTTA VICTORIA. Observații referitoare la stratigrafia Panonianului de pe marginea de vest a munților Gurghiu . . . . .	187

*60h72*

Redactor: Mircea Paucă  
 Tehnoredactor și corectori: G. Cazaban, Ileana Mateescu,  
 L. Fotă  
 Traduceri: C. Missir, A. Untul  
 Ilustrația: I. Petrescu

Dat la cules: 28 XII. 1963. Bun de tipar: 22. VI. 1964.  
 Tiraj: 1550 ex. Hărți cartografice: 49 gr. m<sup>2</sup>. Ft. 70×100.  
 Coli tipar 19. Com. nr. 115/1964. Pentru biblioteci indicele  
 de clasificare: 55 (058).

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică „Arta  
 Grafică“ Calea Șerban Vodă nr. 133–135.  
 București, R.P.R.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României