

B

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ŞEDINȚELOR

VOL. LXII  
1974 - 1975

2. ZĂCĂMINTE

123129

BUCUREȘTI  
1976



Institutul Geologic al României

**Responsabilitatea asupra conținutului articolelor  
revine în exclusivitate autorilor**



**Institutul Geologic al României**

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E  
S E D I N T E L O R

VOL. LXII  
(1974—1975)

2. ZĂCĂMINTE

123129

BUCUREŞTI  
1976



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

## 2. ZĂCĂMINTE

### GEOCHIMIA ELEMENTELOR Cu, Pb, Zn, S, As, ÎN ZĂCĂMÎNTUL STRATIFORM DE PIRITĂ ȘI SULFURI POLIMETALICE LEȘU URSULUI

DE

ION BALINTONI<sup>2</sup>, CONSTANTIN ISACHE, TIT ȚÎMPĂU, PAULINA TIHON<sup>3</sup>

#### Abstract

Geochemistry of Cu, Pb, Zn, S, As Elements in the Leșu Ursului Deposit of Pyrite and Polymetallic Sulphides. Leșu Ursului stratiform deposit of pyrite and polymetallic sulphides belongs to the group of metamorphosed volcano-sedimentary deposits of the East Carpathians. It is formed of strata occurring at three levels within the mainly volcanogene-acid upper complex of the Tulgheș Series (Lower Cambrian). Within each strata there have been separated: compact ( $S > 30\%$ ), pre-compact (10—30% S) and disseminated ores (S 10%); the preferential disposition of the three types of ores points out within each strata a zonality, both in plan and vertically. In the statistic calculum these types of ore have been treated as separate collectivities. The geostatistic study has revealed the following: (1) all the parameters (distributions, homogeneities, variabilities, correlations) depend on the concentrations of the elements; (2) within each stratum, the concentrations of the elements and, therefore, the other parameters, vary progressively, from compact to disseminated ores. This fact points to a differentiation which has as a starting point the compact ores and as final products the disseminated ores; (3) the differentiation has been achieved by the gradual dilution of some hydrothermal solutions, after their penetration in the marine basin, due to the precipitations of sulphides and the mixture with marine water, as the distance from the incoming center grows; (4) the accentuated decrease of the value of the Zn : Cu ratio from one collectivity to another, indicates that the solutions have changed their constitution from initially complex compositions to mainly cupriferous compositions. As a consequence of this phenomenon, the dissemination ores are to-

<sup>1</sup> Predată la 24 februarie 1975, acceptată pentru publicare la 24 martie 1975, comunicată în ședința din 8 aprilie 1975.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București 32.

<sup>3</sup> Institutul de cercetări și proiectări pentru metalurgia minereurilor neferoase, Baia Mare, filiala Frasin, județul Suceava.



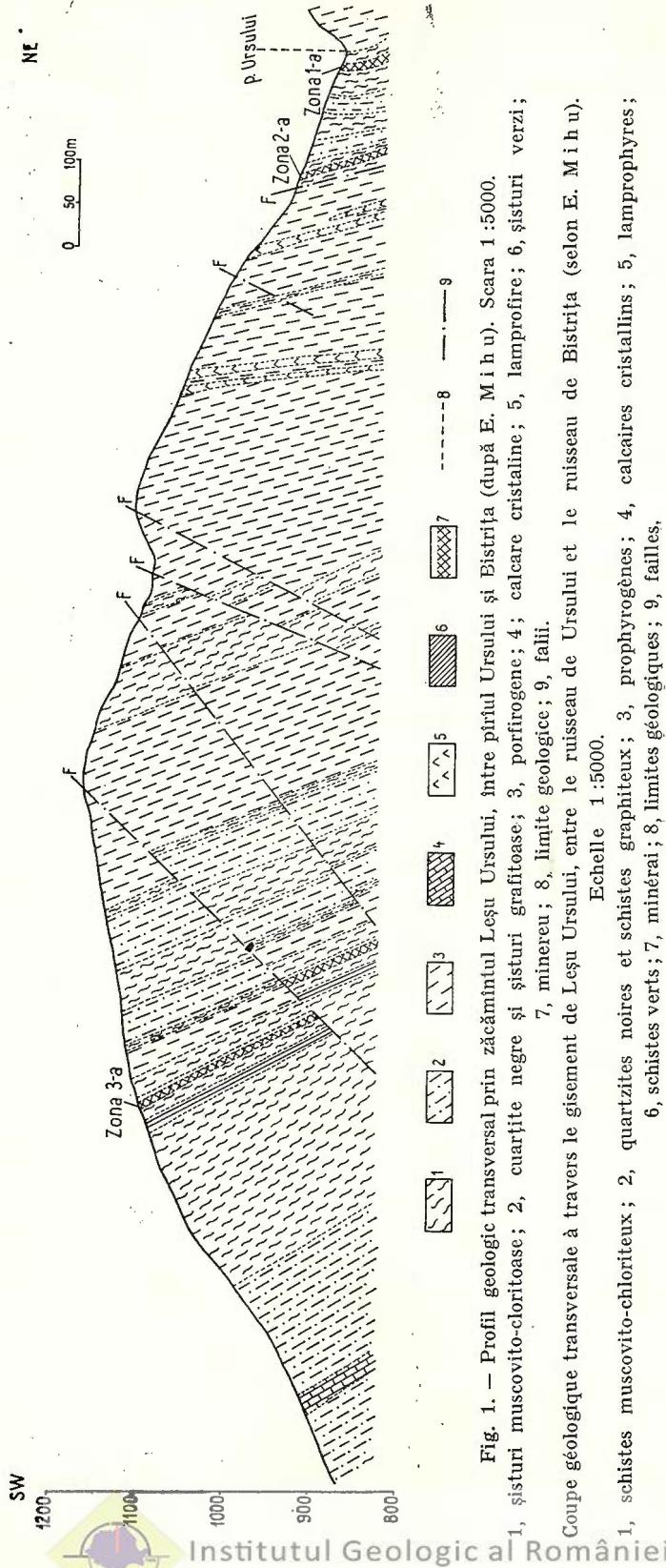
a high degree cupriferous ; (5) the Zn :Pb ratio remains almost constant from one collectivity to another, fact which points to the consanguinity of some mineralizations in case of their spatial nonconformity ; (6) the metamorphism has not caused distinguishable geochemical modifications in the sulphide ore.

Zăcământul de pirită și sulfuri polimetalice Leșu Ursului face parte din grupa zăcămintelor vulcanogen-sedimentare metamorfozate ale Carpaților Orientali, fiind format din strate situate la trei nivele, în complexul superior, predominant vulcanogen-acid, al seriei de Tulgheș. Stratele cu sulfuri numite zone sunt numerotate de jos în sus cu cifre romane (III, II, I). Tectonica zăcământului este complicată și din cauza înclinării mari, stratele cu sulfuri sunt cunoscute mai ales pe direcție, la partea superioară fiind erodate, iar la partea inferioară incomplet deschise. Dedesubtul orizontului inferior sunt executate foraje care au arătat continuitatea nivelelor mineralizate în profunzime, însă modul lor de închidere poate fi doar presupus. Pe direcție stratele cu sulfuri sunt fragmentate prin fali transversale importante în porțiuni denumite corpuri (corful nordic, corful median, pe zona I; corful median, corful sudic, pe zona a II-a). Fragmentarea stratelor a îngreuiat mult lucrările direcționale, dezvoltarea spre sud a zonelor I și a II-a fiind insuficient clarificată pînă în prezent. Cu toate impedimentele, în fiecare nivel se observă o zonalitate a sulfurilor prin dispunerea preferențială a trei tipuri de minereu, denumite compact, precompact, și de diseminare. Zonalitatea se remarcă atît în plan, fiind asemănătoare cu cea descrisă de Zineenco et al. (1973) în zăcăminte Burloaia și Gura Băii, cît și pe grosime. În plan, minereul compact alcătuiește în fiecare strat o arie pentru care se poate admite o poziție inițială centrală. În exteriorul minereului compact se dispune o bandă în general îngustă de minereu precompact, iar mai departe urmează minereu de diseminare ce ocupă perimetre de același ordin de mărime cu cel compact.

Actualmente, datorită în esență unor structuri nefavorabile, zonalitatea în plan a stratelor cu sulfuri este asimetrică, însă acolo unde se poate argumenta efilarea lor genetică, întotdeauna trecerea la roca sterilă se face prin intermediul unor minereuri de diseminare. Suprafața ocupată de minereul compact, include fără excepție locurile de putere metalică maximă<sup>4</sup> (prin putere se înțelege produsul dintre conținut și grosime și se exprimă deci, concentrația de metal, considerată pentru grosimea minereului condensată la 1 m). Pentru discuția genetică este important să se sublinieze poziția intermediară a minereurilor precom-pacte între minereurile compacte și cele de diseminare.

Pe grosime, zonalitatea are un aspect mai complex decît în plan. Minereul compact stă obișnuit în partea superioară a stratului cu sulfuri,

<sup>4</sup> E. Butnaru, I. Balintoni, L. Nedelcu, Sinteză Leșu Ursului, vol. VI (1971) Arh. Combinatului Minier Suceava, Gura Humorului, județul Suceava.



și trece de regulă spre culcuș în minereu precompact și apoi în minereu de diseminare. Uneori însă minereul compact este limitat net în culcuș; alteori, sub el se situează numai minereu precompact sau numai minereu de diseminare. Peste minereul compact urmează de obicei minereuri de diseminare slabe. Totuși în unele cazuri trecerea la roca sterilă se face prin minereuri precompacte și apoi de diseminare bine dezvoltate. Minerurile compacte nu sunt perfect omogene; în interiorul lor se întâlnesc porțiuni formate din minereu precompact asociat cu minereu de diseminare, pe întreaga grosime a stratului. Cele prezentate mai sus sunt valabile în totalitate numai pentru zonele a II-a și a III-a. Zona I, în ansamblu, are o structură mai complicată. Se pare că cea mai mare parte a ei a fost erodată și acum sănem în prezența unei porțiuni periferice. În coperișul corpilor de minereu compact, la distanțe de ordinul metrului, se întâlnesc lentile de minereuri de diseminare. Probarea însă s-a realizat doar pentru minereul compact, și pentru cele precompacte și de diseminare din imediata apropiere a minereului compact; a rezultat o zonalitate asemănătoare cu cea care se poate observa în zonele a II-a și a III-a. Luând în considerare diseminările din partea superioară, pachetul mineralizat din zona I este mai gros în comparație cu zonele a II-a și a III-a. Probabil că aportul sulfidic în zona I a fost recurrent. Problema zonalității recurente nu am abordat-o însă, în principal din cauza deschiderii insuficiente a zăcământului, care nu a permis o probare sistematică. Imaginea spațială a zonei I ridică probleme de tectonică, care nu fac însă obiectul lucrării de față. Ceea ce trebuie reținut, în concluzia acestei discuții, este că, urcând în scara stratigrafică, în cadrul aceluiași strat, minereul compact își extinde suprafața, pentru că apoi fie să-și întrerupă aproape brusc depunerea (situația mai frecventă), fie să-și restrângă suprafața din nou treptat. Sensul pe care îl dăm zonalității pe grosime este expus în figura 2.

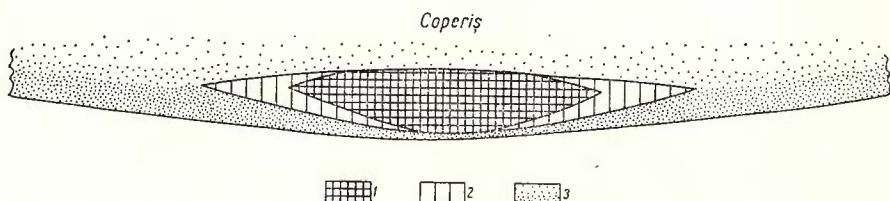


Fig. 2. — Profil idealizat în care este figurată zonalitatea pe grosime în stratele cu sulfuri din zăcămîntul Leșu Ursului. Grosimea este mult exagerată. Coperișul reprezintă partea superioară în sens stratigrafic.

1, minereu compact; 2, minereu precompact; 3, minereu de diseminare.

Coupe idéalisée où on a figuré la zonalité par épaisseur dans les couches à sulfures du gisement de Leșu Ursului. L'épaisseur est bien exagérée. Le toit représente la partie supérieure en sens stratigraphique.

1, minérai compact; 2, minérai précompact; 3, minérai de dissémination.

### Zona I

Este alcătuită din două corpuri de minereu compact separate tectonic și din minereuri de diseminare dezvoltate în exteriorul minereului compact spre nord și pe înclinare. Nivelul cu sulfuri, erodat în mare parte, are minereul compact mai neomogen, comparativ cu celelalte nivele. Minereurile precompacte și de diseminare asociate celor compacte stau în culcușul acestora. Zonalitatea este clar exprimată în plan și pe grosime.

### Zona a II-a

În acest strat minereul compact acoperă majoritatea suprafeței mineralizate. Minereuri de diseminare în exteriorul celor compacte se cunosc la nord pe direcție și în extremitatea sudică pe înclinare. Minereurile precompacte apar mai ales pe grosime. În partea centrală a stratului nu se cunoaște modul de efilare a minereului pe înclinare. Cîteva foraje executate sub cota 730 au întîlnit minereu compact mult mai jos. De asemenea, minereul compact a aflorat și a fost erodat. În plan și pe grosime, zonalitatea zonei a II-a este mai incompletă.

### Zona a III-a

În acest strat se cunosc o lentilă de minereu compact la nord și una cu minereu de diseminare la sud, aproximativ de aceeași întindere. Zonalitatea în plan este evidentă. Spre marginea lentelei de minereu compact, apar în culcușul acestuia minereuri precompacte și de diseminare. Minereul compact este limitat la nord de o zonă de faliere, dincolo de care a fost interceptat iarăși minereu precompact. Pe înclinare, minereul compact trece treptat în precompact. Se poate deduce că partea erodată a avut extindere mică; corpul de minereu compact depășea cu puțin limitele cunoscute în prezent.

Fiind de acord cu Kräutner (1965), Kräutner et al. (1970), Zinchenko (1971), Zinchenko et al. (1973), acceptăm pentru aceste mineralizații ipoteza precipitării sulfurilor din soluții hidrotermale pătrunse în bazinul marin în care se depuneau sedimentele actualei serii de Tulgheș.

**Eșantionarea.** Eșantioanele, bulgări de 1—2 kg, au fost colectate de autori. S-a urmărit prelevarea de probe nealterate, repartizate cît mai uniform, care să includă toate tipurile de minereu. Plansele I, II A, III A redau repartiția spațială a probelor. Diseminările din exteriorul minereurilor compacte au putut fi probate în zona a III-a și parțial în zona a II-a, în rest fiind inaccesibile. Uneori, goulurile în probare indică minereu exploatat. La partea inferioară zăcămîntul nu este deschis. În general nu s-a probat în galerii, deoarece galeriile nu sunt bătute pe minereu. În plansele IB, II B, III B, se observă că de obicei într-un punct sunt luate mai multe probe, cu scopul de a contura zonalitatea și pe grosime.



Eșantioanele au fost concasate la Exploatarea minieră Fundu Moldovei și analizate pentru As, S, Zn, Pb, Cu, în laboratorul chimic al Combinatului minier Suceava din Frasin (fierul minereurilor compacte a rezultat prin calcul). Elementele care fac obiectul studiului sunt cuprinse aproape în totalitate în următoarele minerale: pirită, calcopirită, blendă, galenă, mispichel, tetraedrit și uneori pirotină (Balințon et al., 1973). Stratul de minereu, împreună cu metamorfitele înconjurătoare, prezintă căderi mari spre est. Structura majoră a teritoriului fiind încă subiect de discuții, se crede că numai zona a II-a se află sigur mai sus, stratigraphic, decit zona a III-a.

**Colectivitățile.** Datele analitice au fost grupate pe criterii petrografice în cîte trei colectivități pentru fiecare zonă, corespunzătoare celor trei tipuri de minereuri: minereuri compacte cu  $>30\%$ ; minereuri precompacte cu  $10-30\%$  S; minereuri de diseminare cu  $<10\%$ . Rațiunea acestei grupări este următoarea: la un conținut de peste  $30\%$  S, fierul este legat total în faza de sulfuri; se poate aprecia pe baze mineralogice că, aportul exogen în sedimentul sulfidic inițial a fost practic neglijabil. În minereurile precompacte fierul este legat parțial în faza silicatată (Zincen et al. 1973); apar de obicei ca variații laterale sau pe grosime ale minereurilor compacte și nu manifestă tendință de grupare a sulfului în jurul unei anumite valori. În minereurile de diseminare aportul exogen este bogat și evident; concentrația medie a sulfului oscilează în jurul a  $5\%$ ; în corpurile independente rareori se întâlnesc concentrații de peste  $10\%S$ . Pentru fiecare zonă gruparea probelor pe colectivități s-a făcut global, fără a ține cont de locul de proveniență. Modul de lucru s-a arătat justificat, deoarece rezultatele obținute pentru minereurile de diseminare, care pe zona a III-a se situează într-un corp independent, iar pe zona a II-a stau în culcșul minereului compact sunt comparabile. Repartizarea probelor pe colectivități este redată în tabelul 1. Din totalul de peste 620 probe au rezultat cca 3100 date analitice incluse în calculul statistic.

TABELUL 1

## Repartizarea pe colectivități a numărului de probe

Tip de minereu Zona	C	Pc	D
I	74	67	35
II	201	48	29
III	81	33	53
Total	356	148	117

C, minereuri compacte; Pc, minereuri precompacte; D, minereuri de diseminare.



TABELUL 2  
Verificarea naturii distribuției prin metoda momentelor

Zona	Elemente	As		S		Zn		Pb		Cu		Fe	
		A	E	A	E	A	E	A	E	A	E	A	E
I C	n	3,25	10,91	1,31	-0,95	1,73	0,25	1,37	-1	2,61	5,37	1,51	-0,38
	lgn	6,78	-0,31	0,30	2038	6,34	34,92	8,18	1,01	2,49	1,39	0,42	237
I Pe	n	3	7	1,28	-1,26	1,40	-0,77	1,64	0,26	3,34	11,53	-	-
	lgn	1,56	42,97	1,06	-0,25	3,89	-0,73	46,68	2,30	5,85	5,26	-	-
I D	n	5,57	29,45	1,11	-1,36	2,92	-0,56	23,41	1,04	2,78	7,06	-	-
	lgn	12,45	1,91	1,62	-19,46	15,76	—	—	19,64	-0,55	-	-	-
II C	n	6,74	65,22	1,66	-0,70	1,96	2,24	2,61	5,84	2,09	4,62	1,43	-0,64
	lgn	2,40	32,42	0,51	-30	12,19	-0,86	193,32	3,20	3,82	2,65	0,86	546
II Pe	n	0,02	-2,98	1,44	-0,76	2,10	2,72	0,01	-3	0,13	-2,77	-	-
	lgn	9,36	8,30	0,86	2,51	5,03	-0,74	1347	-0,01	6,68	0,08	-	-
II D	n	5,14	23,22	1,36	-1,05	0,02	-2,99	0,01	-3	1,89	1,46	-	-
	lgn	8,67	4,79	3,03	1,55	7,83	0,04	511,76	-15,67	28,31	-1,18	-	-
III C	n	11,83	67,69	1,46	-0,55	1,71	0,13	1,88	1,53	1,51	0,02	1,73	0,52
	lgn	0,55	1,30	0	450	3,83	5,12	3,28	1,67	10,53	-0,58	0,42	318,43
III Pe	n	4,48	20,37	1,15	-1,63	1,73	0,63	2,03	2,77	0,13	-2,80	-	-
	lgn	3,37	-1,70	0	4481	2,96	-0,64	2,44	0,19	56,81	-0,88	-	-
III D	n	1,32	2,66	2,17	3,22	5,01	27,69	1,82	2,00	1,83	1,07	-	-
	lgn	1,01	4,52	0,06	8,59	9,22	5,77	274,31	-0,59	25,45	-2,20	-	-

Populații pentru care se verifică distribuția normală ; —— populații pentru care se verifică distribuția lognormală ; populații care nu se verifică nici distribuția normală nici cea lognormală au caracteristice formei resubliniate. Populație la care valoarea asimetriei se inseră în limitele de verificare a distribuției normale au valoarea respectivă subliniată cu două linii.



TABELUL 3

Verificarea repartițiilor lognormale prin criteriul  $\chi^2$ 

Zona	Elementul Criteriul $\chi^2$	As	S	Zn	Pb	Cu	Fe
I C	$\chi^2$ calc	9,76	20,08	72,16	78,73	3,10 <sup>+</sup>	16,19
	$\chi^2$ q, f	7,81	12,6	9,49	14,1	12,6	14,1
I Pc	$\chi^2$ calc	15,72	37,31	32,33	21,15	8,71 <sup>+</sup>	—
	$\chi^2$ q, f	7,81	9,49	11,1	9,49	9,49	—
I D	$\chi^2$ calc	40,87	19,71	0,52 <sup>+</sup>	3,22 <sup>+</sup>	11,23	—
	$\chi^2$ q, f	5,99	7,81	5,99	7,81	7,81	—
II C	$\chi^2$ calc	35,66	20,16	21,90	65,13	21,55	112,85
	$\chi^2$ q, f	16,9	9,49	11,1	15,5	16,9	14,1
II Pc	$\chi^2$ calc	43,55	5,59 <sup>+</sup>	4,38 <sup>+</sup>	59,26	1,66	—
	$\chi^2$ q, f	7,81	5,99	7,81	5,99	5,99	—
II D	$\chi^2$ calc	23,97	7,41	1,93 <sup>+</sup>	37,98	3,43 <sup>+</sup>	—
	$\chi^2$ q, f	5,99	5,99	5,99	5,99	5,99	—
III C	$\chi^2$ calc	12,92 <sup>+</sup>	13,47	36,14	14,86	9,12 <sup>+</sup>	17,81
	$\chi^2$ q, f	14,1	9,49	11,1	12,6	9,49	14,1
III Pc	$\chi^2$ calc	5,55 <sup>+</sup>	24,11	10,03	147,59	3,48 <sup>+</sup>	—
	$\chi^2$ q, f	5,99	5,99	7,81	7,81	5,99	—
III D	$\chi^2$ calc	37,69	4,84 <sup>+</sup>	2,16 <sup>+</sup>	6,59 <sup>+</sup>	18,56	—
	$\chi^2$ q, f	5,99	11,1	7,81	7,81	9,49	—

+ Populații pentru care se verifică repartitia lognormală.

**Natura distribuției.** Legile de distribuție a populațiilor au fost verificate prin metoda momentelor și prin criteriul  $\chi^2$  (Zorilescu, 1972; Ceașescu, 1973), rezultatele fiind înscrise în tabelele 2 și 3, din care se desprind concluziile de mai jos.

, 1. Majoritatea populațiilor prezintă o distribuție normală (66 % din cazuri). Această observație nu concordă cu rezultatele consemnate de Krăutner et al. (1970) și de Zineenco et al. (1973) pentru zăcăminte similare Fundu Moldovei și Burloaia.

2. Legile de distribuție a populațiilor sunt determinate de concentrațiile elementelor. La concentrații mari se verifică distribuția normală, la concentrații mici cea lognormală, sau ambele, iar la concentrații sub 1% tind să nu se verifice nici repartitia normală nici cea lognormală (pentru ordinea de mărime vezi tab. 4)



TABELUL 4

## Clasificarea repartițiilor

Elementul	Legea de repartitie	N	lgn	Nici N nici lgn	și N și lgn	$\bar{X}$ ( $\bar{x}$ )
		Număr de populații				
As		2	2	5	—	0,32
S		8	1	—	1	21,63
Zn		7	2	—	2	2,15
Pb		7	1	1	1	1,20
Cu		5	2	2	4	1,03
Fe		3	—	—	—	31,53
Total		32	8	8	7	—
%		66 %	16,6 %	16,6 %	16,6 %	—

N, repartiții normale; lgn, repartiții lognormale;  $\bar{X}$  ( $\bar{x}$ ), media aritmetică a mediilor concentrațiilor elementelor pentru toate populațiile.

Relațiile de mai sus se pot scrie intuitiv astfel:

→ Descreștere concentrație →

N → N + lgn → lgn → alte legi

3. În toate cazurile distribuțiile au asimetrie pozitivă. Geologic înseamnă că un număr important de probe au conținuturi mult peste medie, mai ales la conținuturi mici. Comportamentul evolutiv, identic, al distribuțiilor pe cele trei zone, dirijat de factorul concentrație, pledează pentru unitatea genetică a mineralizațiilor, stabilitatea mecanismelor generatoare și inexistența unor faze de mineralizare suprapuse, distanțate în timp.

**Omogenitatea populațiilor.** Din histogramele din pl. IV – XIII rezultă omogenitatea populațiilor. Omogenitatea trebuie apreciată în raport cu comportamentul tuturor parametrilor analizați în lucrare. Limitele intervalelor de clasă  $i$  au fost calculate conform formulei:  $i = \frac{100}{1} \cdot 8(X_{max} - X_{min})$

(Ceausescu, 1973), în care  $X_{max}$  și  $X_{min}$  sunt valoarea cea mai mare și cea mai mică a seriei de valori, iar 8 este un factor empiric. Din punct de vedere al omogenității distribuțiilor se observă:

1. Histogramele trebuie considerate omogene ca alură generală, deoarece clasele care distințează cu tendințe de creștere sau descreștere



a frecvențelor din aproape în aproape, nu se grupează spre a da forme cu simetrie propriе;

2. Neomogenităile se accentuează cu creșterea variabilității concentrațiilor, deci cresc de la minereurile compacte spre cele de diseminare;

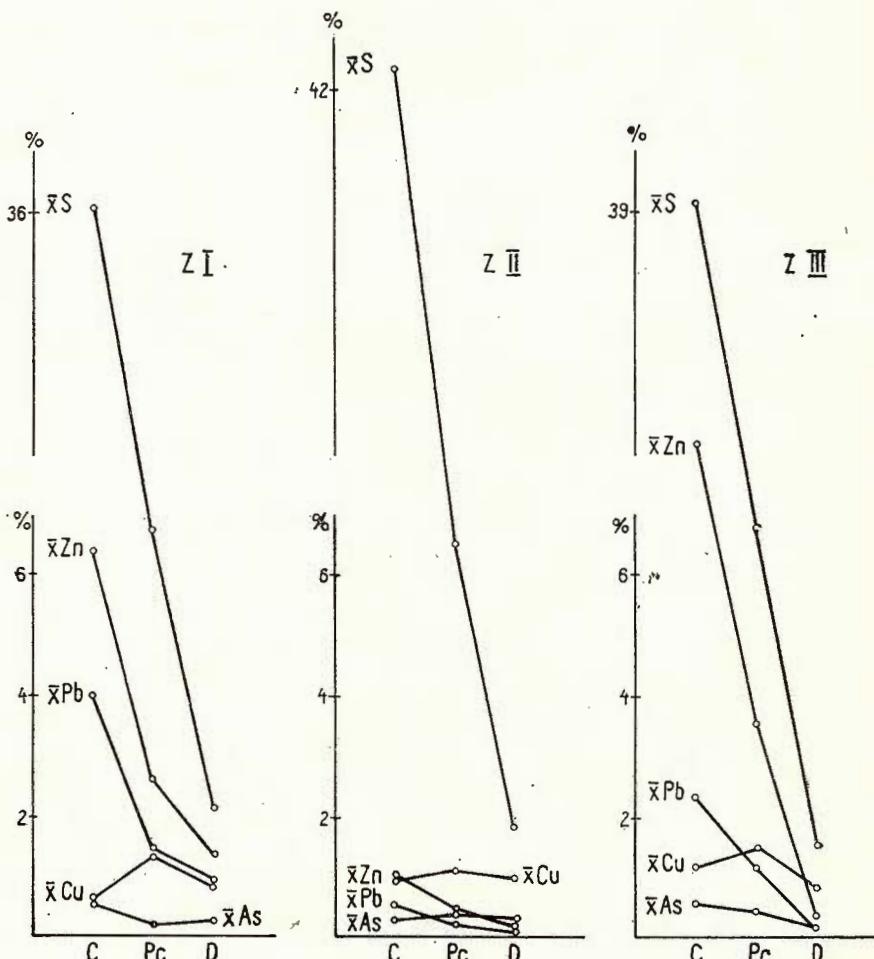


Fig. 3. — Variațiile concentrațiilor elementelor în cele trei zone ale zăcămîntului Leșu Ursului.

Scara pentru S a fost redusă de trei ori. C = minereu compact; Pc = minereu precompact; D = minereu de diseminare.

Variations des concentrations des éléments dans les trois zones du gisement de Leșu Ursului. L'échelle pour S a été réduite trois fois. C = minérai compact; Pc = minérai précompact; D = minérai de dissémination

3. Formele histogramelor se condiționează reciproc prin intermediul coeficienților de corelație. Cu cît coeficienții de corelație au valori mai mari (fiind de același semn) cu atât histogramele sănt mai asemănătoare.

Ca o consecință a celor afirmate mai sus, putem presupune că omogenitatea populațiilor depinde de fluctuațiile concentrațiilor elementelor. Omogenitățile mai pot fi influențate de numărul probelor și de modul de stabilire a intervalelor de clasă. În zăcământul Leșu Ursului nu se separă populații diferențe genetic ale aceluiași element la același nivel stratigrafic. Testarea omogenității distribuțiilor prin metoda parabolei necesită atenție, existența reală a mai multor populații trebuind confirmată și prin analiza celorlați parametri.

#### **Compoziția chimică.** Este sintetizată grafic în figura 3.

1. Concentrațiile elementelor scad treptat de la minereurile compacte la cele de diseminare. Cuprul face excepție de la regulă în minereul de diseminare din zona I, unde are un conținut mai ridicat decât în minereul compact corespunzător stratigrafic, și în toate minereurile pre-compacte, în care concentrația sa este maximă; de asemenea arsenul, în minereul precompact al zonei I are o concentrație mai redusă, și în cel al zonei a II-a mai înaltă decât în minereurile compacte și de diseminare.

2. Concentrațiile în zinc și plumb scad foarte mult dinspre minereurile compacte spre cele de diseminare.

3. În colectivitățile fiecărei zone raportul Zn :Pb rămîne constant; el diferă însă de la o zonă la alta.

4. Raportul Zn : Cu descrește de la minereurile compacte la cele de diseminare pentru fiecare zonă.

5. Comportamentul arsenului se asemănă cu al cuprului, dar e și mai inconstant.

6. Minereul de diseminare din zona a III-a se îndepărtează mai mult, în ce privește concentrațiile elementelor, de minereul compact al aceluiasi zone, decât minereurile de diseminare ale celorlalte nivele în raport cu minereurile compacte corespunzătoare stratigrafic (raporturile între conținuturile aceluiași element în colectivitățile menționate au în zona a III-a valori mai mari).

7. Zonele I și a III-a sănt plumbo-zincifere, a II-a esențial cuprifere; zona I este mai săracă în zinc ca zona a III-a, în timp ce pentru plumb este invers; de asemenea, arsenul are conținuturi mai mari în zonele I și a III-a ca în zona a II-a; concentrațiile de cupru sănt comparabile pe cele trei zone; zona a II-a este mai pirotoasă decât celelalte două.

#### **Variabilitatea.** Datele privind variabilitatea sănt înscrise în tabelul 5.

1. Variabilitatea este funcție a concentrațiilor elementelor, ea scade o dată cu scăderea concentrațiilor acestora; între concentrațiile elementelor și variabilitățile lor există deci raporturi invers proporționale.



TABELUL 5

Parametrii variației conținuturilor elementelor As, S, Zn, Pb, Cu în zăcămîntul Leșu Ursului

Elementul Parameetri Zona	As				S				Zn				Pb				Cu				Fe				Raporturi între medii	
	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V	$\bar{x}$	S	V	Zn/Pb	Zn/Cu
I C	0,56	0,77	138	36,04	3,94	11	6,36	3,50	55	4,01	2,29	57	0,61 <sup>+</sup>	0,42 <sup>+</sup>	71 <sup>+</sup>	28,49	3,64	13	1,56	10,4						
I Pe	0,19	0,20	105	20,35	6,18	30	2,73	2,25	86	1,44	1,60	111	1,34 <sup>+</sup>	1,36 <sup>+</sup>	127 <sup>+</sup>	—	—	—	—	1,82	1,9					
I D	0,25	0,72	288	6,37	2,41	38	1,38 <sup>+</sup>	2,91 <sup>+</sup>	211 <sup>+</sup>	0,92 <sup>+</sup>	2,42 <sup>+</sup>	211 <sup>+</sup>	0,86	1,39	162	—	—	—	—	1,5	1,6					
II C	0,24	0,20	83	42,67	5,23	12	1,00	1,12	112	0,51	0,52	102	0,98	0,70	70	36,46	4,69	13	2,0	1,0						
II Pe	0,40	4,04	1010	19,48	5,03	26	0,46	0,43	93	0,20	1,50	750	1,09	6,11	561	—	—	—	—	2,3	0,42					
II D	0,23	0,35	152	5,49	2,71	49	0,20	1,32	660	0,09	0,60	667	0,95	1,19	125	—	—	—	—	2,2	0,21					
III C	0,50 <sup>+</sup>	0,01 <sup>+</sup>	18 <sup>+</sup>	39,33	4,28	11	8,19	4,06	50	2,38	1,70	71	1,17	1,07	91	30,64	4,14	13	3,44	7,0						
III Pe	0,43 <sup>+</sup>	0,38 <sup>+</sup>	89 <sup>+</sup>	20,24	6,67	33	3,52	3,22	91	1,16	1,15	99	1,50	8,66	577	—	—	—	—	3,03	2,34					
III D	0,13	0,10	77	4,71 <sup>+</sup>	0,31 <sup>+</sup>	14 <sup>+</sup>	0,33 <sup>+</sup>	0,53 <sup>+</sup>	163 <sup>+</sup>	0,11	0,14	127	0,80	0,83	104	—	—	—	—	3,0	0,41					
$\bar{X}$ $\bar{X}$ $\bar{X}$	0,32			21,63			2,15			1,20		170		1,03	244		31,53		209		13					
$(\bar{x})$ $(S)$ $(V)$				218																						

+ Repartiții lognormale; — Valori care se abat de la regula,



2. Pentru fiecare zonă coeficienții de variație pentru toate elementele sunt mai mari în minereurile de diseminare decât în cele compacte.

3. Ca și în cazul concentrațiilor, variabilitatea cuprului și arsenului din minereurile precompacte arată excepții de la regula enunțată la punctul 1.

4. Coeficientul mediu de variație pentru fiecare element calculat pentru toate colectivitățile și zonele, crește cu scăderea concentrației, singura excepție arătând-o plumbul. Anomalia comportării plumbului este cauzată de concentrațiile sale foarte mici în zona a II-a. Aceste relații sunt deosebit de clare cind diferențele între concentrațiile medii generale ale elementelor sunt mari. Prin urmare, și în cazul variabilității se remarcă tranziții ce conduc la concluzii genetice comune cu cele evidențiate de analiza celorlalți parametri.

**Corelațiile.** Coeficienții de corelație, calculați prin metoda neparametrică Spearman (Udney, Kendall, 1969), sunt trecuți în tabelul 6. Si de această dată, modificarea treptată a coeficienților de corelație de la minereurile compacte la cele de diseminare reprezintă o tendință generală. Corelația Zn-Pb este puternic pozitivă pentru toate colectivitățile. Corelația Zn-Cu de la valori negative sau pozitive nesemnificative pentru minereurile compacte, virează spre valori pozitive mici sau semnificative pentru minereurile de diseminare. Corelația Pb-Cu; cum era și de așteptat, este asemănătoare cu cea Zn-Cu. Corelațiile Pb-As și Zn-As pozitive și semnificative în minereurile compacte, scad spre cele de diseminare și prezintă anomalii în minereurile precompacte. Corelația As-Cu; în minereurile compacte este echivalentă cu cele Zn-Cu și Pb-Cu, devenind pozitivă și semnificativă în minereurile precompacte din zonele II și III. Corelațiile Zn-S, Pb-S, As-S sunt pozitive, semnificative, și cresc de la minereurile compacte la cele de diseminare. Corelația Cu-S crește de asemenea de la minereurile compacte la cele de diseminare, pentru care este puternic pozitivă.

Aspectul corelațiilor îl asociem cu ritmurile de precipitare apropiate sau diferite ale sulfurilor și cu modificările corelate sau necorelate ale acestor ritmuri, în mediile din care s-au format minereurile discutate, din momentul pătrunderii soluțiilor hidrotermale în bazinul marin și pînă la descărcarea completă a încărcăturii metalice. Corelațiile au valori mari și pozitive între elementele cu concentrații maxime în aceleași colectivități sau între cele ce-si modifică concentrațiile în același sens și în același ritm de la o colectivitate la alta; ele sunt mici sau negative, între elementele ale căror concentrații maxime sunt în colectivități diferite sau între cele ce-si modifică concentrațiile în sensuri diferite sau în ritmuri diferite de la o colectivitate la alta. Cu alte cuvinte, în colectivitățile considerate, corelațiile sunt mari și pozitive între elementele ale căror sulfuri au avut stabilități asemănătoare și au precipitat concomitent. Afirmațiile de mai sus se pot ușor verifica cercetînd tabelul 6.0 excepție constă în faptul că creșterea corelațiilor dintre Pb, Zn, As, Cu, pe de o parte, și S pe de altă parte, de la minereurile compacte la cele de



TABELUL 6  
Coeficienții de corelație Spearman între elementele As, S, Zn, Pb, Cu, Fe din zăcământul  
Leșu Ursului

Corelație Zona \	Pb : Zn	Zn : Cu	Pb : Cu	Zn : As	Pb : As	Cu : As	Zn : S	Pb : S	Cu : S	As : S	Zn : Fe	Pb : Fe	Cu : Fe	As : Fe	Fe : S
I C	0,73	-0,34	-0,39	0,25	0,36	-0,26	0,20	0,28	-0,11	0,39	-0,22	-0,05	0,08	0,34	0,85
I Pe	0,83	-0,31	-0,34	0,10	0,18	-0,25	0,40	0,33	0,01	0,17	-	-	-	-	-
I D	0,79	0,05	-0,03	-0,08	-0,13	0,14	0,52	0,41	0,49	-0,01	-	-	-	-	-
II C	0,63	-0,21	-0,06	0,14	0,27	-0,43	0,05	0,15	0,09	0,34	-0,10	0,06	0,07	0,26	0,92
II Pe	0,57	0,04	0,14	-0,26	0,15	0,31	0,31	0,32	0,09	-0,08	-	-	-	-	-
II D	0,59	0,30	0,13	0,01	-0,27	0,10	0,12	0,13	0,68	0,00	-	-	-	-	-
III C	0,75	0,05	-0,03	0,20	0,18	0,22	0,14	0,24	0,07	0,14	-0,29	-0,10	0,06	0,12	0,90
III Pe	0,77	0,10	0,01	0,18	0,42	0,24	0,76	0,42	0,20	-0,02	-	-	-	-	-
III D	0,61	0,30	0,25	0,17	0,17	0,04	0,30	0,29	0,59	0,12	-	-	-	-	-



TABELUL 7

Datele analitice utilizate

Zona I						Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As
Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As						
664 C	1,50	1,25	4,25	31,77	0,09	634 C	0,84	0,30	0,47	19,26	0,195
645 Cl	2,04	3,20	2,80	17,92	0,105	635 C	0,30	5,20	9,80	39,91	1,17
646 M	1,31	0,24	0,45	11,73	0,075	630 M	0,87	0,47	1,02	32,13	0,475
642 C	0,35	1,11	2,57	15,25	0,06	631 Cl	0,11	0,23	0,39	3,17	0,287
643 C	0,20	0,098	0,82	11,54	0,063	632 C	0,26	0,65	0,98	16,43	0,275
647 Cl	1,17	1,66	6,47	30,86	0,127	628 C	0,49	3,58	0,94	21,38	0,78
648 C	0,69	0,16	0,80	30,45	0,15	629 Cl	0,143	1,11	1,41	8,49	0,16
649 M	1,93	2,62	3,27	34,65	0,068	822 M	0,28	0,19	0,58	6,51	0,14
650 C	0,21	1,16	2,73	17,64	0,19	823 Cl	0,42	4,70	8,05	8,59	4,45
651 Cl	0,17	0,50	1,77	7,84	0,127	824 M	0,50	4,40	3,70	37,67	1,53
652 Cl	0,41	4,75	7,90	43,74	0,31	825 C	0,38	4,80	4,45	37,81	0,885
653 Cl	1,24	7,20	2,82	46,19	0,195	826 M	0,46	2,40	4,75	25,56	0,15
654 M	0,47	8,40	9,81	37,97	1,81	827 M	0,48	0,14	0,33	14,73	0,138
655 C	0,43	1,69	5,47	38,50	2,37	828 Cl	0,62	1,59	3,70	33,66	0,157
854 C	0,64	0,135	3,00	26,46	0,09	829 M	0,44	0,12	0,14	22,73	0,127
855 C	0,14	0,081	0,46	6,96	0,135	830 Cl	0,36	0,33	0,82	4,29	0,145
856 Cl	2,16	0,47	2,21	23,17	0,13	283 M	0,40	4,45	7,70	32,89	0,128
857 Cl	0,74	0,099	0,75	40,80	0,10	279 M	0,17	6,50	11,80	34,35	0,12
858 C	2,28	1,22	3,84	41,00	0,12	280 M	0,042	3,80	10,40	41,08	0,34
859 Cl	1,27	0,31	0,49	4,67	0,193	278 M	0,43	5,20	9,20	36,34	0,58
863 M	0,29	0,76	0,37	40,23	1,41	290	0,40	0,32	0,12	17,64	0,121
656 C	1,27	1,41	6,50	22,18	0,18	291	0,62	0,98	0,32	14,14	0,153
657 C	0,36	4,88	5,75	30,67	3,28	292	0,35	1,30	2,00	8,10	—
864 C	0,80	4,62	10,00	33,74	0,89	281 M	0,59	6,60	8,60	32,77	0,12
865 M	0,15	1,05	1,30	18,16	0,18	282 M	0,45	2,00	4,64	30,62	0,14
866 Cl	0,96	2,44	5,50	21,08	0,105	286 M	0,28	3,30	6,80	28,49	0,183
860 C	0,38	4,30	7,20	38,03	1,15	288 M	0,85	5,20	10,10	39,30	0,142
861 Cl	0,35	5,95	8,20	41,24	0,20	289	0,11	0,27	0,70	7,21	—
862 M	0,46	4,05	6,50	39,00	1,21	266	0,26	6,40	16,85	39,07	0,24
658 C	0,24	6,75	12,40	37,89	0,76	701 M	0,63	5,85	8,95	39,68	1,02
659 Cl	0,27	0,39	2,94	9,37	0,34	702 C	1,02	3,85	4,56	35,34	0,40
660 Cl	0,11	1,08	4,70	27,64	0,127	258 M	0,12	5,60	6,87	29,54	0,29
867 C	0,14	6,85	12,40	36,71	0,225	261 M	0,18	4,00	4,73	18,41	0,26
868 M	0,42	6,05	6,20	38,33	0,325	262 Cl	0,40	0,55	1,21	11,17	—
869 Cl	0,69	1,48	3,40	25,14	0,115	263 Cl	0,083	0,29	0,54	4,97	—
661 C	0,38	5,35	9,90	43,66	1,18	250 M	0,22	5,10	7,52	29,54	1,21
662 C	0,24	7,60	14,75	42,20	1,16	253 M	0,44	4,40	4,55	26,93	0,68
663	0,12	4,55	5,10	7,23	0,168	255 M	0,26	3,10	6,92	27,41	0,25
664 C	0,47	5,40	4,00	22,12	0,067	245 M	0,30	5,80	8,04	35,65	0,26
665 Cl	0,10	0,85	2,40	7,34	0,15	246 M	0,29	2,80	4,32	19,37	0,26
666 C	0,034	0,97	2,30	6,90	0,082	247 M	0,68	3,20	8,60	36,55	0,22
667 M	0,32	3,60	3,70	15,86	0,072	248 Cl	0,38	0,18	0,42	12,16	0,16
668 Cl	0,89	0,32	0,85	10,80	0,086	238 M	0,46	5,30	7,37	31,58	0,187
669 C	0,068	0,66	1,15	3,74	0,033	240 M	2,83	0,27	1,62	26,65	0,213
670 M	0,89	0,20	0,80	36,19	0,09	243 M	0,50	3,30	5,87	32,41	0,18
639 M	0,66	4,25	4,91	37,78	4,665	242	0,48	0,27	0,55	6,59	—
640 Cl	0,15	0,71	2,33	10,83	0,945	21 Cl	1,13	0,30	0,25	40,10	0,89
641 C	0,86	0,071	0,30	10,19	0,135	22 Cl	0,22	1,17	3,16	14,43	0,15
637 M	0,60	5,70	5,20	40,46	0,22	24 Cl	0,67	7,50	5,90	30,97	0,35
638 Cl	0,44	2,30	0,26	6,27	0,12	25 Cl	0,18	1,10	2,68	16,13	0,36
636 C	0,23	5,00	5,00	38,08	0,39	268 M	0,67	2,50	1,09	10,16	—
633 C	0,83	5,15	8,40	38,25	0,225	267 M	0,48	8,00	8,35	35,98	1,17
						703 M	0,56	3,50	8,50	34,51	0,21
						704 C	0,23	5,50	8,00	37,70	1,71



(continuare tabelul 7)

Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As	Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As
705 C	0,44	7,50	8,30	35,60	0,10	694 M	0,90	3,29	0,53	40,80	1,43
706 Cl	0,36	0,085	1,18	2,45	0,12	696 M	0,37	2,14	5,10	35,37	0,15
28 M	1,10	0,075	0,079	19,92	0,412	697 Cl	0,48	0,031	0,066	3,90	0,11
29 C	0,30	4,80	7,00	34,40	0,19	698 M	0,60	0,53	2,82	32,10	0,10
707	0,29	1,98	1,70	6,65	0,12	699 C	0,32	0,13	0,43	6,27	0,16
708	0,62	6,50	8,20	38,84	0,19	700	3,64	3,07	4,60	13,15	0,29
709 Cl	0,42	0,27	0,17	15,39	0,10	103 Cl	0,13	0,17	0,18	31,13	0,082
710 M	0,31	2,52	2,00	33,08	0,15	104 M	1,27	0,18	0,42	18,27	0,090
33 C	0,40	0,11	0,20	7,97	0,17	105 M	3,11	0,72	1,30	9,29	0,075
36 Cl	0,63	0,19	0,075	27,27	0,191	106 Cl	6,75	0,16	0,36	9,40	0,090
30 Cl	0,35	7,00	7,60	38,04	0,20	107 M	2,27	0,25	1,24	8,71	0,127
31 M	0,51	1,81	2,54	24,93	0,20	108	0,060	0,010	0,061	1,54	0,105
32 C	0,42	1,00	3,60	29,56	0,16	100	2,59	0,38	2,02	8,27	0,090
711 C	0,80	2,90	6,30	34,05	0,11						
712 Cl	0,53	0,30	0,46	29,13	0,13						
39 M	0,95	1,70	4,50	32,91	0,199						
40 Cl	0,36	u	0,15	10,37	0,195						
41 M	0,63	4,20	7,45	31,40	0,285						
42 Cl	0,82	u	0,22	5,60	0,395						
713 Cl	0,029	0,045	0,034	1,43	0,10						
714 M	0,42	3,90	5,33	24,87	0,12						
715 C	0,97	0,24	0,69	9,07	0,09						
44	0,64	1,50	5,55	27,41	0,157						
716	0,57	0,48	1,18	20,42	0,13						
717	0,077	3,49	5,00	28,72	0,10						
718	11,40	0,05	0,66	15,55	0,11						
719	11,70	0,063	0,72	24,24	0,12						
720	3,54	0,16	0,79	8,62	0,12						
721	0,11	0,076	0,099	3,63	0,12						
691	0,30	0,21	4,15	21,13	0,11						
743	0,15	0,15	0,074	10,41	0,277						
744	3,47	0,052	0,042	7,03	0,187						
672 M	0,55	4,70	7,70	32,54	0,377						
673 Cl	0,27	0,86	2,45	14,23	0,093						
676 Cl	0,34	5,60	8,65	31,55	0,10						
677 Cl	0,27	0,24	2,80	22,95	0,13						
678 C	0,89	0,20	0,80	36,30	0,094						
674	0,68	3,84	7,00	36,22	0,093						
675 Cl	0,65	0,11	0,11	29,02	0,07						
679 C	0,68	2,87	7,25	31,79	0,094						
680 M	0,30	1,47	6,20	32,54	0,10						
681 Cl	1,05	0,18	0,32	31,05	0,11						
682 M	0,37	1,51	4,70	23,96	0,12						
683	0,37	0,21	2,12	19,29	0,13						
684 Cl	0,45	1,29	1,97	11,21	0,09						
685 M	0,53	0,18	0,092	28,77	0,127						
686 M	0,57	0,21	0,20	25,34	0,12						
687 C	0,37	2,77	7,20	24,54	0,135						
688	0,40	5,70	7,50	26,93	0,075						
689 C	5,15	0,33	1,60	20,36	0,098						
690 Cl	1,77	0,18	2,28	24,92	0,12						
109 Cl	0,057	0,041	0,12	5,22	0,12						
110 M	0,13	0,17	0,37	6,15	0,105						
111 M	0,46	5,50	9,00	31,77	0,375						
112 C	0,56	5,10	9,70	32,29	0,225						

## Zona a II-a



(continuare tabelul 7)

Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As	Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As
7 Cl	0,80	0,26	0,11	16,79	0,24	745	2,13	1,65	2,55	45,57	0,367
805	0,42	0,95	1,73	40,75	0,115	746	1,07	0,19	0,22	42,23	0,15
4 M	0,66	0,18	0,063	46,74	0,24	747	0,85	0,23	0,30	29,60	0,15
5 Cl	1,26	0,47	0,12	49,07	0,22	748	0,27	0,14	0,25	3,35	0,135
806	0,76	1,00	0,75	42,81	0,18	749 M	1,25	0,24	0,53	39,57	0,127
1 Cl	1,82	0,042	0,11	17,31	2,74	750 Cl	0,96	0,15	0,39	31,60	0,14
2 M	1,36	0,051	0,33	12,53	0,18	751 C	0,15	0,11	0,65	21,52	0,21
3 C	3,57	0,41	0,46	24,07	0,19	752 M	1,87	0,12	0,46	35,92	0,435
807 M	0,51	0,44	1,28	38,08	0,12	753 M	0,28	0,53	1,62	41,24	0,337
101 C	0,86	0,37	0,39	27,81	0,090	754 M	0,35	1,61	3,30	46,22	0,228
102 Cl	0,86	0,27	0,52	40,53	0,258	755	0,10	0,17	0,24	4,56	0,135
132	0,56	0,15	0,21	37,83	0,12	756	0,045	1,04	2,10	34,38	0,15
133	1,05	0,17	0,29	36,36	0,145	692	3,60	0,30	0,85	45,78	0,15
135	0,84	0,43	0,76	38,49	0,14	693	0,63	0,21	0,11	9,17	0,12
276 M	1,20	0,53	1,43	52,07	0,23	600	0,87	u	0,18	37,12	0,23
277 M	2,24	0,24	1,38	49,74	0,14	601	0,91	0,14	0,25	10,00	0,21
273 M	3,68	0,43	0,59	48,71	0,26	602	12,25	u	0,18	18,80	2,22
272 M	0,33	2,20	3,96	49,33	0,23	603	0,10	u	0,03	0,88	0,12
269	1,50	0,36	0,47	30,91	2,39	604 C	0,83	u	0,18	21,43	0,17
138	0,54	0,26	0,47	35,39	0,12	605 M	1,04	u	0,18	20,25	1,72
139	0,52	0,27	0,46	35,48	0,15	606 Cl	0,24	0,08	0,30	27,13	0,19
140	0,57	0,32	0,52	37,12	0,12	607 Cl	0,96	0,81	2,40	41,13	0,45
134	0,77	0,75	0,44	47,14	0,105	608 C	1,30	u	0,15	6,05	0,22
136	0,82	1,06	0,29	49,14	0,277	609 C	1,39	0,52	2,24	44,84	0,20
137	0,75	0,64	0,74	45,75	0,16	610 Cl	4,50	u	0,15	9,34	0,13
757	0,085	0,31	0,65	2,77	0,12	611	0,44	u	0,26	32,81	0,20
758 M	1,17	0,35	1,01	42,56	0,25	612	0,63	0,13	0,33	36,63	0,19
759 Cl	0,36	0,030	1,22	3,38	0,23	613	0,10	0,11	0,32	37,73	0,22
760	0,76	0,70	2,30	40,06	0,25	614	1,84	0,15	0,08	44,05	0,40
761 M	1,46	1,76	4,10	46,44	0,16	615	0,30	0,59	2,90	42,39	0,22
762 M	0,63	0,31	0,30	42,73	0,17	616	0,24	0,18	0,21	16,21	0,19
763 M	3,10	0,17	0,083	41,95	0,090	617	0,74	0,93	1,45	46,41	0,22
764 M	1,14	1,84	2,25	44,40	0,198	618	0,46	0,47	1,00	38,49	0,22
765 Cl	1,15	0,36	0,63	3,24	0,29	619	0,25	u	0,05	17,45	0,23
766 M	2,84	1,70	0,36	42,29	0,12	620	1,64	0,12	0,13	39,59	0,18
767 M	0,44	0,53	0,55	44,60	0,18	621	1,88	0,20	0,08	48,92	0,14
768 Cl	1,33	0,12	1,21	13,27	0,11	622 Cl	0,18	2,00	2,00	47,48	0,43
769 Cl	3,82	0,15	0,29	9,12	0,090	623 Cl	0,10	u	0,02	3,34	0,12
770 M	0,70	0,17	0,39	47,78	0,22	624	0,48	0,47	1,40	43,91	0,19
771 M	0,42	0,19	1,24	48,06	0,47	625	0,72	0,13	0,68	39,10	0,18
772 M	0,36	0,22	1,63	45,97	0,205	626	0,70	0,47	1,44	41,46	0,34
730 M	0,88	0,96	2,56	47,18	0,24	18 Cl	0,67	0,29	0,456	17,75	0,54
722 M	0,47	0,085	0,96	48,41	0,21	19 M	1,01	0,64	0,65	43,52	0,24
726 M	0,90	0,15	0,089	45,78	0,16	20 C	1,10	0,13	1,66	32,15	0,19
727 M	0,48	0,088	0,072	17,97	0,127	442 C	1,18	u	0,29	19,48	0,28
728 M	1,62	0,16	0,015	43,08	0,20	443 C	0,94	0,12	0,32	22,89	0,26
729 M	0,38	0,069	0,007	9,42	0,16	444 M	1,30	0,97	0,26	20,58	0,22
51 M	1,10	u	0,21	48,89	0,196	445 Cl	0,02	u	0,04	0,38	0,21
725 M	0,67	0,13	0,65	49,63	0,20	446 Cl	1,25	0,08	0,22	9,04	0,19
723 M	4,04	0,30	0,80	30,94	0,14	447 C	0,71	u	0,26	11,35	0,25
724 C	0,087	1,45	3,53	49,60	0,27	130	0,24	0,054	0,13	6,07	0,09
50 Cl	0,50	0,90	3,12	43,12	0,307	131	1,69	0,068	0,096	12,48	0,12
52 M	3,00	0,09	0,53	36,32	0,195	440 C	3,07	1,07	1,55	45,58	0,23
53	0,94	0,63	0,92	19,99	0,175	441 Cl	0,99	1,02	3,07	49,35	0,59
54	2,83	0,27	0,53	23,91	0,165	128	0,75	0,89	1,90	48,60	0,17



(continuare tabelul 7)

Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As	Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As
129	0,73	0,82	2,20	47,70	0,95	475 Cl	0,22	0,09	0,14	10,91	0,30
436	0,98	0,72	0,48	18,27	0,19	476 M	1,18	0,46	0,11	46,13	0,19
437	1,56	2,42	2,00	40,72	0,22	477 C	0,35	0,06	0,11	9,04	0,22
438	2,88	0,14	1,17	21,59	0,16	332 M	0,68	0,66	0,088	46,82	0,30
439 Cl	0,39	0,60	0,68	14,15	0,16	333 M	0,48	0,12	0,086	32,36	0,21
459 C	0,69	0,63	2,00	41,17	0,32	472 C	0,33	0,20	2,74	49,66	0,30
460 Cl	0,66	0,65	2,10	44,16	0,34	473 M	1,60	1,06	1,59	47,12	0,18
461 Cl	0,12	0,13	1,07	15,00	0,18	474 M	0,23	0,50	2,68	42,51	0,44
462 C	0,63	0,75	2,20	38,93	0,20	314 Cl	0,19	0,15	0,22	6,13	0,18
463	3,34	0,07	0,09	19,24	0,17	315 M	0,92	0,49	1,12	35,42	0,12
464	1,33	u	0,24	34,71	0,19	554 C	3,84	0,44	0,20	45,28	0,32
465	0,54	u	0,23	40,72	0,24	556 Cl	0,98	0,66	1,80	46,38	0,30
323	0,46	1,32	3,75	36,39	0,35	555 M	1,76	0,81	1,75	49,57	0,24
126	2,26	0,20	0,28	44,70	0,17	557	1,49	0,24	1,37	34,54	0,20
127	1,75	0,19	0,38	43,28	0,12	558	1,30	0,13	0,50	32,07	0,25
322 M	0,32	u	0,12	40,03	0,16	559	0,85	0,31	0,62	38,91	0,22
125	0,38	0,24	0,84	22,12	0,12	560	1,23	0,51	0,52	30,08	0,13
124	0,35	0,28	0,49	41,42	0,127	307 Cl	0,56	0,087	0,29	33,47	0,14
123	0,38	0,85	0,23	37,51	0,15	308 M	0,27	3,08	5,50	45,70	0,48
113	1,50	0,12	0,20	34,65	0,15	312 M	1,05	0,84	1,16	42,78	0,21
114	0,78	0,48	0,32	40,34	0,165	313 Cl	1,02	u	0,084	9,62	0,18
115	0,80	0,013	0,30	30,12	0,14	310 M	0,83	0,084	0,12	45,76	0,18
320 M	0,88	0,61	0,11	43,19	0,165	311 M	0,95	0,11	0,037	36,63	0,15
122	0,62	0,28	0,57	41,43	0,157	305 Cl	0,73	0,22	0,36	49,12	0,31
321 M	0,65	0,13	0,20	43,55	0,19	306 M	0,85	0,17	0,39	46,88	0,16
318 M	1,16	2,83	2,30	45,97	0,24	573	0,90	u	0,34	48,00	0,18
319 Cl	2,18	0,43	0,24	6,66	—	574	0,82	0,07	0,29	47,67	0,18
469	2,23	0,08	0,26	15,22	0,19	575	0,83	0,19	0,29	47,80	0,18
470 C	1,93	0,07	0,22	22,40	0,20	303 M	0,69	u	0,24	36,82	0,19
471 M	0,40	0,23	0,22	35,06	0,16	304 Cl	0,41	0,77	1,57	48,92	0,48
316 M	0,68	0,14	0,096	47,95	0,24	569 C	0,86	0,26	0,07	50,07	0,22
121	0,53	0,51	2,17	47,59	0,855	570 M	0,86	0,29	0,08	49,74	0,21
120	0,025	0,43	1,28	33,28	0,11	571 M	0,86	0,32	0,08	50,14	0,25
119	0,98	0,25	0,51	23,58	0,10	572 Cl	0,83	u	0,07	49,99	0,22
118	0,096	0,072	0,32	40,50	0,105	597 C	0,90	u	0,58	46,11	0,26
117	1,27	0,14	0,70	49,79	0,165	598 M	1,47	0,11	0,38	46,22	0,19
116	0,52	0,10	0,19	37,52	0,165	599 M	0,57	1,10	0,45	49,42	0,38
466	0,07	0,49	0,98	36,41	0,24	299 M	0,77	0,15	0,13	40,78	0,17
467 M	0,79	0,16	1,41	48,32	0,25	300 Cl	0,087	u	0,078	10,11	0,055
468 Cl	0,54	0,16	0,58	46,74	0,22	301 C	0,80	0,19	0,097	41,05	0,48
449 Cl	0,07	0,08	0,11	2,09	0,19	302 C	0,85	0,54	0,13	46,90	0,16
450 M	0,22	u	0,06	6,07	2,04	588 Cl	0,78	u	0,06	42,51	0,18
451 C	1,13	1,49	2,10	39,68	0,20	589 M	1,00	0,21	0,19	44,79	0,19
448	1,24	1,21	2,50	34,71	0,20	590 M	0,24	1,58	5,30	48,49	0,37
455	0,18	1,13	2,80	43,61	0,16	591 M	0,47	u	0,28	45,83	0,21
456 Cl	2,40	0,06	0,19	8,73	0,16	592 Cl	1,83	u	0,15	47,87	0,18
457 M	1,37	0,63	0,60	20,10	0,23	593 Cl	0,59	0,17	0,07	50,98	0,27
458 M	1,00	0,08	0,15	4,84	0,36	594 Cl	0,18	0,40	4,10	38,69	0,18
452	0,28	u	0,09	13,03	0,13	595 M	0,48	u	3,50	34,29	0,16
453	2,30	u	0,04	5,11	0,43	596 C	0,39	1,70	4,10	48,00	0,46
454	0,28	0,38	0,48	26,76	0,17	561 Cl	0,19	0,26	0,63	44,70	0,46
478 M	1,65	0,05	0,22	26,87	3,99	562 C	0,64	0,54	0,59	46,35	0,47
479 C	1,39	2,00	0,66	47,07	0,21	563 M	0,73	0,52	0,26	43,00	0,47
480 Cl	1,68	0,26	0,09	17,78	0,94	564 M	0,71	0,26	0,19	44,76	0,32
324 M	0,61	0,12	0,21	48,28	0,217	297 Cl	0,99	0,22	1,04	46,24	0,18



(continuare tabelul 7)

Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As	Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As
298 M	0,42	0,082	0,20	40,56	0,20	65 Cl	15,30	2,34	9,70	29,61	0,525
565 C	1,94	0,63	0,35	45,20	0,43	66 M	1,37	2,76	10,20	41,15	0,907
566 M	0,82	0,81	1,50	42,75	0,16	530 Cl	0,13	3,84	10,88	42,46	0,54
567 Cl	0,48	0,90	1,87	40,03	0,70	531 M	0,12	3,82	10,96	41,90	0,44
568 M	0,39	0,27	0,11	45,50	0,19	532 C	0,94	0,23	0,32	22,64	0,17
576 C	0,62	1,20	3,55	43,55	0,14	82 C	0,65	1,20	4,23	43,66	0,45
577 M	0,51	u	0,10	40,56	0,16	83 Cl	1,03	0,28	0,34	14,95	0,18
578 M	0,58	u	0,10	42,64	0,14	518 C	0,48	0,09	0,11	11,16	0,18
579 C	0,99	0,21	0,06	50,43	0,21	519 C	0,51	0,11	0,10	10,72	0,20
584 Cl	0,38	0,48	1,80	48,32	0,34	62 C	0,068	0,38	4,75	34,49	0,31
585 M	1,74	0,57	1,56	47,87	0,30	63 C	0,29	0,18	0,31	8,14	0,41
586 M	0,71	0,75	1,40	40,36	0,19	514	0,06	1,50	3,94	23,08	0,44
587 C	0,80	0,80	1,64	42,40	0,22	515	0,03	1,60	3,88	23,55	0,52
295 M	0,79	0,27	0,78	46,38	0,16	516	0,04	0,11	0,65	11,88	0,77
296 C	0,080	0,030	0,030	2,97	0,075	517	0,58	0,11	0,70	12,45	0,66
580 Cl	0,34	1,52	4,50	47,95	0,62	60 Cl	0,057	2,18	7,75	41,82	0,51
581 C	0,26	0,72	0,10	44,62	0,21	61 C	0,93	0,14	0,75	17,37	0,24
582 M	1,27	0,18	0,06	46,05	0,19	511	0,85	0,64	5,10	38,55	0,63
583 M	1,08	u	0,11	48,38	0,42	512	0,50	0,37	0,22	41,85	0,40
293	0,081	0,088	1,33	40,02	0,097	513 Cl	0,60	0,07	0,13	9,29	0,14
Zona a III-a											
202 M	1,03	2,30	16,00	41,43	1,30	506	0,03	1,10	3,00	27,87	0,15
203 Cl	0,33	3,00	10,20	46,08	0,45	507	0,14	1,30	3,10	27,84	0,14
200 M	0,27	0,84	2,88	36,41	0,22	508 M	0,64	0,21	0,56	34,38	0,37
201 Cl	1,03	2,00	6,82	41,85	0,84	509 Cl	0,59	0,21	0,52	34,95	0,34
235 M	0,06	1,10	3,30	32,13	0,337	510 C	0,28	u	0,15	5,17	0,19
233 Cl	0,13	2,20	4,19	13,04	1,207	545	0,18	5,75	9,10	41,63	0,51
228 M	0,074	0,24	4,60	25,17	0,097	546	0,13	6,00	7,80	42,63	0,52
229 Cl	0,12	0,14	0,33	2,61	0,12	547	0,19	2,26	4,20	17,50	0,47
230 M	1,19	0,10	0,26	4,75	0,083	59 Cl	0,059	1,34	3,92	30,20	0,12
226 C	0,025	1,20	2,60	24,54	0,11	504	0,17	1,30	4,85	30,17	0,22
223 Cl	2,16	0,073	0,33	6,49	0,50	505	0,16	1,20	2,50	14,67	0,16
222 M	0,86	0,15	0,68	14,37	0,74	78 C	0,80	2,87	10,50	31,05	0,44
74 M	1,84	1,02	1,53	50,00	0,50	79 M	4,45	1,60	5,30	38,94	3,11
523 M	2,64	2,66	9,38	37,56	4,39	80 Cl	1,81	1,01	3,21	33,61	0,19
524 Cl	0,30	2,12	7,14	38,38	0,37	75 M	0,57	1,21	5,92	41,90	0,19
525 C	0,29	2,24	11,56	38,33	0,36	76 Cl	0,31	2,28	10,20	40,94	0,19
67 M	0,103	2,28	11,80	39,71	0,997	77 C	1,01	0,09	0,34	41,30	0,29
68 M	0,22	2,80	11,30	39,98	0,907	409 Cl	2,74	3,50	11,90	42,73	0,84
70 Cl	0,42	0,20	0,47	11,82	0,19	410 C	2,63	3,65	12,00	42,89	1,00
71 C	0,15	7,02	16,50	40,94	0,44	411 M	2,80	3,35	11,90	42,73	0,73
72 M	0,76	2,90	2,87	46,30	0,352	415	0,73	1,53	8,00	43,40	0,95
73 Cl	0,33	2,60	8,50	42,16	0,322	412 C	2,67	3,40	8,40	42,81	0,54
81 C	0,47	2,50	7,30	38,60	0,53	413 M	0,48	1,44	7,70	26,19	0,33
526 C	0,77	1,60	8,02	40,97	0,55	414 Cl	4,60	0,54	2,80	27,67	3,60
527 M	0,71	1,50	7,10	41,74	0,49	536 Cl	0,35	2,90	12,50	43,30	0,95
528 Cl	0,50	1,60	7,12	40,58	0,49	537 M	1,17	2,70	8,30	28,03	0,77
529 Cl	0,45	1,50	7,20	40,67	0,55	538 C	2,93	0,77	7,07	45,06	0,28
520 M	0,34	2,50	6,46	35,75	0,30	86 M	2,35	0,84	2,20	45,58	0,30
521 C	0,35	2,36	6,19	36,16	0,29	87 Cl	2,60	1,14	2,47	14,56	0,35
522	0,32	2,24	6,39	34,44	0,31	84 M	3,22	6,45	11,60	34,47	0,817
64 C	1,28	0,29	0,36	18,34	0,172	533 Cl	1,25	3,27	8,48	36,47	1,03



(continuare tabelul 7)

Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As	Nr. probei	Cu	Pb	Zn	S	As
534 M	1,81	1,20	5,80	44,92	0,23	210 M	1,52	0,068	0,32	7,49	—
535 C	0,38	3,27	12,30	43,19	0,91	208 M	1,85	0,15	0,05	3,91	—
88 M	1,21	7,40	8,40	43,71	0,30	209 M	0,18	u	0,025	4,46	—
89 C	3,18	2,16	7,20	37,57	1,07	206	1,20	0,025	0,10	2,81	—
539 Cl	0,08	1,72	5,10	27,04	0,17	548 M	0,04	0,27	0,63	2,34	0,16
540 Cl	0,20	1,77	4,69	21,57	0,22	549 Cl	0,14	0,35	0,70	5,17	0,23
406 Cl	0,34	2,50	8,25	46,85	1,13	550 C	0,10	u	0,03	2,74	0,19
407 M	0,89	2,90	9,65	43,17	0,39	500 M	3,09	0,13	0,22	17,20	0,14
408 C	0,89	3,20	9,55	43,17	0,49	501 M	0,54	0,11	0,11	2,78	0,12
400 C	3,40	5,30	12,22	25,03	0,22	502 M	0,06	u	0,07	2,12	0,14
401 Cl	0,83	4,20	12,64	42,31	0,28	503 M	0,09	u	0,04	1,95	0,10
402 Cl	0,80	0,32	0,74	13,14	0,17	551 C	1,68	u	0,10	11,84	0,21
403 Cl	1,95	7,70	15,40	31,88	0,23	552 Cl	0,12	u	0,15	1,48	0,20
404 M	0,18	3,90	12,25	36,63	0,61	553 M	0,57	0,07	0,02	3,02	0,22
405 Cl	0,96	3,50	1,53	12,59	0,15	1010	0,044	0,15	0,043	3,60	0,09
90 Cl	1,23	1,17	3,60	41,27	0,337	1009	0,038	0,107	0,11	5,05	0,11
92	1,05	0,57	1,08	8,05	0,22	1008	1,18	0,11	0,31	6,35	0,108
93 M	0,82	2,46	10,70	43,81	0,27	1007	0,35	0,077	0,15	8,40	0,15
423	2,40	2,06	7,40	37,04	1,28	1006	1,39	0,037	0,085	6,84	0,12
424	2,30	1,88	7,80	36,77	1,32	1004	0,55	0,047	0,09	9,29	0,075
425	1,80	1,53	11,10	40,06	0,36	1005	0,022	0,035	0,026	1,51	0,078
432 C	3,00	0,45	2,08	34,21	0,90	1003	0,20	0,54	0,66	5,72	0,09
433 C	1,85	3,50	15,20	31,71	0,42	1002	2,14	0,15	3,93	6,05	0,065
434 Cl	1,62	1,08	8,80	37,37	0,21	1001	0,16	0,032	0,81	2,97	0,082
435 C	2,63	1,53	11,38	28,52	0,20	1000	0,36	0,056	0,80	7,06	0,08
426 C	1,46	1,44	8,85	32,53	0,23	808 M	0,56	0,054	0,49	5,28	0,11
427 Cl	2,00	2,96	17,40	38,00	0,21	809 Cl	0,89	0,068	0,63	6,54	0,097
428 Cl	1,17	0,45	0,60	2,77	0,21	810 C	0,059	0,02	0,053	1,48	0,135
429 M	3,70	1,88	12,20	33,53	0,58	811 C	1,35	0,081	0,10	6,70	0,12
430 Cl	4,30	0,45	4,20	29,27	0,25	812 M	0,74	0,047	0,084	2,83	0,075
431 Cl	1,98	1,53	11,10	40,17	0,91	813 Cl	0,76	0,046	0,13	4,65	0,09
91 M	1,75	6,90	21,00	34,88	0,30	814 C	0,057	0,027	0,048	4,67	0,105
420 C	3,30	0,72	4,20	36,69	0,63	815 Cl	0,059	0,012	0,057	6,65	0,075
421 M	3,40	0,72	4,40	36,77	0,80	816 M	0,68	0,025	0,084	6,27	0,105
422 Cl	1,76	1,26	6,70	29,36	0,40	817 M	1,87	u	0,064	3,05	0,105
417 Cl	3,30	0,09	2,30	12,42	0,37	818 C	0,15	0,028	0,47	4,01	0,11
418 Cl	0,35	0,04	0,19	2,30	0,13	819 Cl	3,36	0,08	0,95	3,41	0,09
419 Cl	2,60	0,06	0,22	9,48	0,21	820 M	0,34	u	0,047	5,69	0,127
218 M	2,18	0,20	0,50	7,06	0,25	821 C	0,22	u	0,059	3,35	0,12
219 M	0,33	0,25	0,33	4,44	0,24						
215 Cl	0,50	0,42	0,46	5,29	—						
217 C	2,04	0,13	0,21	15,72	0,17						

C = coperis ; Cl = culcus ; M = mijloc.

diseminare este cauzată de descreșterea cantității de pirită, deci de creșterea ponderii sulfului legat de elementele respective. Tendința spre valori pozitive, chiar semnificative, a corelațiilor Zn—Cu, Pb—Cu în minereurile de diseminare, reprezintă încă o excepție și reflectă o altă latură a procesului : aceea care, în final duce la descărcarea întregii încărcături metalice a soluțiilor. Rezultatele obținute din studiul corelațiilor ne duc la concluzia că nu se poate vorbi de o antipatie între Zn + Pb și Cu, „ca expresie a naturii hidrotermale a aportului de sulfuri” (K r à u t n e r et al., 1970) pentru zăcăminte vulcanogen-sedimentare în general, ci



doar că modul de precipitare a Zn și Pb în cele trei colectivități diferă de al cuprului. Reamintim că această „antipatie” a fost discutată întâi, în accepția preluată de Kräutner et al., de către Petruțian, Stelaci (1967) la Leșu Ursului. Relativ la factorii care au influențat precipitarea sulfurilor se pot face unele supozitii; probabil în cazul minereurilor compacte a fost implicată în principal scăderea temperaturii soluțiilor, iar în cazul minereurilor precompacte și de diseminare, amestecul soluțiilor cu apa marină și contaminarea cu material exogen.

Rezultatele studiului, cu excepția legilor de distribuție, sunt comparabile cu cele obținute de Kräutner et al. (1970) și Zincenco et al. (1973) pentru mineralizațiile similare Fundu Moldovei și Burloaia. Inadvertențele care privesc legile de distribuție se datorează probabil modului de colectare a probelor brazdă din care provin datele analitice introduse în calcul de autorii citați. Acestea în multe cazuri nu departajează complet colectivitățile, iar alteori sunt contaminate cu material steril. Punerea în relație a legităților deduse cu nivele stratigrafice deosebite, deci admiterea unei diferențieri esențial endogene cu evoluție temporală (Kräutner et al., 1970) a fost cauzată de situația geologică nefavorabilă analizată la Fundu Moldovei, zăcămîntul fiind insuficient deschis prin lucrările miniere. Menționăm, că la orizonturile inferioare actuale, minereul compact trece în minereu precompact tipic.

### Concluzii

1. Toți parametrii (distribuțiile, omogenitățile, variabilitățile, corelațiile) sunt dependenți de concentrațiile elementelor.
2. Pentru fiecare zonă, concentrațiile elementelor și ceilalți parametri variază evolutiv de la minereurile compacte la cele de diseminare. Aceasta înseamnă că sintem în prezență unei diferențieri care are ca punct de pornire minereurile compacte și ca produși finali minereurile de diseminare.
3. Diferențierea s-a realizat prin diluția treptată a soluțiilor hidrotermale, datorită precipitării sulfurilor și amestecului cu apa marină pe măsura creșterii distanței la centrul de aport. A fost deci o diferențiere esențialmente spațială, zonară în jurul centrului de aport, și trebuie să presupunem, în cazul fiecărui minereu compact, o sursă proprie de alimentare.
4. Anomaliiile vizibile în minereurile precompacte se datorează fluctuațiilor maxime ale concentrațiilor în cadrul acestor colectivități. Amestecul soluțiilor sulfidice cu apa marină trebuie în mod necesar să provoace neomogenități, deoarece la concentrații ridicate, diluarea oricărei soluții trece printr-un stadiu de neomogenizare; or neomogenitățile au determinat modificări neregulate ale ritmurilor de precipitare a sulfurilor, ritmuri diferite pentru fiecare sulfură în parte.
5. Scăderea accentuată a valorii raportului Zn : Cu de la o colectivitate la alta, arată că soluțiile și-au schimbat compozitia, de la complexe la esențial cuprifere, cu creșterea distanței la centrul de aport.



6. Concluzia precedentă ne sugerează stabilitatea mai mare a compușilor cuprului în timpul diferențierii; consecința directă a acestui fenomen rezidă în caracterul eminentamente cuprifer al minereurilor de diseminare, deducție pe deplin confirmată de datele geologice. Existența unor minereuri de diseminare plumbo-zincifere se poate presupune, ca excepție, numai în cazul extremității sărăcii în cupru a soluțiilor generatoare originale.

7. Cînd cunoaștem un minereu de diseminare izolat spațial pare justificată căutarea unui minereu compact consanguin.

8. Cu cît soluțiile au suferit un transport mai îndelung, cu atât diferențele între concentrațiile elementelor în minereurile compacte și cele de diseminare consanguine sunt mai mari (cazul zonei a III-a), și raportul Zn : Cu mai mic; raportul Zn : Pb însă rămîne aproape constant.

9. Modificarea slabă a raportului Zn : Pb poate da indicii asupra consanguinității unor mineralizații în cazul necontinuității lor spațiale.

10. Direcția creșterii concentrațiilor în plumb și zinc poate fi considerată drept ghid al direcției în care se situează centrul de aport hidrotermal.

11. Similitudinile observabile între zonele I și III conduc la ideea posibilei lor apartenențe la același nivel stratigrafic.

12. În cadrul aceluiași strat cu sulfuri, zonalitățile pe grosime urmează același curs ca și în plan.

13.. Atât studiul de față, cât și cele datorate lui Kräutner et al. (1970) și Zinenco et al. (1973) subliniază unitatea genetică a acumulărilor de pirită și sulfuri polimetalice din seria de Tulgheș și constanța factorilor genetici pentru fiecare caz în parte, pe durata depunerii încărăcăturii metalice. Este vorba evident de zăcăminte vulcanogen-sedimentare metamorfozate, în care metamorfismul a provocat modificări structurale și eventual mineralogice, dar nu a schimbat caracterele lor geo-chimice.

Aducem mulțumiri cercetătorilor Ancu Andrei și Dan Zorilescu de la Institutul de geologie și geofizică, pentru solicitudinea arătată în străduința noastră de a înțelege metodele matematice indispensabile unui asemenea studiu.

## BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I., Timpău T., Isache C. (1973) Problema genezei sulfurilor polimetalice compacte interstratificate în partea centrală a cristalinului din Carpații Orientali. *Acad. R. S. R. St. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.*, 18, 1, p. 67–86, București.
- Ceausescu D. (1973) Tratarea statistică a datelor chimico-analitice. Edit. Tehn., București.
- Kräutner H. G. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Acad. R. S. R. St. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.*, 10, 1, p. 195–228, București.



- Andăr P., Andăr Anca (1970) Geochemia elementelor majore din zăcămîntul de sulfuri polimetaleice de la Fundu Moldovei. D.S. Inst. Geol., LVI/2, p. 49—69, Bucureşti.
- Petrulian N., Steclaci Livia (1967) Contribuţii geochemice la geneza zăcămîntului de la Leşu Ursului. *St. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.*, 12, 1, p. 3—14, Bucureşti.
- Udny Y., Kendall M. G. (1969) Introducere în teoria statistică. Edit. Ştiinţ., Bucureşti.
- Zincenco D., Andăr P., Andăr Anca, Volanschi Ernestina (1973) Studiu geochemical al mincralaţiilor stratiforme de sulfuri polimetaleice din zăcămîntul Burloaia-Carpaţii Orientali. *St. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.*, 18, 1, p. 41—65, Bucureşti.
- Zorilescu D. (1973) Metode matematice de analiză și decizie în geologie și minerit. Edit. Tehn., Bucureşti.

## GÉOCHIMIE DES ÉLÉMENTS CUIVRE, PLOMB, ZINC, SOUFRE ET ARSENIC DANS LE GISEMENT STRATIFORME DE PYRITE ET DE SULFURES POLYMETALLIQUES DE LEŞU URSULUI

(Résumé)

Le gisement de pyrite et de sulfures polymétalliques de Leşu Ursului fait partie du groupe des gisements volcanogènes-sédimentaires métamorphisés des Carpates Orientales. Les sulfures se situent dans des couches placées à trois niveaux, dans le complexe supérieur, prédominant volcanogène-acide de la série de Tulgheş (Cambrien inférieur). Les sulfures sont représentées en dernière analyse par : pyrite, chalcopyrite, blende, galène, mispickel, tétraédrite et parfois pyrrhotine. Le minéral principal est toujours la pyrite. Les couches inférieure et supérieure contiennent beaucoup de Zn et de Pb, tandis que celle médiane est surtout cuprifère. L'étude statistique a été élaborée pour les éléments Cu, Pb, Zn, S, As.

### Les collectivités

Dans chaque couche on distingue suivants types de minéraux considérés comme collectivités différentes : minéral compact, avec > 30% S ; minéral précompact avec 10—30% S ; minéral de dissémination contenant du S jusqu'à 10 %. La limite de 30% S a été choisie puisque au dessus d'elle, Fe n'est relié que dans des sulfures, tandis qu'au dessous d'elle Fe est relié également dans les silicates. La limite de 10% S a été tracée tenant compte des concentrations qui tendent à se grouper autour des valeurs de 50% S, pendant qu'au dessus d'elle, la distribution des concentrations est non-homogène. La disposition préférentielle de ces trois types de minéral met en évidence que dans chaque couche il y a une zonalité, tant dans le plan que sur l'épaisseur.

### La nature des distributions

Elle a été vérifiée par la méthode des moments et le critère  $\chi^2$ . Il en résulte que les lois de distribution des populations sont déterminées par des concentrations des éléments. Chez les grandes concentrations on vérifie la distribution normale, chez les petites concentrations celle lognormale, ou toutes les deux, et les concentrations sous 1 % se soumettent à d'autres lois.



### L'homogénéité des populations

L'analyse de l'homogénéité a démontré que l'existence, dans la même couche, des populations différentes du point de vue génétique appartenant au même élément est impossible. Néanmoins, avec l'augmentation de la variabilité, on signale l'apparition d'une non-homogénéité, due dans une grande mesure aux importantes fluctuations des concentrations à petits contenus.

### La composition chimique

Les concentrations des éléments diminuent peu à peu à partir des minérais compacts jusqu'à ceux disséminés. La plus évidente diminution revient aux contenus en Zn et en Pb ; la concentration Cu augmente premièrement dans les minérais précompacts et décroissent ensuite dans les minérais de dissémination. Il est important à retenir que, dans les collectivités de chaque couche, le rapport Zn : Pb reste presque constant.

### La variabilité

Entre les variabilités des éléments et leurs concentrations il y a des rapports inversement proportionnels. Cette loi est valable soit quand on considère le comportement d'un élément en diverses collectivités, soit quand on compare des éléments à concentrations différentes appartenant à la même collectivité.

### Les corrélations

La corrélation positive et grande entre Zn et Pb est la plus évidente. Les autres corrélations sont plus complexes, mais spécifique est la variation progressive des corrélations, à partir des minérais compacts jusqu'à ceux de dissémination, pour chaque élément.

Les conclusions qui se dégagent de cette étude sont :

1. Tous les paramètres (distribution, homogénéité, variabilité, corrélation) dépendent des concentrations des éléments.
2. Dans chaque couche, les concentrations des éléments et les autres paramètres varient des minérais compacts à ceux de dissémination. Il s'agit, en conséquence, d'une différenciation, qui tient comme point de départ les minérais compacts et comme produits finaux les minérais de dissémination.
3. La différenciation a été essentiellement spatiale et s'est réalisée par la dilution graduelle de certains solutions hydrothermales due à la précipitation des sulfures et au mélange avec l'eau marine, à mesure qu'augmente la distance du centre vers l'apport.
4. La diminution accentuée de la valeur du rapport Zn : Cu d'une collectivité à l'autre démontre que les solutions ont changé leur constitution, des compositions initiales complexes à des compositions essentiellement cuprifères en même temps avec l'accroissement de la distance à partir du centre vers l'apport. Le caractère essentiellement cuprifère des minérais de dissémination est la conséquence de ce phénomène.
5. La faible modification du rapport Zn : Pb d'une collectivité à d'autre, peut fournir les indices sur la consanguinité de certaines minéralisations dans le cas de leur non continuité spatiale.
6. La direction de l'accroissement des concentrations en Pb et Zn, doit être considérée comme guide de la direction où se situait le centre d'apport hydrothermal.
7. Le métamorphisme n'a pas provoqué des modifications géochimiques observables dans le minéral de sulfures.



## ÎNTREBĂRI

**G. U d u b a ş a :** Având în vedere comportarea anormală a Cu și As în minereul precompact, precum și coeficientul de corelație Pb : Zn mai mic în minereul precompact în raport cu minereul compact și de diseminare din aceeași zonă, poate fi considerat minereul precompact ca rezultat al unei zonalități primare, singenetică, de depunere din soluțiile hidrotermale?

**Răspuns :** Considerăm că anomaliiile observate în minereurile precompacte sunt primare și se datorează neomogenităților provocate de amestecul soluțiilor hidrotermale cu apa marină într-un moment când concentrațiile elementelor metalice și ale sulfului în aceste soluții erau încă ridicate.

**D. Zincenco :** 1. Distribuția Cu urmează legea normală în minereul compact?

2. Considerați că minereul precompact s-a format în condițiile unui amestec al soluțiilor hidrotermale cu apa marină?

3. Segregarea cuprului se produce datorită solubilității compușilor prin care a fost transportat sau credeți să sunt alte mecanisme geologice mai importante?

**Răspuns 1.** În minereul compact din zona a III-a distribuția cuprului este normală. În minereurile compacte ale celorlalte zone asimetria se înscrisează în limitele distribuției normale, în timp ce excesul se abate cu puțin de la distribuția normală.

2. Modul de precipitare a sulfurilor a fost determinat de amestecul soluțiilor hidrotermale cu apa marină.

3. Credem că segregarea laterală pronunțată a cuprului se datorează stabilității mai mari a compușilor săi în mediul din care au precipitat sulfurile.

**R. Boureanu :** 1. S-au sesizat întâmplător concentrații de Mo într-o asociere cu cele de Cu în zona de diseminare?

2. Apar concentrații ridicate de B într-o din cele trei zone menționate?

**Răspuns 1.** Nu s-au sesizat concentrații de Mo.

2. Nu posedăm date.

## EXPLICATIONS DES PLANCHES

### Planche I

A) Elévation directionnelle à travers la zone I de Leşu Ursului. 1, Coupe topographique; 2, minérai de dissémination; 3, zone de faille; 4, horizon minier; 5, lieux et numéros des échantillons; 6, contours des corps de minérai industriel; 7, coordonnée commune à toutes les zones.

B) Zonalité en plan de la zone I de Leşu Ursului. 1, Coupe topographique; 2, minérai compact; 3, minérai précompact; 4, minérai disséminé; 5, zone de faille

### Planche II

A) Elévation directionnelle à travers la zone II de Leşu Ursului. 1, Coupe topographique; 2, minérai de dissémination (rencontré en forage); 3, minérai compact (rencontré en forage); 4, zone tectonique.



B) Zonalité en plan et par épaisseur de la zone II de Leșu Ursului. 1, Coupe topographique ; 2, minérai compact ; 3, minérai précompact ; 4, minérai de dissémination.

C) Coupe horizontale à travers la zone II de Leșu Ursului.

1, Minérai compact ; 2, minérai précompact ; 3, minérai de dissémination.

#### Planche III

A) Elévation directionnelle à travers la zone III de Leșu Ursului. Coupe topographique.

B) Zonalité en plan et par épaisseur de la zone III de Leșu Ursului. 1, Coupe topographique ; 2, minérai compact ; 3, minérai précompact ; 4, minérai de dissémination.

C) Coupe horizontal interprétative à travers la zone III Leșu Ursului.

1, Minérai compact ; 2, minérai précompact ; 3, minérai de dissémination.

#### Planche IV

Distribution et concentration du cuivre.

1, Le numéro des échantillons ; 2, intervalle de classe ; 3, moyenne arithmétique ; 4, asymétrie ; 5, excès ; 6, minérai compact ; 7, minérai précompact ; 8, minérai de dissémination ; 9, distribution normale ; 10, distribution lognormale.

#### Planche V

Distribution et concentration en plomb.

1, Numéro des échantillons ; 2, intervalle de classe ; 3, moyenne arithmétique ; 4, asymétrie ; 5, excès ; 6, minérai compact ; 7, minérai précompact ; 8, minérai de dissémination ; 9, distribution normale ; 10, distribution lognormale.

#### Planche VI

Distribution et concentration du zinc.

1, Numéro des échantillons ; 2, intervalle de classe ; 3, moyenne arithmétique ; 4, asymétrie ; 5, excès ; 6, minérai compact ; 7, minérai précompact ; 8, minérai de dissémination ; 9, distribution normale ; 10, distribution lognormale.

#### Planche VII

Distribution et concentration du soufre et du fer.

1, Numéro des échantillons ; 2, intervalle de classe ; 3, moyenne arithmétique ; 4, asymétrie ; 5, excès ; 6, minérai compact ; 7, minérai précompact ; 8, minérai de dissémination ; 9, distribution normale ; 10, distribution lognormale.

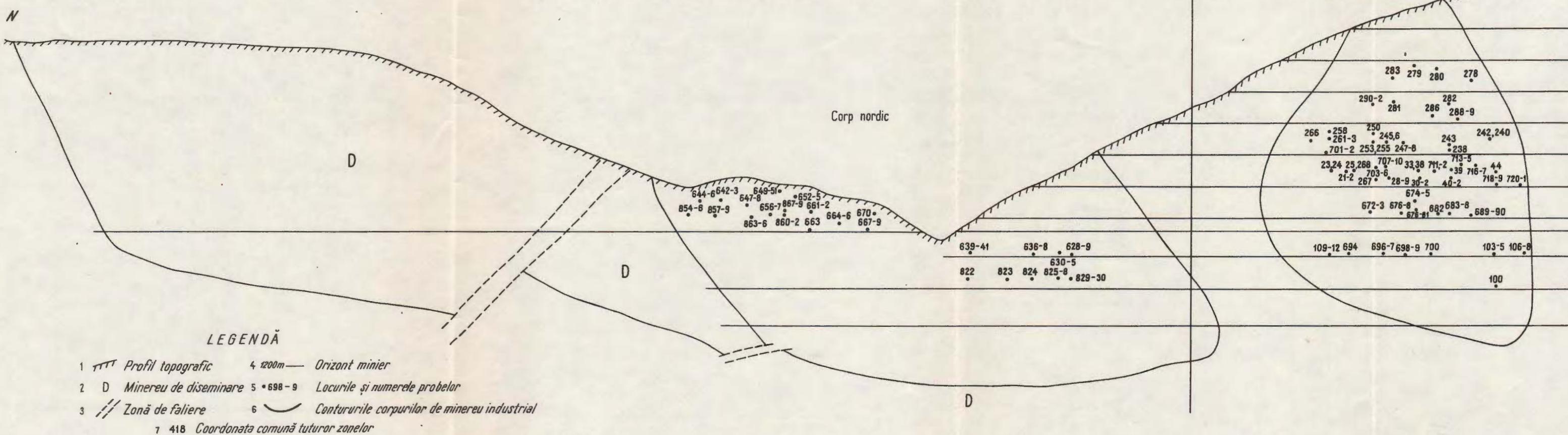
#### Planche VIII

Distribution et concentration de l'arsenic.

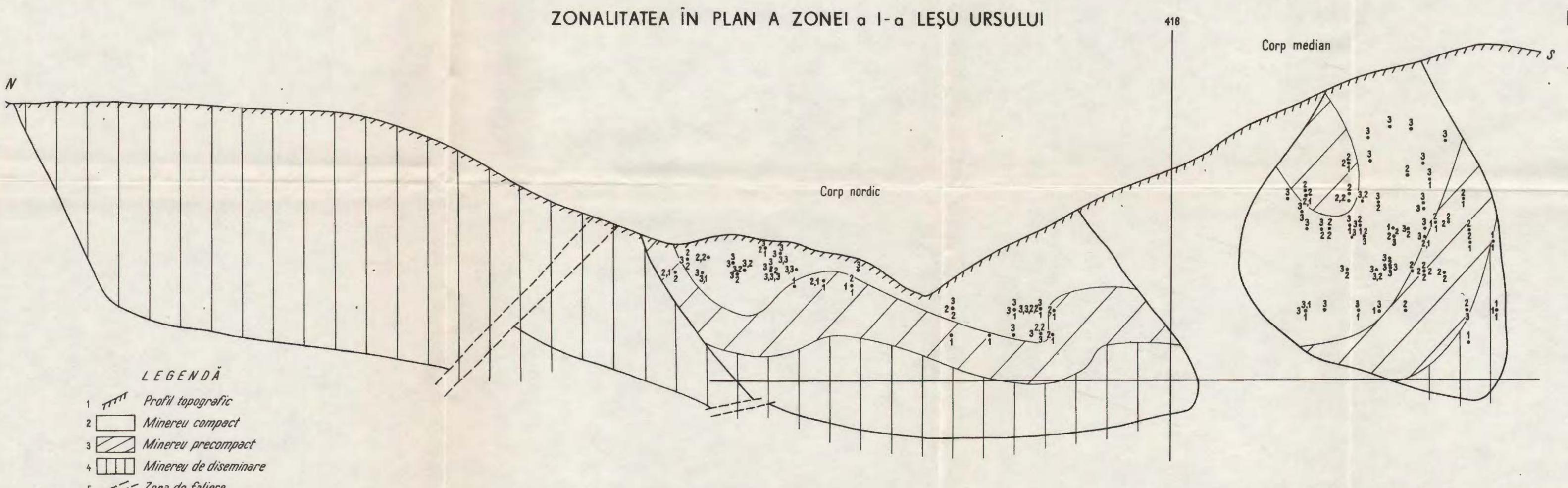
1, Numéro des échantillons ; 2, intervalle de classe ; 3, moyenne arithmétique ; 4, asymétrie ; 5, excès ; 6, minérai compact ; 7, minérai précompact ; 8, minérai de dissémination ; 9, distribution normale ; 10, distribution lognormale.



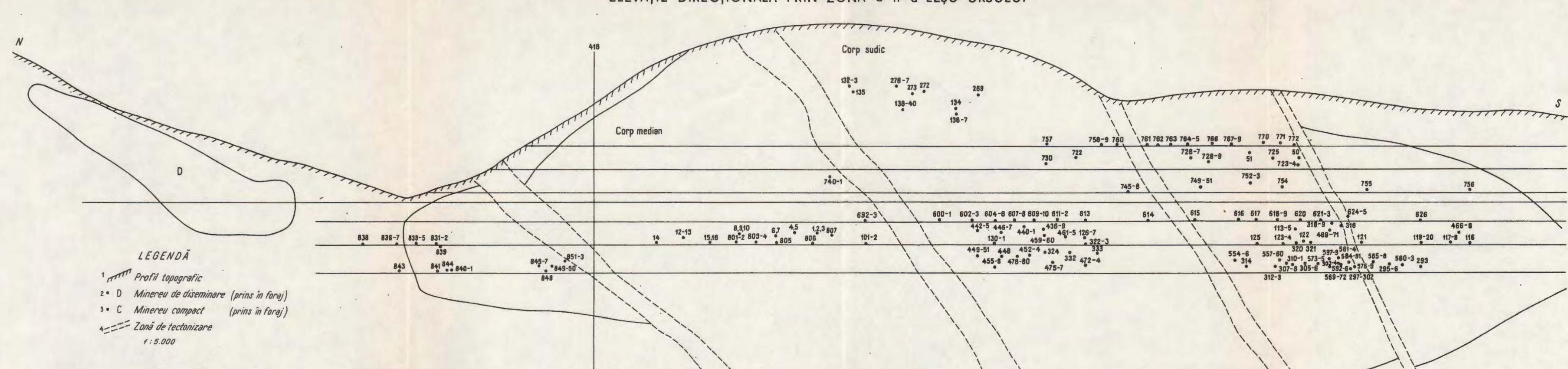
## ELEVATIE DIRECTIONALA PRIN ZONA a I-a LEŞU URSULUI



## ZONALITATEA ÎN PLAN A ZONEI a I-a LEŞU URSULUI

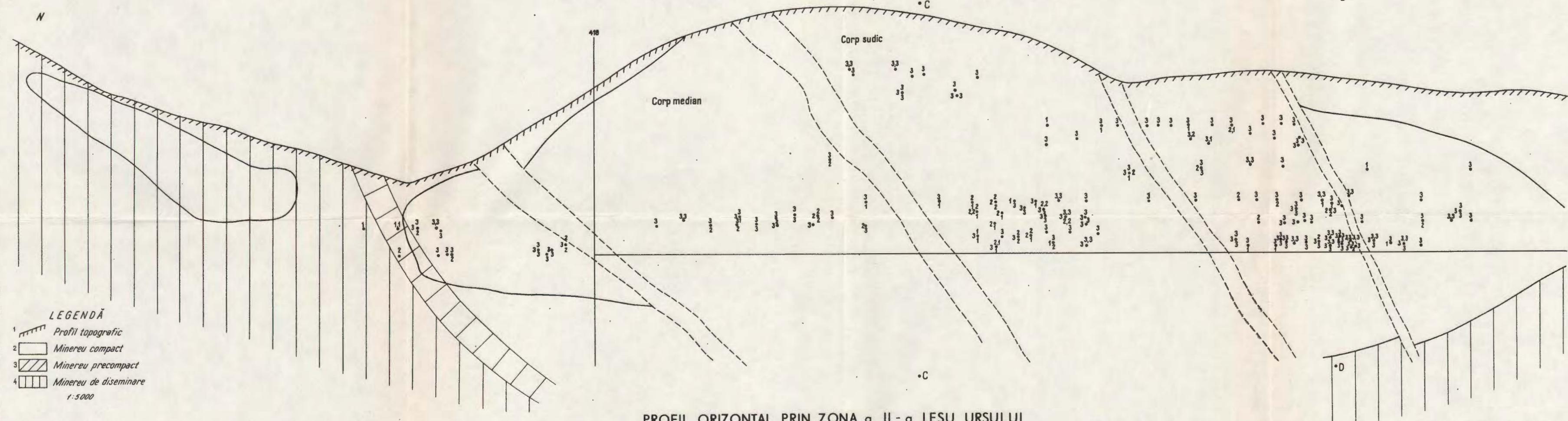


## ELEVATIE DIRECȚIONALĂ PRIN ZONA a II-a LEŞU URSLUI



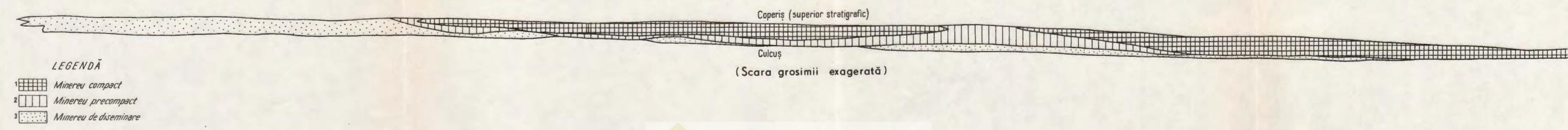
B

## ZONALITATEA ÎN PLAN ȘI PE GROSIME A ZONEI a II-a LEŞU URSLUI



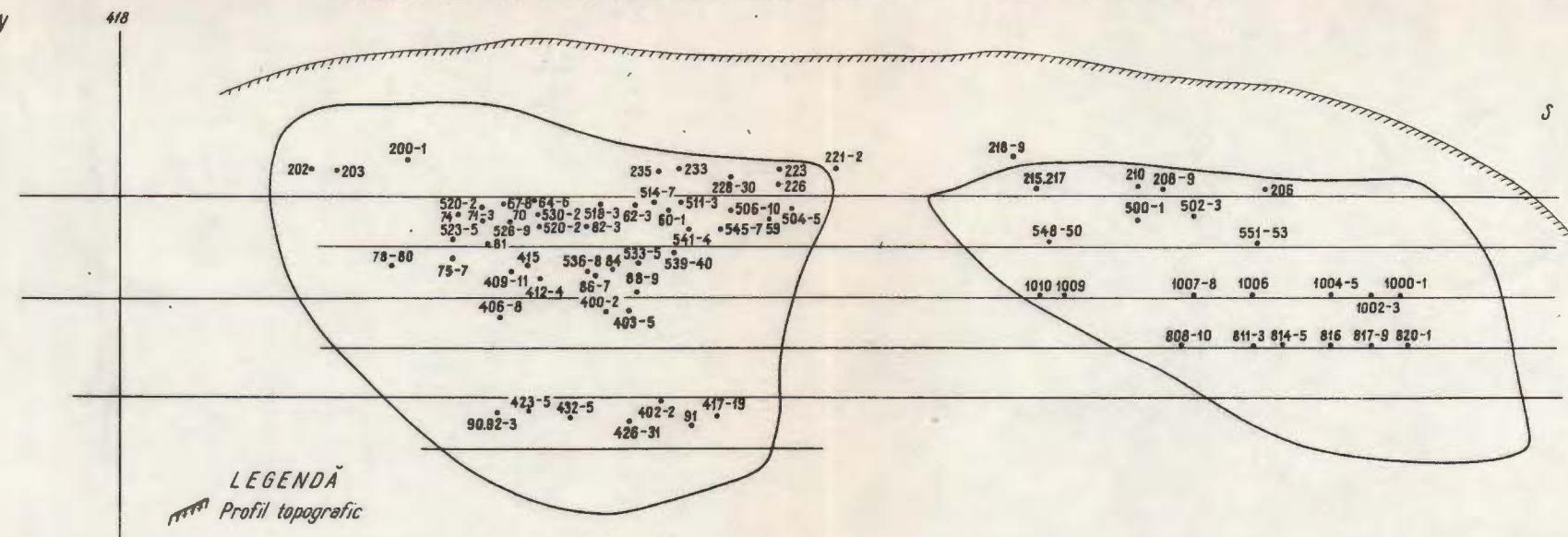
B

## PROFIL ORIZONTAL PRIN ZONA a II-a LEŞU URSLUI



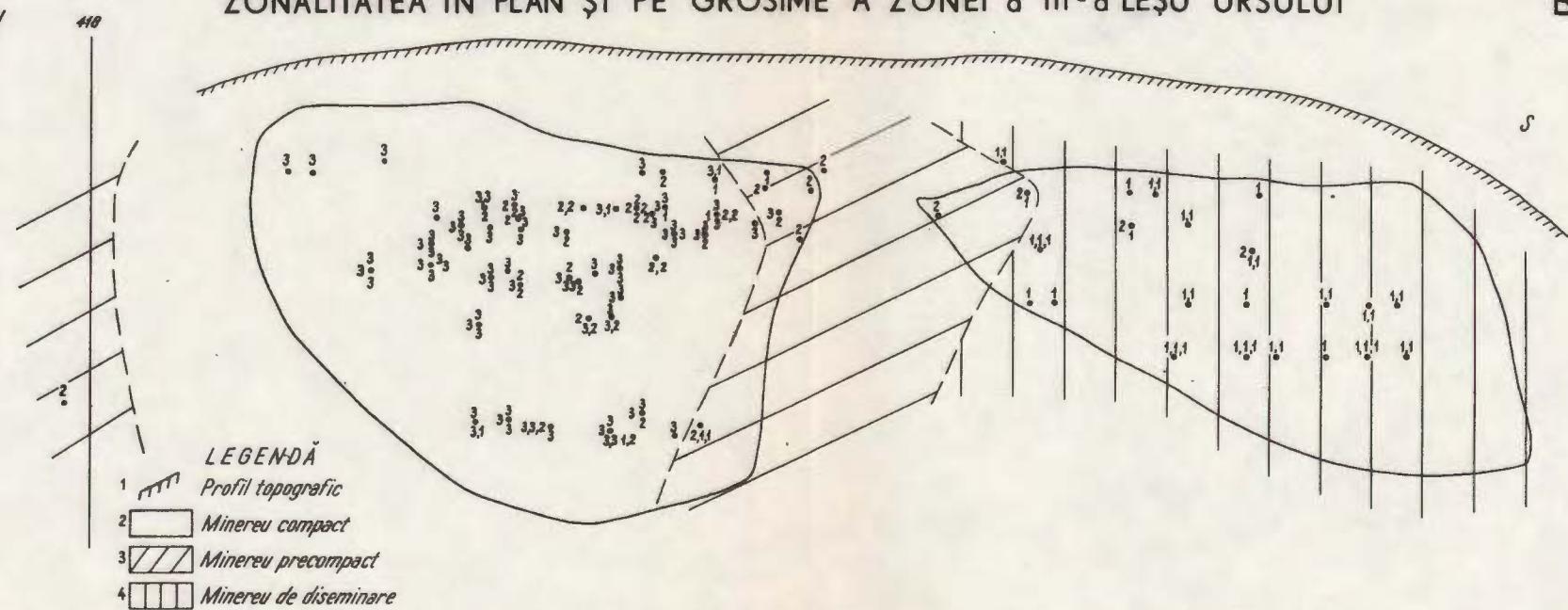
## ELEVATIE DIRECȚIONALĂ PRIN ZONA a III-a LEȘU URSLUI

A

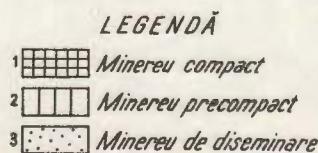
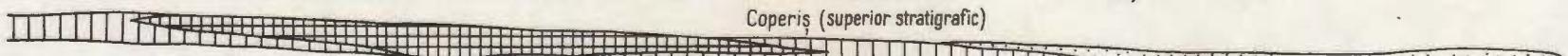


## ZONALITATEA ÎN PLAN ȘI PE GROSIME A ZONEI a III-a LEȘU URSLUI

B



## PROFIL ORIZONTAL INTERPRETATIV PRIN ZONA a III-a LESU URSLUI



Coperis (superior stratigraphic)

Culcs  
(Scara grosimii exagerată)

Institutul Geologic al României

I. BALINTONI

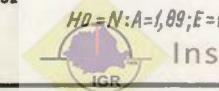
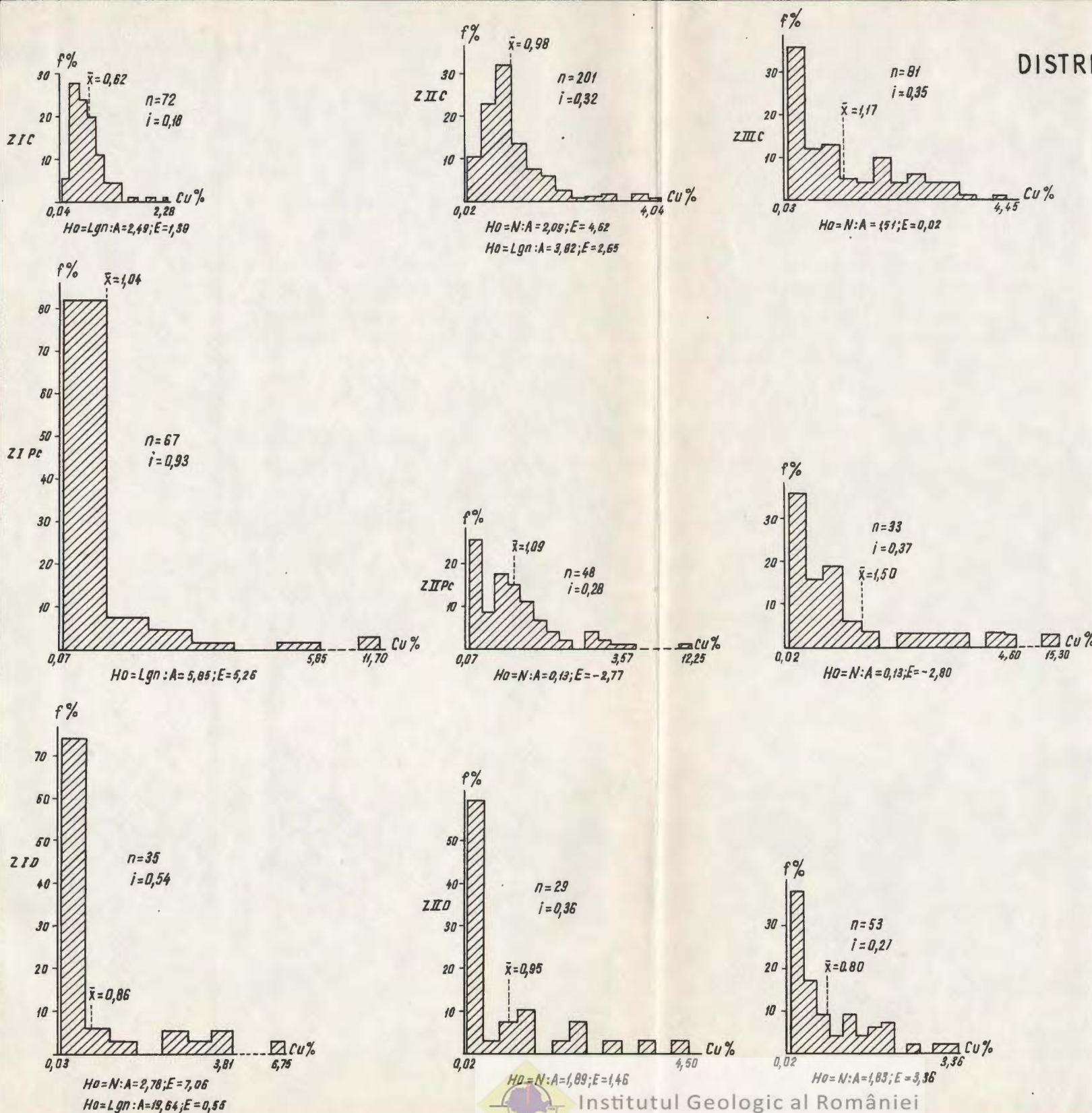
## DISTRIBUȚIA ȘI CONCENTRAȚIA Cu

123121



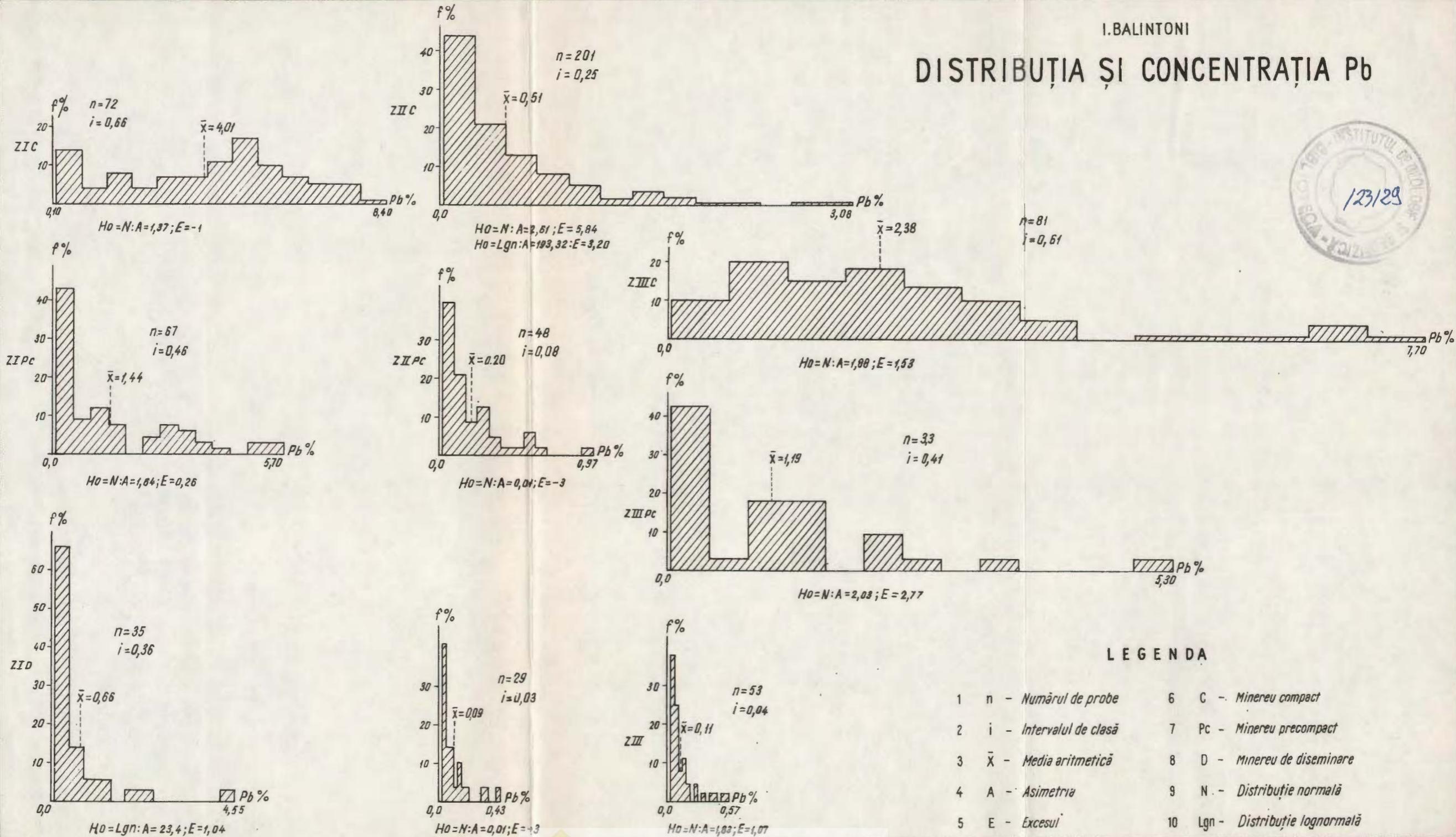
## LEGENDA

1. n Numărul de probe
2. i Intervalul de clasă
3.  $\bar{x}$  Media aritmetică
4. A Asimetria
5. E Excesul
6. C Minereu compact
7. PC Minereu precompact
8. D Minereu de diseminare
9. N Distribuție normală
10. Lgn Distribuție lognormală



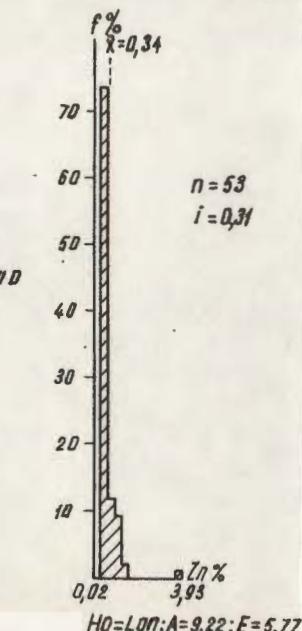
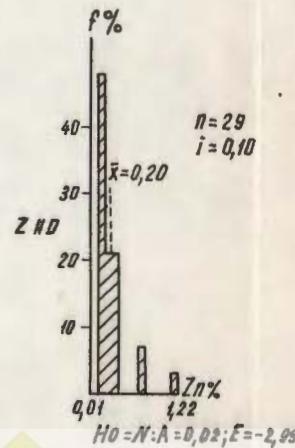
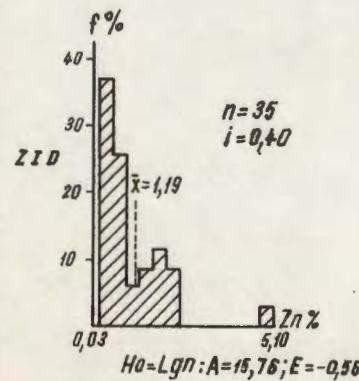
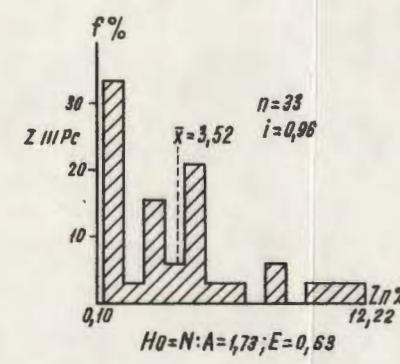
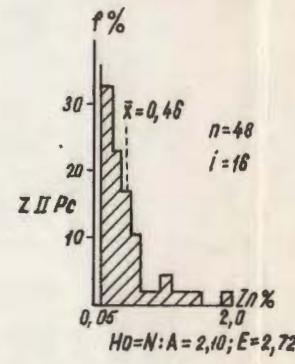
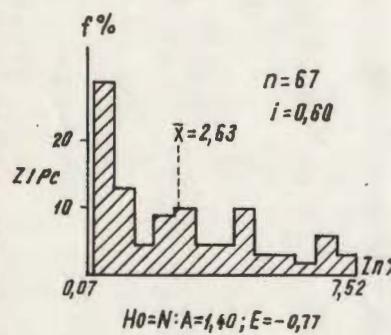
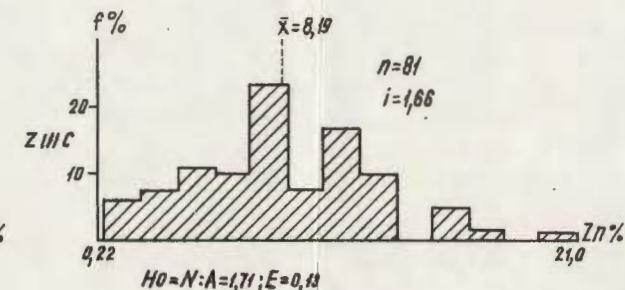
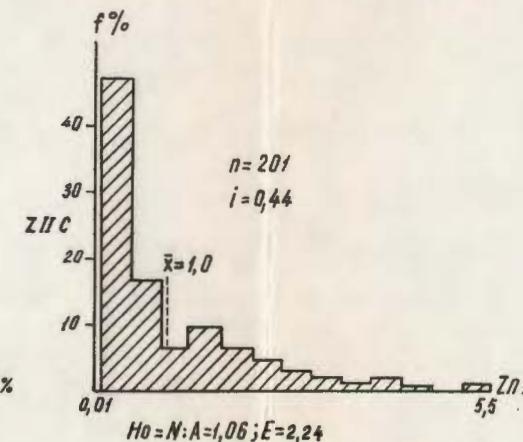
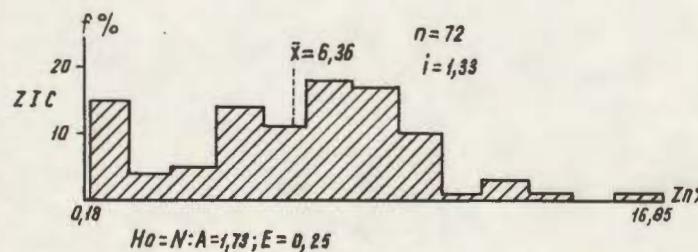
I. BALINTONI

## DISTRIBUȚIA ȘI CONCENTRAȚIA Pb



I. BALINTONI

## DISTRIBUȚIA ȘI CONCENTRAȚIA Zn



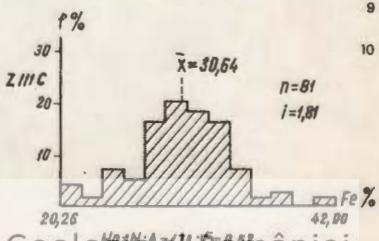
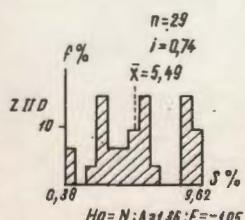
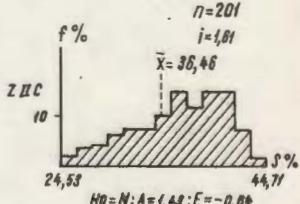
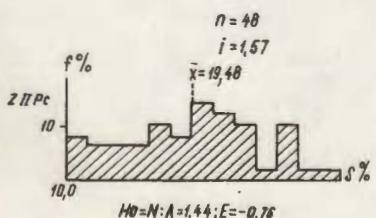
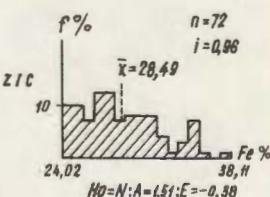
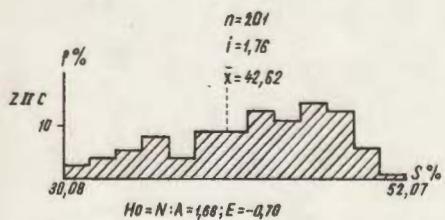
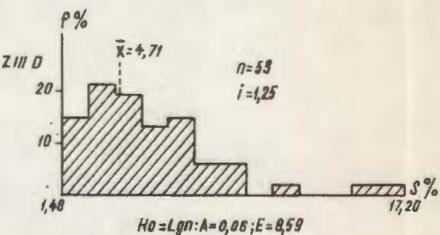
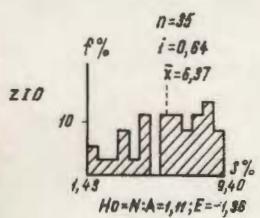
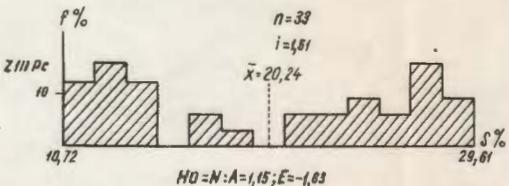
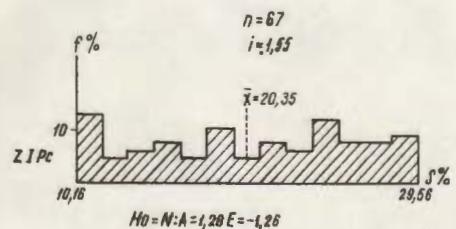
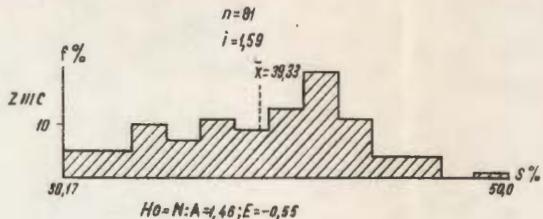
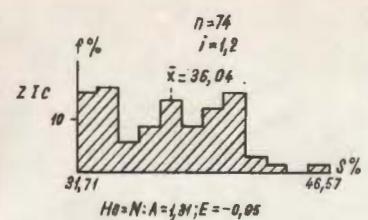
## LEGENDA

1.  $n$  - Numărul de probe
2.  $i$  - intervalul de clasă
3.  $\bar{x}$  - Media aritmetică
4.  $A$  - Asimetria
5.  $E$  - Excesul
6. C - Minereu compact
7. Pc - Minereu precompact
8. D - Minereu de diseminare
9. N - Distribuție normală
10. Lgn - Distribuție lognormală



I. BALINTONI

## DISTRIBUȚIA ȘI CONCENTRAȚIA S șI Fe



## LEGENDA

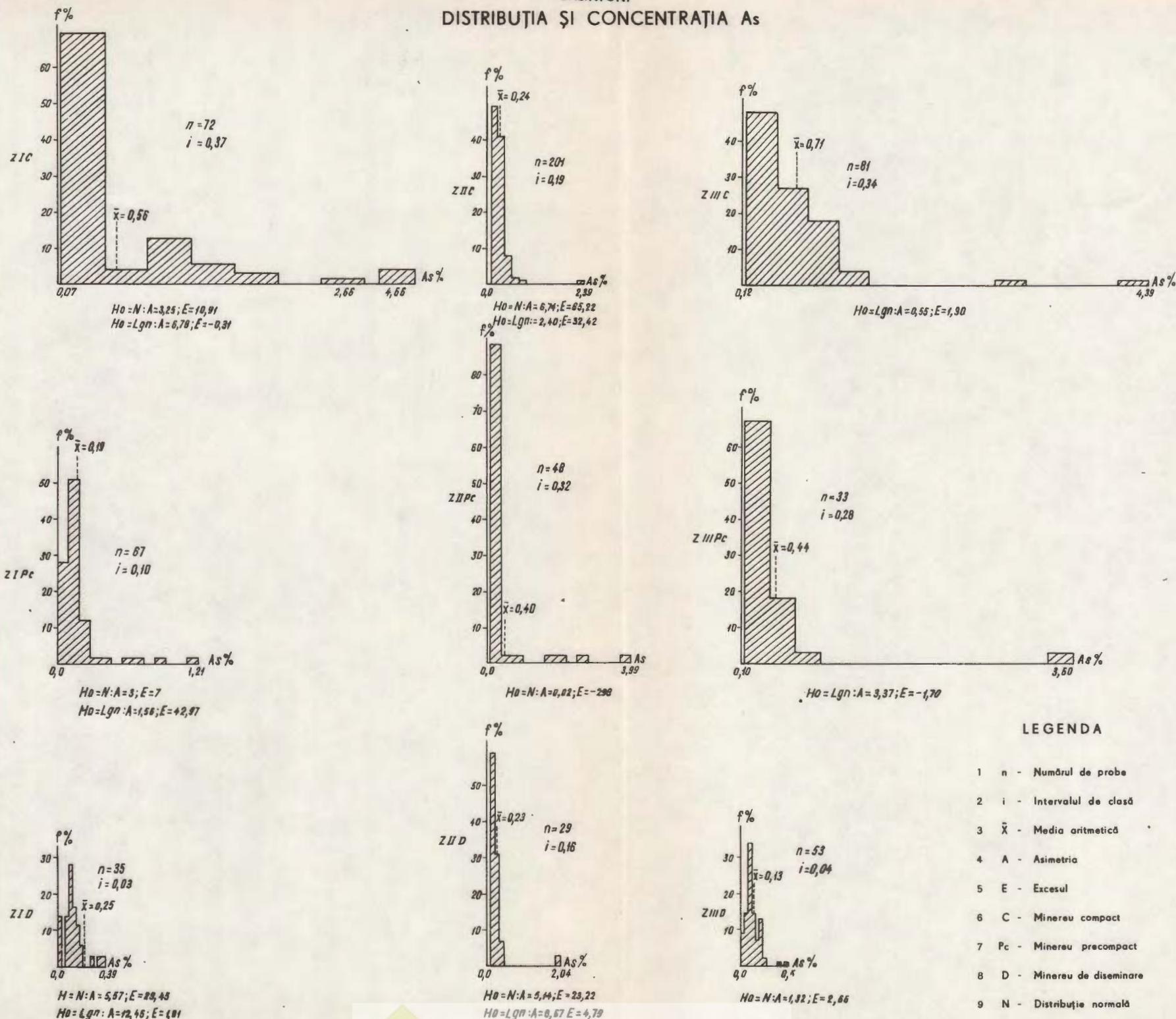
1. n - Numărul de probe
2. i - Intervalul de clasă
3.  $\bar{x}$  - Media aritmetică
4. A - Asimetria
5. E - Excesul
6. C - Minereu compact
7. P c - Minereu precompact
8. D - Minereu de diseminare
9. N - Distribuție normală
10. Lgn - Distribuție lognormală



Institutul Geologic al României

I. BALINTONI

## DISTRIBUȚIA ȘI CONCENTRAȚIA As



## LEGENDA

1. n - Numărul de probe
2. i - Intervalul de clasă
3.  $\bar{x}$  - Media aritmetică
4. A - Asimetria
5. E - Excesul
6. C - Minereu compact
7. Pc - Minereu precompact
8. D - Minereu de diseminare
9. N - Distribuție normală
10. Lgn - Distribuție lognormală



## 2. ZĂCĂMINTE

### CONSIDERATII ASUPRA STRATIGRAFIEI FORMAȚIUNILOR TRIASICE ȘI GENEZEI MINEREURILOR DE FIER DIN PLATOUL VAȘCĂU<sup>1</sup>

DE

MIRCEA DIACONU, CONSTANTIN MIHĂILESCU, MIHAI KUSKO  
LILIANA MIHĂILESCU<sup>2</sup>

#### Abstract

Considerations on the Stratigraphy of the Triassic Deposits and the Genesis of the Iron Ores from the Vașcău Plateau (Apuseni Mountains). An iron mineralization originating in the alteration of some hydrothermal pyrite accumulations is pointed out within the Anisian dolomites from the Moma unit. These mineralizations represent the source of the iron and manganese residual accumulations in the Quaternary clays overlying the karstic relief of the Anisian dolomites.

#### I. Introducere

Obiectul prezentei note îl constituie semnalarea unor mineralizații de fier în dolomitele anisiene din platoul Vașcău. Această regiune este cunoscută în literatură mai ales datorită acumulărilor reziduale de fier și mangan, care au constituit obiectul unor exploatari locale înaintea primului război mondial, cît și datorită lucrărilor de prospecțiuni și explorare de dată mai recentă.

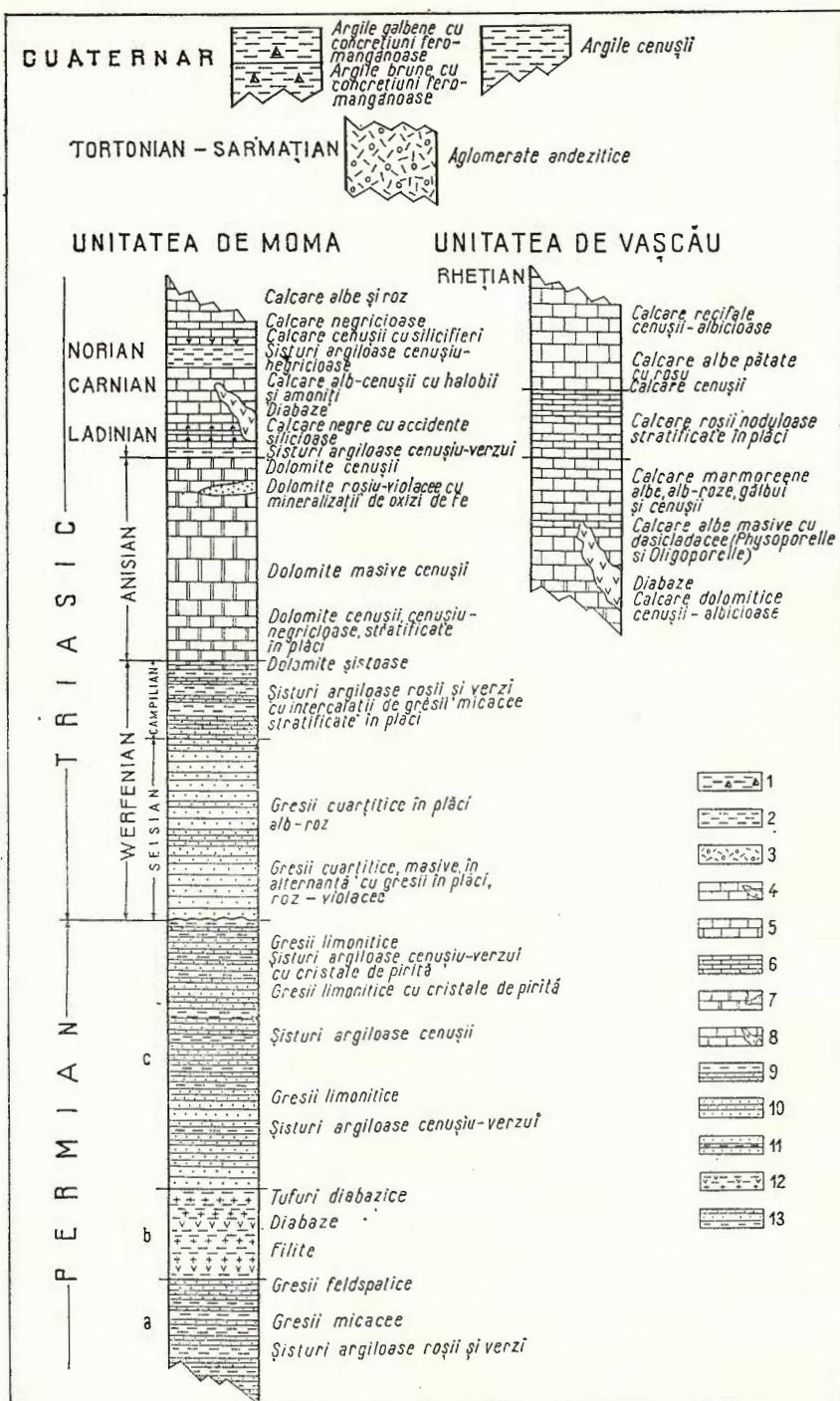
Referitor la documentația geologică existentă privind această zonă vom menționa lucrările mai importante aparținând lui Kutassy (1928, a, b, 1937), Paucă (1941), Bleahu et al. (1970, 1972), Păniș, Tomescu (1974).

În lucrările prezentate de Bleahu et al. (1970, 1972), Păniș, Tomescu (1974) s-au separat în platoul Vașcău două serii stratigrafice

<sup>1</sup> Predată la 8 aprilie 1974, acceptată pentru publicare la 7 ianuarie 1975, comunicată în ședința din 6 mai 1974.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București 32.





ce definesc două unități tectonice: unitatea de Moma și unitatea de Vașcău, unități superioare ale pînzelor de Codru. Separarea acestor unități s-a făcut pe baza faciesurilor diferite ale depozitelor Triasicului mediu și superior.

În cele ce urmează vom prezenta o scurtă caracterizare geologică a acestei zone, cuprinsind descrierea Permianului și a Triasicului în cele două faciesuri.

## II. Considerații asupra stratigrafiei și structurii

**A) Permianul.** Depozitele permiene cunoscute numai în unitatea de Moma apar pe o suprafață largă în partea de sud-vest a platoului Vașcău și sunt reprezentate printr-un complex de filite, diabaze și tufuri diabazice urmat de un complex de gresii limonitice.

Referitor la aceste separații, datorate cercetărilor anterioare, menționăm uniformitatea complexului gresiilor limonitice alcătuit dintr-o alternanță de pachete groase de gresii cuartitice alb-roz cu concrețiuni limonitice și sisturi argiloase satinate cenușii-negricioase. Gresile formează secvențe de 10–20 m, alternând cu pachete de sisturi argiloase cu grosimi de către centimetri pînă la 10–15 m. În sisturile argiloase și mai rar în gresii apar pe anumite zone frecvente cristale de pirită ce ating dimensiuni pînă la 1 cm și care prin alterare formează concrețiuni limonitice. Se remarcă prezența în acest complex a filoanelor de cuarț alb cu dimensiuni pînă la 0,50 m grosime în care apar sporadic mici cuiburi sau filonașe de oligist.

Fig. 1. — Coloane stratigrafice sintetice în zona platoului Vașcău.

1, argile galbene și argile brune cu concrețiuni fero-manganooase ; 2, argile cenușii ; 3, aglomerate andezitice ; 4, calcare negre cu accidente silicioase, sisturi argiloase cenușii-negricioase, diabaze ; 5, calcare cenușiu-albe recifale, calcare albe pătate cu roșu ; 6, calcare roșii noduloase, în plăci ; 7, dolomite masive cenușii-negricioase, dolomite violacee cu mineralizații de oxizi de fier ; 8, calcare albe masive calcare marmoreene ; 9, sisturi argiloase roșii și verzi, dolomite șistoase ; 10, gresii cuartitice masive și gresii în plăci alb-roze ; 11, gresii limonitice și sisturi argiloase cenușiu-verzui ; 12, filite, diabaze, tufuri diabazice ; 13, riolite, sisturi argiloase roșii și verzi, gresii feldspatice.

Colonnes stratigraphiques dans la zone du plateau de Vașcău.

1, argiles jaunes et argiles brunes à concrétiions ferro-manganèses ; 2, argiles grisâtres ; 3, agglomérats andésitiques ; 4, calcaires noirs à accidents siliceux, schistes argileux gris-noirâtre, diabases ; 5, calcaires gris-blanc recifaux, calcaires blancs, tachés de rouge ; 6, calcaires rouges noduleux, en plaques ; 7, dolomies massives gris-noirâtre, dolomies violacées à minéralisations d'oxydes de fer ; 8, calcaires blancs massifs, calcaires marmoréens ; 9 schistes argileux rouges et verts, dolomies schisteuses ; 10, grès quartitiques massifs et grès en plaques blanc-rose ; 11, grès limonitiques et schistes argileux gris-verdâtre ; 12, phyllites, diabases, tufs diabasiques ; 13, rhyolite, schistes argileux rouges et verts, grès feldspathiques.



Grosimea complexului gresiilor limonitice în această zonă se cifrează la aproximativ 600 m.

Trecerea gradată de la complexul filitelor la cel al gresiilor limonitice pledează pentru încadrarea la Permian a filitelor, în acord cu schema adoptată de cercetătorii anteriori. De menționat că în baza filitelor s-a separat cartografic un pachet de șisturi satinate roșii și verzi asociat riolitelor inferioare în care apar subordonat intercalații de gresii micațee și gresii feldspatice.

**B) Triasicul.** Succesiunea depozitelor triasice a fost stabilită recent în cele două unități prin cercetările efectuate de Bleahu et al. (1970, 1972) și de Panin, Tomescu (1974).

*Werfenianul.* În cadrul Werfenianului s-au separat, pe baze litologice, două orizonturi atribuite respectiv Seisianului și Campilianului.

Seisianul i-a fost atribuit complexul gresiilor cuarțitice alb-roz, stratificate în plăci, în acord cu cercetările regionale din Apuseni de nord-vest. Relațiile dintre gresiile cuarțitice ce ating în această zonă grosimi de aproximativ 400 m și depozitele permiene, respectiv gresiile limonitice nu sunt prea clare. Absența conglomeratelor cu care începe de obicei ciclul triasic marchează probabil caracterul discordant al Triasicului în această zonă.

Campilianul ii revine un pachet de strate dispus concordanță peste gresiile cuarțitice și este alcătuit din șisturi argiloase roșii și verzi, cu intercalații subordonate de gresii cuarțitice în plăci și de dolomite șistoase la partea terminală. Grosimea acestui complex s-a apreciat la aproximativ 175 m.

*Anisianul.* Depozitele anisiene apar în două faciesuri diferite în unitatea de Moma și Vașcău. În unitatea de Moma, Anisianul este reprezentat prin dolomite cenușiu-negricioase, stratificate în plăci sau la partea inferioară, peste care se dispun dolomite cenușii masive sau stratificate în bancuri metrice, alcătuind o serie litologică uniformă.

În stivușile dolomitelor s-au identificat, prin lucrările de prospecție efectuate în 1972–1973, mineralizații de fier prezente în intercalații de dolomite roșu-volaree.

Vîrsta anisiană a dolomitelor masive din unitatea de Moma a fost accordată de către cercetătorii anteriori, datorită continuității de sedimentare, cu dolomitele șistoase subjacente atribuite Werfenianului superior (Kutassy, 1928a), pe baza speciilor „*Myophoria*” costata Zenk și *M. goldfussi* Alb. Astfel, problema vîrstei dolomitelor masive luate în ansamblu rămîne deschisă, ele putînd cuprinde, ca și în alte zone, partea terminală a Campilianului și eventual Anisianul inferior. În această idee, în intervalul Anisianului nu ar exista două faciesuri deosebite, unul dolomitic caracteristic pentru unitatea de Moma, și altul calcaros, propriu unității de Vașcău.



În unitatea de Vașcău s-au atribuit Anisianului mediu și superior calcare albe masive de tip Steinalm cu alge dasycladacee, precum și un pachet de calcare roșii în facies de Schreyeralm cu intercalații de calcare marnoase și argile roșu-violacee (Bleahu et al., 1970, 1972).

*Ladinianul.* Cercetările recente din platoul Vașcău au pus în discuție separarea depozitelor ladiniene în cele două unități. Pănin, Tomescu (1974) atribuie suita de depozite de peste dolomitele anisiene din unitatea de Moma Neotriasicului, urmând ca Ladinianul să fie cuprins în baza acestor depozite descrise sub denumirea de „formațiune de Izbuc”.

În lucrarea din 1972, Bleahu et al. descriu că aparținând Ladinianului din unitatea de Vașcău calcarele negre de tip Reifling stratificate în plăci, cu accidente silicioase ce apar pe Dealul Fetii și cu exemplare de *Daonella moussonii* Mér. și *D. loczyi* Kittle.

Calcarele negre cu silicifieri și cu intercalații de șisturi argiloase cenușiu-verzui care apar într-o zonă ce se intinde de la Dealul Fetii pînă la nord de Ronțaru, sunt de tipul celor din formațiunea de Izbuc. Ele aparțin deci faciesului de Moma. În interpretarea în pînză a unității de Vașcău, această zonă ar constitui o fereastră tectonică.

*Triasicul superior* din unitatea de Vașcău este reprezentat printr-o stivă groasă de calcare bogat fosilifere descrisă detaliat de Kutassy (1928a) și de Bleahu et al. (1972).

În unitatea de Moma, Pănin, Tomescu (1974) încadrează la Triasicul superior formațiunea de Izbuc reprezentată prin calcare negre cu silicifieri, calcar alb-roz masive sau în plăci cu intercalații subordonate de șisturi argiloase cenușiu-verzui.

Din punct de vedere structural, în platoul Vașcău rocile triasice carbonatace alcătuiesc un sinclinoriu în care s-au separat două unități tectonice, situate la partea superioară a sistemului pînzelor de Codru.

În partea nord-vestică a platoului Vașcău se evidențiază numeroase falii de tipul decroșărilor, falilor gravitaționale și mai rar falilor de încălecare, care compartimentează în blocuri această zonă.

### III. Mineralizațiile de fier din dolomitele anisiene

Prin lucrările de prospecționi efectuate în platoul Vașcău, s-a identificat o mineralizație de fier în dolomitele anisene.

Modul de apariție al dolomitelor mineralizate este cel al unor lentile situate la partea superioară a complexului dolomitelor, în apropierea contactului dintre unitatea de Vașcău și cea de Moma.

Aparițiile cele mai reprezentative ale acestor roci se întâlnesc la obîrșia Pîriului Valea Seacă, la sud de Grajduri, unde se întâlnesc cinci lentile în care dolomitele sunt impregnate cu hematit, goethit și oligist cu adaosuri de oxizi și hidroxizi de mangan, cu grosimi cuprinse între 1–15 m, urmărite pe distanțe de 50–300 m.

Pe aceste lentile s-au identificat urmele unor lucrări miniere (dinainte de primul război mondial) datând din timpul vechilor exploatari de fier din zonă, reprezentate prin sănături, puțuri, derocări și mici cariere.

În masa dolomitelor mineralizate apar frecvențe cristale idiomorfice, în totalitate oxivate, alcătuite dintr-un amestec de goethit-hematit.

Aparițiile de dolomite mineralizate de la Valea Seacă se urmăresc fragmentar în Valea Izvorului, unde într-o derocare veche minereul are un aspect brecios, caracterizat prin predominarea hematitului.

La nord de lentilele din Valea Seacă, dolomitele mineralizate mai apar în două mici iviri, situate în fundul unor doline.

În continuare, pe un aliniament nord vest – sud est, dolomitele mineralizate reapar în două lentile care se urmăresc discontinuu pînă la sud de virful Chicera, unde dolomitele sunt impregnate pe aproximativ 25 m. Astfel, dolomitele impregnate cu hematit, limonit și goethit apar pe distanță de aproximativ 4 km, pe un aliniament ce urmărește contactul dintre unitatea de Vașcău și cea de Moma, reprezentînd probabil un sistem de falii, care din lipsă de repere din masa dolomitelor nu au putut fi reprezentate cartografic.

Din punct de vedere chimic, roca mineralizată se plasează la limita dintre calcarele dolomitice și dolomite, în care dolomitul reprezintă valori de 90 %. Roca se prezintă omogenă, fără impurități, cu conținuturi în  $\text{SiO}_2$  și  $\text{Al}_2\text{O}_3$  situindu-se sub 1 %; S și  $\text{P}_2\text{O}_5$  sunt prezente de asemenea cu conținuturi reduse, mai mici de 0,2 %.

Conținutul în  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  în majoritatea probelor informative este cuprins între 4,5 și 6 % și numai izolat se întâlnesc valori mai mari de 11–23 %.  $\text{MnO}$  prezintă valori în majoritatea probelor de 1,5 % și cu totul izolat de 3,5–17 %.

Mineralizația de fier din dolomite este reprezentată prin oxizi și hidroxizi de fier din seria hematit-oligist, limonit-lepidocrocit-goethit (după determinările efectuate de George Hristescu, Mileva Iacobescu, Olga Drăghici de la I.G.P.S.M.S.). Aceste minerale apar sub formă de pulbere brun-roșcată cu separații brun-gălbui, ce impregnează difuz masa rocii, sau alcătuind concentrații în cavități, pe fisuri, precum și în cristale idiomorfice izolate sau asociate în agregate.

Hidroxizii și oxizii de fier din seria limonit-lepidocrocit-goethit-hematit, sub forma unor cristale idiomorfice, reprezintă după unele conture de dodecaedru pentagonal, pseudomorfoze după o pirită alterată și substituită în întregime. Acumulațiile inițiale de pirită pseudomorfozată de aceste minerale sunt probabil, după modul lor de prezentare, de natură hidrotermală.

Plecînd de la aceste considerații se poate avansa ideea că piritele din dolomite sunt contemporane cu impregnațiile de galenă, calcopirite și blendă de la Răschirata, care la suprafață sunt alterate, în zona de oxidație fiind întâlnite malachitul și azuritul.

Alterarea și substituirea cristalelor de pirită s-a produs sub influența unor soluții vadoase prin care s-au remobilizat și concentrat în depuneri



succesive oxizii și hidroxizii de fier și mangan, impregnind neuniform roca.

Referitor la geneza concentrațiilor de fier și mangan cunoscute în platoul Vașcăului (zona Vașcău-Moneasa-Călugări), sub formă de concrețiuni fero-manganoase cantonate în argilele cuaternare, este acceptată ideea după care mineralele de mangan și fier au provenit din alterarea rocilor carbonatice anisiene cu un conținut inițial în fier și mangan.

După cum a arătat Papiu (1969) pentru zăcăminte de bauxite din România, în platoul Vașcău rocile carbonatice, respectiv dolomitele anisiene, prin conținutul foarte scăzut în minerale fero-aluminoase, în cazul de față și de mangan, nu pot explica importantele acumulări de concrețiuni de fier și mangan prezente în argilele cuaternare.

Prezența unor mineralizații de fier, ca rezultat al alterării unor acumulări de pirită de natură hidrotermală, poate fi interpretată ca reprezentând sursa acumulărilor reziduale de oxizi și hidroxizi de fier și mangan prezenti sub formă de hematit, limonit, manganomelane etc. în concrețiunile din argilele cuaternare depuse pe relieful carstic al dolomitelor.

Trebuie semnalat faptul că în lucrările de explorare executate pentru cercetarea argilelor cu concrețiuni apar argile caolinoase sub formă de intercalații, care ar putea fi interpretate ca provenind din alterarea unor tufuri andezitice. Această situație ar pune pe de o parte în discuție vîrstă cuaternară a argilelor, în ideea că tufurile andezitice intercalate să ar paraleliza cu cele de vîrstă sarmațiană din bazinile neogene învecinate și totodată ar indica și participarea cineritelor la formarea mineralelor de fier și mangan.

## BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Patrulius D., Tomescu Camelia, Bordea Josefina, Panin Stefană, Rădan S. (1970) Date noi asupra depozitelor triasice din Munții Apuseni. *D.S. Inst. Geol.*, LVI/4, p. 5–29, București.
- Tomescu Camelia, Panin Stefană (1972) Contribuții la biostratigrafia depozitelor triasice din platoul Vașcău (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/3, p. 5–25, București.
  - Kutassy A. (1928 a) Die Ausbildung der Trias im Moma Gebirge. *Zent. f. Min., Geol. Pal., Abt. B*, 5, Stuttgart.
  - (1928 b) Die Trias des Béler und Bihargebirges. *Verh. der Geol. Bundesanst.*, 11, p. 217–226, Wien.
  - (1937) Triasische Faunen aus dem Bihargebirge. II, Gasteropoden. *Geologica Hungarica*, 13, Budapest.
  - Panin Stefană, Tomescu Camelia (1974) Noi contribuții la biostratigrafia depozitelor triasice din platoul Vașcău. *D.S. Inst. Geol.*, LX/4, p. 50–56, București.



- Papiu V. Corvin, Minzatu Silvia (1969) Ipoteze asupra genezei bauxitelor din masivul Pădurea Craiului, *An. Inst. Geol.*, XXXVII p. 37–62, Bucureşti.
- Patrulius D., Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geol. Sbornik*, 18/2, Bratislava.
- Paucă M. (1941) Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, p. 119–171, Bucureşti.

## CONSIDÉRATIONS SUR LA STRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS TRASIQUES ET LA GENÈSE DES MINÉRAIS DU FER DU PLATEAU DE VAŞCĂU (MONTS APUSENI)

(Résumé)

Dans les dolomies anisiennes du plateau du Vaşcău on signale une minéralisation de fer dans la zone de Ghicera-Grajduri-Ponor.

Les dolomies minéralisées se présentent sous forme de lentilles ayant des épaisseurs comprises entre 1 et 25 m, sur une distance de 50–300 m, et s'inscrivent sur un alignement d'une longeur d'approximativement 4 Km, le long du contact entre l'unite de Vaşcău et celle de Moma qui représente probablement un système de failles.

Du point de vue chimique, la roche minéralisée représente une dolomie à  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ayant les teneurs de 4,5–6% et 11–12%. MnO présente des valeurs dans la majorité des échantillons de 1,5% et assez rarement de 3,5–17%. La minéralisation de fer des dolomies est représentée par des oxydes et des hydroxydes de fer, de la série hématite-oligiste, limonite-lépidocrocite-goethite.

La présence de certains cristaux idiomorphes dans la masse des dolomies, en totalité oxydés, formés de limonite-lépidocrocite-goethite a permis de supposer que ces cristaux représentent des pseudomorphoses de pyrite qui est d'origine hydrothermale, est altérée, substituée totalement, et contemporaine des imprégnations de galène, chalcopyrite et blende présentes englobées dans les dolomies anisiennes, à Răşchirata, apparaissant à la superficie oxidées, transformées en malachite et azurite.

La présence de certaines minéralisations de fer, comme le résultat de l'altération des accumulations de pyrite de nature hydrothermale a été expliquée comme représentant la source des accumulations résiduelles d'oxydes et de hydroxydes de fer et de manganèse, présentes sous formes de concrétions de hématite-limonite, psilomélane et pyrolusite dans les argiles quaternaires disposées sur le relief carstique des dolomies.

## EXPLICATIONS DE LA PLANCHE

Carte géologique de la partie ouest du plateau de Vaşcău (Răşchirata-Ronțaru-Cîmp Moți-Ponoraș).

Quaternaire : 1a, plaine alluviale ; 1b, cônes de déjection ; 2, argiles ; a, argiles gris-jau-nâtres ; b, argiles à concrètions ferro-manganeuses ; 3, roches pyroclastiques. I. Unité de



Moma. Trias ; 4, Norien, Carnien, Ladinien : a, calcaires en plaques ; b, schistes argileux ; c, calcaires noirs à silicifications ; 5, Anisien-dolomies grises ; a, zones d'imprégnations à oxydes de fer et de manganèse. Werphénien : 6, Campilien — dolomies schisteuses, schistes, argileux, grès en plaques ; 7, Séisien-grès quartzitiques. 8, Permien : a, grès limonitiques ; b, phyllites et tufs diabasiques ; b, schistes argileux. II Unité de Vașcău. Trias : 9, Rétien, Norien, Carnien — calcaires récifaux ; 10, Ladinien ; 11, Anisien — calcaires blancs massifs et dolomies grises. Eruptif : 12, diabases ; 13, limites de discordance ; 14, faille ; 15, faille de décrochement ; 16, limite de discordance ; 17, position des couches ; 18, point fossilifère ; 19, galerie abandonnée ; 20, position des coupes géologiques.





Institutul Geologic al României

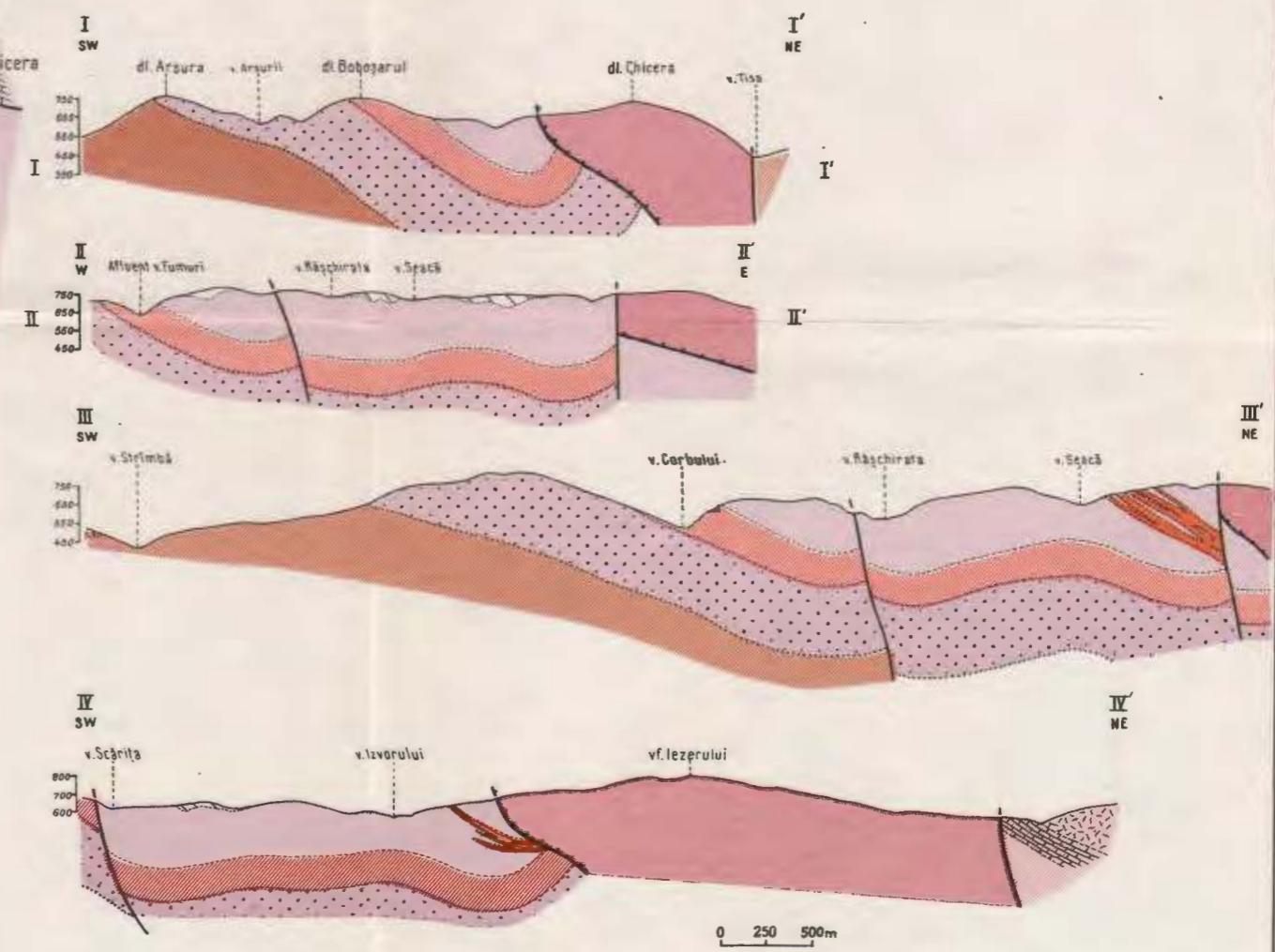
M. DIACONU, C. MIHĂILESCU, LILIANA MIHĂILESCU, M. KUSKO

## HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII DE VEST A PLATOULUI VAȘCĂU (RÂȘCHIRATA - RONȚARU - CÎMP MOTI - PONORAȘ)

0 250 500 750 1000 m

### LEGENDA

CUATERNAR	1 a. Ses aluvial	a. Sesiuni de deponere	II. UNITATEA DE VAȘCĂU
	2 a. Argile cenușii - gălbui		RHETIAN 9 Calcare recifale
	b. Argile cu concrețiuni fero-manganosene		NORIAN 10 Calcare roșii
MIOCEN	3 Roci piroclastice		CARNIAN 11 Calcare albe masive și dolomite cenușii
<b>I. UNITATEA DE MOMA</b>			
TRIASIC	4 a. Calcare în plăci alb-cenușii (a), gisturi argiloase cenușii-verzi (b) calcare negre în plăci cu silicifici (c)	13 Limită de discordanță	
	5 Dolomite cenușii a. Zone de impregnație cu crizi de Fe și Mn		14 Falie
	6 Dolomite gistoase; Gisturi argiloase roșii și verzi; Gresii în plăci		15 Falie de decroșare
	7 Gresii cuarțitice alb-roze		16 Pînză de paraj
	8 Gresii limonitice (a) Filite și tufuri diabazice (b)		17 Poziția stratelor
	9 Gisturi argiloase roșii și verzi (c)		18 Punct fossilifer
			19 Galeria părăsită
			20 Poziția secțiunilor geologice
	ERUPTIV 12 Diabaze		



## 2. ZĂCĂMINTE

CONSIDERAȚII CU PRIVIRE LA INFLUENȚA ROCILOR  
CARBONATICE ASUPRA GENEZEI OXIZILOR DE FIER  
DIN ZĂCĂMÎNTUL BĂIȘOARA – SECTORUL MAȘCA  
(MUNTII APUSENI)<sup>1</sup>

DE  
ION ÎNTORSUREANU<sup>2</sup>

### Abstract

Considerations Concerning the Influence of Carbonatic Rocks on the Genesis of Iron Oxides of the Băișoara Deposit – Mașca Sector (Apuseni Mountains). Băișoara deposit belongs to the metallogenetic province of the Laramian (banatitic) magmatism. It has a pyrometasomatic-hydrothermal nature, being, mainly formed of oxides and iron sulphides (magnetite, hematite, pyrrhotite, pyrite) associated with garnet-pyroxenic skarns, developed through the substitution of a crystalline complex of carbonatic rocks. Relying on observation data as well as on experimental researches obtained by various authors it is considered that the carbonatic rocks had a complex influence on the formation of iron oxides. This influence appears in the following main directions : the assimilation of the carbonatic rocks of granodiorite (banatitic) magmas leading to the separation and concentration of iron in the residual phases of magmatic differentiation ; the oxidation of bivalent iron, in the contact aureole, by  $\text{CO}_2$  supplied by the carbonatic rocks by the thermal and metasomatic metamorphism ; the permeability and the chemism of the carbonatic rocks favoured, in the postmagmatic stage, the development of metasomatic and metallogenetic processes, in the contact aureole of the granodioritic body. The genetic scheme, liable to correlations, may be probably admitted for other contact metasomatic iron ores.

### Introducere

Pentru concentrațiile pirometasomatische de oxizi de fier (magnetit, hematit) din zăcămîntul Băișoara-sectorul Mașca (Muntii Apuseni), ca și pentru marea majoritate a mineralizațiilor de acest tip genetic, una din

<sup>1</sup> Predată la 19 mai 1975, acceptată pentru publicare la 21 mai 1975, comunicată în ședința din 23 mai 1975.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București 32.



trăsăturile esențiale o constituie asocierea constantă cu rocile carbonatice sau cu skarnele dezvoltate pe seama lor. Încă de mult timp, acest fapt a sugerat existența unei legături genetice între prezența rocilor carbonatice și procesul de formare a oxizilor de fier în aureola metamorfismului de contact. Controlul litologic exercitat de rocile carbonatice asupra proceselor metalogenetice, cu toate că este frecvent citat, continuă să rămână încă insuficient explicat. Discuțiile asupra acestui subiect sunt axate în principal pe trei ipoteze: posibilitatea asimilării rocilor înconjurătoare de către magme (1); influența asimilării asupra chimismului magmei și a proceselor de diferențiere magmatică (2); oxidarea fierului bivalent de către bioxidul de carbon în cadrul aureolei de contact (3). Argumentarea acestor ipoteze întâmpină deseori dificultăți, datorită unor procese complexe, greu de pus în evidență, sau a modului lor diferit de manifestare.

În lucrarea de față vom întreprinde o tentativă de a explica geneza concentrărilor pirometasomatice de oxizi de fier din zăcămîntul Băișoara (sectorul Mașca) prin prisma ipotezelor menționate. Argumentarea noastră se intemeiază atât pe observațiile de teren care oferă cadrul geologic favorabil în acest scop, cât și pe unele date experimentale obținute de diversi autori.

### Cadrul geologic

Zăcămîntul Băișoara aparține provinciei metalogenetice asociată magmatismului laramic (banatitic) și este situat în partea estică a masivului Gilău (Munții Apuseni). Fundamentul regiunii este alcătuit din șisturi cristaline metamorfozate în decursul a trei cicluri tectono-magmatische de vîrstă diferite: seria mezometamorfică de Baia de Arieș de vîrstă anteproterozoic superior și seriile epimetamorfice de Biharia și de Păiușeni, de vîrstă proterozoic superior-cambrian inferioară (?), respectiv devonian-carboniferă (Giurescu, Savu, Borcoș, 1967). În zona zăcămîntului Băișoara (sectorul Mașca), seria de Baia de Arieș cuprinde la partea inferioară un complex detritogen (micașisturi, cuarțite, amfibolite și paragnaise), iar la partea superioară un complex carbonatic (calcare, calcare-dolomitice și dolomite cristaline) relativ bine dezvoltate, care formează un sinclinoriu orientat NNW-SSE. Peste fundamentul cristalin, puternic scufundat se dispun transgresiv, depozite sedimentare de vîrstă permiană, cretacic-superioară și eocenă, ultimele alcătuind umplutura principală a bazinului Iara.

Magmatismul laramic (banatitic) este reprezentat printr-un complex de intruziuni cu caracter subvulcanic, de dimensiuni reduse, care apar sub formă de corpuri neregulate, apofize, dyke-uri, sill-uri și filoane, străpungînd atât fundamentul cristalin cât și depozitele permiene și cretacie-superioare. Sub raport petrografic aceste intruziuni sunt alcătuite predominant din roci granodioritice (granodiorite, granodiorite porfirice, porfire granodioritice, porfire microgranodioritice), la care se adaugă subordonat granite, diorite cuartifere, andezite, aplite și micropegmatite, toate fiind formate prin consolidarea unei magme calco-alcaline, cu un ușor



caracter calcic (Lăzăr, În torsureanu, Popescu, 1972)<sup>3</sup>. Este de reținut că dintre numeroasele intruziuni se individualizează două cu dimensiuni ceva mai mari, de ordinul cîtorva sute de metri. Prima

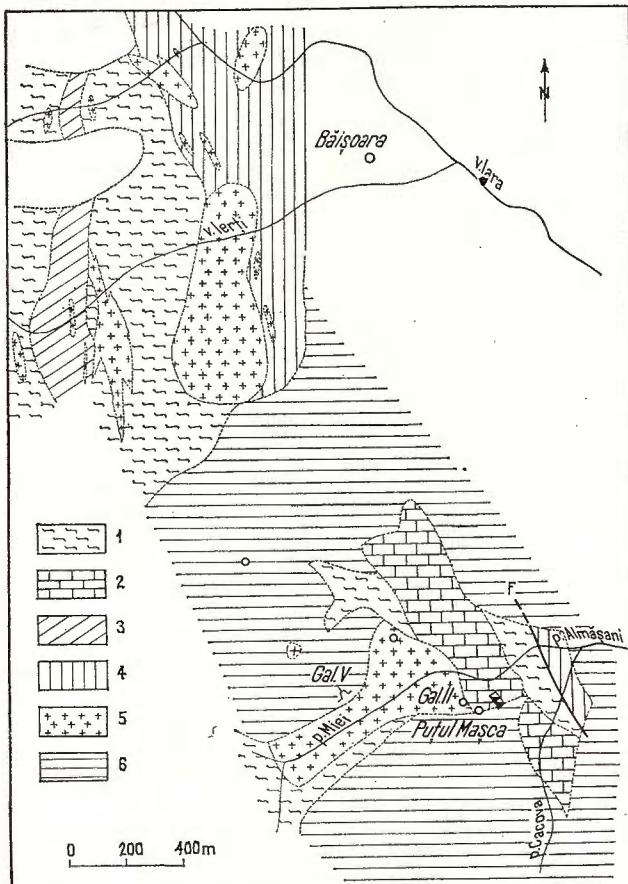


Fig. 1. — Cadrul geologic al zăcămîntului Băisoara (după Lăzăr et al., 1972, simplificat).

1, Formațiuni cristaline (seria de Baia de Arieș); 2, complexul carbonatic; 3, Permian; 4, Cretacic; 5, roci eruptive laramice (banatite); 6, Eocen.

Le cadre géologique du gisement Băisoara (d'après Lăzăr et al. 1972 simplifié).

1, Formations cristallins (série de Baia de Arieș); 2, complexe carbonatique; 3, Permien; 4, Crétacé; 5, roches éruptives laramiques (banatites); 6, Eocene.

<sup>3</sup> C. Lăzăr, I. În torsureanu, Maria Popescu. Studiu petrografic a zăcămîntului de la Băisoara. 1971 Arh. Inst. geol. geof. București.

intruziune aflorează în pîriul Miei (în partea de sud a zonei) iar cea de a două este deschisă de valea Ierții (la cca 1 km, în partea de nord a zonei) intruziuni care vor fi denumite în continuare corpul (intruziunea) Miei, respectiv corpul (intruziune) Ierții (fig. 1). Ambele sunt alcătuite din roci granodioritice iar în corpul Miei apar și mici separații de diorite cuartifere și filoane de dacite. Deosebirea esențială dintre aceste două corpori constă în faptul că intruziunea Miei a venit în contact cu complexul carbonatic al seriei de Baia de Arieș generind astfel procese metasomatice și metalogenetice, în timp ce corpul Ierții este intrus în micașisturi și marne cretacice în care a produs doar fenomene de cornificare și slabe alterații hidrotermale.

Concentrațiile metalifere sunt localizate predominant în zona de contact a corpului Miei cu rocile carbonatice (sectorul Mașca), și sunt de natură pirometasomatică (magnetit  $\pm$  hematit  $\pm$  pirotină) sau hidrotermale (pirotină, pirită, (mispichel, hematit, calcopirită, blendă, galenă, marcasită). Este de remarcat faptul că predomină net (peste 90% din masa minereului) oxizii și sulfurile de fier (în special magnetitul și pirotina) care apar sub formă de corpuri neregulate, benzi, cuiburi etc., cu textură masivă sau de impregnație, localizate frecvent în exoskarne granatifere  $\pm$  piroxenice, și mai redus în alte roci din zona de contact (marmore, corneene, endoskarne). Dintre mineralele nemetalice menționăm prezența granaților (andradit-grosular), piroxeni (diopsid-hedenbergit), ludwigit, kotoit, amfiboli, epidot, clorite, serpentină, ascharit, cuart, calcit, talc etc. care se asociază cu mineralele metalice și alcătuiesc o mare variație de parageneze piro- și hidrometasomatice.

În zona de contact a corpului Ierții apar doar cornificări în mașa micașisturilor și a marnelor cretacic-superioare și slabe alterații hidrotermale, însotite de ușoare impregnații de sulfuri.

### Dovezi privind asimilarea rocilor carbonatice

În literatura geologică fenomenul de asimilare a rocilor înconjurătoare de către magme, este frecvent citat pentru explicarea genezei anumitor tipuri de roci magmatice (Daly, 1933; Whistrom, 1950; Barth, 1959; Rittmann, 1967; Turner, Verhogen 1967; Giuşcă, 1974) sau a unor procese metalogenetice (Tatarinov, 1967; Petruțian, 1973, etc.). Studiile întreprinse asupra provinciei petrografice a rocilor laramice (banatitice), de asemenea, menționează prezența proceselor de asimilare a rocilor înconjurătoare de către magmatismul respectiv, sau procese de contaminare a rocilor banatitice (Codarcă, 1931; Savu et al., 1966; Mîzatu et al., 1969; Stoicovici, Selegean, 1970 etc.). Pentru zăcămîntul Băisoara se subliniază prezența unei contaminări a intruziunii Miei, cu roci carbonatice (Lăzăret al., 1972), fără însă a se face referiri la amploarea acestui proces și la eventualele sale implicații metalogenetice. Datele care pledează în favoarea contaminării respective se referă la valoarea mai ridicată a indicelui Peacock (61,8), bazicitatea mai mare a pladio-



clazilor din corpul Miei, comparativ cu plagioclazii din corpul Ierții, zonalitățile inverse și recurențe spre sfîrșitul perioadei de cristalizare a feldspațiilor și prezența unor xenolite de cuarț (Lazar et al., 1972).

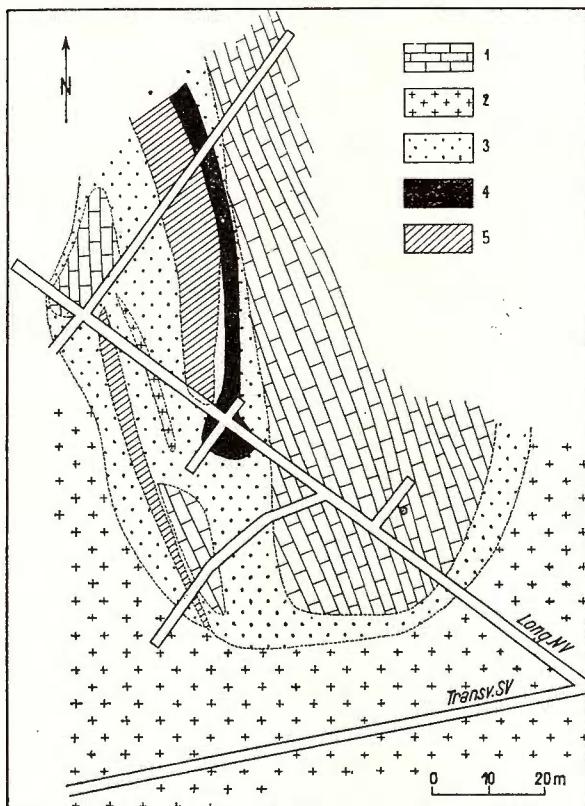


Fig. 2. — Rest din complexul carbonatic, parțial digerat și skarnificat (orizontul — 80 m, sectorul Mașca — după Lazar et al., 1972 — simplificat).

1, Complexul carbonatic; 2, roci eruptive laramice (banatite);  
3, skarne granato-piroxenice; 4, magnetit; 5, pirotină.

Reste du complexe carbonatique, partiellement digéré et skarnifiée (horizont — 80 m, secteur Mașca — d'après Lazar et al. 1972 — simplifié).

1, Complexe carbonatique; 2, roches éruptives laramienens (banatites); 3, skarnes granato-pyroxéniques; 4, magnetite; 5, pyrrhotine.

În plus, pentru a dovedi prezența fenomenelor de asimilare a rocilor carbonatice de către magmele banatitice noi ne sprijinim pe încă două argumente principale: raporturile volumetrice dintre intruziunea Miei

cu complexul rocilor carbonatice și conținuturile comparative de CaO și MgO din cele două corpuri (Miei și Ierții).

Raporturile volumetrice dintre corpul intrusiv Miei și complexul de roci carbonatice sunt redate prin cartările geologice efectuate în lucrările miniere subterane (sectorul Mașca)<sup>4</sup>. Din analizarea acestor raporturi rezultă în mod clar că părți importante din masa rocilor carbonatice au fost digerate de către magmatismul laramic (în stadiul intramagmatic), iar zonele de calcare rămase nedigerate au un aspect xenolitic (fig. 2). Întrucât complexul carbonatic, în zonele de contact cu corpurile intrusive, nu prezintă tectonizări, brecifieri sau zone de deformare, rezultă că înlăcuirea s-a produs prin asimilare și nu prin dislocarea acestora. Pe baza volumelor de roci carbonatice digerate, care se pot deduce aproximativ din lucrările de cartare, apreciem că amplaarea procesului de asimilare este însemnată. Acest fenomen se explică, atât prin anumite particularități ale magmelor laramice (chimism acid — intermedian, conținut ridicat în fluide, temperatură ridicată), cît și prin solubilitatea carbonaților (calcit, dolomit) la contact cu aceste magme.

Conținuturile comparative de CaO și MgO, din cele două corpuri (Miei și Ierții) sunt redate în tabel.

TABEL

*Conținuturile de CaO și MgO din roci granodioritice (banatitice)*

Nr. analizei chimice	Roca	Localizarea	Corpuri care vin în contact cu rocile carbonatice		Corpuri care nu vin în contact cu rocile carbonatice	
			CaO	MgO	CaO	MgO
1	Granodiorit	Pișcul Miei	6,01	3,06		
2	Granodiorit	Orizontul 80 m Mașca	6,44	3,70		
3	Granodiorit	Orizontul 120 m Mașca	5,91	4,36		
4	Granodiorit	Orizontul 160 m Mașca	7,59	4,51		
5	Porfir granodioritic	Valea Ierții			4,45	1,94
6	Granodiorit	Săvîrșin			5,09	2,50
7	Granodiorit	Săvîrșin			4,97	2,25
8	Granodiorit porfiric	Săvîrșin				
9	Granodiorit porfiric	Săvîrșin			2,06	0,61
10	Granodiorit	Cerbia			3,93	0,96
11	Granodiorit	Cerbia			2,38	2,92
	Total		25,95	15,63	2,07	0,95
	Media		6,46	3,91	24,95	12,13
					3,56	1,73

Nr. 1—5 C. Lazăr et al. (1972); Nr. 6—11 D. Giușcă et al. (1966). Analizele de la Săvîrșin și Cerbia (Munții Drocea) completează datele noastre.

<sup>4</sup> Op. cit. pet. 3.



Deși numărul de analize este redus, datele prezentate arată valori mai ridicate pentru acești compoziții în corpul Miei, din care rezultă în mod clar că au avut loc procesele de asimilare a rocilor carbonatice.

Pe lîngă cele două argumente principale menționate, considerăm că tot în favoarea asimilării pledează și prezența unor roci alcaline (foraj 31727), în care conținutul de feldspat potasic este de 70–80% din masa rocii, precum și dezvoltarea unei biotitizări masive în zona de contact (forajele 31727, 31795) în asociere cu rocile alcaline.

Din coroborarea tuturor acestor date rezultă, în mod convingător, prezența și amploarea apreciabilă a procesului de asimilare a rocilor carbonatice de către intruziunea Miei, din cadrul zăcămîntului Băișoara.

#### **Dovezi privind influența asimilării rocilor carbonatice asupra procesului de separare a fierului din magme**

Această ipoteză va fi argumentată avînd în vedere atît produsele rezultate prin evoluția magmei cît și unele date experimentale existente în literatura geologică. Numeroși cercetători (Fersman 1953 fide Tatarinov, 1967; Rana et al., 1970; Petruțian 1973 etc.) au menționat că în formarea unor concentrații postmagmatische de oxizi de fier (magnetit, hematit) este implicat un anumit tip de diferențiere magmatică, cauzat atît de proprietățile fizice și chimice ale magmei cît și de natura rocilor asimilate.

Datele de observație efectuate asupra acumulărilor metasomaticice de oxizi de fier (magnetit ± hematit) de la Băișoara concordă în totalitate cu această ipoteză, după cum rezultă din localizarea și natura mineralizațiilor. Concentrațiile de oxizi de fier sunt asociate exclusiv corpului Miei (sectorul Mașca) fiind localizate în partea estică a acestuia în zone de contact cu complexul de roci carbonatice. De remarcat că oxizii de fier sunt în general absenți la contactele lipsite de roci carbonatice (partea vestică a corpului Miei, corpul Ierții etc.). Se știe de asemenea, că acest mod de localizare a magnetitului este caracteristic pentru marea majoritate a zăcămintelor metasomaticice de contact și reprezintă o trăsătură esențială a acestora. Explicația este evident în legătură cu prezența sau absența carbonațiilor din aureolele de contact, roci care pot avea o influență multiplă.

În primul rînd, asimilarea unui volum relativ important de roci carbonatice, de către magmele laramice (banatitice), a determinat o modificare a acestora. Astfel, prin asimilarea calcarelor și dolomitelor cristaline, au fost incorporate în magme cantități relativ mari de CaO, MgO și CO<sub>2</sub>, la care probabil se adaugă FeO, rezultat din digerarea în profunzime a unor paraankerite prezente în fundamentul regiunii, să cum au arătat cercetările efectuate în partea sud-vestică (Mirza, 1969). Asimilarea acestor compoziții principale, a determinat o modificare în chimismul inițial al magmelor, fapt care a cauzat anumite particularități în procesul de diferențiere. Astfel, un efect deosebit de important considerăm că a fost separarea și concentrarea fierului în fazele reziduale ale



procesului de diferențiere magmatică. Probabil un rol important în acest proces de separare a fierului l-a deținut  $\text{CO}_2$  rezultat din rocile asimilate.

În al doilea rînd rocile carbonatice au constituit o sursă pentru  $\text{CO}_2$ , eliberat în timpul metamorfismului termic și metasomatic, creîndu-se astfel un puternic mediu oxidant, în aureola de contact, care a determinat oxidarea pe scară mare a fierului bivalent și apoi la depunerea mineralelor ferifere (hedenbergit, andradit, magnetit, hematit etc.).

În al treilea rînd rocile carbonatice, datorită unor proprietăți specifice (permeabilitate, chimism) au constituit, după cum este bine cunoscut, un mediu deosebit de favorabil pentru desfășurarea proceselor metasomaticice de contact, respectiv pentru concentrarea și localizarea mineralizațiilor.

Experimental s-a studiat de către mai mulți autori influența asimilației asupra proceselor de diferențiere magmatică. Rezultatele deosebit de concluzante obținute de O v c i n n i k o v (1958) arată că prin răcirea gradată a unor topituri, obținute din fuziunea unor roci eruptive (granite, porfire, bazalte) + calcare, se produce o separare masivă a fierului, care se concentrează ulterior. Procesul este posibil — după O v c i n n i k o v — prin îmbogățirea topiturilor cu cationii de  $\text{Ca}^{++}$ , care au proprietatea de a împiedica  $\text{Fe}^{++}$  din magme, să intre în rețeaua unor minerale magmatice timpurii, determinându-l astfel să se concentreze în fazele reziduale, postmagmatice, de unde intră apoi în sfera proceselor metasomaticice de contact. Aceste date experimentale concordă întru totul cu observațiile din teren și explică, cel puțin în mod satisfăcător, procesul care a condus la separarea fierului din magmă.

### Aspecte geochimice

Din preponderența oxizilor de fier (magnetit, hematit) și a pirotinei, în cadrul zăcămîntului Băisoara (sectorul Mașca), deducem că geochimia procesului de mineralizare a fost dominată de prezența a trei elemente chimice esențiale: fierul, oxigenul și sulful.

Fierul, după cum am arătat, s-a separat din magmă și a avut probabil o origine mixtă (magmatică și prin asimilarea unor roci ferifere). Majoritatea fierului din magmă, considerăm că inițial a fost bivalent, în acord cu alți autori (W i c k m a n, 1943 fide S a h a m a, R a n k a m a, 1970; P e t r u l i a n, 1973), sau după cum se poate deduce și din prezența, în intruziunile respective, a mineralelor primare feromagneziene (hornblendă, biotit) în rețeaua cărora acest element este, preponderent, bivalent.

Prin îmbogățirea magmei în  $\text{CO}_2$  — provenit din carbonații asimilate — crește gradat caracterul oxidant, ducînd la oxidarea parțială a fierului feros din magme, care se poate depune sub formă de mici granule de magnetit în masa rocilor granodioritice. Sub influența mineraliza-



torilor ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , S, B etc.), majoritatea fierului din magma s-a separat și s-a concentrat în fazele postmagmatice. Migrarea fierului a fost condiționată probabil și de prezența unor anioni complecși, în a căror structură au intrat C, O, S, B, H, elemente care s-au fixat ulterior în rețea u unor minerale (magnetit, pirotină, ludwigit, calcit) ce apar în cantități importante. Halogenii (F, Cl) probabil au avut un rol cu totul subordonat în mecanismul de transport al fierului, întrucât aceste elemente apar sporadic în structura unor minerale (flogopit, scapolit).

În stadiul postmagmatic, sau cel puțin după consolidarea părților periferice ale intruziunii, în calcarile de la contact se desfășoară un proces termic de recristalizare însotit de eliberarea de  $\text{CO}_2$ , urmat de procesul pirometasomatic, care de asemenea furnizează însemnate cantități de  $\text{CO}_2$ . Se produce deci o concentrare importantă a bioxidului de carbon, în aureola de contact, care ridică astfel capacitatea de oxidare a mediului respectiv. În aceste condiții are loc o trecere importantă a fierului bivalent în fier trivalent, aşa cum rezultă și din date experimentale (Lasik, 1931). Sub influența aporturilor de silice și fier, se formează inițial skarnele granato-piroxenice, urmate de depunerea magnetitului ± hematitului, uneori în parageneză cu ludwigit. Ulterior, prin scăderea temperaturii din aureola de contact, procesele metasomatische pierd din intensitate, iar concomitent se reduce și concentrația de  $\text{CO}_2$  din cadrul aureolei de contact, ceea ce determină încetarea treptată a formării oxizilor de fier. Sub influența unor veniri noi de soluții fero-sulfuroase, se instalează succesiv un mediu reducător, favorabil unor depunerii masive de sulfuri de fier (pirotină, pirită ± marcasită), în faza hidrotermală.

### Concluzii

Din cele expuse rezultă că rocile carbonatice au avut o influență complexă asupra genezei oxizilor de fier (magnetit, hematit) din zăcămîntul metasomatic de contact de la Băișoara (sectorul Mașca), manifestîndu-se în principal astfel :

- assimilarea rocilor carbonatice de către magmele granodioritice (banatitice) fapt care determină separarea și concentrarea fierului în fazele reziduale ale proceselor de diferențiere magmatică ;

- oxidarea fierului bivalent datorită, în principal, eliberării de  $\text{CO}_2$  din carbonații assimilați sau transformații termic și metasomatic, ceea ce a condus la instalarea unui mediu oxidant în aureola metamorfismului de contact, favorabil depunerii magnetitului și hematitului ;

- proprietățile specifice (permeabilitate, chimism) au făcut ca rocile carbonatice să reprezinte un mediu deosebit de favorabil pentru procesele metasomatische și metalogenetice asociate metamorfismului de contact banatitic.

Această schemă genetică, susceptibilă de corecții sau detalieri foarte probabil că se poate admite și pentru alte zăcămînte metasomatice de



contact de oxizi de fier din cadrul provinciei banatitice (laramice) și chiar pentru alte zăcăminte de acest tip aparținând diverselor provincii metalogenetice.

## BIBLIOGRAFIE

- Barth T. F. W. (1959) *Theoretical Petrology*. New York.
- Codarcea A. (1931) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV, 1—260, București.
- Daly R. (1933) *Igneous rocks and the depotheis of the earth* Mc, Graw Hill, Publ. Comp. New York.
- Giușcă D., Cioflică G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, 13—46, București.
- Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni *St. cerc. geol.*, 12, 1, 41—56 București.
  - (1974) Petrologia rocilor endogene. Edit. tehn., București.
- Laski S. G. (1931) The systems iron oxides :  $\text{CO}_2$  : CO, and iron oxides :  $\text{H}_2\text{O}$  :  $\text{H}_2$  as applied to limestone contact deposits. *Econ. Geol.* XXVI, 5, 485—495, Lancaster.
- Lazăr C., Intorsureanu I., Popescu Maria (1972) Studiu petrografic al rocilor banatitice din zona Mașca-Băisoara (Munții Apuseni) *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/2 143—173, București.
- Minzatu Silvia, Colios Elena, Udrescu Constanța (1969) Granodioritele contaminate de la Ascuțita Mare (Masivul Poiana Ruscă). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. ser. geol.* 1, 14, 63—81, București.
- Mirza I. (1969) Evoluția unităților cristaline din sud—estul Muntelui Mare. Edit. Acad. R.S.R., București.
- Ovcinnikov N. L. (1958) Experimental study of the processes of ore genesis. *Acta Geol. Acad. Sci Hung.*, V, 337—349, Budapest.
- Petrulian N. (1973) Zăcăminte de minerale utile. Edit. tehn. București.
- Rankama K., Sahama T. G. (1970) *Geochimia* Edit. tehn. București.
- Rittmann A. (1967) Vulcanii și activitatea lor Edit. tehn. București
- Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1966) Contribuții la studiul geochemical al rocilor banatitice de la Săvîrșin (Munții Drocea). *D.S. Com. Geol.*, LII/2, 359—380, București.
- Stoicovici E., Selegean I. (1970) Contribuții la cunoașterea magmatismului banatitic din Munții Bihorului. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Ser. Geol.-Miner.*, XV, 2, 3—15, Cluj.
- Tatarinov P. M. (1967) Condițiile de formare a zăcămintelor de minereuri metalifere și nemetalifere Edit. tehn., București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologia magmatică și metamorfică. Edit. tehn. București.
- Wahlstrom E. (1950) *Introduction to theoretical igneous petrology*. John Wiley, Publ. Comp, New York.



**CONSIDÉRATIONS CONCERNANT L'INFLUENCE DES ROCHES  
CARBONATÉES SUR LA GENÈSE DES OXYDES DE FER DU  
GISEMENT DE BĂIȘOARA  
— SECTEUR DE MAȘCA**

(Résumé)

Les concentrations métasomatiques de contact des oxydes de fer (magnétite, hématite), du cadre du gisement de Băișoara — secteur de Mașca (Monts Apuseni) et des autres gisements de ce type génétique, sont associées constamment à des roches carbonatées ou à des skarnes. Ce fait a suggéré, depuis longtemps, l'existence d'une liaison génétique entre les roches carbonatées et les processus de formation et de concentration des oxydes de fer. Les discussions sur ce sujet ont en vue trois hypothèses : la possibilité de l'assimilation des roches entourées de magma (1) ; l'influence de l'assimilation sur le chimisme du magma et des processus de différentiation magmatique (2) ; l'oxydation du fer bivalent par  $\text{CO}_2$  dans le cadre de l'auréole de contact (3).

Dans cet ouvrage, l'auteur essaie de donner une explication, tenant compte des hypothèses mentionnées, à la genèse des oxydes de fer du gisement de Băișoara — secteur de Mașca, considéré comme cadre géologique favorable en ce sens.

Le gisement de Băișoara appartient à la province métallogénétique du magmatisme laramien (banatitique) et est situé dans le versant méridional du massif de Gilău (Monts Apuseni). Le soubassement de la zone du gisement est constitué de schistes mésométamorphiques d'âge antéprotérozoïque supérieur (Série de Baia de Arieș) qui englobe un complexe de roches carbonatées (calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies).

Le magmatisme laramien (banatitique) est représenté par un complexe d'intrusions ayant un caractère subvolcanique à dimensions réduites, à prédominance granodioritique. Parmi ces intrusions se distinguent deux corps à dimensions un peu plus grandes : le corps de Miei situé au sud et le corps de Ierjii situé au nord, à un kilomètre de distance. La première intrusion prend contact avec le complexe carbonaté à la suite duquel se produit le phénomène de minéralisation, tandis que le corps septentrional ne prend pas contact avec les roches carbonatées, donc il est dépourvu de minéralisations. Les concentrations métallifères, formées en général d'oxydes et de sulfures de fer (magnetite, hématite, pyrrhotine, pyrite) sont localisées dans les calcaires ou les skarnes grenato-pyroxéniques apocarbonatés de l'auréole de contact de l'intrusion de Miei.

Vu les données d'observations, complétées par des données expérimentales, on arrive à la conclusion que les roches carbonatées ont eu une influence complexe sur la genèse des oxydes de fer du gisement de Băișoara (secteur de Mașca), en se manifestant par :

1. Assimilation des roches carbonatées au contact avec les magmas granodioritiques (banatitiques). Ce processus est démontré par les rapports volumétriques d'entre l'intrusion de Miei et le complexe de roches carbonatées (bien des zones à aspect xénolithiques ont restées comme des zones non-assimilées (fig. 2) ainsi que par les contenus élevés en  $\text{CaO}$  et  $\text{MgO}$  (tableau 1). L'assimilation a déterminé la séparation et la concentration du fer dans les phases résiduelles des processus de différentiation magmatique. Ce processus a été confirmé et expérimenté (O v c i n n i k o v, 1958).

2. L'oxydation du fer bivalent due, principalement, à l'élibération du CO<sub>2</sub>, des carbonats assimilés ou transformés du point de vue thermique et métasomatique, a conduit à l'installation d'un minéral oxydant dans le cadre de l'auréole du métamorphisme de contact, favorable au dépôt du magnétite et de l'hématite.

3. Les propriétés spécifiques (perméabilite, chimisme) ont influencé d'une telle manière que les roches carbonatées représentent un milieu extrêmement favorable aux processus métasomatiques et métallogénétiques associés au métamorphisme de contact banatique (laramique).

Le schéma génétique présenté, susceptible de précisions, peut être employé également pour d'autres gisements de fer-metasomatiques de contact.

### ÎNTREBĂRI

**Ioana Gheorghieță:** 1. Conținutul atât în ridicat de CaO permite să încadrezi rocile de la contact în grupul granodioritelor?

2. Ce fel de roci alcaline s-au întîlnit și dacă biotitizarea este strict legată numai de aceste roci. Nu cumva biotitizarea este un fenomen mai tardiv, legat de procesul de feldspatizare întîlnit frecvent în cadrul provinciei banatice?

3. Ce legătură spațială și genetică există între oxiziile de fier și pirotină? La început ați afirmat că mineralizațiile de fier sunt pirometasomatische, iar către sfîrșitul expunerii affermați că pirotina se depune în stadiul hidrotermal declanșat odată cu scăderea temperaturii fluidelor.

Răspuns: 1. Compoziția mineralologică și parametri petrochimici permit încadrarea rocilor analizate din intruziunea Miei în grupul rocilor granodioritice.

2. Rocile alcaline sunt sienite cuarțifere. Biotitizarea citată este, foarte probabil în legătură cu asimilarea.

3. Oxizi de fier și pirotina se localizează frecvent în skarnele granato-piroxenice (fig. 2). Magnetitul s-a format în stadiul pirometasomatic, din soluții ferifere, în mediul oxidant. Ulterior, prin scăderea temperaturii se diminuează aportul de CO<sub>2</sub> concomitent cu creșterea gradului de disociere a H<sub>2</sub>S; se instalează astfel, treptat, un mediu reducător, care a condiționat depunerea sulfurilor, inclusiv a pirotinei, în stadiul hidrotermal.



## 2. ZĂCĂMINTE

### ALCĂTUIREA CHIMICO-MINERALOGICĂ A ARGILELOR NEOGEN-SUPERIOARE DIN BAZINUL BĂII-MARI<sup>1</sup>

DE

VICTOR CORVIN PAPIU, VASILE IOSOF<sup>2</sup>, VIRGIL GHIURCĂ<sup>3</sup>, FLORICA POPESCU,  
ELENA COLIOS, CATRINEL PAPADOPOL<sup>2</sup>

#### Abstract

The Chemical-Mineralogical Composition of Upper Neogene Clays from the Baia-Mare Basin. The study of some clays from the Upper Neogene formation in Pannonian facies from the Baia-Mare Basin, stratigraphic equivalents of the Middle Meotian-Pontian interval within the Dacic Basin, led to the conclusion that the sedimentary material from which they arose has a terrigenous, pyroclastic, direct or indirect, authigenic origin. Illite represents the main terrigenous mineral, while magnesian montmorillonite coming from the alteration of a volcanic material, quantitatively varies in inverse ratio with the former. Feriferrous chlorites of 14 Å and 7 Å appear only within the horizons 3–5, besides small contents of carbonates (dolomite, siderose), while the upper horizons (6) is characterized by high percentages of kaolinite and hematite + goethite. These minerals are absent or in small quantities within the lower horizons. One may be led to the conclusion that the salinity, oxygen content (EN) and acidity of the sedimentary medium increased from the inferior level towards the superior part of the series, to the level of the horizon 6, having unexpectedly a limnic, acid and strong aerated character with siderolitic conditions of sedimentation. There are also discussed the chemical and mineralogical composition of the formation studied on the basis of correlation diagrams.

Dacă asupra formațiunii eruptive neogene din regiunea Baia Mare s-au executat pînă în prezent studii amănunte care au condus la o avansată cunoaștere a petrologiei sale, precum și a corelației cu binecunoscutele mineralizații polimetaleice a căror exploatare este seculară, asupra sedimentelor neogene de la sud de masivul Gutiiului (bazinul

<sup>1</sup> Predată la 22 noiembrie, acceptată pentru publicare la 10 decembrie 1974, comunicată în ședința din 23 decembrie 1975.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

<sup>3</sup> Universitatea Babeș-Bolyai, Laboratorul de Geologie, Cluj-Napoca.



Băii-Mari) s-au întreprins aproape numai studii stratigrafice și paleontologice, deosebit de utile, incontestabil, pentru stabilirea vîrstei vulcanismului și mineralizațiilor. Nu s-a trecut decît sporadic, în ultimul timp, la cercetarea litologiei și alcăturirii mineralogice a acestor roci. În anul 1961 în cadrul Institutului geologic se efectuează primele (?) determinări de minerale grele din „depozitele pannoniene” de la Baia-Mare<sup>4</sup>. K. al m. r., Ionescu (1970) întreprind un studiu asupra depozitelor de ocru din regiunea Poiana Codrului-Bîrsău, iar în anul 1974 este prezentată teza de doctorat a lui Voiculescu<sup>5</sup>. Doar rocile piroclastice au fost studiate mai amănunțit de către cercetătorii vulcanitelor care au stabilit chiar existența unei serii vulcano-sedimentare (Borecș et al., 1973).

Materialul litologic cercetat însumează 31 probe de roci argiloase neogene colectate potrivit scării stratigrafice pentru formațiunea neogenă superioară întocmite de către unul dintre autori (Ghiurcă, 1970)<sup>6</sup>, astfel<sup>7</sup>: din orizontul 1 al nisipurilor cu intercalații de gresii (Chersonian) și din „orizontul 2” al marnelor cenușii (Meotian inferior) nu s-au colectat probe. Din orizontul 3 al „nisipurilor cu intercalații de gresii și marne” (Meotian mediu) = 6 probe, din orizontul 4 al „nisipurilor cu intercalații de marne” (Meotian superior) = 9 probe, din orizontul 5, orizontul „marnelor și nisipurilor cu intercalații cărbunoase” (Pontian inferior) = 12 probe și din orizontul 6 al „argilelor și nisipurilor lacustre” (Pontian superior) = 4 probe. Din orizontul 7 al „pietrișurilor de piemont” nu s-au colectat probe.

## I. Studiul chimico-mineralologic

Probele colectate au format obiectul unui studiu chimico-mineralologic, astfel: asupra probei brute s-au executat determinări roentgenografice în care componenta argiloasă a fost redată în ansamblu, nedetaliată pe minerale (tab. 1, 2; fig. 1). Fracția fină (sub 2 microni), obținută prin pipetare, a format obiectul unor analize chimice complete (siliciati – tab. 2, 4; fig. 5) cum și al dozărilor roentgenografice și termodiferențiale.

Din corelarea datelor chimice cu cele fizice s-a reconstituit imaginea mineralologică a fracției conform tabelelor 5, 6.

<sup>4</sup> V. Corvin Papiu, A. Z. Manea. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene de la Baia Mare. 1961. Arh. Inst. geol. geof. București.

<sup>5</sup> L. Voiculescu. Studiul rocilor psamitice din bazinul Băii Mari. 1974. Universitatea Babeș-Bolyai, Cluj-Napoca.

<sup>6</sup> V. Ghiurcă (1970) Geologia Bazin. Neogen Baia Mare. Rezumatul tezei de doctorat. Universitatea București.

<sup>7</sup> În paranteză menționăm nivelul corespunzător în bazinul dacic.



TABELUL 1

*Alcătuirea mineralologică a rocilor argiloase pannoniene din bazinul Baia Mare  
(Proba brută) Rx*

Orizont	Proveniența	Nr. probei	Componența argiloasă	Cuarț	Feldspat	Calcit	Dolomit	Sideroză	
6. Orizontul nisipurilor argiloase și nisipurilor lacustre	Așuaju de sus	53	52,2	30,0	4,1	—	—	—	
		54	49,2	33,6	2,4	1,6	—	—	
		f.n.	51,4	7,0	4,3	1,3	—	—	
		Valea Glodului							
		Valea Porcului	f.n.	54,3	14,8	6,7	—	—	—
		Valea Cărbunească	1	54,0	20,6	7,7Ab	6,6	6,8	1,3
			2	38,2	26,7	6,0Ab	7,1	5,0	1,0
		Ocoliș	4	49,0	29,4	5,1Ab	6,4	4,7	1,0
			5	27,7	45,3	11,8Ab	4,5	7,0	—
		Chechiș-Dealul Viei	7	35,4	32,3	5,2An	5,5	6,4	1,0
		Fânteușu Mic	35	51,6	28,9	5,8Ab	4,2	5,7	1,4
			36	63,6	20,0	5,1An	3,7	2,6	1,0
			39	40,4	29,3	8,5Ab	7,5	7,7	1,0
		Poșta	40	41,0	28,0	16,3Ab	6,5	5,0	1,2
			41	45,0	21,3	13,3An	6,8	6,6	1,6
		Cehu Silvaniei	50	60,4	18,7	4,8An	7,2	4,1	2,0
			52	50,8	22,7	4,7Ab	8,2	5,1	2,9
		Cariera Tăuții de Sus	8	48,0	17,7	4,3Ab	6,2	10,1	4,1
4. Orizontul nisipurilor cu intercalări de marnă calcarată	Cumpăna V. Chechiș — V. Săsar	9	50,0	20,6	6,5Ab	7,0	3,6	3,0	
		Cavnic	10	50,0	22,6	7,2Ab	4,6	4,1	2,5
			15	48,4	16,2	5,5Ab	10,1	2,8	2,0
		Izvoru Alb	16	56,8	15,9	5,4An	12,6	2,8	4,2
			17	81,0	3,7	10,5	3,2	1,4	—
			19	56,4	20,4	6,0An	6,4	2,2	1,2
		Tulgheș	45	58,8	20,0	4,8An	7,5	4,6	3,0
			46	41,8	20,9	15,0An	7,0	6,0	1,8
		Tăuții de jos - Valea lui Talaș	20	54,3	21,7	5,2An	6,8	5,2	3,2
			21	54,3	15,7	8,2Ab	4,2	—	10,6
3. Orizontul nisipurilor cu intercalări de gresii și marnă		22	53,6(0)	10,5	5,8	—	2,7	5,7	
			23	50,0	24,8	6,1Ab	4,6	4,5	1,2
		Șoncuta-Pîrîul Caicana	42	42,8	29,4	7,3Ab	9,1	7,0	2,4
			43	61,5	18,9	4,1Ab	4,5	3,2	1,8

Ab = albit; An = anoritit; A = alunit; Cr = cristobalit; (O) = opentillit

ACr

Cr

A



TABELUL 2

Alcătuirea chimică a rocilor argiloase din Pannonianul bazinului Baia Mare (Fracția sub 2 microni)

Orizontul	Proveniența	Nr. probei	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	Total	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> liber
Așaua de Sus	53	45,55	25,41	10,26	0,26	0,07	0,06	0,73	0,57	1,62	—	1,70	—	8,14	5,16	99,53	8,36	
	54	40,18	24,90	17,05	0,15	0,10	0,20	0,64	0,57	1,21	—	1,54	0,04	13,91	—	100,49	14,75	
Valea Glodului f.n.	43,41	20,31	16,87	0,18	0,04	0,10	0,55	1,14	0,40	0,05	1,22	0,04	8,98	6,60	99,89	12,11		
Birsau de Sus Valea Porcului f.n.	43,65	18,84	17,42	0,18	0,03	0,09	0,59	0,64	1,54	0,05	1,39	—	8,87	6,24	99,53	13,63		
Valea Cărbunească	1	50,82	18,56	6,70	1,27	0,16	0,14	0,61	1,70	3,63	0,17	2,96	—	7,81	5,09	99,62	2,98	
	2	50,34	17,85	3,36	3,72	0,29	0,12	0,63	2,17	3,88	0,12	2,83	0,05	9,04	6,20	100,60	1,67	
Ocoliș	4	51,22	18,61	5,90	1,01	0,02	0,12	0,58	2,14	3,20	0,21	2,61	—	8,02	5,48	99,12	2,35	
	5	49,50	18,53	0,41	5,67	0,07	0,10	0,61	2,72	3,53	0,12	1,96	—	10,48	7,07	100,77	—	
Chechîș-Dealul Viei	7	48,56	19,66	2,16	3,37	0,06	0,10	0,64	2,76	3,54	0,12	2,88	urme	9,38	6,26	99,49	1,16	
Fînteușu Mic	35	52,54	19,82	4,57	0,81	0,02	0,12	0,47	1,39	3,18	0,21	2,88	—	8,55	4,93	99,49	1,43	
	36	50,67	19,75	4,68	0,80	0,02	0,08	0,62	2,38	2,95	0,21	2,61	—	8,89	5,69	99,55	1,61	
	39	49,34	17,36	4,17	2,09	0,09	0,10	0,59	3,67	3,62	0,13	1,53	—	9,11	7,67	99,47	—	
Poșta	40	50,20	19,04	4,10	2,69	0,15	0,12	0,61	2,30	3,28	0,23	2,12	—	9,25	6,39	100,48	1,49	
	41	50,38	18,61	4,14	2,60	0,14	0,12	0,64	2,40	3,24	0,05	2,23	0,08	8,56	6,74	99,93	1,36	
Cehu Silvaniei	50	51,58	20,10	7,16	0,94	0,04	0,12	0,65	1,04	2,48	0,20	3,19	—	7,16	4,94	99,60	3,76	
	52	52,28	19,90	5,66	0,73	0,02	0,12	0,62	2,92	1,49	0,23	3,13	—	7,60	5,03	99,73	1,99	



Institutul Geologic al României

Cariera Tăutii de Sus		8	49,55	19,53	3,69	3,19	0,06	0,13	0,67	2,78	3,25	0,35	3,22	—	9,33	3,83	99,58	2,61
Cumpăna V. Chechiș V. Săsar	9	49,56	21,69	5,11	1,20	0,04	0,09	0,70	2,64	2,73	0,18	3,38	—	7,84	4,74	99,90	1,90	
Gavnic	10	49,86	22,10	1,10	4,33	0,21	0,13	0,79	1,15	3,37	0,04	2,63	urne	8,71	5,04	99,46	0,73	
Izvoru Alb	15	48,51	21,44	2,80	2,62	0,08	0,12	0,82	2,96	4,08	0,09	4,02	0,04	8,56	3,91	100,05	1,12	
Tulgheș	16	52,69	19,46	4,41	1,61	0,07	0,11	0,72	1,90	0,14	0,34	3,17	—	9,88	4,94	99,44		
	17	52,80	19,45	6,93	0,35	0,03	0,11	1,55	1,01	4,96	0,25	0,35	0,44	9,47	2,70	100,40	4,30	
	19	48,74	19,95	4,14	1,43	0,07	0,08	0,69	2,08	3,94	0,15	3,15	urne	9,17	5,91	99,50	1,76	
	45	51,19	19,30	3,91	2,22	0,06	0,12	0,71	1,95	3,46	0,22	2,92	—	9,31	4,38	99,75	1,81	
	46	49,63	19,01	4,18	2,42	0,13	0,12	0,62	2,51	3,16	—	1,11	0,97	9,55	6,96	99,47	1,92	
	20	52,87	19,70	4,31	2,67	0,06	0,15	0,47	2,16	1,85	0,23	3,25	—	9,45	2,74	99,91	1,92	
	21	48,06	18,56	3,24	4,99	0,21	0,20	0,73	2,32	3,61	0,09	3,83	0,06	8,88	5,21	99,99	1,63	
	22	49,74	19,82	2,64	2,89	0,10	0,10	0,67	2,69	2,96	0,19	3,02	—	9,70	5,33	99,85	1,98	
	23	51,09	18,90	2,57	3,57	0,13	0,10	0,64	1,89	3,50	0,04	2,31	0,05	8,80	5,90	99,49	0,81	
Soneanca-pirlui Caicana	42	51,17	19,43	3,40	2,82	0,12	0,12	0,61	2,13	3,10	0,21	2,85	—	9,44	4,74	100,14	2,01	
	43	50,75	19,27	3,78	2,80	0,10	0,13	0,66	2,62	3,16	0,09	2,96	—	8,84	4,85	100,01	1,93	

3. Orizontul nisipuriilor cu intercalatii de gresi si marmare

4. Orizontul nisipuriilor cu intercalatii de gresi si marmare



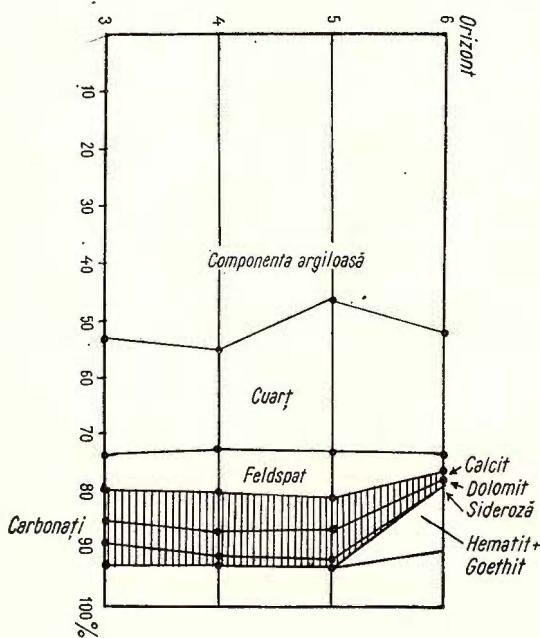


Fig. 1. — Alcătuirea mineralologică a probei brute.  
Composition minéralogique de l'échantillon brut.

TABELUL 3

*Alcătuirea mineralologică a probei brute din date roentgenografice — limite de variaje și medii*

Minerale	Orizontul 3		4		5		6	
	Medii	Limite	Medii	Limite	Medii	Limite	Medii	Limite
Minerale argiloase	52,7	42,8-61,5	54,6	41,8-81,0	46,4	27,7-63,6	51,8	49,2-54,3
Cuarț	20,2	10,5-29,4	17,5	3,7-22,6	26,9	18,7-45,3	21,4	7,0-33,6
Feldspat	6,1	4,1-8,2	7,2	4,3-15,0	7,8	4,7-16,3	4,3	2,4-6,7
Calcit	4,9	0-9,1	7,2	3,2-12,6	6,2	3,7-8,2	0,7	0-1,6
Dolomit	3,8	0-7,0	4,2	1,4-10,1	5,5	2,6-7,7	0	0
Sideroză	4,1	1,2-10,6	2,4	0-4,2	1,3	0-2,9	0	0

TABELUL 4

*Alcătuirea chimică a fracției sub 2 microni—medii și limite de variație*

Orizontul Oxizi	3		4		5		6	
	Medii	Limite	Medii	Limite	Medii	Limite	Medii	Limite
SiO <sub>2</sub>	50,61	48,06-52,87	50,28	48,51-52,80	50,62	48,56-52,54	43,20	40,18-45,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,28	18,56-19,82	20,21	19,01-22,10	18,98	17,36-20,10	22,36	18,84-25,41
FeO	3,29	2,67- 4,99	2,15	0,85- 4,33	2,14	0,73- 5,67	0,19	0,15- 0,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,32	2,64- 4,31	4,03	1,10- 6,93	4,42	0,41- 7,16	15,40	10,26- 17,42
CaO	2,30	1,89- 2,69	2,10	1,15- 2,96	2,30	1,04- 3,67	0,73	0,57- 1,14
MgO	3,03	1,85- 3,61	3,24	0,14- 4,96	3,16	1,49- 3,88	1,19	0,40- 1,62
K <sub>2</sub> O	3,04	2,31- 3,83	2,66	0,35- 4,02	2,58	1,53- 3,19	1,46	1,22- 1,70

**A) Alcătuirea mineralologică a probei brute.** La alcătuirea rocilor argiloase participă o componentă clastică, o componentă argiloasă redată în ansamblu și o componentă chimică. Raporturile dintre aceste componente sunt prezентate în graficele din figurile 1, 2 și 3. Componenta clastică este alcătuită din cuarț, feldspat, plagioclaz și cristobalit. Dacă pentru cuarț putem admite că provine, în marea sa majoritate, din roci cristaline direct sau indirect, din sedimente preexistente, plagioclazii și cristobalitul își au originea în rocile eruptive și piroclastice din masivul Gutii, preexistente sau în erupții sincrone, sedimentări (ceea ce este mai probabil, mai ales pentru rocile cu caracter net piroclastic, probele 16 și 17 din orizontul 4). Caracterul plagioclazilor, în tabelul 1, a fost redat pentru cei mai acizi cu Ab, iar pentru cei mai calcici cu An, fără însă a se putea preciza specia minerală.

Materialul argilos a fost dozat în ansamblu și urmează a fi detaliat în capitolul următor. Componenta chimică este reprezentată prin carbonați și oxizi ferici (subordonat) în orizonturile 3—5 și exclusiv prin oxizi și hidroxizi ferici în orizontul 6. Din graficul 1 rezultă o participare apropiată a argilei și cuarțului detritic în toată seria cu excepția orizontului 5 în care acesta din urmă crește cantitativ în detrimentul argilei. Cel mai mare conținut de argilă se găsește în probe piroclastogene (17) din orizontul 4. Conținutul în feldspat este destul de apropiat în primele trei orizonturi (ceva mai scăzut în orizontul 3) și mult inferior în orizontul 6.

În graficul binar din figura 2 (argilă-material elastic) rezultă că, în toate cazurile avem de-a face cu roci argilo-siltice, conținutul în material elastic variind între 10 și 60 %. Cel mai mic procent de cuarț se găsește în proba 17. Raportind acum cantitatea de argilă la cea de carbonați (fig. 3) constatăm că în nici una dintre probe aceştia din urmă nu cons-



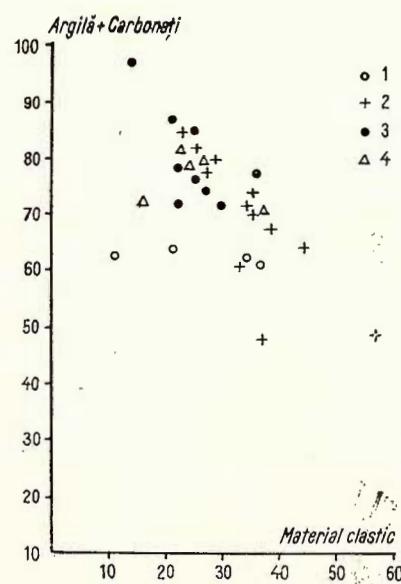


Fig. 2. — Grafic binar argilă + carbonați — material clastic.  
1, orizontul 6; 2, orizontul 5; 3, orizontul 4; 4, orizontul 3.

Graphique binaire argile + carbonats—matériel clastique.  
1, horizon 6 ; 2, horizon 5 ; 3, horizon 4 ;  
4, horizon 3.

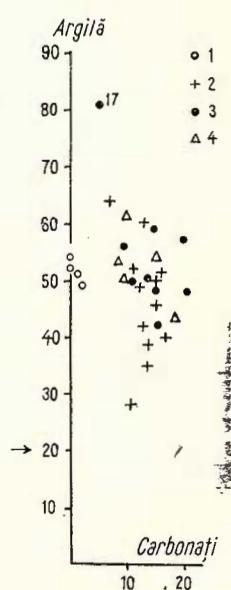


Fig. 3. — Grafic binar argilă - carbonați.  
1, orizontul 6; 2, orizontul 5; 3, orizontul 4; 4, orizontul 3.

Graphique binaire argile - carbonats.

1, horizon 6 ; 2, horizon 5 ;  
3, horizon 4 ; 4, horizon 3.

titue peste 20% din masa rocii astfel că nu se poate afirma că avem de-a face cu marne ci, cel mult, cu argile marnoase și marne argiloase cu excepția celor din orizontul 6, argile *stricto sensu*. Totodată este remarcabil conținutul ridicat în sideroză pînă peste 10% în orizontul 3 și în dolomit, probe cu peste 10%, în orizontul 4 cum și faptul că, în timp ce conținutul mediu în sideroză descrește de la bază către partea supe-

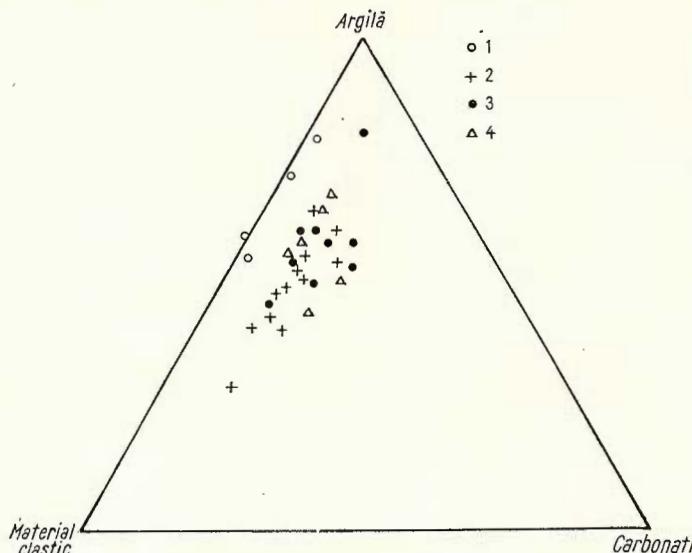


Fig. 4. — Grafic ternar argilă - material clastic - carbonați.

1, orizontul 6; 2, orizontul 5; 3, orizontul 4; 4, orizontul 3.

Graphique ternaire argile-matiel clastique-carbonats.

1, horizon 6 ; 2, horizon 5 ; 3, horizon 4 ; 4, horizon 3.

rioară a seriei, cel de dolomit scade, între cele două minerale părind că se manifestă o corelație inversă.

Conținutul în calcit oscilează pe o scară întinsă și considerăm că nu este semnificativ genetic putind fi introdus și ulterior.

Circa 10% din masa rocilor este alcătuită din minerale amorfă sau slab cristalizate nedecelabile în difractograme.

Figura 4 redă alcătuirea rocilor argiloase în funcție de principaliilor compoziți și ne permite să tragem concluzia că, pentru cele trei orizonturi inferioare, nu poate fi vorba despre cimpuri specifice de proiectare în timp ce probele orizontului 6 se eșalonează pe latura amestecului binar, argilă-materiale clastică datorită lipsei de carbonați.

Cele două probe de argile piroclastice se caracterizează prin foarte mari cantități de argilă, prin foarte puțin cuarț și mai ales în proba 17, în care este și procentul minim pe totalitatea probelor analizate, prin foarte puțin dolomit și prin absența siderozei.

**B) Alcătuirea fracției fine.** Fracția fină — sub doi microni — nu corespunde în mod riguros noțiunii de „componentă argiloasă” întrucât ea înglobează deopotrivă cuarțul detritic din care, cu excepția argilei piroclastice din orizontul 4, proba 17, se găsește în toate probele analizate (în genere sub 2%), cum și oxizii și hidroxizii ferici.

### 1. Compoziția chimică

Primul fapt ce iese în evidență din examinarea tabelelor 3 și 4 și figura 5, în care se găsesc incluse aceste rezultate, este netă discrepanță dintre caracterele probelor din orizonturile 3—5 față de ale celor din

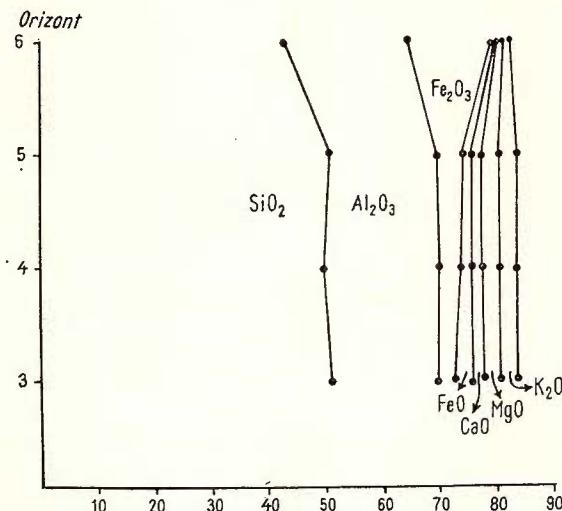


Fig. 5. — Alcătuirea chimică a fracției argiloase.  
Composition chimique de la fraction argileuse.

orizontul 6. Primele sunt cu mult mai bogate în ioni ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) — în cantități apropiate — față de acesta din urmă, care le depășește însă prin conținutul în  $\text{Al}_2\text{O}_3$  și  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , aflat sub formă de oxid liber (elemente specifice alterării lateritice și faciesurilor continentale siderolitice). Cantitatea de  $\text{FeO}$  și  $\text{K}_2\text{O}$  pare a scădea de la partea inferioară spre cea superioară a coloanei stratigrafice, orizontul 3 fiind mai bogat în acești ioni decât orizonturile 4 și 5 (cu conținuturi analoge). În același timp  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  în cantitate minimă în orizontul 3 crește ușor în orizonturile superioare, reflectând poate că diluarea continuă în concentrația ionică a apelor mediului de acumulare este paralelă cu trecerea spre un redoxipotențial din ce în ce mai ridicat. Această situație reflectă deci îndulcirea continuă a apelor în timpul Pannonianului care, de la saline sau salmastre, devin limnice total îndulcite-aerisite, cu pH-uri scăzute la sfîrșitul procesului de sedimentare a argilelor. Conținutul superior în

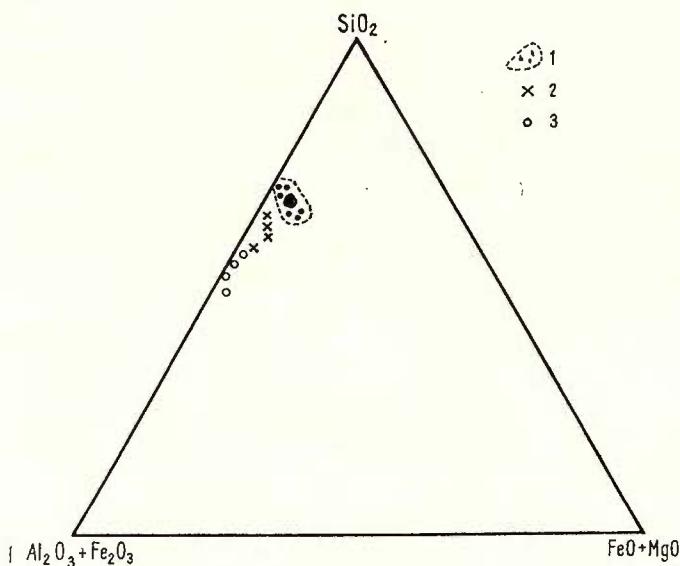


Fig. 6. — Grafic ternar  $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{FeO} + \text{MgO})$ .

1, orizontul 3, 4, 5; 2, orizontul 6 fără oxizi ferici; 3, orizontul 6 cu oxizi ferici.

Graphique ternaire  $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{FeO} + \text{MgO})$ .

1, horizon 3, 4, 5; 2, horizon 5; sans oxydes ferriques; 3, horizon 6 avec oxydes ferriques.

alumină este impus de prezența caolinitului, iar excesul de oxizi ferici, de prezența cantitativă a hematitului și a goethitului (orizontul 6).

Originea piroclastică a argilei (proba 7) reiese din chimismul ei, conținând procentele cele mai mari de  $\text{MgO}$  (5%) și  $\text{TiO}_2$  (1,5% față de

restul probelor în care acest oxid este subunitar) din tabelul 3 și cel mai mare conținut de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  din cadrul probelor orizonturilor 3—5, alături de procente minime de  $\text{K}_2\text{O}$  (0,35%) față de restul probelor în care este supraunitar) și de  $\text{FeO}$  (0,35%). Aceste date arată că potasiul este legat numai de aporturile terigene de illit, cum și caracterul oxidant al domeniului de acumulare al materialului piroclastic.

Deoarece nu se constată o corelație directă între conținuturile în  $\text{K}_2\text{O}$  și illit, inclinăm să credem că o bună parte din acest oxid este reținut absorbtiv în masa argiloasă așa cum am admis în cazul argilelor portafiere din Banat pentru K, Mg, și Ca (Papiu et al., 1973), iar în cazul celor din Bazinul Beiușului, pentru Mg și Fe (Papiu et al., 1973).

Într-un grafic ternar  $\text{SiO}_2 - (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) - (\text{FeO} + \text{MgO})$  probele orizontului 6 se grupează într-un domeniu net deosebit de al celorlalte orizonturi care se suprapun (fig. 6).

## 2. Alcătuirea mineralogică

Din corelarea datelor chimice cu cele roentgenografice și termodiferențiale s-a calculat alcătuirea mineralologică din tabelele 5, 6 și figura 7. Din aceste date, ca și din cele chimice, rezultă o deosebire netă între alcătuirea probelor din orizonturile 3—5 și a celor din orizontul 6. În toate orizonturile se găsesc însă principalele două minerale: montmorillonitul (exclusiv magneziul) și illitul<sup>8</sup>. În orizonturile inferioare se găsesc cloritele de 14 Å (thuringite) și clorite de 7 Å (chamosite) care practic lipsesc în orizontul 6 în care apare masiv caolinitul. Acesta din urmă este practic absent în orizonturile inferioare, găsindu-se în mici cantități doar în două probe apropriate de zone mineralizate hidrotermal (proba 9, valea Săsarului — dealul Chechiș și 10 Cavnic).

Dacă ne referim acum la variația conținutului acestor minerale pe orizonturi, constatăm mai întii că în orizonturile inferioare montmorillonitul este mai abundant în orizonturile 3, 5 și 6 și prezintă o ușoară scădere la nivelul orizontului 4 cu toate că probele pirolastogene 16 și 17 introduc cantități ridicate (71,4% și respectiv 89% montmorillonit).

Illitul prezintă o situație inversă, media sa fiind scăzută la nivelul orizonturilor 3 și 6 și mai ales în probele pirolastogene sus-menționate, cu 19,3 și respectiv 5,3% illit. Cu toate acestea media maximă de illit se găsește tot în orizontul 4. Detaliind aceste date în graficul din figurile 7 și 8 constatăm că tendința de corelare indirectă dintre illit și montmorillonit se schițează. Doar pentru orizontul 6, aportul de illit pare

<sup>8</sup> Este probabil că tot la illite se găsește înglobat și muscovitul mai mult sau mai puțin alterat, cu diferite grade de hidratare (hidromuscovit).

TABELUL 5

*Alcătuirea mineralogică a fracției sub 2 microni la rocile argiloase pannoniene de la Baia Mare*

Orizont	Proveniența	Nr. probei	Montmorillonit	Illit	Clorit 14 Å	Septe-clorit	Caolini-	Hema-	Cuarț
6. Orizontul argilelor și nisipurilor lacustre	Așuaju de Sus	53	27,2	26,0	—	0,7	35,4	5,1 4,7G	1,0
		54	12,8	24,0	—	0,4	44,8	1,7	1,0
	Valea Glodului	f.n.	43,2	18,4	—	—	22,7	8,3H 7,2G	0,5
	Birsău de Sus								
	Valea Porcului	f.n.	45,5	22,7	—	—	13,1	9,1H 8,6G	1,0
	Valea Cărbunească	1	59,7	30,5	—	4,6	—	3,7	1,5
		2	76,3	4,9	5,6	6,5	—	5,4	1,4
	Ocoliș	4	61,1	31,7	3,3	—	—	2,7	1,2
		5	75,8	3,5	—	19,4	—	—	1,2
5. Orizontul marnelor și nisipurilor cu intercalării cărbunoase	Chechiș-Dealul Viei	7	61,9	24,1	3,2	8,1	—	1,4	1,2
	Funteușu Mic	35	62,8	32,0	2,3	—	—	—	1,5
		36	57,0	37,9	2,3	—	—	1,7	1,0
		39	65,9	25,9	4,3	1,7	—	—	2,0
	Poșta	40	61,9	26,5	2,8	5,0	—	2,4	1,5
		41	63,7	25,7	—	7,7	—	1,4	1,6
		50	49,0	42,6	—	2,7	—	3,8	2,0
	Cehu Silvaniei	52	54,4	39,5	1,5	0,6	—	2,0	2,0
	Cariera Tăuții de Sus	8	62,4	23,0	4,3	6,1	—	3,0	1,2
3. Orizontul nisipurilor cu intercalări de gresii și marnă	Cumpăna V. Chechiș – V. Sărar	9	38,0	52,9	—	3,5	2,6	2,0	1,0
	Cavnic	10	41,9	39,9	—	12,3	4,1	0,7	1,0
	Izvoru Alb	15	42,2	48,1	8,2	—	—	1,3	1,1
		16	71,4	19,3	5,2	—	—	2,8	1,4
		17	89,0	5,3	—	1,0	—	4,6	—
		19	44,9	47,3	4,3	—	—	1,9	1,6
	Tulgheș	45	66,1	23,4	4,1	3,1	—	2,1	1,2
		46	65,1	24,7	3,1	3,9	—	2,0	1,0
	Tăuții de jos –	20	67,3	21,0	4,5	3,9	—	2,1	1,1
	Valea lui Talaș	21	58,3	21,4	3,8	12,8	—	1,9	1,8
Py = pirită		22	62,7	23,9	6,6	2,9	—	2,3	2,3
		23	67,9	16,2	4,0	7,5	—	0,9	1,7
	Șonecuța – Piatrul Caicana	42	64,8	21,5	5,3	3,8	—	2,2	2,3
		43	63,2	23,2	6,9	2,0	—	2,2	2,3

Py

Py = pirită



Institutul Geologic al României

constant variind doar cel de montmorillonit, independent de primul. Între montmorillonit și caolinit apare însă o evidentă corelație inversă (fig. 9) care se manifestă natural și atunci cînd referim montmorillonitul la suma illit + caolinit (fig. 8).

TABELUL 6

*Alcătuirea mineralogică a fracției sub 2 microni—medii și limite de variație*

Mineral	Orizont		3		4		5		6	
	Medii	Limite	Medii	Limite	Medii	Limite	Medii	Limite	Medii	Limite
Montmorillonit	64,0	58,3-67,9	57,9	38,0-89,0	62,4	49,0-76,3	32,2	12,8-45,5		
Illit	21,2	16,2-23,9	31,5	5,3-52,9	27,1	3,5-42,6	22,8	18,4-26,0		
Clorit ferifer(14Å)	5,2	3,8- 6,9	3,2	0- 8,2	2,0	0- 5,6		—		
Chamosit (7Å)	5,5	2,0-12,8	3,3	0-12,3	4,7	0-19,4	0,3	0- 0,7		
Hematit-Goethit	1,9	H 0,9- 2,3	2,3	H 0,7- 4,6	2,2	H 0- 5,4	11,2	1,7-17,7		
Cuarț	1,9	1,1- 2,3	0,8	0- 1,6	1,4	1,0- 2,0	0,9	0,5- 1,0		
Caolinit	—	—	0,7	0- 4,1	—	—	29,0	13,1-44,8		

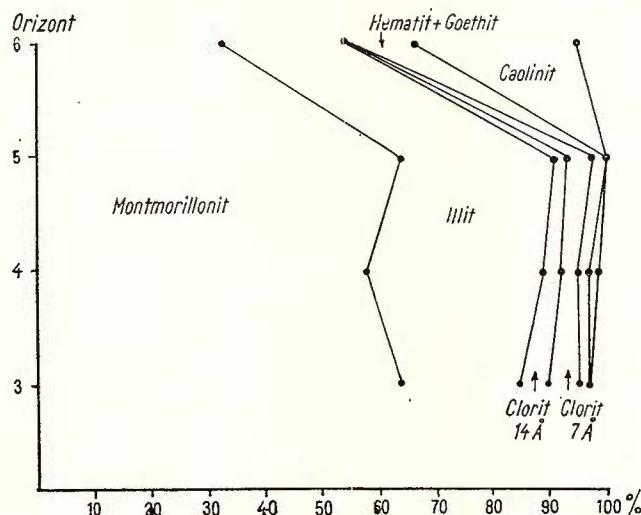


Fig. 7. — Alcătuirea mineralogică a fracției argiloase (sub 2 microni).  
Composition minéralogique de la fraction argilleuse (sous 2 microns).



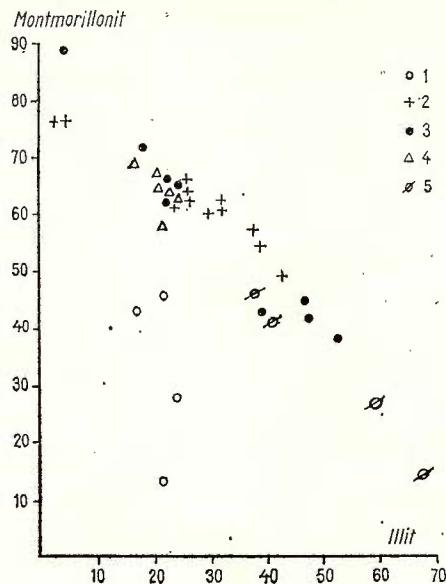


Fig. 8. — Grafic binar montmorillonit-illit.

1, orizontul 6; 2, orizontul 5; 3, orizontul 4; 4, orizontul 3; 5, orizontul 6 (illit+caolinit).

Graphique binaire montmorillonite-illite.

1, horizon 6; 2, horizon 5; 3, horizon 4; 4, horizon 3; 5, horizon 6 (illite+kaolinite).

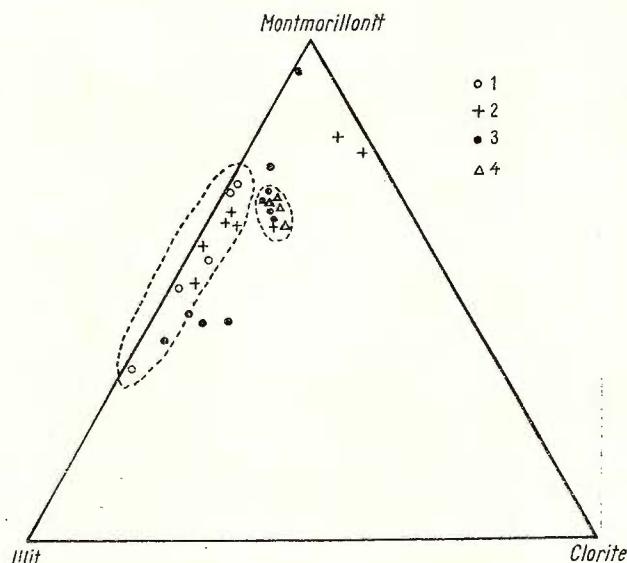


Fig. 9. — Grafic ternar: montmorillonit-illit-clorit.

1, orizontul 6; 2, orizontul 5; 3, orizontul 4; 4, orizontul 3.

Graphique ternaire: montmorillonite-illite-chlorite.

1, horizon 6; 2, horizon 5; 3, horizon 4; 4, horizon 3.



Cloritele nu prezintă nici o corelație cantitativă între ele sau față de celelalte minerale argiloase. Sunt prezente în toate probele doar în orizontul 3 și lipsesc din orizontul 6 (thuringitul total, chamositul este sporadic și în cantități subunitare. Cantitatea cea mai mare de thuringit (19,4% se găsește în proba 5 din orizontul 5 de la Ocoliș (care ridică mult valoarea mediei).

Dacă ne referim acum la conținuturile medii în clorite de 14 A, constatăm o evidentă descreștere de la bază spre partea superioară astfel (medii): orizontul 3 = 5%, orizontul 4 = 3%, orizontul 5 = 2%, orizontul 6 = absent.

Dintron-un grafic ternar cu principalele minerale argiloase (fig. 9) se constată că doar rocile orizonturilor 3 și 6 par să se grupă în cîmpuri proprii, bine conturate în timp ce probele orizonturilor 4 și 5 se împrăștie și se amestecă. Proba 17 apare și aici ca cea mai puțin contaminată.

O mențiune specială trebuie făcută și pentru prezența rețelelor mixte între minerale de 10 A și 14 A care au fost stabilite pe cale roentgenografică. Astfel au fost recunoscute rețele de tip montmorillonit-illit, montmorillonit-clorit de 14 A și illit-clorit, cu predominarea unuia sau a celuilalt mineral argilos; un singur caz rezultă din interstratificarea tuturor celor trei minerale. Nu a fost recunoscut vermiculitul nici ca atare nici în rețele mixte, care să îndreptățească astfel o derivare a montmorillonitului din illit (tab.7).

Proba 17 (piroblastogenă) prezintă cel mai mic procent de rețele mixte (montmorillonit-clorit).

În afara de mineralele argiloase, în fracția fină apar după cum s-a arătat oxizii fierului reprezentări în orizonturile inferioare exclusiv prin hematit și în procente reduse (sub 5%) și chiar lipsesc în 3 probe din orizontul 5. Conținutul minim se situează ca și în cazul  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  în orizontul 3 și pare a scădea în partea superioară a coloanei.

La nivelul orizontului 6 hematitul suferă un puternic salt cantitativ, asociindu-se cu goethitul, astfel că, alături de caolinit, aceste minerale tipice pentru alterarea lateritică și pentru faciesurile siderolitice, caracterizează în mod remarcabil rocile argiloase din orizontul 6.

Din aceste date se desprind preponderent trei concluzii:

illitul pare a constitui un fond de sedimentare mai mult sau mai puțin comun peste care se situează în cantități fluctuante montmorillonitul și cloritele în orizonturile 3-5, caolinitul și hematitul în orizontul 6;

orizontul inferior prezintă, cu excepția caolinitului, toate cele patru minerale argiloase dintre care trei (montmorillonitul și cloritele) în cantități maxime și cel mai redus conținut în hematit. Orizontul superior se caracterizează prin prezența caolinitului și procentelor ridicate de oxizi ferici;

descreșterea treptată a valorilor thuringitului de la partea inferioară a seriei spre cea superioară.

Corelând aceste date cu cele menționate asupra chimismului, putem trage concluzia că succesiunea mineralologică reflectă însăși evoluția mediului

TABELUL 7  
Rețele mixte în mineralele argiloase

Orizon-tul	Nr. probei	Illit-Montmorillonit	Montmorillonit-Illit	Montmorillonit-Clorit	Illit-Clorit	Montmorillonit-Illit-Clorit
3	20	++		++		
	21	+++			++	
	22		+++			++
	23	++	++			
	42	++			++	
	43		++		++	
	8	++			++	
	9	+++				
	10	+++			+	
	15	+++			++	
4	16	++		++	++	
	17			+		
	19	+++			+	
	45		++		++	
	46	+++			++	
	1	+++				
	2	++			+	
	3	lipsă				
	4	++	+		++	
	5	+++				
5	7	+++				+
	35	+++			+++	
	36	++	+++			
	39		+++			
	40	++	++		+	
	41	++	++			
	50	+++	++			
	52			++		++
	53	+			+++	
	54				++	
6	Valea 1 Glodului		+++		+	
	Valea Porcului	++	++			

de sedimentare, mai reducător și mai salin (bogat în ioni) la partea inferioară și din ce în ce mai îndulcit spre partea superioară spre a fi net limnic la nivelul orizontului 6 (îndulcit, oxidant, acid). Aceste date se corelează de altfel și cu cele menționate pentru proba brută în care primele 3 orizonturi conțin carbonați, minerale absente practic în orizontul superior (6).

## II. Considerații genetice

Originea materialului din care au luat naștere rocile argiloase din formațiunea neogen—superioară a bazinului Băii Mari este legată de o sursă terigenă str. s. și de o sursă vulcanogenă fie directă — material piroclastic — fie indirectă prin remanierea unui material vulcanic continental (din lave și piroclastite mai mult sau mai puțin alterate hidrotermal sau supergen).

Intercalațiile considerate macroscopic ca piroclastice întâlnite sunt aproape total montmorillonizate (argilizate) cu toate că macroscopic au aspectul cel mai autentic de tufuri și această observație se aplică în mare parte majorității rocilor albe sau verzi din bazinul Transilvaniei și din depresiunea Precarpatică denumite curent tufuri (dacitice sau andezitice). În rocile nisipoase asociate argilelor, fracția la minerale grele <sup>9,10</sup> este foarte mică, în general sub 0,5%. În cadrul acesteia, componenta vulcanogenă este cu totul subordonată. Ea poate proveni și din roci vulcanogene preexistente legate eventual de magmatismul neogen din Munții Apuseni. În argilele piroclastogene se găsesc de altfel și mici fragmente — lapili — puternic alterate. Din materialul granular am admis că cuarțul este terigen, de origine cristalofiliană sau din sedimente preexistente.

Feldspații și cristobalitul sunt minerale de origine vulcanogenă directă sau indirectă. Sticla vulcanică nu a fost recunoscută.

Muscovitul detritic a fost în parte alterat și se găsește înglobat în grupa illitului.

Componenta argiloasă poate avea trei origini : minerale remaniate din depozite și roci alterate preexistente, rezultate din procesele de agrădere sau degradare în mediul de sedimentare, resintetizate *in situ* pornind de la soluții ionice și pe seama materialului piroclastic prin alterare sub-acuatică.

Conținutul mai mult sau mai puțin constant în illit în întreaga serie sedimentară ne îndreptățește opinia de a-l considera integral de natură epiclastică (într-un caz a fost recunoscută de altfel și forma de open-illit).

<sup>9</sup> V. Corvin Papiu, A. Manea. Studiul mineralelor grele din depozitele neogene de la Baia Mare. 1961. Arh. Inst. geol. geof. București.

<sup>10</sup> V. Corvin Papiu, V. Iosof, Daniela Popescu, Irina Bratosin, Catinel Papadopol, Florica Popescu, Elena Colios. Studiul complex al rocilor argiloase din R.S.R. Studiul chimico-mineralologic asupra argilelor pannoniene din regiunea Baia Mare. 1972. Arh. Inst. geol. geof. București.



Pentru explicarea genezei celorlalte minerale argiloase se pot formula două ipoteze :

1. Montmorillonitul rezultă cel puțin în parte din degradarea illitului care, în anumite condiții subacuatice, ar pierde potasiul. În orizontul superior condițiile limnice, cu  $pH$ -uri mult mai acide ar fi determinat degradarea illitului pînă la caolinit. În acest sens ar pleda raportul invers dintre mineralele citate mai sus (fig. 8, 9) cum și prezența în argile a unui procent de  $K_2O$  cu mult mai ridicat decît cel corespunzător illitului din respectivele roci argiloase. Acest fapt s-ar datora lipsei de curenți în bazinul de sedimentare, ipoteză admisă de noi, după cum am arătat mai sus, pentru argilele pliocene din Banat și din bazinul Beiușului. În același sens ar pleda – numai într-o oarecare măsură – prezența rețelelor mixte montmorillonit-illit. Derivarea caolinitului din muscovit este frecventă în medii acide și a fost citată de noi în cazul bauxitelor de la Sohodol (Papu et al., 1975) și al argilelor bauxitice din bazinul Hațegului (Papu et al., 1971).

În aceeași ordine de idei ar trebui să admitem și derivarea cloritului ferifer de 14 Å din illit sau din montmorillonit prin procese de agradare, recunoscindu-se rețele mixte clorit-montmorillonit și illit-clorit.

Lipsa vermiculitului ca atare sau în rețele mixte este primul argument care contrazice net această ipoteză.

Pe de altă parte nu este posibil ca, în același mediu în care are loc degradarea illitului, să se producă concomitent agradarea sa în clorit. De altfel rețelele mixte cu clorit se găsesc și la nivelul orizontului 6 în care salinitatea este minimă. În fine, un al treilea argument ar fi faptul că montmorillonitele ca și illitul sănt magneziene și nu pot genera clorite ferifere, în condițiile mediului din mările pannoniene.

2. În cea de-a doua acceptie, mineralele argiloase au fost aduse ca atare de pe continent unde se formaseră prin alterare hidrotermală sau supergenă mai ales pe seama lavelor andezitice. Montmorillonitul, parțial sau total, și-ar avea originea în alterarea submarină sau sublacustră a unui material piroclastic (bentonizare). Pe această linie trebuie să admitem că materialul argilos adus în bazinul de sedimentare era mult mai variat sub raport chimico-mineralologic în cursul sedimentării orizonturilor inferioare decît la al celor superioare mai ales a orizontului 6. Prezența intercalărilor cărbunoase în orizontul 5 pledează pentru un climat umed și probabil destul de călduros în timpul sedimentării argilelor din orizonturile 3-5.

La sfîrșitul Pontianului (orizontul 6) se creează brusc condiții favorabile instalării unui regim tropical în care alternează perioade de precipitație și drenare cu perioade de uscăciune, astfel că, în condiții de levi-gare avansată, au loc procese de lateritzare și deci de îmbogățire în caolinit și oxizi ferici, minerale care se decantează apoi într-un lac puternic aerisit și totalmente îndulcit, depozitele îmbrăcind un facies net siderolitic. Prezența carbonaților (mai ales a siderozei) în orizonturile inferioare și diminuarea lor cantitativă, pînă la totala dispariție (și înlocuire cu oxizi) în ultimul orizont acceptam că reflectează evoluția redoxi-



potențialului care scade concomitent cu scăderea *pH*-ului și diminuarea conținutului ionic prin îndulcirea lacului. Într-o lucrare anterioară am admis că, în cazul depozitelor pliocene din Banat (I. c.), conținutul în clorite de 14 Å ar reflecta însăși evoluția caracterului apelor din bazinul de sedimentare căci aceste minerale dispar practic la nivelul Portaferianului indicind îndulcirea totală a apelor, fenomen care se observă pretoutenid în formațiunea neogenă din domeniul pannonian. Este probabil că în cazul rocilor piroclastogene materialul vulcanogen este cel clastic primar sau un material ce s-ar fi decantat de-a dreptul în bazinul lacustru de sedimentare prin curgerile de nămol de pe flaneurile vulcanilor în activitate, iar procesul de montmorillonitzare început poate pe continent continuă apoi în mediul lacustru prin tololiză.

Din caracterele date de Gh i u r că (1970) în coloane stratigrafice, rezultă că intercalăriile cărbunoase apar mai ales la nivelul orizontului 5 — Pontian inferior — ceea ce ne conduce la supozitia că, la acest nivel a avut loc trecerea de la regimul lacustru str. s. la cel palustru de climă umedă și temperată sau caldă. La orizontul 6 revine faciesul lacustru dar cu depozite siderolitice, cu alternanțe de umezeală și uscăciune. De altfel alternanța caracterelor materialului sedimentar apare evidentă în multe depozite din regiunea Asmaji-Bîrsău în care lamine submilimetrice de culoare roșie alternează cu lamine submilimetrice cenușii analoge varvelor lacustre.

Prezența micilor cantități de pirită trebuie pusă pe seama unor remanieri din eruptiv, cantitatea maximă (aproape de 1%) găsindu-se în argila piroclastogenă (nr. 17) tipică.

În concluzie se poate deci afirma că sedimentarea argiloasă din formațiunea neogenă superioară din bazinul Băii Mari a avut loc la început într-un mediu cu o oarecare salinitate care a scăzut ușor spre orizonturile superioare, îndulcindu-se total la nivelul orizontului 6. Concomitent descrește *pH*-ul și *EH*-ul de la orizontul inferior pînă la cel superior care odată cu îndulcirea, devine și puternic oxidant și acid. Caracterul mineralelor argiloase este impus în primul rînd de originea lor (terigenă sau vulcanogenă), iar al mineralelor de precipitare (carbonați, oxizi) de caracterele mediului de acumulare.

Alcătuirea mineralologică și într-o bună măsură și cea chimică permite deosebirea rocilor argiloase piroclastogene de restul seriei, dar numai pînă la un anunit grad de alterare și contaminare cu material terigen, dincolo de care, chiar dacă roca păstrează aspectul macroscopic de tuf, chimismul tinde spre uniformizare și doar conținutul în montmorillonit mai vorbește despre originea sa vulcanogenă.

## BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1973) Volcanisme neogène des Monts Gutii. *Rév. roum. géol. géoph., géogr., série de géol.* 17, 1, București.  
 Brindley B. W. (1951) Chamosite structure. *Mineral. Mag.*, 29, p. 502—525. London.



- Gherasi N., Bombiță G. (1967) Text explicativ pentru foaia 3 Baia Mare la sc. 1 : 200.000 Inst. geol. București.
- Kalmár I., Ionescu Doina (1970) Considerații asupra zăcămintelor de ocră de la Poiana Codrului-Birsău (jud. Satu Mare). *Bul. Soc. St. Geol. R.S.R.* XII, București.
- Papiu V. Corvin, Colios Elena, Iosof V., Giușcă R. (1972) Caracterele chimico-mineralogice ale componentei argiloase din depozitele neogene superioare din bazinul Beiușului. *D.S. Inst. geol.* LVIII/1, p. 273–292 București.
- Iosof V., Medeșan Alexandra, Giușcă R., Papadopol Catrinel (1973) Alcătuirea chimico-mineralologică și geneza unor argile neogene din Banat. *D.S. Inst. geol.* LIX/1, p. 305–332, București.
  - Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanța, Giușcă R. (1971) Alcătuirea chimico-mineralologică a formațiunii bauxitifere din bazinul Hațegului. *D.S. Inst. geol.* LVII/2, p. 77–123, București.
  - Iosof V., Minzatu Silvia, Giușcă R., Jacotă G. (1975) Alcătuirea chimico-mineralologică a bauxitelor din regiunea Sohodol-Cîmpeni (jud. Bihor). *D.S. Inst. geol. geof.*, LXI/2, p. 37–69, București.

## COMPOSITION CHIMIQUE-MINÉRALOGIQUE DES ARGILES NÉOGENES SUPÉRIEURES DU BASSIN DE BAIA-MARE

(Résumé)

La région minière de Baia-Mare est située dans la partie NW de la Roumanie et est bien connue dû à ses minéralisations hydrothermales de sulfures complexes, exploitées depuis les temps les plus reculés ; ces minéralisations sont les produits de l'activité volcanique du Massif de Gutii, situé au nord de la localité de Baia-Mare. Le bassin néogène de Baia-Mare s'étend au S de cette masse éruptive entre les îles cristallines de Codru, de Preluca et de Ticău.

En 1970, Ghîurcă séparait dans cette formation 7 horizons correspondant, dans le bassin extracarpate, à l'intervalle Kersonien-Lévantin. Le matériel étudié provient des horizons 3, 4, 5 et 6, correspondant à : l'horizon 3 = Méotien moyen, l'horizon 4 = Méotien supérieur, l'horizon 5 = Pontien inférieur, l'horizon 6 = Pontien supérieur.

Les échantillons récoltés ont été soumis à des déterminations roentgénographiques pour établir la composition minéralogique, illustrée ensuite dans les tableaux 1 et 2 et dans la figure 1.

Dans cette détermination, les minéraux argileux ont été traités en général et détaillés dans les déterminations faites sur la fraction fine (sous 2 microns).

On constate une tendance de corrélation inverse entre le contenu en matériel détritique et les minéraux argileux dans les limites restreintes de variation, la plus grande quantité d'argile correspondant au taux minimum de quartz (horizon 4). Les feldspaths, considérés d'habitude d'origine pyroclastique tout comme la teneur discontinue en cristoballite, présentent presque les mêmes taux pour les trois niveaux inférieurs, diminuant sensiblement au niveau de l'horizon 6. Le graphique 2 illustre la relation entre argile, quartz+feldspath et montre que les roches sont en grande majorité des argiles siltyques ou des siltites argileuses. Les carbonates représentés par la calcite, la dolomie et la sidéroïte, dénotent un rapport inverse (en moyenne) entre ces deux



dernières, dans les horizons 3, 4 et 5, la sidérose diminuant et la dolomie augmentant (tab. 2) à partir de la base vers la partie supérieure de la colonne stratigraphique. Dans l'horizon 6, la sidérose et la dolomie manquent, le seul minéral, carbonaté en quantité réduite, étant la calcite. Le rapport entre argile et carbonates (fig. 3) indique que les roches se situent dans le domaine des argiles jusqu'aux argiles marneuses, les marnes *str. s.* y manquent.

Dans l'échantillon 17 (horizon 4) qui est un pyroclastite fortement altéré, plus exactement une argile montmorillonitique pyroclastogène, on trouve le plus grand taux d'argile et le plus réduit contenu en carbonates (dans les horizons 3—5). Dans l'horizon 6, la place des carbonats est occupée par l'hématite + goéthite qui impriment aux roches la couleur rouge; ces roches se trouvent en grande quantité. Dans le graphique ternaire de la figure 4, toutes les roches argileuses occupent le même champ, excepté celles de l'horizon 6 qui s'individualisent nettement.

Sur la fraction sous 2 microns (fraction fine) on a fait des analyses chimiques complètes (fig. 5, 6; tab. 3, 4) et des déterminations roentgénographiques et thermo-différentielles qui corrélées aux analyses chimiques, ont permis d'établir la composition minéralogique des tableaux 3 et 4. Le tableau 3 relève le fait que l'horizon 6 est beaucoup plus pauvre en ions que les roches des horizons inférieurs, à l'exception de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  qui est de 3—4 fois supérieur à l'alumine, dépassant de peu les taux des autres minéraux. Dans le cadre des horizons 3 et 5 les quantités de silice, d'alumine, de magnésium et de calcium sont proches.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a une faible tendance d'augmentation dans les horizons 4 et 5 par rapport à l'horizon 3 tandis que  $\text{FeO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  se trouvent en quantités supérieures dans l'horizon 3 par rapport aux horizons 4 et 5, qui ont des contenus très proches. Nous pouvons noter également que l'échantillon pyroclastogène 17 (horizon 4) contient les plus grands taux de  $\text{MgO}$  et  $\text{TiO}_2$  de toute la série analysée, le plus grand taux de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  des horizons 3, 4, 5 et les plus réduits taux de  $\text{FeO}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ . L'échantillon 16, pyroclastogène aussi, s'intègre dans les valeurs des autres échantillons.

Dans le graphique ternaire de la figure 6 on constate une superposition des roches des horizons 3 et 5 et une séparation nette des échantillons de l'horizon 6.

Sous le rapport minéralogique (tab. 6, 5; fig. 7) on constate que la fraction sous 2 microns ne correspond pas à la notion d'argile, cette fraction contenant encore une petite quantité d'un quartz détritique (sous 2%) et des oxydes ferriques. Il a paru logique de noter que l'horizon 6 se caractérise exclusivement par la présence de la kaolinite, pratiquement absente dans les autres horizons, et par de grandes quantités d'hématite et de goéthite. Les autres minéraux argileux sont soit absents (chlorites proprement dites et septéchlorites) à ce niveau, soit en quantités subordonnées par rapport aux horizons sousjacents (montmorillonides). L'illite apparaît en quantités analogues dans les horizons 6 et 3, c'est-à-dire en quantités inférieures aux horizons 4 et 5. L'horizon 3 est la plus riche en montmorillonite et chlorites et un peu plus pauvre que les horizons 4 et 5 en hématite (la goéthite n'apparaît pas dans les trois horizons inférieurs). Il est intéressant de remarquer le développement continu des chlorites de 14 Å à partir de l'horizon 3 vers ceux supérieurs, notamment (en moyenne): horizon 3 = 5%, horizon 4 = 3%, horizon 5 = 2%, horizon 6 = 0. Cette concentration des minéraux argileux ayant trois couches, dans la partie inférieure de la colonne stratigraphique et leur diminution vers sa partie supérieure où ils sont remplacés par des oxydes ferriques et la kaolinite, semble refléter l'adoucissement continu des eaux du bassin de sédimentation concomitante à la diminution du pH et l'accroissement du taux des oxydes.

Un graphique ternaire concernant les trois minéraux argileux principaux; montmorillonite-illite-chlorites nous révèle que seulement les échantillons des horizons 6 et 3 se situent dans des champs bien définis, tandis que les valeurs des autres échantillons présentent des posi-



tions non-significatives (fig. 9). Un graphique binaire montmorillonite-illite (fig. 8) nous indique une corrélation inverse (avec des valeurs très proches pour les échantillons des horizons 3 et 5, tandis que dans l'horizon 6, pour une quantité constante de l'illite, le contenu en montmorillonite est variable). D'autre part, entre la montmorillonite et la kaolinite, au niveau de l'horizon 6, on constate une corrélation directe illustrée par la figure 9 et par la figure 8, à condition d'ajouter à la montmorillonite les taux de la kaolinite. Nous mentionnons ici la présence en série des réseaux mixtes des types : montmorillonite-illite, montmorillonite-chlorite, illite-chlorite et, une seule fois, le réseau avec tous les trois types de minéraux (tab. 7).

Les deux échantillons pyroclastogènes (échantillons 16 et 17, horizon 4) s'encadrent parfaitement dans les valeurs des autres roches argileuses, riches en montmorillonite et pauvres en illite, l'échantillon 17 ayant le plus grand taux de la montmorillonite de la série (89 %), un taux élevé d'hématite et un faible contenu de réseaux mixtes (Mt-Cl).

Vu le rapport génétique, nous avons considéré que tout le contenu d'illite (y compris probablement le muscovite et l'hydromuscovite détritiques) est d'origine épicalistique représentant, tout comme le quartz, un fond de sédimentation plus ou moins constant et continu. Les feldspaths sont de nature pyroclastique ou détritique volcanogène comme les chlorites de 14 Å. La montmorillonite résulte probablement de l'altération sous-marine (halimirolitique) ou sous-lacustre (tololitique) d'un matériel pyroclastique. La corrélation inverse entre l'illite et la montmorillonite ne justifie pas la dérivation de la montmorillonite de l'illite; des minéraux argileux, la vermiculite en tant que produit intermédiaire, n'apparaît ni même dans les réseaux mixtes. La kaolinite, si nous la considérons de nature exogène tout comme l'excès d'hématite de l'horizon 6, prouve l'apparition des conditions du faciès sidérolitique à la fin du processus de sédimentation argileuse du bassin de Baia Mare. La sidérite et peut-être les chlorites de 14 Å reflètent dans leur évolution les caractères du milieu d'accumulation, et notamment : plus réducteur, riche en ions, dans sa partie inférieure et plus adouci à mesure qu'on se réfère à des niveaux supérieurs. Au niveau de l'horizon 5 il y a le passage vers un domaine palustre (formation de charbons), tandis qu'au niveau de l'horizon 6 on revient à un milieu lacustre oxydant. L'altération a un caractère latéritique sur le continent et le faciès sidérolitique se manifeste dans la sédimentation.

L'intervention d'un matériel volcanique résulte des éruptions synchrones à la sédimentation conduit aux faciès pyroclastiques des roches intercalées dans la série qui, dû au matériel terrigène synchrone, évoluent par altération et par voie diagénétique de la même manière que les argiles proprement-dites, présentant un chimisme analogue.



## **2. ZĂCĂMINTE**

### **AMFIBOLII ACTINOLITICI DIN ZĂCĂMÎNTUL DE TALC DE LA PÎRVOVA (MUNTII SEMENIC)<sup>1</sup>**

DE

HARALAMBIE SAVU<sup>2</sup>, CECILIA VASILIU<sup>2</sup>, FLORICA POPESCU<sup>2</sup>

#### **Sommaire**

Amphiboles actinolitiques du gisement de talc de Pîrvoava (Monts de Semenic). Les corps de roches ultrabasiques de la région de Pîrvoava, produits du magmatisme initial dalslandien, sont métamorphisées dans les conditions du faciès des schistes verts, zone à biotite. Durant le métamorphisme, ces corps ont été affectés par les solutions synmétamorphiques, chaudes, qui s'infiltrent et se dispersent dans la masse des corps ultrabasiques, en déterminant leur transformation partielle ou totale en talc, associé à actinolite et la magnétite. Parfois, on observe également une faible listvénitisation. Dans la masse des corps ultrabasiques prennent naissance des filons de quartz ou aplite, autour desquels apparaissent des zones metasomatiques monominérales, symétriques, constituées de talc, actinolite ou biotite. Dans certains cas on rencontre des filons métasomatiques formés par l'un des trois minéraux. Les amphiboles qui se développent dans les roches à talc correspondent aux actinolites classiques. Leur formation dépend de la composition chimique des roches ultrabasiques, de l'évolution du potentiel du calcium et des conditions de PT spécifiques au faciès des schistes verts.

#### **Introducere**

Corpurile de roci ultrabajice cu talc și amfiboli, de care ne ocupăm, sunt cantonate în sisturile cristaline dalslandiene de pe valea Craiova din regiunea Pîrvoava, situată în partea de sud—est a munților Semenic. Sisturile cristaline din regiune aparțin la două serii metamorfice de vîrstă precambrian-medie (Savu, 1973) și anume, seria de Sebeș-Lotru și seria de Minis (fig. 1).

Seria de Sebeș-Lotru, reprezentată în regiune prin complexul micasisturilor ( $C_4$ ), este metamorfozată în condițiile zonei cu almandin și constă

<sup>1</sup> Predată la 17 mai 1975, acceptată pentru publicare la 18 mai 1975, comunicată în ședința din 23 mai 1975.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1. București 32.



din micașisturi cu granat, care conțin numeroase intercalății de paragnaise, gnaisă cuarțo-feldspatice, cuarțite și amfibolite. Rare se întâlnesc pegmatite cu muscovit și filoane de cuarț.

Seria de Minis, care ocupă zona axială a sinclinalului asymmetric Mehadica-Verendin-Poneasca (Savu, 1965), este metamorfozată în condițiile zonei cu biotit. Această serie constă în principal din ortoamfibolite, șisturi și gnaisă amfibolice, care alternează cu șisturi cuarțitice cu biotit, clorit și muscovit, șisturi carbonatice, cuarțite cu biotit și muscovit și șisturi grafitoase.

În ambele serii metamorfice se întâlnesc corpuri de roci ultrabazice metamorfozate, care pe lîngă alte componente, conțin uneori și amfiboli actinolitici, minerale ce fac obiectul acestui studiu.

### **Corpurile de roci ultrabazice**

Corpurile de roci ultrabazice de la nord de localitatea Pîrvova au fost cercetate, sub aspect petrologic, de Negacșu și Bîră (1962), Gheruci et al.,<sup>3</sup> și Savu (1970). Asupra acestor corpuri s-au efectuat lucrări miniere de explorare și de extragere a talcului, mineral ale cărui concentrații au fost aproape epuizate, motiv pentru care lucrările de exploatare sunt sistate în prezent.

Ca și rocile amfibolitice cu care se asociază în regiune, ultrabazitele reprezentă produsele activității magmatismului inițial-ofiolitic al ciclului dalslandian. Corpurile de roci ultrabazice au dimensiuni reduse și sunt cantonate atât în seria de Sebeș-Lotru, cât și mai ales în seria de Minis, unde se asociază cu ortoamfibolitele acestei serii. Ele sunt alcătuite în principal din serpentinite antigoritice, în care se găsesc uneori resturi neterminante din mineralele primare, astfel că aceste roci se caracterizează prin următoarea asociație intermediară de minerale.

#### **(1) Olivină-diopsid-antigorit-serpofit-crizotil-actinolit-clorit-talc-carbonați (magnetit)**

Olivina și diopsidul sunt minerale relicte din rocile intrusive primare, care au fost reprezentate prin peridotite și lherzolite. Ortopiroxenul lherzolitelor este indicat de prezența bastitului în unele serpentinite de pe valea Pudina. Asociația de minerale menționată arată că rocile nu au atins echilibru stabil în timpul transformării lor.

În cazul serpentinizării lor complete, în condițiile metamorfismului la nivelul zonelor cu biotit sau cu almadin, în rocile ultrabazice se formează următoarea parageneză :

#### **(2) Serpentin (antigorit)-clorit-magnetit-oligist**

<sup>3</sup> O. Gheruci, V. Serafimovici, G. Paraschivescu. Raport asupra prospectiunilor geologice din regiunea Mehadia-Topleț-Pîrvova (Banatul de Sud). 1963. Arh. M.M.P.G., București.



Corpurile de roci ultrabazice situate în valea Craiovei, la nord-nord-vest de cracul Străjeștilor, au suferit fenomene de alterare în talc, ele fiind caracterizate prin următoarele parageneze :

- (3) *Talc-actinolit-magnetit*
- (4) *Talc-clorit-magnetit.*



Fig. 1. — Harta geologică a regiunii de la nord de Pirvova (simplificată după harta geologică scara 1 : 50.000 — Savu, 1974).

1, roci ultrabazice ; 2, seria de Miniş ; 3, seria de Sebeş-Lotru ; 4, falie ; 5, falie de încălcare ; 6, ax de sinclinal ; 7, ax de anticlinal ; 8, limita zonelor de metamorfism ; 9, foliație și lineație.

Geological map of the region north of the Pirvova region (simplified according to geological scale 1 : 50.000 — Savu 1974).

1, ultrabasic rocks ; 2, Miniş series ; 3, Sebeş-Lotru series ; 4, fault ; 5, overthrust ; 6, syncline axis ; 7, anticline axis ; 8, limit of metamorphism zones ; 9, foliation and lineations.

Procesul de înlocuire a rocilor ultrabazice cu talc s-a încheiat în timpul metamorfismului regional dalslandian, în condițiile faciesului șisturilor verzi, la nivelul zonelor cu biotit și almandin, dar este probabil că procesul de serpentinizare a fost declanșat de fenomenele de autometamorfism, sub acțiunea soluțiilor postmagmatice, bogate în  $\text{SiO}_2$ . În același sens pledează și procesele slabe de listvenitizare care afectează unele corpuri de roci ultrabazice, ceea ce presupune și un aport de  $\text{CO}_2$  care a condus la înlocuirea parțială a rocii cu carbonat de magneziu. De remarcat este faptul că acest mineral formează uneori filoane și mici lentile monominerale în rocile cu talc sau serpentinizate. În rocile afectate de procesele de carbonatizare sunt caracteristice următoarele parageneze :

- (5) *Serpentin (antigorit)-magnezit-magnetit*
- (6) *Serpentin (antigorit)-talc-magnezit-magnetit*
- (7) *Serpentin (antigorit)-talc-actinolit-magnezit-magnetit*
- (8) *Talc-magnezit-magnetit*

Corpurile de serpentinite și cele înlocuite în parte cu talc sunt străbătute uneori de filoane de aplite sau cu caracter pegmatoid, ceea ce atestă clar că corporile de roci ultrabazice au fost puse în loc înainte de manifestarea metamorfismului dalslandian care a generat rocile filoniene. În jurul acestor filoane s-au format benzi simetrice de roci monominerale caracteristice, constituite din talc în lamele de 2–7 mm diametrul, actinolit sau cloritite cu talc și magnezit, mai rar cloritite cu talc, magnezit, magnetit și granule de ortit radioactiv, ce produc aureole pleocroice în cloritele în care sunt incluse. În unele cazuri se întâlnesc numai filoane metasomatice de cloritite asociate cu mineralele menționate. Asemenea roci filoniene se cunosc și în zăcămîntul de talc din nordul insulei Kiusiu din Japonia (U t i d a , M u t a , 1958, fide K o r e n b a u m , 1967).

Aceste corperi ultrabazice prezintă la contactul cu șisturile cristaline în care sunt cantonate, o aureolă de reacție monominerală foarte îngustă, constituită de obicei din biotit, asociat uneori cu hornblendă actinolitică (S a v u , 1970) asemănătoare celor din insulele Shetland (R e a d , 1934) și Skye (M a t t h e w s , 1967).

Pentru completarea imaginii asupra corporilor ultrabazice din regiune, menționăm că pe o creastă situată la aproximativ 2 km spre nord de Pîrvova, se găsește un corp de hornblendite, care este străbătut de un filon de pegmatit, ca și corporile de serpentinite și talc.

### **Ambifolii actinolitici**

Amfibolii actinolitici se formează de obicei în rocile cu talc și mai rar în zona monominerală biotitică, marginală, de reacție a acestor corpori; în rocile serpentinizate acest amfibol nu a fost observat.

În rocile cu talc amfibolii actinolitici alcătuiesc cristale prismatice sau aciculare ce pot atinge 8 cm lungime și 6 mm grosime, orientate paralel cu foliația rocii, uneori și divergente. În unele părți ale corporilor s-au format, pe fisuri concreșteri radiare sau jerbe de amfibol actinolitic.

Cristalele de amfibol sunt de culoare verde — verde închis spre interior și verde deschis pe margini. Cu cât cristalele sunt mai subțiri, cu atât culoarea lor verde este mai deschisă.

Amfibolul actinolitic din rocile cu talc are următoarele proprietăți optice :

Mineral incolor

$$Ng \wedge c = 15^\circ$$

$$Ng - Np = 0,023$$

$$(-) 2V = 80^\circ$$

Planul axelor optice este paralel cu fața (010)

$$1' = (+)$$

În vederea efectuării mai multor analize asupra acestor minerale, din rocile cu talc și din filoanele metasomatice au fost separate la binocular patru probe de amfiboli.



Din analiza termică efectuată pe cele patru probe de amfiboli rezultă curbe care indică o pierdere continuă de apă (fig. 2 TG). În domeniul cuprins între  $900^{\circ}\text{C}$  și  $1000^{\circ}\text{C}$ , acestea indică o degajare bruscă a restului

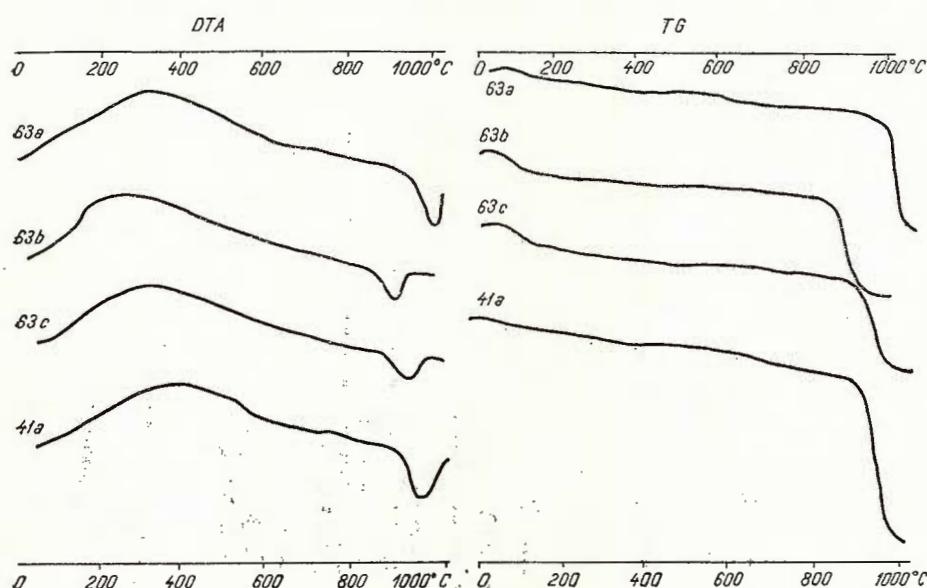


Fig. 2. — Curbele termodiferențiale ale amfibolului de la Pirvova.  
Thermodifferential curves of the Pirvova amphibol.

de apă de constituție, fenomen însotit probabil de o modificare a rețelei cristaline a mineralului, asociată cu efectul endoterm ce se observă pe curbele DTA corespunzătoare (fig. 2).

Pentru toate probele, la temperatura de aproximativ  $400^{\circ}\text{C}$ , se observă un efect exoterm, care ar corespunde probabil oxidării fierului bivalent.

În cazul probei 41a se observă în plus mici efecte endoterme situate la temperaturile de  $740^{\circ}\text{C}$  și  $980^{\circ}\text{C}$ , care indică prezența unor foarte mici cantități de magneziu și calciu.

Eșantioanele de amfiboli au fost analizate la raze X, fiind înregistrate sub formă de pudră (dimensiunea particulelor =  $0,057\text{ mm}$ ) cu difracțometrul TUR M-61, folosindu-se radiație de Co trecută printr-un filtru de Fe.

Condițiile de lucru au fost următoarele : tensiunea —  $28\text{ Kv}$ , curentul de emisie —  $14\text{ m A}$ , numărul de impulsuri —  $60 \cdot 10^3/\text{min}$ , viteza goniometrului  $1^{\circ}\text{Q}/\text{min.}$ , iar a hărției de înregistrare  $600\text{ mm/h.}$

Difractogramele indică minerale foarte bine cristalizate, având toate reflexele bine exprimate. Se observă de asemenea că probele 63a, 63b și 63c sunt actinolite pure; amfibolul 41a conține doar o foarte mică cantitate ( $\sim 0,5\%$ ) de calcit (fig. 3).

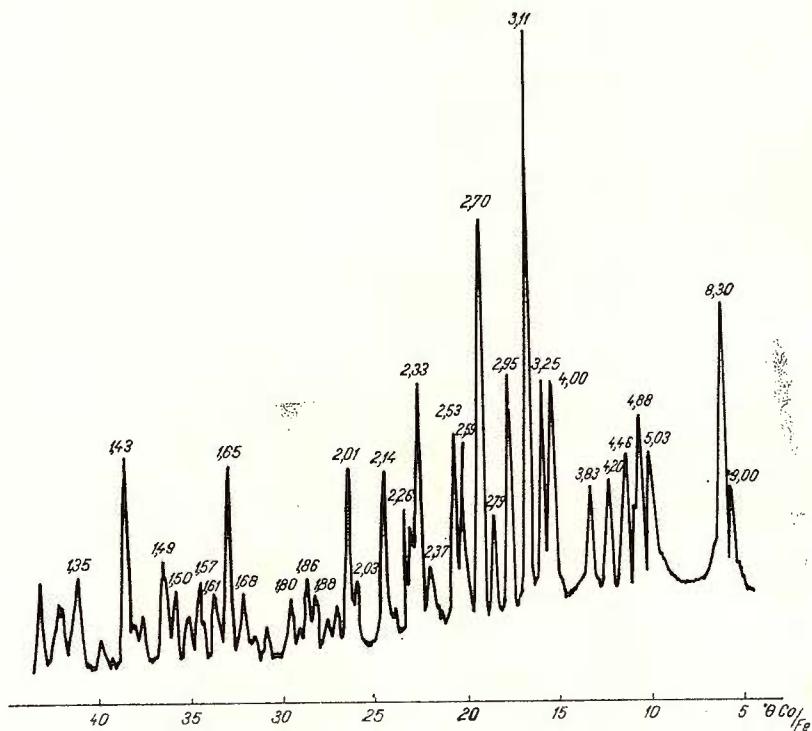


Fig. 3. — Difractograma amfibolului de la Pîrvova.

Diffractogram of the Pîrvova amphibole.

În tabelul 1 au fost trecute pentru toate fețele ( $h k l$ ) distanțele intrareticulare  $d$  exprimate în angströmi (Parris, Mack, 1963), precum și intensitățile respective (intensitățile au fost raportate la cea corespunzătoare lui  $d = 3,11 \text{ \AA}$ , considerat cu  $I = 100$ ).

În tabelul 1 au fost trecute numai o serie de valori pentru  $d$ , deoarece ele au fost identice pentru toți amfibolii analizați. Valorile  $I$  au fost de asemenea foarte apropiate, diferențele dintre ele fiind mai mici de 5%.

Pentru comparație, în tabelul 1 au fost trecute datele unui actinolit pur din Tirol (Austria), mineral, care dintre toți amfibolii analizați în literatură, este cel mai apropiat de actinolitele de la Pîrvova.

TABELUL 1

Date obținute, prin difracția de R X asupra amfibolilor de la Pirvova comparate cu acelea ale unui actinolit pur.

1			2		
hkl	I	d(Å)	hkl	I	d(Å)
020	18	9,00		40	9,06
110	50	8,30	(110)	70	8,42
111,130	15	5,03		30	5,12
200	20	4,88		50	4,88
040	15	4,46		50	4,52
220	15	4,20			—
131	15	3,83		50	3,87
131,041	35	3,40		70	3,38
240	40	3,25		60	3,27
310	100	3,11		80	3,11
151,221	35	2,95		60	2,94
330	15	2,79			—
151	70	2,70	(251)	100	2,71
061	30	2,59	(161)	50	2,59
202	30	2,53	(002)	60	2,53
	10	2,37			—
551	45	2,33		40	2,33
	15	2,29			—
312	20	2,26		20	2,27
261	25	2,14		40	2,16
202	15	2,03		30	2,04
402	25	2,01		30	2,01
	10	1,88			—
	10	1,86		20	1,86
	10	1,80			—
	10	1,68			—
461	35	1,65		40	1,65
	10	1,61			—
153	10	1,57		40	1,58
	10	1,55			—
	10	1,52			—
	10	1,50			—
0,12,0	20	1,49			—
661	40	1,43	561	40	1,43
710	20	1,35			—

<sup>1</sup> Valori obținute asupra eșantioanelor 63a, 63b, 63c și 41a;

<sup>2</sup> Actinolit din Tirol, Austria (după Index of the X-ray powder data file — A.S. T.M., 1962).

### Compoziția chimică

În vederea stabilirii formulei structurale, cele patru probe de amfiboli au fost analizate chimic (tab. 2). Comparațind compoziția chimică a celor patru probe de amfiboli de la Pirvova cu analizele chimice și formulele



TABELUL 2  
Compoziția chimică și formula structurală a amfibolilor actinolitici

Nr. probei	63a	63b	63c	41a*	6**
SiO <sub>2</sub>	54,68	54,86	54,59	56,40	55,26
TiO <sub>2</sub>	0,12	0,08	0,05	0,05	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,42	2,71	3,06	1,08	1,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,66	0,53	0,29	0,32
FeO	4,68	4,58	5,10	4,06	5,12
MnO	0,24	0,24	0,22	0,30	0,31
MgO	20,94	21,37	21,66	22,28	20,41
CaO	13,48	13,52	13,33	13,89	12,07
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,18	0,25	0,07	0,59
K <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,05	0,04	0,10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,03	2,01	1,92	2,24	1,81
F	0,03	0,03	0,08	0,03	0,31
	100,33	100,27	100,84	100,73	99,93
O=F	0,01	0,01	0,03	0,01	0,13
Total	100,32	100,26	100,81	100,72	99,80
D.	3,064	3,048	3,050	3,034	—

Numărul de ioni, baza 24 (O, OH, F)

Si	7,588	7,624	7,570	7,822	7,736
Al	0,412	0,376	0,430	0,177	0,264
Al	0,148	0,068	0,070	—	0,104
Ti	0,013	0,008	0,005	0,005	0,004
Fe <sup>+3</sup>	0,048	0,069	0,055	0,030	0,125
Mg	4,331	4,427	4,477	4,589	4,259
Fe <sup>+2</sup>	0,543	0,532	0,591	0,471	0,600
Mn	0,028	0,028	0,026	0,035	0,036
Na	0,059	0,048	0,067	0,019	0,160
Ca	2,005	2,013	1,980	2,022	1,810
K	0,005	0,005	0,009	0,007	0,018
OH	1,880	1,864	1,776	1,796	1,690
F	0,013	0,013	0,053	0,013	0,138
100 Mg : (Mg $\pm$ Fe <sup>+2</sup> $+$ Fe <sup>+3</sup> + Mn)	87,5	87,6	86,9	89,5	84,8

\* Include 0,30 % CO<sub>2</sub>; \*\* Actinolit, Chester, Vermont (Weeks, 1956) care include 0,32 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,16 % NiO și 0,01 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (din Deer et al., 1964, p. 252); + Include Cr, 0,036 și Ni 0,018; D = Densitatea mineralelor.



structurale ale diferenților amfiboli din literatură, se constată o mare asemănare a acestora cu amfibolul actinolitic de la Chester, Vermont, redat de D e e r et al. (1963) după W e e k s.

Formulele cristalochimice ale acestor cristale sunt prezentate mai jos.

- 63 a —  $[K_{0,005} Na_{0,059} Ca_{0,005}]_{0,069} Ca_{2,00} [Mn_{0,028} Fe_{0,543}^{+2} Mg_{4,331} Fe_{0,048}^{+3} Ti_{0,013} Al_{0,148}]_{5,11}$   
 $[Al_{0,412} Si_{7,588} l_{8,00} O_{22} [F_{0,013}(OH)_{1,880} O_{0,107} l_{2,00}]$
- 63 b —  $[K_{0,005} Na_{0,043} Ca_{0,013} l_{0,066} Ca_{2,00} [Mn_{0,026} Fe_{0,532}^{+2} Mg_{4,427} Fe_{0,069}^{+3} Ti_{0,008} Al_{0,068}]_{5,13}$   
 $[Al_{0,376} Si_{7,624} l_{8,00} O_{22} [F_{0,013}(OH)_{1,864} O_{0,123} l_{2,00}]$
- 63 c —  $[K_{0,009} Na_{0,047} l_{0,056} [Ca_{1,980} Na_{0,020} l_{2,00} [Mn_{0,026} Fe_{0,591}^{+2} Mg_{4,477} Fe_{0,055}^{+3} Ti_{0,005} Al_{0,070} l_{5,22}$   
 $[Al_{0,430} Si_{7,570} l_{8,00} O_{22} [F_{0,035}(OH)_{1,776} O_{0,188} l_{2,00}]$
- 41 a —  $[K_{0,007} Na_{0,019} Ca_{0,022} l_{0,046} Ca_{2,00} [Mn_{0,035} Fe_{0,471}^{+2} Mg_{4,589} Fe_{0,090}^{+3} Ti_{0,005} l_{5,13}$   
 $[Al_{0,177} Si_{7,822} l_{8,00} O_{22} [F_{0,013}(OH)_{1,796} O_{0,191} l_{2,00}]$

În grupa Z aluminiul completează numărul de atomi de siliciu (R o s s et al., 1969) în poziția tetraedrică, restul de atomi de aluminiu completând pozițiile din grupa Y.

În grupa Y predomină atomii de magneziu față de cei de  $Fe^{2+}$ , ceea ce rezultă și din raportul 100 Mg : ( $Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ ), care prezintă valori ridicate ce variază între 86,9 și 89,5.

În grupa X, la o singură probă (63a) atomii de calciu se completează cu atomii de sodiu, restul de atomi de sodiu împreună cu cei de K, revenind grupei A (P h i l l i p s, 1963). În celelalte probe în care caleul din grupa X depășește 2 atomi, excesul revine grupei A.

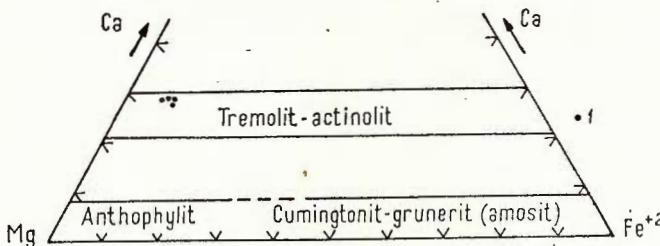
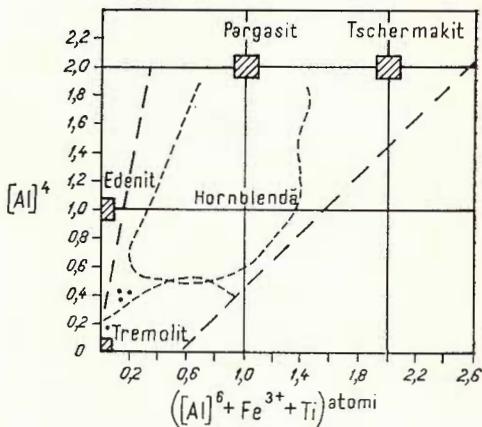


Fig. 4. — Diagrama Ca — Mg —  $Fe^{2+}$ . Diagram Ca—Mg— $Fe^{2+}$ .

Compoziția de actinolit a acestor amfiboli rezultă clar din diagrama din figura 4. De remarcat este faptul că acești amfiboli tend să se apropie de compoziția tremolitului.

Pe diagrama din figura 5, cele patru probe se proiectează între cimpul ocupat de tremolit și feroactinolite și cimpul hornblendelor. Proba 41a în care aluminiul are valoarea cea mai scăzută, se proiectează chiar în cimpul tremolit-feroactinolitelor, în apropierea poziției ocupată de tremolit. O poziție similară ocupă amfibolii și pe o diagramă pe ale cărei coordonate să arătă valorile  $(Na + K)$  și  $[Al]$ .<sup>4</sup>

Fig. 5. — Poziția amfibolilor de la Pîrvova pe diagrama  $[Al]^6 + Fe^{3+} + Ti/[Al]^4$ . Position of Pîrvova amphiboles on  $[Al]^6 + Fe^{3+} + Ti/[Al]^4$  diagrama.



### Geneza amfibolilor

Corpurile de roci ultrabazice au fost afectate de metamorfismul regional dalsidian de tip barovian, la nivelul zonei cu biotit, care, după Savu (1970) s-a format la temperatura de 450–470°C și presiunea lito-statică egală sau mai mare de 4 kb. Utilizând metoda lui Raase (1974) pentru determinarea condițiilor presiune și temperatură de formare a amfibolilor, am constatat că în funcție de conținuturile foarte mici de titan din formula lor structurală, actinolitele de la Pîrvova se situează în domeniul condițiilor slabe de metamorfism ale faciesului șisturilor verzi. În ceea ce privește presiunea, atomii de Al<sup>VI</sup> raportați la cei de Si arată că amfibolii de la Pîrvova s-au format la o presiune ceva mai mică de 5 kb (fig. 6).

În aceste condiții termodynamice corporile de roci ultrabazice sunt serpentinizate. Sub influența soluțiilor sinmetamorfice care se infiltrează

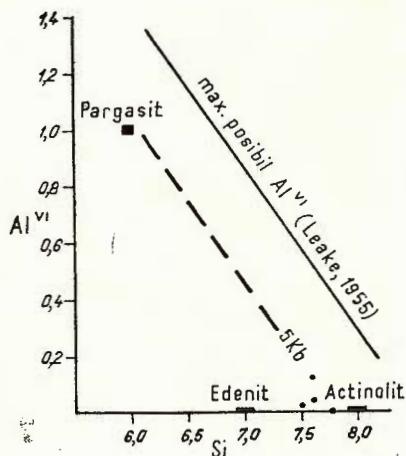


Fig. 6. — Poziția amfibolilor actinolitici de la Pîrvova pe diagrama Si/Al<sup>VI</sup> (bază 230), pentru determinarea condițiilor de presiune. Position of Pîrvova amphibole on Si/Al<sup>VI</sup> diagram (basis 230) for determining the pressure conditions.



în corporile ultrabazice din sisturile cristaline înconjurătoare, rocile ultrabazice, trecind prin stadiul de serpentinizare, sănt înlocuite mai departe de talc, asociat cu actinolit și magnetit, aşa cum atestă parageneza (3). Din aceste soluții rezultă de altfel și filoanele de aplite și de cuart, în jurul cărora se formează zonele metasomatice, monominerale, simetrice, constituite din talc, actinolit și clorit.

Un proces asemănător este invocat și de Korenbaum (1967) în explicarea genezei zăcămintelor de talc asociate unor corpori de roci ultrabazice. După acest autor, în timpul formării zăcămintelor de talc au loc procese bimetasomatice de infiltratie și difuziune a soluțiilor fierbinti, simmetamorfice, de la exteriorul spre interiorul corpilor ultrabazice.

Mineralele relicte din rocile serpentinizate, pe seama cărora s-au format rocile cu talc și amfiboli, arată că rocile primare au fost reprezentate în special prin peridotite și Iherzolite.

Cu scopul de a compara procesele geochemice care au loc în timpul metamorfismului rocilor ultrabazice în roci cu talc și actinolite, în tabelul 3 am redat compoziția chimică a rocilor în curs de transformare. Pentru rocile peridotitice primare au fost luate ca exemplu peridotitele din munții Drocea (Savu et al., 1970), ai căror componente chimice sunt redăti în limitele lor de variație. Alături de aceste date sunt reprezentate și variațiile oxizilor din rocile cu talc de la Pîrvova și din amfiboli actinolitici analizați din corporile ultrabazice din această regiune. Pentru rocile cu talc au fost preluate datele din analiza următoare: 58,20% SiO<sub>2</sub>; 1,0% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 3,09% FeO; 3,20% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 0,15% TiO<sub>2</sub>; 0,07% MnO; 0,90% CaO; 27,50% MgO; 0,03% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>; 0,07% S; 0,08% Na<sub>2</sub>O; 0,48% K<sub>2</sub>O; 0,45% H<sub>2</sub>O<sup>-105°</sup>; 4,30% H<sub>2</sub>O<sup>+105°</sup>; 0,50% CO<sub>2</sub>, efectuată de Giovanazză și Savu și cele din analizele parțiale prezentate de Gheruci et al.<sup>4</sup> și Savu (1970), în care fierul este redat în întregime sub formă de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

TABELUL 3

*Varierea conținutului de oxizi (%) în peridotite, roci cu talc și actinolite*

Oxizi	Peridotite-Drocea (Savu et al., 1970)	Roci cu talc și amfiboli-Pîrvova	Actinolite Pîrvova
SiO <sub>2</sub>	38,71-39,43	44-58	54,59-56,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,60- 6,57	3,20- 6,27	1,08- 3,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20- 7,53	3,0 - 6,0 (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> total)	0,29- 0,66
FeO	4,83- 7,77	—	4,06- 5,10
MgO	27,35-31,73	25,13-30,28	20,94-22,28
CaO	3,37- 3,85	0,90- 2,90	13,33-13,99
CaO	0,10- 0,14	0,01- 0,10	0,62- 0,64
MgO			

<sup>4</sup> Op. cit. pct. 3.



După cum rezultă din tabelul 3, în rocile ultrabazice și în special în peridotite, săt prezență totdeauna compoziții chimici necesari formării paragenezei (3) talc-actinolit-magnetit. Pentru a se putea realiza aceste transformări, în timpul metamorfismului corporilor ultrabazice are loc recristalizarea completă a rocilor ultrabazice cu redistribuirea compoziților chimici aflați în rețelele cristaline ale mineralelor primare, ca olivine, clino- și ortopiroxeni etc., în mineralele secundare ce se formează în condițiile de metamorfism amintite și într-un mediu cu apă în exces.

În cursul transformării rocilor serpentinizate în roci cu talc, în care se formează amfiboli actinolitici, sub acțiunea soluțiilor sinmetamorfice au loc următoarele modificări geochemice în compoziția rocilor :

a) În cazul în care se produce metamorfismul rocilor în direcția paragenezei (3) talc-actinolit-magnetit, regruparea compoziților chimici este simplă.

b) În cazul formării zonelor monominerale sau a filoanelor cu zone metasomaticice de actinolit simetrice, modificările sunt mai complexe.

În acest caz se constată, în primul rînd, că se produce un aport important de  $\text{SiO}_2$ , care crește de la peridotite pînă la actinolite. În același timp are loc îndepărțarea unei cantități apreciabile de aluminiu, magneziu și relativ mică de fier. Pentru a se forma amfibolii actinolitici, în timpul manifestării proceselor metasomaticice crește potențialul calciului care se concentrează în zona de formare a amfibolilor, într-o cantitate apreciabilă, aşa cum rezultă din variația  $\text{CaO}$  și a raportului  $\text{CaO/MgO}$  (tab. 3).

Cationii de Mg, Al și Fe în surplus sunt îndepărtați din spațiul ocupat de zona, filonul, lentila sau cuibul de actinolit, participînd la rîndul lor la formarea celorlalte zone monominerale, constituite din talc, biotit sau clorit din jurul filoanelor aplitice sau de quart.

### Concluzii

Din datele prezentate mai sus rezultă următoarele concluzii generale.

Corpurile de roci ultrabazice din regiunea Pîrvova, produse ale magmatismului inițial dalslandian, sunt metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi, zona cu biotit.

În timpul metamorfismului ele sunt afectate de soluții sinmetamorfice fierbînti, care se infiltrează și difuzează în masa corpurilor ultrabazice, determinînd transformarea lor parțială sau totală în talc, asociat cu actinolit și magnetit. Uneori se manifestă și o slabă listvenitizare.

În masa corpurilor se formează filoane de quart sau aplit în jurul căroror iau naștere zone metasomaticice monominerale, simetrice, constituite din talc, actinolit sau clorit. În unele cazuri se formează numai filoane metasomaticice, constituite din unul din cele trei minerale.

Amfibolii care se formează în rocile cu talc corespund actinolitelor clasice. Formarea lor depinde de compoziția chimică a rocilor ultrabazice, creșterea potențialului calciului și de condițiile de presiune și temperatură specifice faciesului șisturilor verzi.



## BIBLIOGRAFIE

- Deer W. A., Howie R. A., Zussaman J., (1963) Rock-Forming Minerals. 2, Longmans, London.
- Korenbaum S. A. (1967) Mineralnă paragenesis Taleovih mestorijdenii. A.N. SSSR, Moscova.
- Matthews D. W. (1967) Zoned ultrabasic bodies in the Lewisian of the Moine Nappe in Skye. *Scot. Jour. Geol.* 3, Pt. I, p. 17–33, Edimburg.
- Necăsu G., Biră N. (1962) Produsele de transformare ale unor reci ultrabajice de la Pîrvoava—Lăpușnicel—Șumița (Banat). *D.S. Com. Geol.* XLVI (1958–1959), p. 293–428, București.
- Parrish W., Mack M. (1963) Data for X-ray analysis. Charts for solution of Bragg's equation — Co radiation.
- Phillips R. (1963) The recalculation of amphibole analyses. *Mineral. Mag. and Journ. Mineral. Soc.* 33, p. 701–711.
- Raae P. (1974) Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contr. Min. Petrol.* 45, 3, p. 231–236, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Read H. H. (1934) On zoned association of antigorite, talc, actinolite, chlorite, and biotite in Unst, Shetland. *Mineral. Mag.* 23, p. 519–540, London.
- Ross M., Papike J. J., Shaw K. W. (1969) Exsolution textures in amphiboles as indicators of subsolidus thermal histories. *Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2, p. 275–299.
- Savu H. (1965) Structura în virgație a Cristalinului Munților Semenic. *D.S. Com. Geol.* LI/1, p. 169–184, București.
- (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană din Munții Semenic. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 224–311, București.
  - (1973) Stratigrafia, tectonica și metamorfismul formațiunilor din etajul superior al Precambrianului mediu din regiunea Bozovici (Banat). *Stud. cerc. geol. geof., geogr. seria Geol.*, 18, 1, p. 13–28, București.
  - Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochimia și petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.* LVI/1, p. 219–252, București.
- \* \* \* Index to the X-ray powder data file — A.S.T.M. (1962).

## ACTINOLITE AMPHIBOLES FROM THE TALC DEPOSIT OF PÎRVOVA (SEmenic Mts)

(Summary)

The bodies of ultrabasic rocks with talc and actinolite amphiboles from the south-east of the Semenic Mts are encompassed both in the Sebeș Lotru series and in the Miniș series, metamorphic series of Middle Precambrian age. The ultrabasic bodies represent the products of the initial Dalslandian magmatism (Fig. 1) as the orthoamphibolites they are associated with.



These bodies are made up of antigorite serpentinite in which relict primary minerals as olivine and pyroxenes (paragenesis 1) are found, which testify that serpentinites resulted from peridotites and lherzolites. In case that they underwent a complete serpentinization, in conditions of biotite zone of the Dalslandian metamorphism, rocks with paragenesis (2) result.

Some bodies underwent alteration phenomena in talc and amphiboles (parageneses 3 and 4) or were subjected to a weak listvenitization (talc-carbonate alteration; parageneses 5–8). The authors presume that the serpentinization and listvenitization processes began even from the autometamorphism stage.

The ultrabasic bodies are pierced sometimes by quartz veins, aplite and rocks with pegmatoid character, around which symmetric monomineral belts made up of talc, actinolite and chlorite, or chlorites with talc and magnesite, magnetite and radioactive orthite. In some cases there are found only metasomatic veins made up of these minerals.

The bodies of ultrabasic rocks present at the contact with crystalline schists, a reaction aureola made up of biotite or biotite and actinolite. In the same region a small body of hornblendites is found.

Actinolite amphiboles which are formed in the talc rocks and around the veins mentioned, may reach 8 cm length and 6 mm thickness. They are green, and under the microscope are colourless, having the following optical properties:  $\text{Ng} \wedge c = 15^\circ\text{C}$ ;  $\text{Ng} - \text{Np} = 0.023$ ;  $(-) 2V = 80^\circ$ ; the plane of optic axis is parallel to the face (010);  $l' = (+)$ .

The curves resulted from the thermal analyses (Fig. 2, TG) pointed out a continuous loss of water, and in the domain comprises between  $900^\circ\text{C}$  and  $1000^\circ\text{C}$  a sudden loss of constitution water, accompanied by a crystal lattice modification of the mineral and an endothermal effect which may be noticed on the curves DTA (Fig. 2). At about  $400^\circ\text{C}$  an exothermal effect appears which would probably corresponds to the oxidation of bivalent iron.

The data presented in Table I and diagram of Fig. 3, resulted from the X-ray analysis of amphibole samples; thus we may see the actinolite character of the Pirvova amphiboles.

The chemical analysis and structural formula of amphibole from the four samples, show an actinolite very much alike with that described by Weeks (fide Deer et al., 1963) in Vermont. Actinolite composition of the mineral, with a more reduced content in iron, results from the diagrams of figures 4 and 5.

Ti content from amphibole samples shows that this mineral was formed in weak metamorphism conditions of greenschists facies, and the number of atoms AlVI and Si indicates a pressure of formation smaller than 5 kb (fig. 6). Actinolite amphiboles were formed during the substitution of serpentinized rocks by talc under the action of hot synmetamorphic solutions which leaked from the surrounding crystalline schists into the ultrabasic bodies and diffused within the serpentinized rock mass.

During these transformations, in the rock mass, a sequence of geochemical modifications took place. In case of ultrabasic rocks metamorphism, namely talc-actinolite-magnetite paragenesis (3), the regrouping of chemical components is simple. In case of the formation of monomineral zones or of metasomatic actinolite veins, the modifications are much more complex (Table III).

In the last case, a large quantity of  $\text{SiO}_4$  is introduced concomitantly with the moving off of some quantities of aluminium, magnesium and iron. At the same time the  $\text{CaO}$  content increases and emphasizes the calcium potential, as resulted from  $\text{CaO}$  variation and  $\text{CaO}/\text{MgO}$  ratio (Table III). Mg, Al and Fe cations being in excess, are removed from the space in which actinolite monomineral zone is formed, they participating to the formation of the other monomineral zones made of talc, biotite or chlorite.



## 2. ZĂCĂMINTE

### RELATIA DINTRE CONTINUTUL ÎN CUPRU, PLUMB, ZINC, SULF, ARSEN SI GREUTATEA VOLUMETRICA, PENTRU MINE- REURI METAMORFOZATE DE TIP LEŞU URSLUI<sup>1</sup>

DE

TIT ȚÎMPĂU, CONSTANTIN ISACHE<sup>2</sup> ION BALINTONI<sup>3</sup>

#### Abstract

The Relationship between the Cu, Pb, Zn, S, As Content and the Volumetric Weight for Metamorphosed Ores of the Leşu Ursului Type. This paper presents a method of determination of the volumetric weight for a metamorphosed ore of pyrite and polymetallic sulphides from Leşu Ursului, depending on the percentage of Cu, Pb, Zn, S, As contents.  $G_v = 1,000 (357 - 0.47 \text{ Cu\%} - 2.13 \text{ Pb\%} - 0.14 \text{ Zn\%} - 2.94 \text{ As\%} - 2.93 \text{ S\%})$ .

Pentru urmărirea parametrului greutate volumetrică utilizat în calculul rezervelor, s-a căutat o relație cantitativă între datele analizelor chimice curente ale minereurilor și greutățile volumetrice corespondente. Premizele de pornire au fost: a) minereurile metamorfozate de tip Leşu Ursului sunt lipsite de porozitate; b) mineralogic sunt compuse aproape în întregime din pirită, blendă, galenă, calcopirită și mispichel, cu gangă de silicați (Balintoni et al., 1973).

Din cele trei zone ale zăcământului Leşu Ursului s-au colectat eșantioane de 1–2 kg, astfel încât să fie reprezentat toate tipurile de minereu, într-o repartition spațială cît mai omogenă. S-a prelevat de asemenea un număr de eșanțioane nemineralizate, pentru stabilirea greutății volumetrice a rocilor fără sulfuri. S-a determinat apoi greutatea volumetrică

<sup>1</sup> Predată la 1 aprilie 1975, acceptată pentru publicare la 28 mai 1975, comunicată în ședința din 30 mai 1975.

<sup>2</sup> I.C.P.M.N. — Baia Mare, laboratorul Frasin.

<sup>3</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București 32.



(greutatea specifică) a fiecărui eșantion, prin cîntărire în aer și apă distilată utilizindu-se formula :

$$(1) G_v = \frac{G_1}{G_1 - G_2}$$

unde,  $G_v$  = greutatea volumetrică ;  $G_1$  = greutatea probei în aer ;  $G_2$  = greutatea probei în apă distilată.

După aceea, eșantioanele au fost concasate și analizate chimic prin metodele curente folosite în laboratorul C.M. Suceava pentru Cu, Pb, Zn, S, As ; rezultatele au fost introduse într-un calcul rațional prin care se determină volumul a 1 000 g minereu, compus din volumele parțiale ale calcopiritei, galenei, blendei, mispichelului, piritei și silicătilor (ganga). Odată cunoscute volumele fazelor minerale menționate, greutatea volumetrică se obține din formula :

$$(2) G_v = \frac{1000}{V_{Cp} + V_{Gl} + V_{Bl} + V_{Ms} + V_{Py} + V_{gangă}}$$

Evident, problema constă în esență în deducerea volumelor celor cinci sulfuri metalice componente ale minereurilor din procentele în greutate ale celor cinci elemente determinate chimic : Cu, Pb, Zn, S, As. Pentru simplificarea calculelor, cantitatea de substanță cuprinsă în fiecare specie minerală s-a exprimat în funcție de un singur element component, folosindu-se coeficienții atomici, adică raportul dintre atomii-gram ai elementelor componente ale fiecărei specii minerale (legea proporțiilor constante). Calculul piritei s-a făcut pornind de la sulful rămas după scăderea cantităților legate în celealte sulfuri, iar ganga reprezintă adaosul pînă la 1 000 la suma sulfurilor. Prin raportarea cantităților fiecărei faze la densitatea corespondentă s-au obținut volumele lor.

Coefficienții atomici :  $2S/Cu$  în calcopirită = 1,01 ;  $S/Pb$  în galenă = = 0,15 ;  $S/Zn$  în blendă = 0,49 ;  $S/As$  în mispichel = 0,43 ;  $Fe/Cu$  în calcopirită = 0,88 ;  $Fe/As$  în mispichel = 0,74 ;  $Fe/2S$  în pirită = 0,87. Densități : calcopirita ( $Cp$ ) = 4,2 ; galenă ( $Gl$ ) = 7,5 ; blendă ( $Bl$ ) = 4,0 ; mispichel ( $Ms$ ) = 6,1 ; pirită ( $Py$ ) = 5,0 ; gangă = 2,8.

Mersul calculului este următorul :

$$(3) V_{Cp(CuFeS_2)} = \frac{10(Cu \% + 0,88 Cu \% + 1,01 Cu \%)}{4,2} = 6,88 \text{ Cu \% cm}^3$$

$$(4) V_{Gl(Pbs)} = \frac{10(Pb \% + 0,15Pb \%)}{7,5} = 1,53 \text{ Pb \% cm}^3$$

$$(5) V_{Bl(ZnS)} = \frac{10(Zn \% + 0,49Zn \%)}{4} = 3,72 \text{ Zn \% cm}^3$$



$$(6) V_{Mg(AsFeS)} = \frac{10(As\% + 0,74 As\% + 0,43 As\%)}{6,1} = 3,65 As\% cm^3$$

$$(7) S_{Py} = S - 1,01 Cu\% - 0,15 Pb\% - 0,49 Zn\% - 0,43 As\%$$

$$(8) V_{P, (FeS_2)} = \frac{10 (0,87 S_{Py}\% + S_{Py}\%)}{5} = 3,74 S_{Py}\% cm^3$$

Înlocuind cu (7) obŃinem :

$$(9) V_{Py} = 3,74 S\% - 3,78 Cu\% - 0,56 Pb\% - 1,83 Zn\% - 1,61 As\%$$

Înlocuind numărătorul în (8) cu (7) căpătăm :

$$(10) P_{Greutate} = 18,7 S\% - 18,9 Cu\% - 2,8 Pb\% - 9,2 Zn\% - 8,0 As\%.$$

Volumul gangăi se află scăzind din 1 000 suma greutăŃilor sulfurilor și împărŃind la 2,8.

$$(11) V_{gangă} = \frac{1.000 - 10,0 Cu\% - 8,7 Pb\% - 5,7 Zn\% - 13,7 As\% - 18,7 S\%}{2,8} + \\ = 3,57 [100 - (1,0 Cu\% + 0,87 Pb\% + 0,57 Zn\% + 1,37 As\% + 1,87 S\%)]$$

Înlocuind în formula a două și efectuind toate operaŃiile ajungem la formula generală a greutăŃii volumetrice.

$$G_v' = 1000 (357 - 0,47 Cu\% - 2,13 Pb\% - 0,14 Zn\% - 2,94 As\% - 2,93 S\%)^{-\frac{1}{2}}$$

În figurile 1 și 2 se arată gradul de concordanŃă între valorile măsuŃate și cele calculate. Pentru 81 % din cazuri diferenŃa între valori nu depășește 5 % (diferenŃa pînă la 0,2 unităŃi) rezultat ce trebuie admis ca bun. Mediile aritmetice ale greutăŃilor volumetrice cîntărîte, comparativ cu cele calculate, pe zone, arată de asemenea o bună coincidenŃă.

Prin urmare, folosirea metodei în practica curentă a exploataŃilor este indicată, permitînd controlul operativ al acestui parametru, singurul considerat invariabil, ceea ce nu corespunde realităŃii. Constatînd că greutatea volumetrică crește cu creșterea conŃinutului în metale, legate la rîndul lor de sulf, s-au construit diagrame de corelaŃie între greutăŃile volumetrice cîntărîte ale probelor și conŃinuturile respective în sulf. Norii de corelaŃie obŃinuŃi sugerînd gradul mare de interdependentă între cele două variabile, au fost calculaŃi coeficienŃii de corelaŃie prin



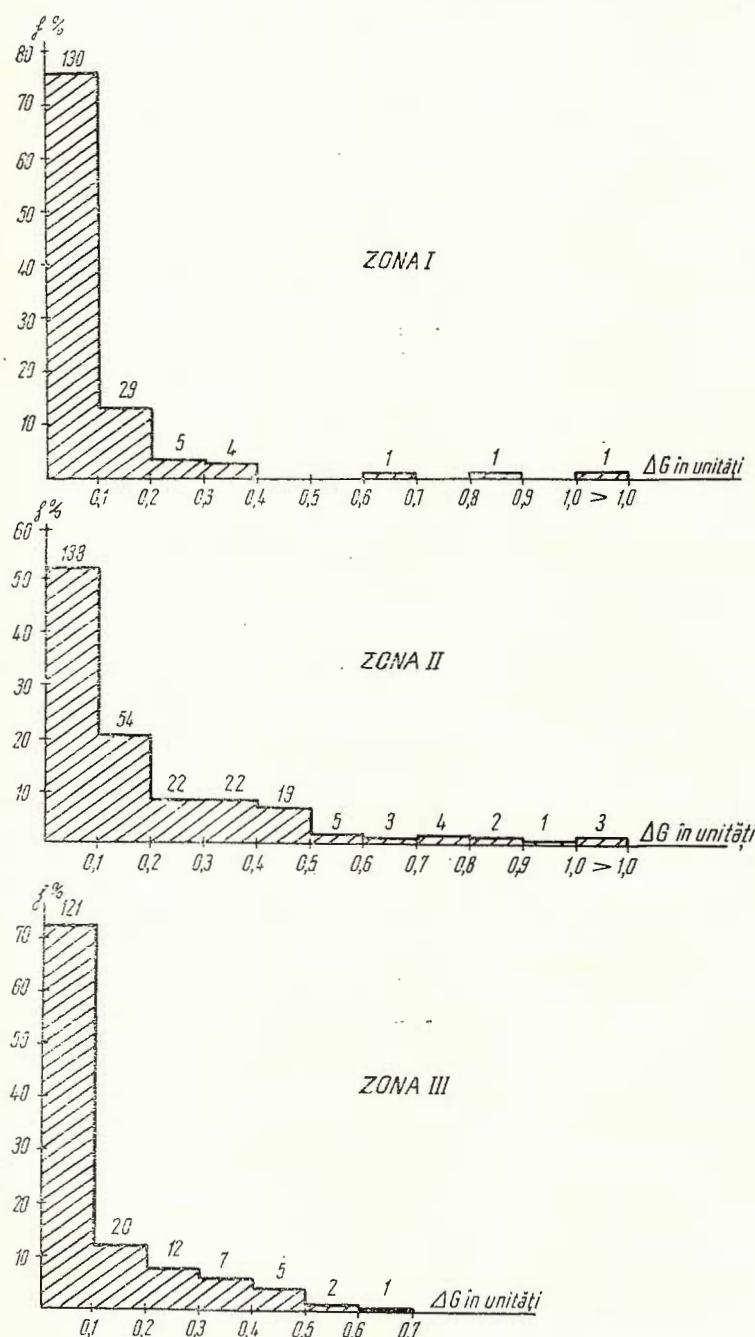


Fig. 1. — Histograma repartiției pe clase de mărimi a diferențelor între greutățile volumetrice determinate prin cîntărire și cele obținute prin calcul, pentru fiecare zonă (cifrele de deasupra coloanelor reprezintă numărul de cazuri).

Histogramme de la distribution par classes de grandeur des différences entre les poids volumétriques obtenus par pesage et ceux obtenus par calcul, pour chaque zone (les chiffres surmontant les colonnes représentent le nombre des cas).

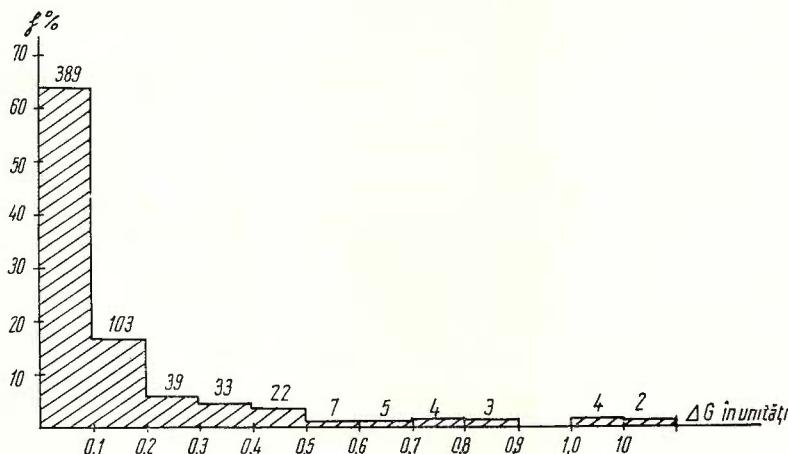


Fig. 2. — Histograma cumulativă a repartiției pe clase de mărimi a diferențelor între greutățile volumetrice determinate prin cîntărire și cele obținute prin calcul, pentru minereurile de la Leșu Ursului (cifrele de deasupra coloanelor reprezintă numărul de cazuri).

Histogramme cumulatif de la distribution par classes de grandeurs des différences entre les poids volumétriques obtenus par pesage et celui obtenu par calcul, pour les minerais de Leșu Ursului (les chiffres surmontant les colonnes représentent le nombre des cas).

TABELUL 1

*Greutățile volumetrice medii măsurate și calculate, comparativ pe zone*

Zona	C <sub>v</sub> măsurată	G <sub>v</sub> calculată
Zona I	3,65	3,66
Zona II	4,19	4,10
Zona III C	4,04	4,02
Zona III D	2,93	2,97

metoda rangurilor a lui Spearman (fide Udny, Kendall, 1969) construindu-se dreptele de regresie după formula :

$$y - \bar{y} = r \frac{S_y}{S_x} (x - \bar{x}); \quad (\text{Zorilescu 1972})$$

în care : x = greutatea volumetrică, valori individuale ;  $\bar{x}$  = greutatea volumetrică medie a colectivității considerate ;  $S_x$  = abaterea medie pătratică pentru greutățile volumetrice ; y = conținutul în sulf, valori

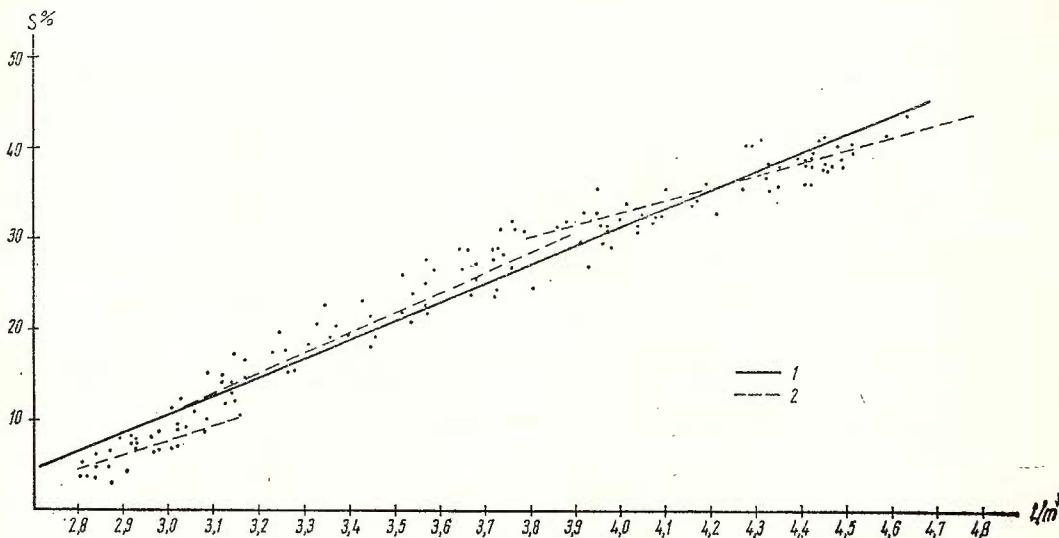


Fig. 3. — Relația între conținuturile în sulf și greutățile volumetrice determinate prin cintărire, pentru minereul din zona I Leșu Ursului.

1, Dreaptă de regresie generală ; 2, dreaptă de regresie pe colectivități

Relation entre les teneurs en soufre et zona I les poids volumétriques obtenus par pesage pour le mineraï de la zone I de Leșu Ursului.

1, Droite de régression générale ; 2, droite de régression par collectivités.

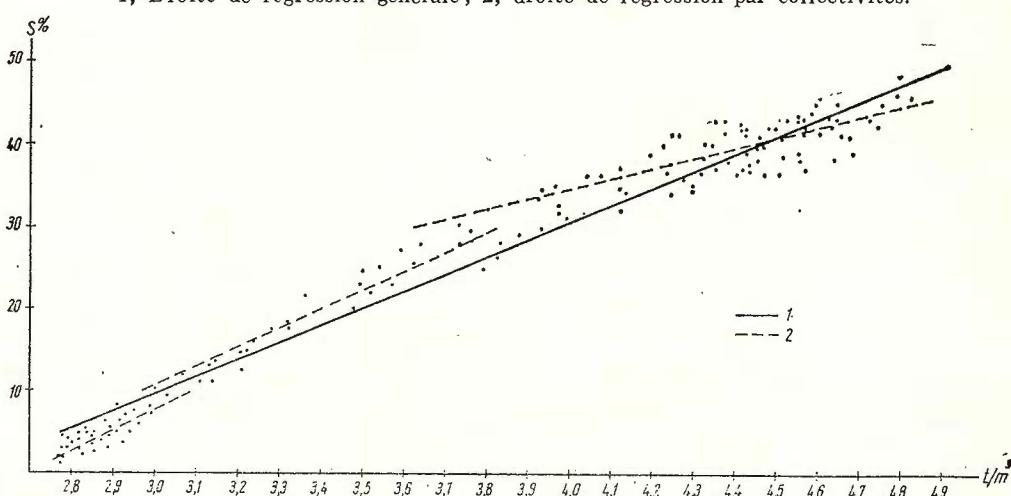


Fig. 4. — Relația între conținuturile în sulf și greutățile volumetrice determinate prin cintărire pentru minereul din zona II Leșu Ursului.

1, Dreaptă de regresie generală ; 2, dreaptă de regresie pe colectivități.

Relation entre les teneurs en soufre et les poids volumétriques obtenus par pasage pour le mineraï de la zone II de Leșu Ursului.

1, Droite de régression générale ; 2, droite de régression par collectivités.

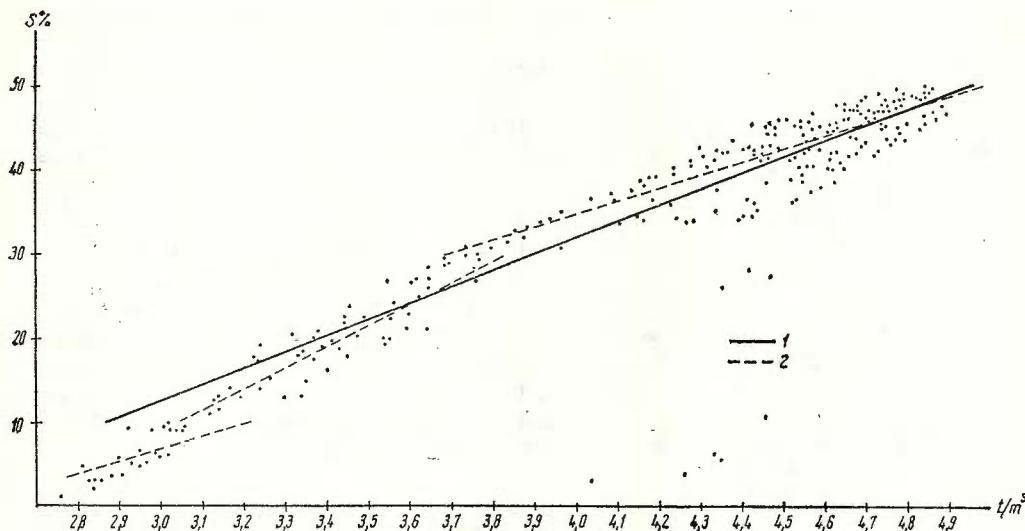


Fig. 5. — Relația între conținuturile în sulf și greutățile volumetrice determinate prin cintărire pentru minereul din zona III Leșu Ursului.

1, Dreaptă de regresie generală 2; dreaptă de regresie pe colectivități.

Relation entre les teneurs en soufre et les poids volumétriques obtenus par pesage pour le minéral de la zone III de Leșu Ursului.

1, Droite de régression générale ; 2, droite de régression par collectivités.

TABELUL 2

*Valorile parametrilor folosiți în calcularea dreptelor de regresie*

Zona	Minereul	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$S_x$	$S_y$	r
Zona I	D*	2,91	6,37	0,08	2,07	0,60
	Pc**	3,43	20,35	0,27	6,18	0,91
	C***	4,24	35,88	0,32	3,94	0,82
Zona II	D	3,00	6,72	0,10	2,34	0,64
	Pc	3,44	0,08	0,15	5,03	0,76
Zona III	C	4,51	42,67	0,64	5,23	0,69
	D	2,91	5,47	0,10	3,19	0,81
	Pc	3,41	20,40	0,27	6,67	0,93
	C	4,38	39,33	0,28	4,28	0,79

\*Minereu de diseminare; \*\*minereu precompact; \*\*\*minereu compact



individuale;  $\bar{y}$  = conținutul mediu în sulf al colectivității considerate;  $S_y$  = abaterea medie pătratică pentru sulf; r = coeficientul de corelație Spearman. Calculul coeficienților de corelație și al dreptelor de regresie s-a efectuat separat pentru fiecare zonă, iar în cadrul zonelor pe tipuri de minereu (minereuri de diseminare cu pînă la 10% S, precompacte cu S între 10–30%, și compacte, cu peste 30% S). Datele sunt înscrise în tabelul 2 și redate grafic în figurile 3, 4, 5.

Dreptele de regresie dă valori mai puțin exacte decât calculele pentru probele individuale, însă au avantajul că oferă valori medii, adică valori mai apropiate de realitate dacă se extrapolează proba pentru un volum mai mare de minereu. Indiferent de metodă, spre a obține rezultate satisfăcătoare, este necesar să se considere următoarele: a) gradul de oxidare a minereului să fie redus; b) să nu se probeze unde există pirotină în cantități mari; c) să nu fie minereuri magnetitice. Cele expuse în acest articol pot fi aplicate și altor zăcăminte de sulfuri metalice metamorfozate, ținîndu-se cont de caracteristicile zăcămintelor și făcîndu-se adaptările de rigoare.

## BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I., Timpău T., Isache C. Problema genezei sulfurilor polimetalice compacte interstratificate în partea centrală a cristalinului din Carpații orientali. *Acad. RSR, St. cerc. geol. geof. geogr. Ser. geol.* 18, p. 67–86, București.  
 Udry Y., Kendall M. G. (1969) Introducere în teoria statistică, Edit. Șt. București.  
 Zorilescu D. (1972) Metode matematice de analiză și decizie în geologie și minerit. Edit. Tehn., București.

## RELATION ENTRE LE CONTENU EN CUIVRE, PLOMB ZINC, SOUFRE ARSENIC ET LE POIDS VOLUMÉTRIQUE POUR DES MINÉRAUX MÉTAMORPHISÉS DU TYPE LEŞU URSLUI

(Résumé)

Afin de poursuivre la variation du poids volumétrique, paramètre utilisé fréquemment dans les calculs des réserves des minéraux, on a cherché une relation quantitative entre les données des analyses chimiques courantes des minéraux de Leşu Ursului (Carpates Orientales) et les poids volumétriques correspondants. Les points de départ ont été : 1 — minéraux métamorphisés du type Leşu Ursului (quand ils ne sont pas altérés) sont dépourvus de porosité ; 2 — du point de vue minéralogique, le minéral est composé presque en totalité de la pyrite, de la blende, de la galène, de la chalcopyrite et du mispickel à gangue de silicate. Effectuant un calcul stoechiométrique on a obtenu la formule :



$$Gv = 1000 (357 - 0,47 \text{ Cu \%} - 2,13 \text{ Pb \%} - 0,14 \text{ Zn \%} - 2,94 \text{ As \%} - 2,93 \text{ S \%})$$

La comparaison entre les poids volumétriques calculés et les poids volumétriques pesés a démontré l'existence d'une réelle coïncidence. Hormis la formule ci-dessus, on a aussi établi la relation entre le contenu en soufre des échantillons et le poids volumétrique, constituant des droites de régression, suivant la formule :

$$y = \bar{y} = r \frac{Sy}{Sx} (x - \bar{x}), \text{ d'où : } x = \text{poids volumétrique, valeurs individuelles ; } x = \text{poids}$$

volumétrique moyen de la collectivité considérée ;  $Sx$  = déviation moyenne carrée pour les poids volumétriques ;  $y$  = contenu en soufre, valeurs individuelles ;  $\bar{y}$  = contenu moyen en soufre des collectivités considérées ;  $Sy$  = déviation moyenne carrée pour le soufre ;  $r$  = coefficient de corrélation Spearman.





Institutul Geologic al României

## 2. ZĂCĂMINTE

### MINERALIZAȚIILE POLIMETALICE DE LA BOCSA (N DE SĂCĂRÎMB, MUNTII METALIFERI)<sup>1</sup>

DE

GHEORGHE UDUBAŞA<sup>2</sup>, GHEORGHE ISTRATE<sup>2</sup>, EMIL DAFIN,  
ALEXANDRU BRAUN<sup>3</sup>

#### Abstract

The Bocșa Lead-Zinc Mineralizations (North of Săcărîmb, Metaliferi Mountains). The Bocșa lead-zinc mineralizations are located in andesitic rocks of the Săcărîmb type (quartz bearing biotite-hornblende andesite of Sarmatian age—quartz bearing biotite-hornblende andesite of Sarmatian age), intensely argillized hydrothermally. The ore forms vein bodies spatially associated with stockworks of various size. The distribution of the ore bodies has been controlled by breccia zones in the andesite lavas, which result in conjugated effects of lava consolidation, intense fracturing and hydrothermal alteration. The argillitic alteration of the andesite lavas is widely developed and is connected with numerous joints traversing the rocks. The formation of some clay minerals (illite 1M and 2M<sub>1</sub>) and/or of several irregular interlayer structures represents the result of a continuous flux of potassium-rich hydrothermal solutions as well as of differential leaching of some elements of the primary minerals. It may conclude that the apparition of 2M<sub>1</sub> illite polymorph and of some regular superstructures could be indicative for some major fractures (channel ways) of the joint system widely developed in the area. Beside the common minerals (as iron-rich sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, tetrahedrite, arsenopyrite) the ore contains chalcopyrrhotite (the second occurrence in Romania); its presence as such and the unmixing aspects in sphalerite, suggests a relatively high temperature of ore formation. The genetical association of the Bocșa mineralizations with a hidden subvolcanic body (established by the interpretation of the geo-physical anomalies) is confirmed once more by the above-mentioned findings. The monoascendent character of the mineralization processes and the mineralogical homogeneity of the ore deposit constitute arguments for the continuity of the mineralization towards the depth.

<sup>1</sup> Predată la 19 mai 1975, acceptată pentru publicare la 12 iunie 1975, comunicată în ședința din 27 mai 1975.

<sup>2</sup> Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București 32.

<sup>3</sup> Exploatarea minieră Certej — Săcărîmb, județul Hunedoara.



Desi se află în imediata apropiere a zăcământului de teluri aurifere de la Săcărîmb, cunoscut și exploatat de peste 200 ani, mineralizațiile de la Bocșa sunt foarte puțin cunoscute. În ciuda faptului că există numeroase lucrări miniere vechi, mărturie a unor exploatari cu oarecare ampoloare, se găsesc puține mențiuni în literatura de specialitate asupra compoziției minereului, a morfologiei corpurilor de minereu etc. (Hellek, 1938; Hîtulescu, Socolescu 1941).

Redeschiderea recentă a lucrărilor vechi și urmărirea în extindere a mineralizațiilor au permis efectuarea unor cercetări sistematice asupra acestor mineralizații; lucrarea de față reprezintă o primă comunicare a rezultatelor acestor studii.

### I. CADRUL GEOLOGIC AL ZĂCĂMÂNTULUI

Zăcământul de sulfuri plumbo-zincifere Bocșa-Leopold este cuprins în aria pe care se dezvoltă edificiul vulcanic Săcărîmb și se află în zona cursului superior al pîriului Ciongan, la nord de vîrfurile Sarcău și Haitău (la N de localitatea Săcărîmb).

Caracteristica geologică a acestei regiuni o constituie marea extindere a vulcanitelor neogene, reprezentate prin lave și corperi înrădăçinate asociate unor depozite sedimentare slab consolidate, ce pot fi încadrate în cea mai mare parte în complexul pietrișurilor de Almașu Mare (Hîtulescu, Socolescu, 1941); în mai mică măsură sunt prezente — în zonele învecinate — depozite mai noi, probabil de vîrstă badenian-sarmatiană, reprezentate prin marne, gipsuri și calcare cu *Lithothamnium*.

Formațiunile vulcanice și sedimentare neogene se dispun pe un paleorelief format în șisturi cristaline și ofiolite mezozoice, care aflorează în zonele învecinate, la altitudini de 500–600 m (la sud de Săcărîmb, pe Pîriul Mărjăriei și Pîriul Rece și în versantul stîng al pîriului Băiegii, la 2 km vest de zăcământul Bocșa). Suprastructura formată din depozitele sedimentare neogene și vulcanitele de deasupra acestora atinge pe alocuri, la actualul nivel de eroziune, o grosime însumată de peste 700 m. Se poate aprecia că placa de vulcanite avea o extindere mult mai mare dacă se iau în considerație numeroasele lambouri de lavă disperse pe cîțiva kilometri la vest, sud și est de centrele principale de emisie din imprejurimile localității Săcărîmb.

Distribuția spațială a vulcanitelor neogene în cadrul structurii Săcărîmb sugerează faptul că rolul esențial în formarea acestui edificiu l-au jucat emisiile de la vulcani de tip central, în timp ce manifestările cu caracter explosiv, cu formare de piroclastite, au jucat un rol cu totul subordonat. Activitatea hidrotermală subsecventă este reprezentată prin zone de intensă argilizare și silicifiere, cu care se asociază mineralizații plumbo-zincifere.

#### A) Depozitele sedimentare

Complexul pietrișurilor de Almașul Mare (helvetian) constituie fondul sedimentar al regiunii: ele încep succesiunea depozitelor neogene și se dispun discordant pe șisturile cristaline, pe ofiolite și pe roci sedi-



mentare mezozoice, care constituie fundamentul regiunii. Acest complex este alcătuit din conglomerate slab cimentate și pietrișuri cu elemente de sisturi cristaline, ofiolite, calcare și gresii, de dimensiuni centimetrice, prezintând deseori structuri torgențiale; ele alternează cu gresii micacee și argile nisipoase roșii. În partea superioară a complexului predomină argilele micacee roșcate sau cenușii, cu stratificație evidentă. Vîrstă acestui complex a fost considerată Tortonian mediu (B o r c o s , M a n t e a, 1964); ulterior C i o f l i c a et al. (1966) au adus argumente pentru vîrstă lui helvețiană.

În perimetruл zăcămîntului aceste depozite se întlnesc neîntrerupt în baza vulcanitelor, între valea Bocsei și valea Nojagului. Trebuie remarcată apariția unor iviri sporadice de roci sedimentare în cuprinsul domeniului ocupat de vulcanite, la altitudini de peste 800 m; acestea reprezintă fie iviri de sub placa de vulcanite datorită erodării acestora, fie blocuri ridicate prin extruzia unor stilpi vulcanici. Astfel trebuie interpretate probabil toate ivirile restrînse de pietrișuri și argile nisipoase roșii micacee ce limitează stilpii andezitici Sarcău, Goruniște și Haitău.

Depozitele badenian-sarmașiene apar local, placind complexul pietrișurilor, față de care contrastă prin litologie și caractere biostratigrafice. La sud-vest de Sarcău apar marne argiloase gălbuie cu resturi de ostrei, gipsuri și calcare cu *Litho-hamnium*, formînd un pachet de peste 20 m grosime. Gresii fine și gipsuri au fost identificate și la marginea sudică a neckului andezitic Sarcău. Asemănarea litologică și conținutul paleontologic similar succesiunii tip din zona Hărăgani (C i o f l i c a et al. 1966, 1968) arată că depozitele amintite din zona Sarcău reprezintă Badenianul mediu și superior.

### B) Vulcanitele neogene

Cuvertura sedimentară neogenă suportă placa de vulcanite neogene cu o mare extindere spațială, formată în cea mai mare parte în timpul Pliocenului. Tipul petrografic dominant este reprezentat de andezitele cuartifere cu biotit și hornblendă (de tip Săcărîmb), pe fondul căruia se detășează unele varietăți, apărute ca efect al condițiilor specifice în care au evoluat magmele în ascensiune (cazul vulcanilor Sarcău și Haitău). În zonele învecinate s-au format în diferite episoade andezite de tip Calvaria, Zuckerhut, Gurguiata etc. (Rădulescu, 1956).

*Andezitele cuartifere de Săcărîmb* ocupă suprafața cea mai mare, alcătuind o placă compactă în zona Săcărîmb-Bocșa și lambouri de diferite dimensiuni, spre vest și sud. Rocile conțin plagioclaz (40–58% An), hornblendă (deseori resorbită), biotit și cuart, sub formă de fenocristale, care alcătuiesc peste 40% din masa rocii. Caracteristică este apariția augitului de talie mai mică decât a celorlalte fenocristale. Masa fundamentală microcristalină conține numeroase granule de apatit și magnetit..

*Andezitele cuartifere de Sarcău* reprezintă de fapt o varietate a andezitelor de Săcărîmb, în care crește ponderea augitului; acesta ajunge să formeze fenocristale de dimensiuni comparabile cu ale celorlalte mine-



rale. Caracterul holocristalin al pastei sugerează consolidarea treptată a lavelor andezitice. De remarcat apariția — la marginea dinspre Goruniște a neckului Sarcău — a unui facies rubanat al rocii, format ca efect al separării unor benzi de minerale melanocrate de cele feldspatice.

Rocile andezitice care aflorează pe pîrul Ciongan amonte și aval de gura galeriei Maria au o structură holocristalină porfirică, constituind probabil un neck de dimensiuni mici. Andezitul prezintă aspecte de tranziție spre o rocă microdioritică; fondul rocii este mărunt cristalizat, conține numeroase microfenocristale de augit și abundă în granule de apatit. Microlitele de plagioclaz din pastă sunt însoțite de mici cuiburi de cuarț, uneori și de adular, dînd impresia formării prin cristalizarea tardivă a reziduului magmatic bogat în silice și alcali. Spre deosebire de rocile din jur, intens propilitizate și argilizate, aceste roci sunt mai proaspete, fiind probabil ulterioare; ele trebuie însă considerate tot ca o varietate a andezitelor de Săcărîmb.

La nivelele inferioare de cercetare ale zăcămîntului Bocșa a fost interceptat un corp subvulcanic parțial alterat hidrotermal, ale cărui efecte s-au resimțit în valorile geofizice măsurate; anomaliiile magnetometrice și gravimetrice conturate în zona zăcămîntului Bocșa au fost puse pe seama existenței acestui corp.

*Breciile andezitice* se dezvoltă de obicei în zonele marginale ale corporilor înrădăcinat de andezite sau sunt formate pe seama lavelor, prin brecifierea lor subsecventă. În lucrările miniere se întlnesc deseori tranziții de la andezitele fisurate și alterate hidrotermal la o formărire brecioasă cu aspect heterogen; aceasta a rezultat prin combinarea efectelor legate de consolidarea lavelor sau stilpilor andezitici cu efectele tectonice tîrzii, manifestate cu o intensitate mai mare în zone de fracturi și mai ales la intersecția acestora; s-a realizat astfel o triturare avansată a andezitelor deja intens fisurate, peste care s-a suprapus efectul produs de soluțiile hidrotermale mineralizante, care s-au insinuat prin aceste zone permeabile, cimentîndu-le; au apărut astfel zonele caracteristice definite ca stock.

În zonele în care efortul tectonic a fost mai mare, la intersecția unor plane de fracturi, pe lîngă fragmentele andezitice se pot întîlni și elemente din formațiunile înconjurătoare, mai ales gresii și pietrișuri helvețiene, accentuînd caracterul heterogen al breciei. Succesiunea fenomenelor poate fi schematizată în felul următor :

consolidare → fragmentare → mineralizare  
alterație hidrotermală (brecifiere) cimentare

Această interpretare a formării breciilor ține seama și de distribuția în spațiu a acestora, de dezvoltare mai ales pe verticală a lor și de situația lor pe traseul unor fracturi sau la intersecția acestora.



## II. ALTERAȚIA HIDROTERMALĂ A ROCILOR ANDEZITICE

Pe ansamblul Munților Metaliferi (I a n o v i c i et al., 1969) au fost recunoscute două stadii majore ale transformărilor hidrotermale în vulcanele neogene, diferite ca timp de formare, mod de apariție, dezvoltare spațială, raporturi cu roca gazdă și asociații de minerale de neoformăție: un prim stadiu de propilitizare, lipsit în general de minerale argiloase, și un al doilea stadiu de argilizare-sericitizare, posterior celui de propilitizare, cu efecte macroscopice vizibile, mai apropiat deși deci mai ușor de corelat cu procesele metalogenetice. Dezvoltarea fenomenelor de argilizare a fost raportată la sistemele de fisuri din rocile propilitizate; asociațiile de minerale argiloase au fost grupate de cercetătorii anteriori în două zone distincte: o zonă internă, legată de spațiul fisurii și o zonă intermediară între precedenta și roca netransformată argilitic. Ca principale minerale argiloase au fost menționate, în ordinea de formare de la fisură spre roca proaspătă, illitul, montmorillonitul, caolinitul și cloritul. Zona internă este desemnată ca sediul unei dezvoltări largi a sericitului, posterior paragenezelor cu mineralele argiloase mai sus citate.

În perimetrul zăcământului Bocșa alterația propilitică este rareori detectabilă în aspectele sale caracteristice datorită dezvoltării pe zone întinse a alterației argilitice și a suprapunerilor cu alterația superficială, astfel că nu o vom lua în discuție.

Pentru a putea surprinde intimitatele fenomenului de argilizare din acest perimetru am recurs la un studiu mineralologic combinat.

Rezultatele observațiilor de teren și informațiile furnizate de secțiunile subțiri, au fost completate cu date obținute cu ajutorul difracției de raze X pe probe neorientate și orientate natural, tratate cu etilen-glicol și calcinate la 500°C. De câte ori a fost necesar s-au făcut detalieri cu ajutorul spectrelor de absorbție în infraroșu pe probe monominerale, acestora adăugindu-se informațiile analizelor termice diferențiale.

### A.) Caracteristicile alterației argilitice

Fenomenele de argilizare din perimetrul zăcământului Bocșa se coreleză în mare parte cu circulația soluțiilor hidrotermale pe sisteme de fisuri în rocile andezitice; mineralele primare au fost transformate, soluțiile provocând desfacerea rețelelor silicatice, îndepărțind cationii  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ; au apărut rețele silico-aluminoase stratificate hidratate ca edificii cristaline stabile în noile condiții fizico-chimice; intensitatea fenomenelor scade cu depărtarea de calea de circulație, concomitent cu complicarea paragenezelor minerale, în care deseori mineralele se află într-o stare evidentă de neechilibru.

Pe spațiul căilor de circulație și în imediata sa apropiere se dezvoltă din abundență illitul asociat frecvent cu cristale aciculare de cuarț. Spre exteriorul fisurii illitul este însoțit de caolinit și clorit; illitul și cloritul formează deseori structuri mixte neregulate cu montmorillonitul.

Illitul arată microscopic caracterele optice ale micei, dimensiunea la care apare aducîndu-l în rîndul mineralelor argiloase. Paietele de



illit cu birefringență apropiată de cea a muscovitului alcătuiesc o pîslă ce invadează roca; paiete mai mari de illit se observă în spațiul fisurii și pe locul fenocristalelor de plagioclaz (aspect notat în descrierile microscopice ale altor autori ca „sericit”), dimensiunile lor scăzînd spre roca gazdă, în care matricea este complet substituită cu caolinit ± cuart. Cu depărtarea de fisură relictele mineralelor primare devin evidente; feildspații sunt argilizați doar parțial, pe planele de clivaj, marginal – prezentînd coroane de minerale argiloase (illit). Masa rocii este transformată în caolinit, clorit și cuart, iar hornblenda într-o pîslă de clorit ± minerale opace ± carbonați.

În baza acestor observații ansamblul de parageneze argiloase de la fisură spre exterior poate fi divizat într-o zonă puternic argilizată (b), în care mineralele argiloase au înlocuit aproape complet roca, o zonă slab argilizată (c), în care relictele de minerale primare sunt tot mai numeroase, făcînd trecerea spre roca netransformată (d). Adăugînd acestora zona de dezvoltare maximă a illitului (a) – spațiul de circulație al soluțiilor hidrotermale – putem încadra diferențele eșantioane studiate în patru zone cu desfășurare spațială foarte variată, variația fiind dependentă de intensitatea fenomenelor corelată cu importanța fisurii de referință și cu interferențele cu spațiile de influență ale altor fisuri.

### B) Corelarea datelor microscopice cu rezultatele analizelor IR și rX

Investigațiiile cu ajutorul difracției de raze X și al spectroscopiei de absorbție în infraroșu (IR) au permis detalieri la nivel cristalochimic, extrem de utile pentru înțelegerea aspectelor fizico-chimice ale proceselor de alterare argilitică.

Illitul diferențiat microscopic în două categorii dimensionale – paiete largi în spațiul fisurii și paiete fine în pereții fisurii și parțial în masa rocii – corespunde la două forme polimorfe:  $2M_1$  și  $1M$ , care se diferențiază pe difractogramele probelor neorientate prin prezența seriei complete de reflexe  $hkl$ , respectiv prin serii incomplete de astfel de reflexe (fig. 1). În cazul absenței cuartului separarea celor doi polimorfi este posibilă pe baza prezenței ( $2M_1$ ) sau absenței ( $1M$ ) unei benzi de absorbție în infraroșu la  $803\text{ cm}^{-1}$  (fig. 2). În spațiul fisurilor locul illitului este luat uneori de interstratificații regulate de tip allevardit cu un reflex de suprastructură la  $23,5\text{ \AA}$  (fig. 1), alteori de beidellit asociat cu calcit.

Structurile mixte neregulate de tip illit-montmorillonit și clorit-montmorillonit sunt frecvente în paragenezele zonelor puternic argilizate (b) și slab argilizate (c), în ordinea enunțată.

Caolinitul este de obicei reprezentat de o structură bine cristalizată, cu mici variații dimensionale observabile microscopic, dar fără modificări de structură. Prezența lui în associație cu cloritul este detectabilă cu ajutorul spectrelor IR, prin apariția benzii caracteristice de absorbție la  $3700\text{ \AA}$  (fig. 2). Caolinitul este deseori asociat cu illitul  $1M$  și cu cloritul, dezvoltîndu-se împreună în vecinătatea căilor de acces.



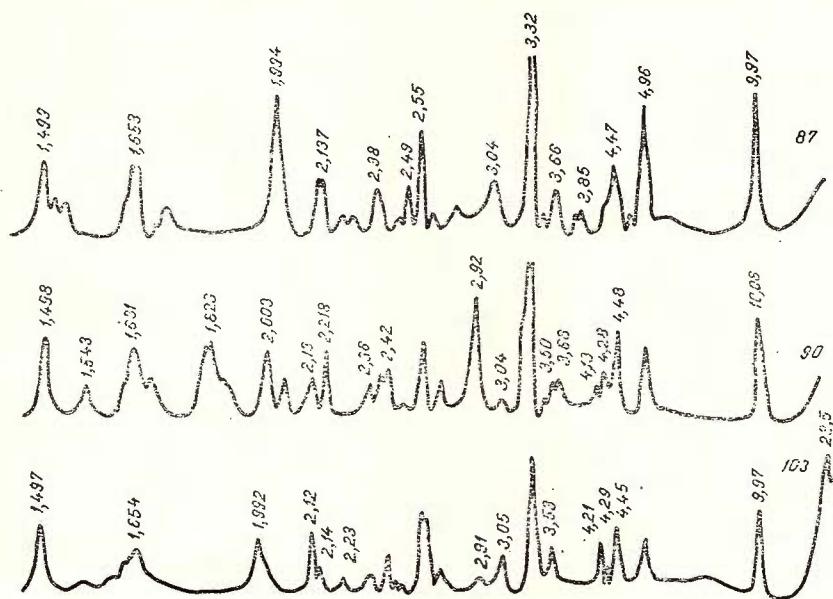


Fig. 1. — Difractogramele illitului  $2 M_1$  (90), 1 M (87) și ale interstratificației regulate de tip allevardit (103).

(Co K $\alpha$ ). Cifra din dreapta fiecărei curbe reprezintă numărul eșantionului.

Difractogrammes de l'illite  $2 M_1$  (90), 1 M(87) et de l'interstratification régulière de type allevardite (103). (Co K $\alpha$ ). Le chiffre à droite de chaque courbe représente le nombre de l'échantillon.

Materialul argilos-silicios care cimentează fragmentele mai mult sau mai puțin alterate de andezite din brecii este alcătuit din illit, cuarț și pirită foarte fin granulară, pe cind fragmentele de rocă conțin caolinit și illit.

Argilizarea intensă din zona zăcământului Bocșa este cu regularitate însoțită de pirită fin granulară, care nu reprezintă în totalitate, aşa cum vom vedea mai jos, un mineral format exclusiv prin apor hidrotermal.

### C) Alterația supergenă

Agresivitatea apelor meteorice este amplificată, în zonele cu roci alterate hidrotermal, de descompunerea sau oxidarea piritei diseminate în rocă. Mineralul argilos predominant tinde să devină caolinitul (fig. 3), cu o rețea mai mult sau mai puțin ordonată, mergând pînă la halloysit, acestea fiind însoțite de pelicule sau cruste de hidroxizi de fier. Dezvoltarea caolinitului — asociat uneori cu illit relict — este bine exprimată de curbele DTA prin efectul endoterm de la  $560^{\circ}\text{C}$  și a celui exoterm de la  $1000^{\circ}\text{C}$  (fig. 4b).

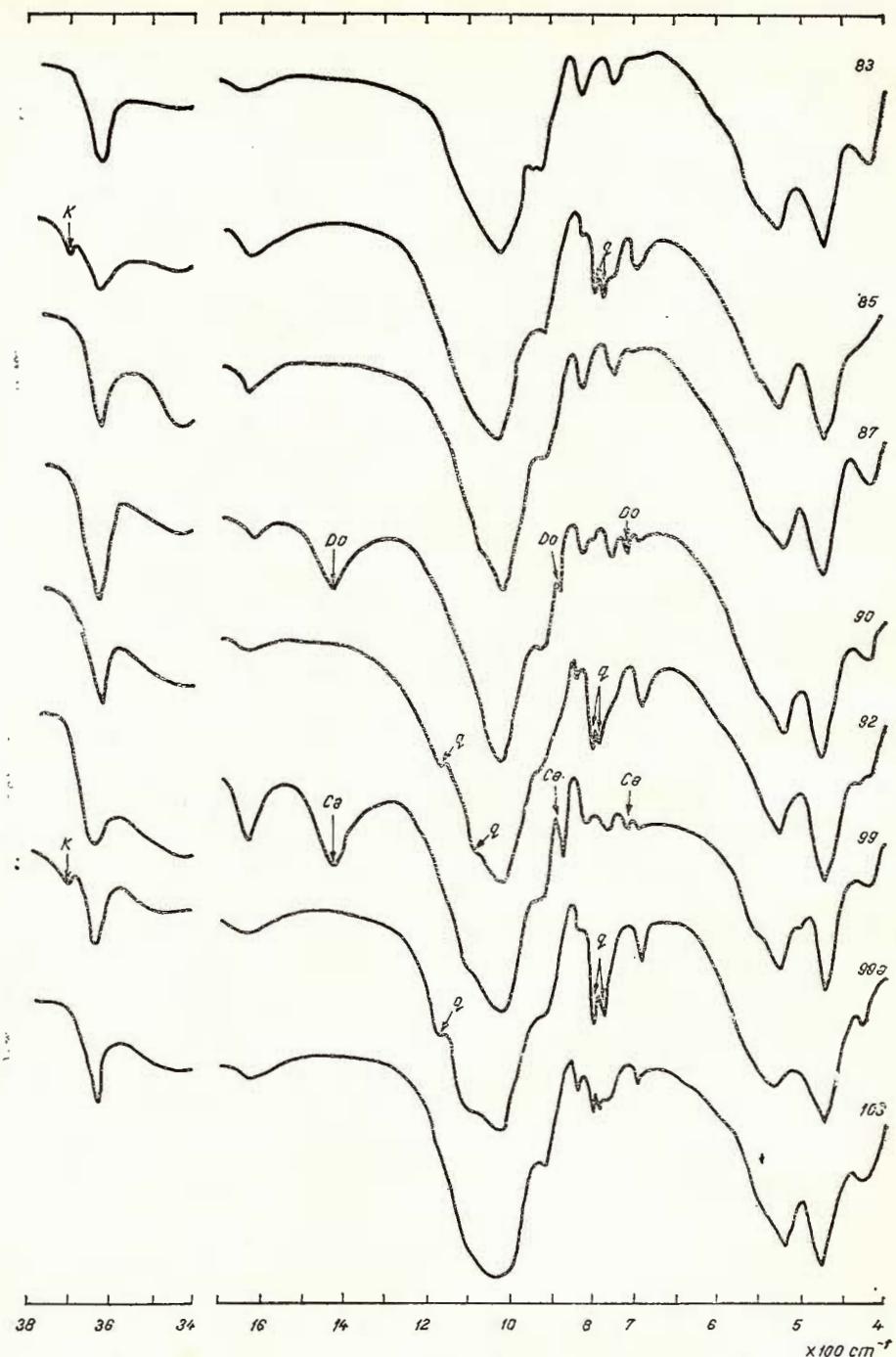


Fig. 2. — Spectrele de absorbție în infraroșu ale unor probe din mina Bocșa.

K = caolinit; q = cuarț; Ca = calcit; Do = dolomit.

Cifra din dreapta fiecărei curbe reprezintă numărul eșantionului.

Spectres d'absorption dans l'infrarouge, de certains échantillons de la mine de Bocșa.

K = kaolinite; q = quartz; Ca = calcite; Do = dolomie.

Le chiffre à droite de chaque courbe représente le nombre de l'échantillon.



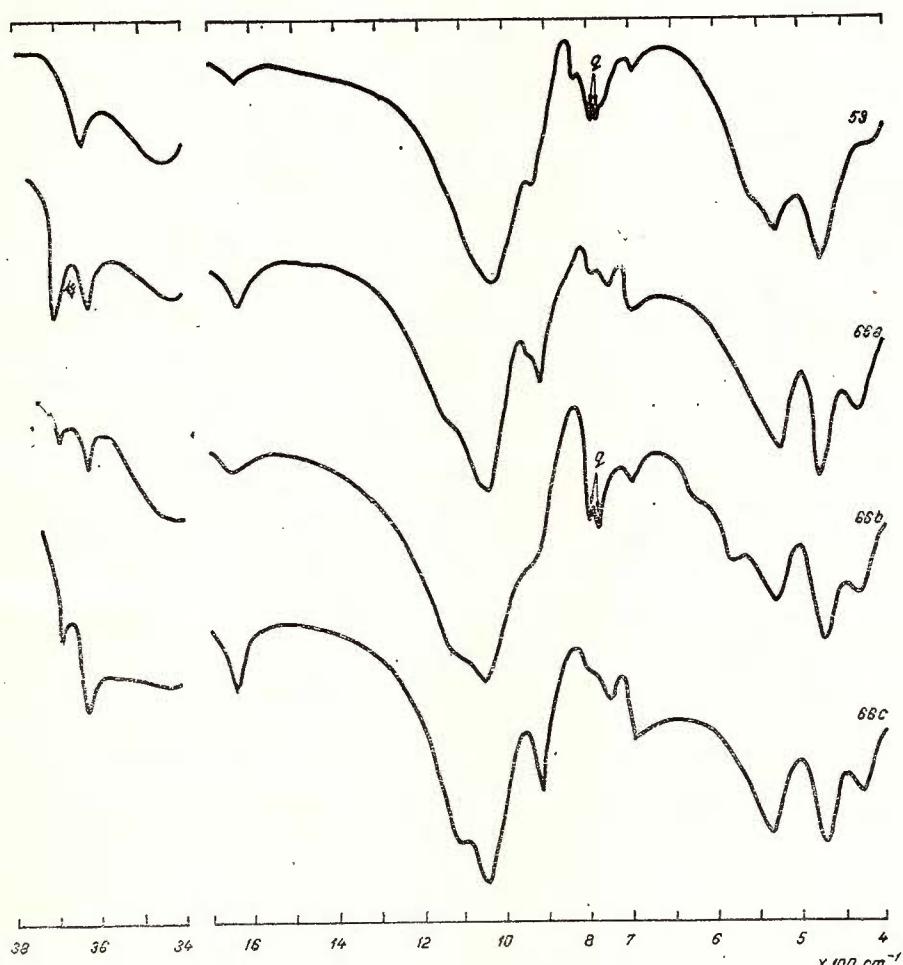


Fig. 3. — Spectrele de absorbție în infraroșu ale unor eșantioane din zona alterației supergene.

Cifra din dreapta fiecărei curbe reprezintă numărul eșantionului.

Spectres d'absorption dans l'infrarouge, de certains échantillons de la zone de l'altération supergène.

Le chiffre à droite de chaque courbe représente le nombre de l'échantillon.

#### D) Condițiile fizico-chimice și succesiunea fenomenelor de alterare argilitică

În baza rezultatelor studiilor noastre considerăm că argilizarea vulcanitelor andezitice a avut loc sub influența unor soluții relativ bogate în potasiu, care au permis și favorizat formarea illitului. Prin consumarea ionilor de potasiu se declanșează fenomenul de caolinizare, tot în condițiile

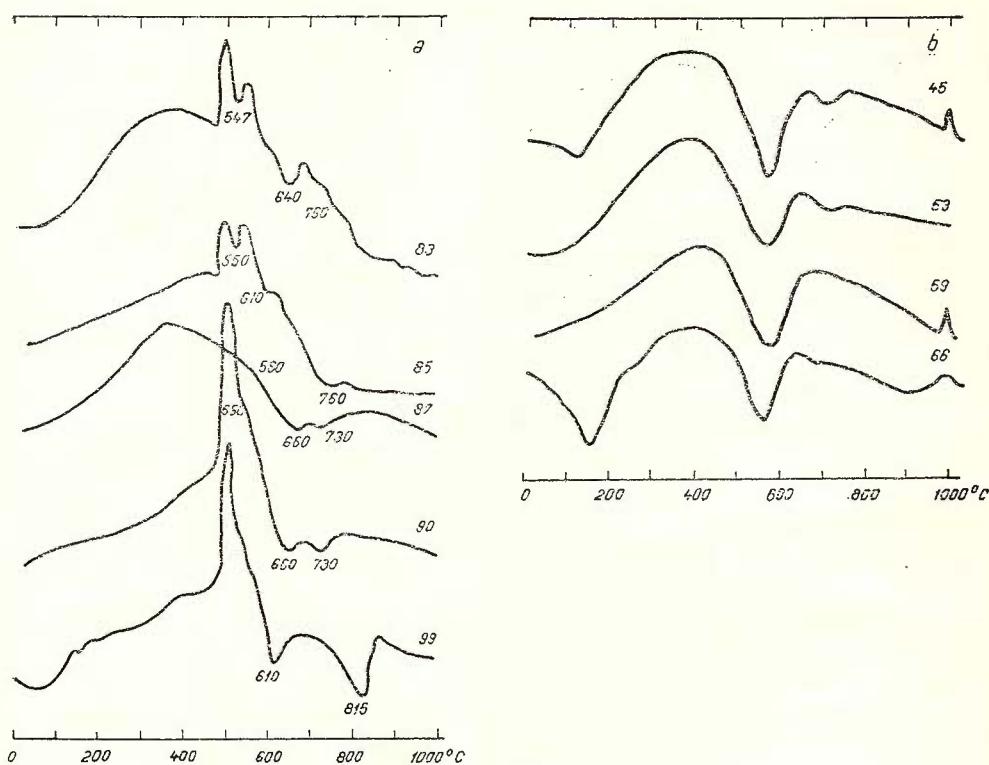


Fig. 4. — Curbele DTA ale unor probe din mina Bocșa (a) și din zona alterației supergene (b).

Cifra din dreapta fiecărei curbe reprezintă numărul eșantionului.

Courbes DTA de certains échantillons de la mine de Bocșa (a) et de la zone de l'altération supergène (b). Le chiffre à droite de chaque courbe représente le nombre de l'échantillon.

de intensă levigare a unora din cationii vechilor rețele, ca și în cazul formării illitului. Frontul bogat în cationii levigați migrează depărtindu-se de fisură și desemnează domeniul în care apar și devin stabile rețele de tipul cloritului și montmorillonitului și/sau a structurilor mixte neregulate.

Alimentarea în timp a fisurilor cu soluții de aceeași compoziție provoacă la mineralele argiloase deja formate modificări de ordine-dezordine reticulară, variații de polimorfi, apariții de suprastructuri regulate (Frank - Kamenetsky et al. 1972). Astfel, formarea illitului bine cristalizat — polimorful  $2M_1$  — este efectul alimentării în continuare, pe fisurile majore, cu soluții ce nu și-au modificat chimismul. De altfel și din studiile microscopice se constată că illitul larg dezvoltat („sericitul”) apare pe zonele de fisuri sau în imediata lor apropiere, substituind fenocristalele de feldspat, și nu prin substituția caolinitului sau cloritului.

Formarea beidellitului pe fisuri în locul illitului — survenită în același domeniu de temperatură și la chimism similar — se petrece ca urmare a unor variații mici, locale, ale raportului  $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ . Variațiile polimorfe ale illitului cu depărtarea de fisură sunt corelate cu variațiile de ordine-dezordine reticulară, cu scăderea conținutului de potasiu și cu apariția rețelelor mixte neregulate de tip illit-montmorillonit.

Variația conținutului de potasiu în rețelele illitice a fost urmărită luând în considerație raportul  $I_{001}/I_{002}$  (indicele W h i t e, 1969), exprimat prin valori ce merg de la 1,4 la 1,7 pentru zonele filoniene (arătând conținuturi mai ridicate de potasiu), pînă la 2,2 în zonele exterioare ale filoanelor (dovodind scăderea conținutului de potasiu).

Se poate conchide că soluțiile care au afectat rocile andezitice din zona zăcămîntului Bocșa au fost bogate în  $\text{K}^+$ ,  $\text{OH}^-$ ,  $\text{H}^+$ ; caracterul potasic a fost probabil mai accentuat inițial, cînd la temperaturi mai ridicate s-a format feldspatul potasic (reprezentat uneori prin adular). În timpul fenomenelor de argilizare se remarcă și un transport destul de însemnat de sulf și ioni de fier, la care se adaugă ionii de fier levigați din mineralele primare ale rocilor, transport în urma căruia se remarcă dezvoltarea destul de largă a piritei în cristale idiomorfe diseminate în rocă. Tot astfel poate fi explicată apariția unor rețele cloritice mai ferifere în zone nu prea depărtate de căile de acces ale soluțiilor.

Avînd în vedere stabilitatea termică mare a rețelei illitului în condițiile unui chimism relativ constant al soluțiilor, precum și datele privind modificările polimorfe și suprastructurile amintite, considerăm că fenomenul de argilizare hidrotermală din perimetru zăcămîntului Bocșa s-a declanșat la temperaturi relativ ridicate, desfășurîndu-se într-un proces continuu și atingînd începutul procesului metalogenetic.

### III. CONSIDERAȚII METALOGENETICE

Mineralizațiile predominant plumbo-zincifere de la Bocșa sunt dispuse pe fracturi filoniene cu orientarea generală N—S, care converg într-o zonă principală de stock (fig. 5). Elementul morfologic dominant este de altfel reprezentat de cîteva stockuri cu dimensiuni variabile, în care mineralele metalifere — însotite de cuarț, calcit, uneori cu cuiburi de minerale argiloase (în special illit) — alcătuiesc o rețea de vînișoare cu densitate variabilă în masa andezitelor silicificate și argilizate. Stockurile de dimensiuni mai mici sunt de regulă alungite și sunt continuante pe direcție de filoane cu grosimi variabile, în general reduse (fig. 6). Edificiul mineralizat este în prezent deschis prin două orizonturi principale.

#### A) Compoziția mineralogică

Mineralele metalifere principale — observabile macroscopic — sunt sfaleritul, pirita și galena; în mod frecvent se observă — la scara eșantionului — asocieri binare de tipul sfalerit-pirită și galenă-pirită (mult



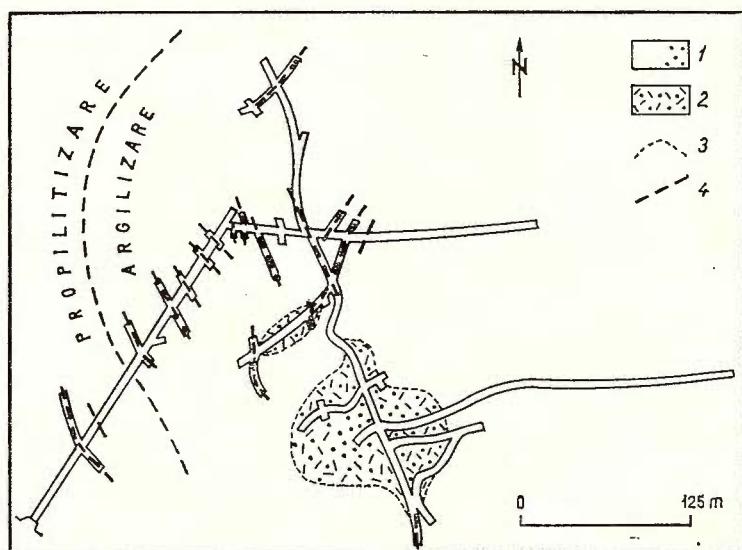


Fig. 5. — Planul orizontului superior.

1, Lave andezitice fisurate, parțial (puncte) mineralizate; 2, brecii andezitice argilizate, silicificate și mineralizate; 3, limita alterației argilitice; 4, fracturi filoniene.

#### Plan de l'horizon supérieur

1, Laves andésitiques, fissurées partiellement (points) minéralisées ; 2, brèches andésitiques argilisées, silicifiées et minéralisées ; 3, limite de l'altération argillitique ; 4, fractures filoniennes.

mai rar toate trei împreună), asocierea galenei cu pirita fiind dominantă în special la orizontul superior. În contrast cu varietatea formelor de zăcămînt — inclusiv grosimea filoanelor — compoziția minereului se dovedește, la scara observației microscopice, a fi unitară cantitativ și calitativ ; variațiile cantitative din cuprinsul zăcămîntului, exprimate pentru moment printr-o relativă îmbogățire la orizontul superior, nu sunt semnificative, în sensul stabilirii unei zonalități a mineralizației.

Mineralele metalifere identificate pînă în prezent în minereul de la Bocșa sunt : sfaleritul, pirita, galena, calcopirita, arsenopirita, tetraedritul, pirotina, calcopirotina, cubanitul (?) și rutilul.

P i r i t a , deși subordonată cantitativ sfaleritului și galenei, are totuși o frecvență mare, fiind de altfel — în zonele de stingere a fracturilor filoniene — singurul mineral metalifer alături de cuarț și calcit.

Forma de prezentare a acestui mineral este foarte variată ; de obicei se observă granule idiomorfe sau subidiomorfe cu dimensiuni pînă la 1 cm. În secțiunile lustruite efectuate pe andezite piritizate granulele de pirită cu contur patratice sunt deseori asociate cu plaje sau granule neregulate de rutil (fig. 7A). În asemenea situații este de presupus că pirita nu este — cel puțin nu integral — un mineral hidrotermal propriu-

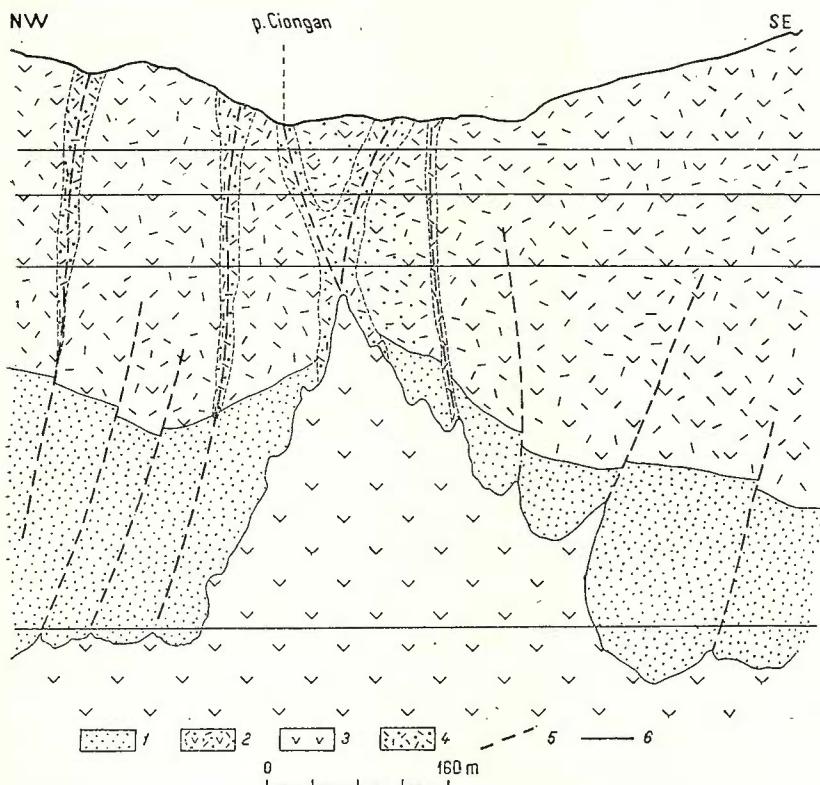


Fig. 6. — Secțiune geologică prin zăcămîntul Bocșa.

1, Complexul pietrișurilor de Almașu Mare (Helvétian); 2, lave andezitice de tip Săcărîmb fisurate și parțial mineralizate (puncte); 3, corp subvulcanic andezitic; 4, brecii andezitice argilizate, silicificate și mineralizate; 5, falii; 6, nivelul galeriilor.

Coupe géologique à travers le gisement de Bocșa.

1, Complexe des graviers d'Almașu Mare (Helvétien); 2, laves andésitiques de type Săcărîmb fissurées et partiellement minéralisées (points); 3, corps sous-volcanique andésitique; 4, brèches andésitiques argilisées, silicifiées et minéralisées; 5, failles; 6, niveau des galeries.

zis, ci reprezintă un produs de transformare a magnetitului  $\pm$  titanifer din rocă (R a m d o h r 1969), printr-un proces de sulfidizare, în care este necesar doar un aport de sulf. În acest sens pledează atât strînsa asociere a piritei cu rutilul, cît și incluziunile de apatit din pirită. Sursa de fier este constituită atât de magnetit, cît și de mineralele ferice din care fierul a fost eliberat prin argilizarea intensă a rocii.

În materialul filonian pirita este frecvent asociată cu arsenopirita (fig. 7 BC), relațiile dintre aceste minerale sugerind o creștere simultană. În unele cazuri granulele de pirită prezintă o slabă anizotropie; acest

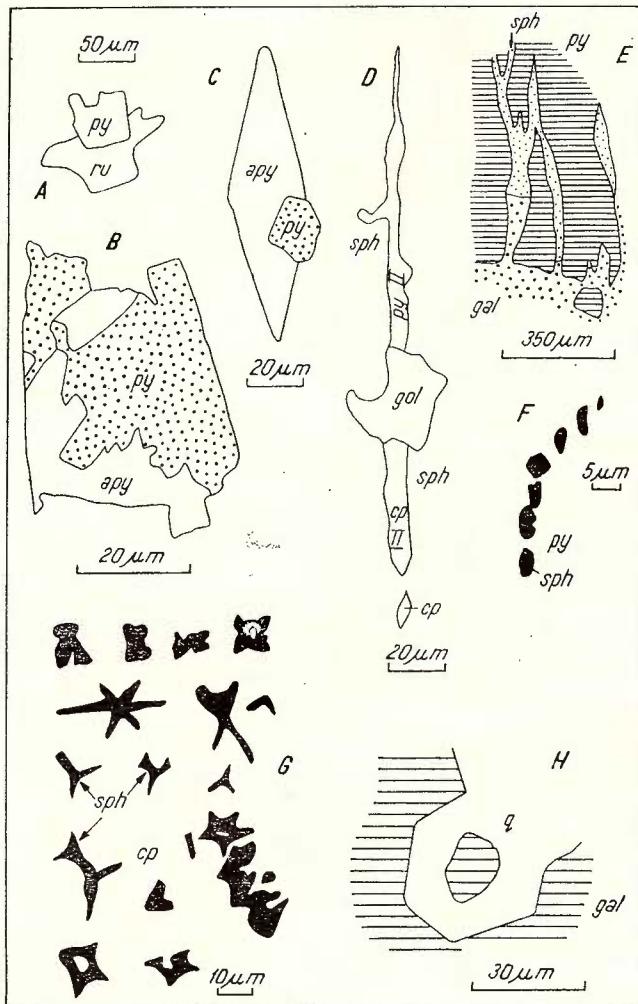


Fig. 7. — Aspecte microscopice ale minereului de la Bocşa.  
 py = pirită; ru = rutil; apy = arsenopirită; sph = spalerit; po = pirotină; cp = calcopirită;  
 gal = galenă; q = cuarț.

Aspects microscopiques du minerai de Bocşa.  
 py = pyrite; ru = rutile; apy = arsenopyrite; sph = sphalerite; po = pyrrhotine; cp = chalcopyrite; gal = galène; q = quartz.

fenomen, puțin obișnuit la minerale cu rețele cubice, este pus fie pe seama deformării mecanice a rețelei (Klemm 1962), fie a prezenței arsenului în structură (Schniederhöhn 1930). Observațiile microscopice concordă spre admiterea celei de a doua posibilități, susținută de altfel și de rezultatele analizelor spectrale (vezi tabelul).

TABEL

*Elemente minore în principalele minerale metalifere din zăcămîntul Bocșa (ppm)*

Pirita	Co 14	Ni SLD	Mn 370	As 3 %	Ag 150	Sb 1000	In SLD	Tl SLD	Bi 45	Ga SLD	Sn 23	Ti 55
Sfaleritul	Cd 2900 3100 3050	Mn 2800 7000 3000	Co 10 10 10	Sn SLD SLD SLD	In SLD SLD SLD	Ga 10 19 30	Ag 3 19 30	Cu 150 1600 1000	Pb 170 100 4500	Fe+ % 7 5 5		
Galenă	Ag 850 850	Bi 3 30	Sb 1400 1300	Mn 40 63	Cu 430 170							

Alte elemente : V = SLD, Cu = 1,2%, Pb = 0,3%, Zn = 0,3% sunt datorate impurităților.

SLD = sub limita de detecție, analist : Viorica Mindroiu, Institutul de geologie și geofizică; + analiză prin fluorescență de raze X (date semicantitative); analist : I. Vaughan, Institutul de geologie și geofizică.

Uneori se observă filonașe discontinui în sfalerit, în care pirita este asociată cu calcopirita (fig. 7D). Este vorba probabil de o generație mai tardivă de pirită (pirita II), a cărei dezvoltare este însă cu totul locală.

Arsenopirita este un mineral subordonat cantitativ, dar cu apariții frecvente în filoane. Relațiile cu pirita sunt ezitante (fig. 7B); granule idiomorfe se observă uneori incluse în calcopirită. Arsenopirita conține în general puține incluziuni, în contrast cu pirita, care include pirotină, sfalerit etc. În unele cazuri este de remarcat asocierea preferențială a arsenopiritei cu tetraedritul.

Sfaleritul este, alături de galenă, mineralul dominant în acest zăcămînt. El apare atât sub formă unor mase compacte în general cu granulație mare sau sub formă de cuburi centimetrice în calcit, cît și în geode, unde apar cristale cu habitus tetraedric. Sfaleritul de la Bocșa este reprezentat prin varietatea marmatit; analiza prin fluorescență de raze X a pus în evidență conținuturi de fier de 5—7% (vezi tabelul).

Sfaleritul pătrunde pe fisuri în pirită și o substituie, avansind înaintea galenei (fig. 7E). Uneori se remarcă incluziuni de sfalerit în pirită



(fig. 7F), sugerînd formarea penecontemporană a acestor minerale, în intervale de timp parțial suprapuse.

Sfaleritul conține în mod constant dezamestecuri de calcopirite, prezente în două categorii dimensionale : a) unele foarte fine, globulare sau fin lamelare, dispuse reciproc perpendicular, cu dimensiuni de 1 micron și mai mici ; b) incluziuni cu forme patratice, de regulă mai mari (în jur de 5 microni), care prezintă la rîndul lor exsoluții de pirotină, calcopirite, și probabil cubanit.

Deosebit de interesantă este apariția incluziunilor stelate de sfalerit în calcopirite (fig. 7 G ; pl. I, fig. 1), care parțial pot fi puse pe seama exsoluției ZnS dintr-o soluție solidă de tipul  $ZnS - CuFeS_2$ , bogată în  $CuFeS_2$ . Unele incluziuni ar sugera însă și o creștere scheletică a sfaleritului în masa calcopiritei (pl. I, fig. 2) în condițiile cristalizării quasisimultane.

Galene — cel puțin macroscopic — o dezvoltare mai mare la orizontul Maria, deși microscopic a fost identificată în toate șlifurile examineate. Uneori formează cuiburi monominerale în masa de calcit a unor filoane sau stockuri. Relațiile cu sfaleritul sunt deseori ezitante, dar sunt și cazuri cînd se observă relații de posterioritate clare (fig. 7E) ; asociată calcopiritei galena pătrunde uneori pe fisuri în sfalerit. De reținut este faptul că meta cristalele de cuarț se dezvoltă preferențial în galenă (fig. 7H).

**C a l c o p i r i t a** este subordonată cantitativ, dar se întâlnește totdeauna la scară microscopică de observație, fiind asociată în special sfaleritului. În afară de cele două categorii dimensionale de corpusculi de dezamestec în sfalerit, se mai observă uneori filonașe de calcopirite în sfalerit cu continuitate limitată, în care calcopirita este asociată cu pirita II (fig. 7D) și / sau cu galena. Granule idiomorfice de calcopirite cu chenare discontinuă de tetraedrit pot fi uneori observate în galenă, alături de incluziuni ordonate pe limitele dintre granule (fig. 8A). Vinișoarele de calcopirite din sfalerit nu traversează și galena, în care formează însă mici plaje bordate discontinuu de tetraedrit (fig. 8B).

Vinișoarele de calcopirite cu extindere limitată se observă deseori în sfalerit și este interesant de remarcat faptul că ele traversează zonele cu dezamestecuri de calcopirite fine. Intrucît în imediata apropiere a acestor vinișoare se constată scăderea frecvenței sau chiar dispariția corpusculilor de dezamestec (fig. 8C ; pl. I, fig. 3), concluzia care se impune este că această calcopirite (din vinișoare, calcopirita II) a luat naștere printr-un fenomen tardiv de difuziune în stare solidă. Sensul de transport difuziv a fost determinat de prezența fisurilor fine sau a planelor de maclă din sfalerit. În mod similar poate fi imaginată și apariția calcopiritei asociată cu cuarț (fig. 8 D ; pl. I, fig. 4) fenomen dublat aici probabil și de substituție.

**T e t r a e d r i t u l** apare în cantități reduse și în general sub forma unor granule mici. De regulă tetraedritul formează plaje mici pe contactul dintre galenă și calcopirite (fig. 8 E), mai rar pe cele dintre galenă și sfalerit (fig. 8 F). Cu totul exceptional se observă granule subidiomorfice de tetraedrit în plajele mai mari de calcopirite.

**P i r o t i n a** se întâlnește rareori în pirită (pl. II, fig. 1), sub forma unor lamele sau corpusculi ovali de dimensiuni micronice și în mod excep-



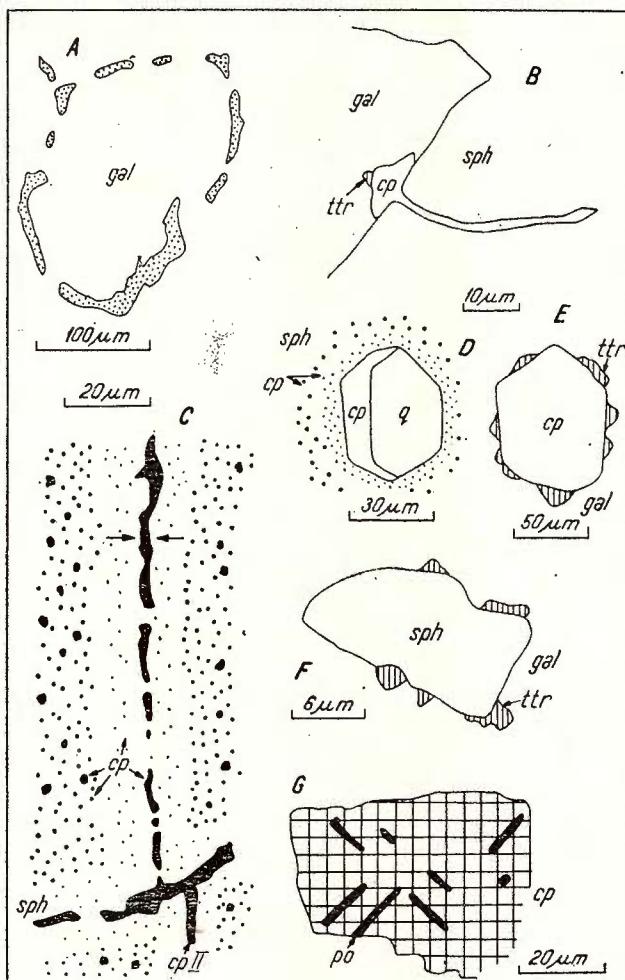


Fig. 8. — Aspecte microscopice ale minereului de la Bocșa.

py = pirită; ru = rutil; apy = arsenopirită; sph = sfalerit; po = pirotină; cp = calcopirite; gal = galenă; ttr = tetraedrit; q = quart.

În fig. 8c săgețile cu sens contrar sugerează direcțiile de transport difuziv al calcopiritei spre plane de deformare în masa sfaleritului.

Aspects microscopiques du minéral de Bocșa.

py = pyrite; ru = rutile; apy = arsenopyrite; sph = sphalerite; po = pyrrhotine; cp = chalcopyrite; gal = galène; ttr = tétraédrite. Dans la fig. 8c les flèches à sens contraire suggèrent les directions de transport diffusif de la chalcopyrite vers des plans de déformation dans la masse du sphalérite.

țional ca lamele orientate în calcopirită, care sugerează formarea lor prin dezamestec (fig. 8 G ; pl. II, fig. 2). Pirotina apare de asemenea în calcopirita exsolvită în sfalerit, fiind asociată cu sau dezvoltată pe calcopirotină. De reținut este absența ei în granulele de pirită din masa andezitelor, observație concordantă cu admiterea unei geneze diferite pentru această pirită.

**C a l c o p i r o t i n a** reprezintă o soluție solidă de compozită  $\text{CuFeS}_2 \cdot \text{FeS}$ , în care raportul  $\text{CuFeS}_2 : \text{FeS}$  variază de la 1 : 1 la 1 : 6, având structură de tip sfalerit. Mineralul este stabil numai la temperaturi relativ înalte, prin scăderea temperaturii descompunându-se în calcopirită-pirotină, cubanit – pirotină, calcopirită – pirotină – cubanit etc. Diagnosticul calcopirotinei este în general dificil și din acestă cauză este menționată rar ; este posibil ca pirotina izotropă sau cubanitul izotrop amintite de unii autori să reprezinte în realitate calcopirotină (R a m d o h r 1969).

Este prima menționare a acestui mineral în Munții Metaliferi ; în România calcopirotina a mai fost identificată doar în minereul de la Rodna (U d u b a ș a 1976). La Bocșa calcopirotina a fost recunoscută numai în corpusculii patratici de calcopirită din sfalerit (fig. 9A ; pl. II, fig. 3 și 4). În mod exceptional unele granule alungite de calcopirită din sfalerit conțin calcopirotină și / sau pirotină + cubanit (fig. 9B), dar niciodată nu apare calcopirotina în vinișoarele de calcopirită din masa sfaleritului.

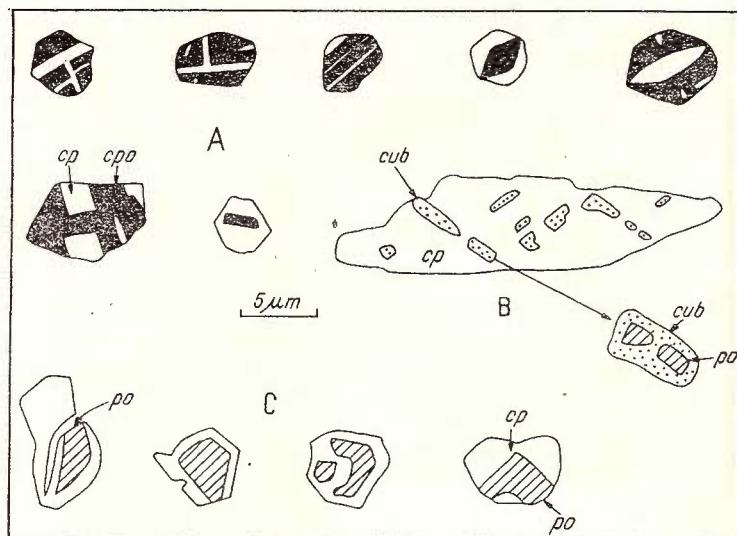


Fig. 9. — Modul de prezentare al incluziunilor cu calcopirotină (A), cubanit (B) și pirotină (C) asociate calcopiritei din sfalerit.

cpo = calcopirotină ; cub = cubanit.

Mode de présentation des inclusions à chalcopyrrhotine (A), cubanite (B) et pyrrhotine (C) associées à la chalcopyrite qui se trouve dans le sphalérite.

Forma de prezentare precum și raporturile cantitative dintre calcopirită și calcopirotină reprezintă o funcție a compoziției soluției solide inițiale și a ratei răciri.

### B) Date spectrale informative

În scopul obținerii unor prime informații privind conținuturile de elemente minore în minereul de la Bocșa au fost efectuate analize spectrale informative pe cîteva probe monominerale (vezi tabelul). De remarcat este în primul rînd relativa sărăcie în diverse elemente a mineralelor principale din zăcămînt. Pentru sfaleritul de la Bocșa conținuturile sunt sub sau aproape de valorile medii pentru Cd (3 800 ppm), Mn (4 200 ppm), Cu (1 600 ppm), calculate pentru 709, 547 respectiv 312 analize de sfalerit din diferite zăcăminte din lume (U d u b a s a et al. 1974). În galenă valorile de conținut sunt — în special pentru Ag și Bi — foarte scăzute, iar la pirită atrage atenția valoarea scăzută a conținutului de Co și absența Ni. Prezența altor elemente (Sb, Cu, Pb, Zn) este legată de incluziunile foarte fine de diverse minerale din pirită, pentru moment dificil de înlăturat.

### C) Evoluția procesului metalogenetic

Considerațiile privind procesele de alterație hidrotermală și în special cele de argilizare corelate cu observațiile calcografice conduc la ideea că temperatura la care s-a declanșat procesul metalogenetic în zona Bocșa a fost relativ ridicată, atingind probabil valori de cca 400°C.

Relațiile dintre mineralele metalifere din minereul de la Bocșa sunt complexe, formarea lor nerealizîndu-se într-o succesiune propriu-zisă, mineral după mineral, ci prin cristalizare parțial simultană, pe intervale de timp și de temperatură în mare parte suprapuse. O imagine sintetică a acestor relații complexe este redată în fig. 10. Pentru moment este mai greu de fixat poziția pirotinei incluse în pirlă; ar fi posibil de imaginat apariția unor centre în cadrul granulelor de pirlă deja formate, în care concentrația sulfului a fost redusă, nepermînd astfel desăvîrșirea edificiului cristalin al piritei, dezvoltată uneori scheletic.

Interesant de remarcat este realizarea condițiilor pentru apariția mai multor tipuri de soluții solide, care — pe măsura scăderii temperaturii — au suferit procese de dezamestec seriate, condiționate și de compozitii variabile. Este necesar să se admită, ca și în cazul minereului de la Rodna, existența unei soluții solide ternare de tipul  $ZnS-CuFeS_2-FeS$ , a cărei apariție este condiționată de temperaturi de cca 500°C (U d u b a s a 1976). Separarea acesteia prin scădere temperatura în soluții solide binare și dezamestecul acestora conduce la aspecte ilustrate și de minereul de la Bocșa. Apariția calcopirotinei se datorează „înghețării” sistemului prin răcirea bruscă din zonele marginale. Răcirea lentă permite desăvîrșirea proceselor de dezamestec în sistemul  $CuFeS_2-FeS$ ; calcopirotina ca mineral dispare, în locul ei apărînd calcopirita și pirotina, faze mineraologice stabile pe intervale de temperatură mai largi.



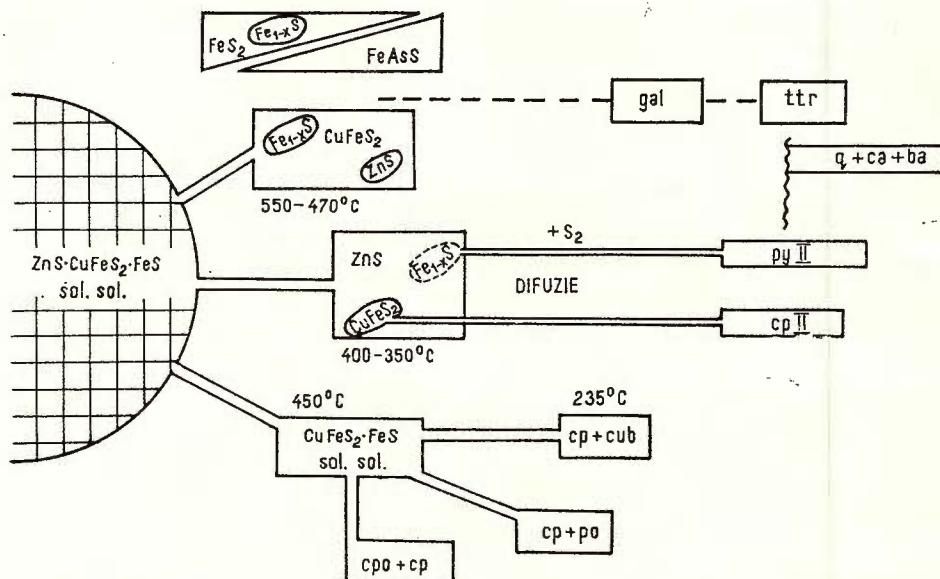


Fig. 10. — Evoluția proceselor metalogenetice — în special a celor de dezamestec — în minerul de la Bocșa.

q = cuarț; ca = calcit; ba = baritina; ttr = tetraedrit. Linia ondulată marchează momentul de slabă fisurare a minereului, urmat de fenomene de difuzie a unora din compoziții (cp și po) și de depunere a masei principale de cuarț și calcit. Temperaturile indicate reprezintă intervalele de declanșare a fenomenelor de exsoluție în studiile experimentale.

Evolution des processus métallogénétiques — surtout des processus d'exsolution — dans le minerai de Bocșa.

q = quartz; ca = calcite; ba = barytine; ttr = tétraédrite. La ligne ondulée marque le moment de la fissuration faible du minéral, suivi par des phénomènes de diffusion de certains composants (cp et po) et de la déposition de la masse principale du quartz et du calcite. Les températures indiquées représentent les intervalles de déclenchement des phénomènes d'exsolution dans les études expérimentales.

Calcopirita II nu reprezintă o venire ulterioară, urmând unei întreruperi a fluxului mineralizant, ei mai degrabă rezultatul unor procese de difuzie în stare solidă, de migrare a calcopiritei exsolvite anterior spre planele de deformare mecanică din masa sfaleritului. Cu această calcopirită „difuzivă” se asociază uneori, pe fisuri în sfalerit, pirita II; dezvoltarea cu totul locală și ampioarea redusă a vinișoarelor cu pirită II fac de asemenea improbabilă ipoteza caracterului pulsativ al procesului de mineralizare. Formarea ei ar putea fi pusă pe seama unor procese ulterioare de reechilibrire compozitională în masa minereului sau de piritizare a unor mase de pirotină apărută — ca și calcopirita II — prin difuzie.

Procesul de mineralizare în cuprinsul zăcământului Bocșa poate fi imaginat — pe baza datelor obținute pînă în prezent — ca efect al unui

flux continuu de soluții hidrotermale. Apariția principalelor minerale de gangă (calcitul, baritina și cuarțul) a survenit totuși după o scurtă înterrupere a procesului și o slabă brecifiere a mineralelor metalifere deja formate, fapt ilustrat de aspectele de cimentare cu calcit a unor mase ușor brecificate de sfalerit.

#### D) Considerații genetice

Dacă formele de zăcămînt ale mineralizațiilor de la Bocșa reprezintă elemente morfologice comune, parageneza minereului — cu minerale principale de asemenea comune — cuprinde aspecte microscopice deosebite, care le detașează de mineralizațiile cunoscute pînă în prezent în Munții Metaliferi. Deosebirile față de zăcămîntul de telururi aurifere de la Săcărîmb sunt esențiale atît în privința compoziției, structurii și temperaturii de formare, cît și a legăturii genetice cu vulcanitele din zonă.

Concreșterile de minerale și în special dezamestecurile variate reflectă temperaturi relativ ridicate în desfășurarea procesului de mineralizare, care cel puțin la declanșarea lui au atins valori de 400—500°C.

Asocierea genetică a mineralizațiilor de la Bocșa cu un corp subvulcanic aflat în profunzime capătă și prin aceste constatări o nouă confirmare. Caracterul monoascendent al procesului de mineralizare (privit ca apport efectiv de metale), precum și omogenitatea paragenetică a minereului în cuprinsul zăcămîntului, constituie argumente în susținerea continuității mineralizației în adîncime.

#### IV. CONCLUZII

Mineralizațiile plumbo-zincifere de la Bocșa sunt găzduite de roci andezitice de tip Săcărîmb, intens argilizate hidrotermal și formează corpori filoniene asociate spațial unor stockuri de dimensiuni variate.

Distribuția corporilor de minereu a fost controlată de zone de brecifiere a lavelor andezitice, formate ca urmare a efectelor conjugate, de consolidare a lavelor, de tectonizare intensă și de alterare hidrotermală.

Alterația argilitică a rocilor andezitice este larg dezvoltată și legată de numeroasele sisteme de fisuri; formarea diferitelor minerale argiloase sau a structurilor mixte neregulate reprezintă rezultatul unui flux continuu de soluții hidrotermale bogate în potasiu și de levigarea diferențiată a unor elemente din mineralele primare. Considerăm că prezența polimorfului  $2M_1$  al illitului și a suprastructurilor regulate ar putea atrage atenția asupra unor fisuri majore în sistemul larg dezvoltat în regiune.

Minereul conține, pe lîngă minerale comune, calcopirotină (a două ocurență în România), care — prin prezența ca atare și prin aspectele de dezamestec din sfalerit — oferă elemente în susținerea unei temperaturi relativ ridicate în formarea acestei mineralizații.

Asocierea genetică a mineralizațiilor de la Bocșa cu un corp subvulcanic ascuns, sugerat de anomaliiile geofizice, capătă și prin constatarilor de mai sus o nouă confirmare.



Caracterul monoascendent al procesului de mineralizare și omogenitatea paragenetică a minereului în cuprinsul zăcămîntului constituie argumente în susținerea continuității mineralizațiilor în adîncime.

## BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Mantea G. (1964) Vîrstă formațiunilor neogene din bazinul Zlatna—Almașul Mare. *D.S. Com. Geol.* XLIX/2, p. 99—112, București.
- Cioflica G., Istrate G., Popescu G., Udubașa G.G. (1966) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *St. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.* 11/1 p. 171—182, București.
- Jude R., Udubașa G. C., Istrate G., Popescu G. (1968) Noi contribuții la cunoașterea produselor vulcanice neogene din regiunea Băița-Săcărimb (Munții Metaliferi). *St. cerc. geol. geof. geogr., Ser. geol.* 13/1, p. 77—92, București.
- Frank-Kamenetsky V., Kotov N., Golio E., Klotchkova G. (1973) Some aspects of structural transformations of clay minerals under hydrothermal conditions. *Proc. Internat. Clay Conf.*, Madrid.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Roum.* XXI, p. 181—464, București.
- Helke A. (1938) Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpatenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. *Archiv Lagerstättenforschung* 66, Berlin.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad., Press București.
- Klemm D. D. (1962) Anisotropieeffekte bei kubischen Erzmineralien. *N. Jb. Miner. Abh.* 97, p. 337—356, Stuttgart.
- Ramdohr P. (1969) The ore minerals and their intergrowths, Pergamon Press. Braunschweig.
- Rădulescu D. P. (1956) Observații asupra structurii aparătului vulcanic de la Săcărimb. *Anal. Univ. București, Seria St. nat.* 10, p. 139—145, București.
- Schneiderhöhn H. (1930) Mineralchemische und mikroskopische Beobachtungen an Blei, Zink,— und Kieserzen der Deutsch-Bleischarley-Grube, Oberschlesien. *Chemie der Erde* V, p. 335—385, Jena.
- Semper A. (1910) Beiträge zur Kenntnis der Goldlagerstätten des siebenbürgischen Erzgebirges. *Arh. d.k. Preus. geol. Landesanstalt* N.F. 33, Berlin.
- Udubașa G. (1976) Mackinawit și calcopirotină în minereurile epigenetice de la Rodna, Carpații Orientali. *D.S. LXII/1* (sub tipar) București.
- Medesan A., Alexandra, Ottemann J. (1974) Über Geochemie und Einfluss von Fe, Mn, Cd und Cu auf die Gitterkonstante natürlicher Zinkblenden. *N. Jb. Miner. Abh.* 121, p. 229—251, Stuttgart.
- White J. L. (1969) Influence of potassium content on intensities of basal reflections and b-dimensions of dioctahedral micas. *Trav. Intern. Étude des Bauxites, des Oxydes et des Hydroxides d'Aluminium*, Zagreb.



## LES MINÉRALISATIONS POLYMÉTALLIQUES DE BOCSA (N SĂCĂRÎMB, MONTS MÉTALLIFÈRES)

(Résumé)

Bien qu'elles se trouvent à proximité du fameux gisement de tellurures aurifères de Săcărimb, exploité depuis plus de 200 ans, les minéralisations de Bocșa sont très peu connues. Celles-ci sont situées dans l'aire de l'édifice volcanique de Săcărimb.

La caractéristique géologique de cette région est la grande extension des volcanites néogènes, représentées par des laves et des necks associés à des dépôts sédimentaires faiblement consolidés englobés dans le complexe des graviers d'Almașu Mare ; moins répandus apparaissent — dans les zones voisines — des dépôts plus récents, d'âge badenien-sarmatienne, représentés par des marnes, gypses et calcaires à *Lithothamnium*.

Les formations volcaniques et sédimentaires néogènes se disposent sur un paléorelief formé des schistes cristallins et d'ophiolithes mésozoïques, qui affleurent dans les zones voisines, à des altitudes de 500—600 m.

La distribution spatiale des volcanites néogènes dans le cadre de la structure de Săcărimb démontre que le rôle primordiale dans la formation de cet édifice revient aux laves andésitiques des volcans de type central, tandis que les manifestations à caractère explosif, avec formation de pyroclastites, ont joué un rôle tout à fait secondaire. L'activité hydrothermale subséquente est représentée par des zones d'intense argilisation et silicification accompagnées des minéralisations plombo-zincifères.

La succession des dépôts néogènes début avec les graviers d'Almașu Mare constitués de conglomérats faiblement cimentés et de graviers à structures torrentielles qui alternent dans la partie supérieure avec des grès micacés et des argiles sablonneuses rouges.

En comparant le complexe des graviers d'Almașu Mare de la région de Hondol-Săcărimb avec les dépôts similaires de la zone de Băița-Hărțăgani, avoisinant al'ouest résulte que l'âge de ce complexe doit considéré comme hélvétien.

Les dépôts badeniens-sarmatiens apparaissent localement surmontant le complexe des graviers et se distinguent de celui-ci par leur lithologie et leurs caractères biostratigraphiques. On rencontre des marnes argileuses jaunâtres à restes d'*Ostrea*, des gypses et calcaires à *Lithothamnium*. La lithologie et le contenu paléontologique similaires des dépôts des périmetres avoisinants, portent à conclure que ceux-ci représentent le Badénien moyen et supérieur à affinités de Buglovien.

La couverture sédimentaire néogène supporte les火山ites néogènes qui ont une grande extension spatiale et furent mises en place dans leur majeure partie pendant le Pliocène. Le type pétrographique dominant est représenté par les andésites quartzifères à biotite et hornblende (du type Săcărimb).

On remarque de même la présence des brèches andésitiques qui se développent généralement dans les zones marginales des necks d'andésites à partir des laves, par leur bréchification. On rencontre souvent des transitions des andésites fissurées et alterées par voie hydrothermale à une formation d'aspect hétérogène. Cette formation est le résultat de la combinaison des effets de la consolidation des laves ou des necks andésitiques et des effets tectoniques tardifs manifestés avec une plus grande intensité dans les zones des fractures et surtout à l'intersection des celles-ci. Ces phénomènes ont déterminé une Trituration avancée des andésites intensément fissurées sur laquelle se superpose l'effet produit par les solutions hydrothermales minéralisées



qui se sont insinuées à travers ces zones perméables en les cimentant ; c'est ainsi que se sont formées les zones caractéristiques définies comme stocks.

La succession des phénomènes peut être schématisée ainsi :

I — consolidation → II — fragmentation → III — minéralisation  
(altération hydrothermale) (bréchification) (cimentation).

Cette interprétation de la formation des brèches tient également compte de leur distribution dans l'espace, respectivement leur développement en sens vertical et le long des fractures ou bien à l'intersection de celles-ci.

Les phénomènes d'argilisation manifestés dans la zone du gisement de Bocşa se rattachent à la circulation des solutions hydrothermales le long des systèmes de fissures dans les roches andésitiques.

Le long des voies de circulation ainsi que dans leur immédiat voisinage se développe abondamment l'illite, fréquemment associé aux cristaux aciculaires de quartz. Vers les bords de la fissure l'illite est accompagné de kaolinite et de chlorite ; l'illite et le chlorite forment souvent des structures mixtes irrégulières avec le montmorillonite.

L'illite soumis à l'analyse microscopique a été différencié en deux catégories dimensionnelles — des paillettes larges situées dans l'espace de la fissure et de paillettes fines situées dans les murs de la fissure et partiellement dans la masse de la roche — et correspond à deux formes polymorphes : 2 M<sub>1</sub> et 1 M.

Dans l'espace des fissure l'illite est souvent remplacé soit par des interstratifications régulières du type allévardite à reflet de superstructures à 23,5 Å, soit par du bédidellite associé au calcite.

Les structures mixtes irrégulières du type illite-montmorillonite et chlorite-montmorillonite sont fréquentes dans les paragenèses des zones plus éloignées de la voie d'accès des solution hydrothermales.

L'argilisation intense de la zone du gisement de Bocşa est régulièrement accompagnée par la pyrite finement granulaire (qui ne représente pas toujours un minéral formé exclusivement par l'apport hydrothermal).

Le minéral argileux prédominant tend, par le processus de l'alteration supergène, à se transformer en kaolinite dont le réseau est plus ou moins ordonné, aboutissant même au halloysite accompagné de pellicules ou de croûtes de hydroxydes de fer.

L'argilisation des volcanites andésitiques s'est produite sous l'influence de certaines solutions relativement riches en potassium, qui ont permis et ont favorisé la formation de l'illite. Dû à l'épuisement des ions de potassium de la formation du kaolinite est amorcée toujours dans les conditions d'intense lévigation d'une partie des cations des anciens réseaux, comme dans le cas de la formation de l'illite. Le front riche en cations lévigués se déplace en s'éloignant de la fissure et détermine le domaine de la stabilité des réseaux du type chlorite et montmorillonite et/ou des structures mixtes irrégulières.

La formation du bédidellite le long des fissures à la place de l'illite — s'effectuant dans les mêmes conditions de température de chimisme — a lieu à la suite de certains variations locales insignifiantes du rapport SiO<sub>2</sub>:Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Les polymorphes de l'illite se rattachant à son éloignement de la fissure sont mises en corrélation avec les variations d'ordre-désordre, la réduction de la teneur en potassium et avec l'apparition de réseaux mixtes irréguliers du type illite-montmorillonite.

Les minéralisations essentiellement plombo-zincifères de Bocşa sont disposées le long des fractures filonniennes à orientation générale N—S, qui convergent dans une zone principale de stock. L'élément morphologique dominant est représenté par quelques stocks aux dimensions variables, dans lesquels les minéraux métallifères — accompagnés de quartz, calcite, baryte, ayant parfois des nids de minéraux argileux (tout particulièrement l'illite) — forment un réseau

de veinules à densité variable dans la masse des andésites silicifiées et argilisées. Les stocks de moindres dimensions sont en principal allongés et continuent le long des filons à épaisseur variables, généralement réduites.

Contrastant avec la variété des formes de gisement et également l'épaisseur des filons, la composition du minéral apparaît, lors de son examen au microscope, comme homogène du point de vue quantitatif et qualitatif; les variations quantitatives du gisement, exprimées par un enrichissement relatif au niveau supérieur, ne sont pas significatives lorsqu'il s'agit d'établir la zonalité de la minéralisation plombo-zincifère.

Les minéraux métallifères identifiés jusqu'à présent dans le minéral de Bocsa sont les suivants : sphalérite, pyrite, chalcopyrite, mispickel, tétraédrite, pyrrhotine, chalcopyrrhotine, cubanite (?) et rutile.

La formation de la pyrite dans les andésites argilisées ne s'est pas réalisée uniquement par l'apport de métal; le fer a été libéré à la suite de la décomposition des minéraux féminiques et de la magnétite accessoire. L'association intime de la pyrite avec le rutile plaide en faveur de ce phénomène.

La pyrite apparaît fréquemment dans le matériel filonien associée au mispickel; les relations entre ces minéraux suggèrent leur développement simultané.

Le sphalérite est ainsi que la galène le minéral dominant de ce gisement. Il apparaît sous forme de masses compactes, généralement grossières, de nids centimétriques dans la calcite et de géodes à cristaux tétraédriques. Le sphalérite de Bocsa est représenté par la variété marmatite; l'analyse par la fluorescence en rayons X a mis en évidences des teneurs en fer de 5—7% (tabl. 1).

Le sphalérite contient constamment des exsolutions de chalcopyrite présentes en deux catégories dimensionnelles : a) certaines très fines, globulaires ou finement lamellaires à disposition rectangulaire à dimensions d'un micron, voire inférieures; b) des inclusions à formes carrées, généralement plus grandes (environ 5 microns), qui présentent à leur tour des exsolutions de pyrrhotine, chalcopyrrhotine et probablement cubanite.

Il est intéressant de noter l'apparition des inclusions stellaires du sphalérite dans la chalcopyrite, partiellement résultant de l'exsolution ZnS d'une solution solide du type  $ZnS - CuFeS_2$ , riche en  $CuFeS_2$ .

Les veinules de chalcopyrite à extension limitée apparaissent souvent dans le sphalérite et traversent également les zones à exsolutions de chalcopyrite fines. Etant donné que dans l'immédiat voisinage de ces veinules on constate une diminution de la fréquence ou même la disparition des corpuscules d'exsolution, la conclusion s'impose que cette chalcopyrite (des veinules, chalcopyrite II) est engendrée par un phénomène de diffusion tardif, en état solide. Le sens du transport diffusif a été déterminé par la présence des fissures fines ou des plans de macle du sphalérite.

La chalcopyrrhotine (la deuxième occurrence en Roumanie) n'a été reconnue que dans les corpuscules carrés de chalcopyrite du sphalérite, à côté des inclusions de chalcopyrite-cubanite ou chalcopyrite-pyrrhotine. La forme de présentation et les rapports quantitatifs entre la chalcopyrite et chalcopyrrhotine représentent une fonction de la solution solide initiale et du rythme du refroidissement.

Les considérations concernant les processus d'altération hydrothermale et tout particulièrement ceux d'argilisation, en corrélation avec les observations chalcographiques, démontrent que la température au début du processus métallogénétique dans la zone de Bocsa a été relativement élevée atteignant probablement des valeurs d'environ  $400C^\circ$ .

Les relations entre les minéraux métallifères du minéral de Bocsa sont complexes vu que leur formation ne suit pas une succession proprement-dite, mais s'effectue par cristallisation



simultanée durant des intervalles de temps et de température qui en grande partie se superposent. Une image synthétique de ces relations complexes est présentée dans la figure 10.

Il est à remarquer la réalisation des conditions pour l'apparition de plusieurs types de solutions solides qui — à mesure que la température baisse — ont subi des processus d'exsolution sériés, déterminés aussi par des compositions variables. On doit admettre, comme pour le minéral de Rodna, l'existence d'une solution solide ternaire du type  $ZnS - CuFeS_2 - FeS$ , dont l'apparition est conditionnée par des températures d'environ  $500^{\circ}C$  (Udubaşa, 1976). La séparation de cette dernière due à la baisse de la température dans les solutions solides binaires et l'exsolution de celles-ci démontrent que la solution solide ternaire ont subi des transformations similaires à celles du minéral de Bocşa. L'apparition de la chalcopyrrhotine est due au refroidissement soudain, „quenching” survenu dans les zones marginales. Le refroidissement lent permet le déroulement des processus d'exsolution dans le système  $CuFeS_2 - FeS$ ; la chalcopyrrhotine en tant que minéral disparaît, sa place étant occupée par la chalcopyrite et la pyrrhotine, phases minéralogiques stables durant des intervalles de température plus grands.

L'association génétique des minéralisations de Bocşa avec un corps subvolcanique situé en profondeur acquiert de même grâce à ces constatations une nouvelle confirmation. Le caractère monoascendant du processus de minéralisation (considéré comme un apport effectif de métaux) ainsi que l'homogénéité paragénétique du minéral dans le gisement, constituent des arguments en faveur de la continuité de la minéralisation en profondeur.

## ÎNTREBĂRI

**Ioana Gheorghită :** Considerați posibilă existența unui sistem ternar din care să rezulte prin dezamestec pirotină, calcopirită și blendă? Pirotina și calcopirita coexistă în blendă sau apar separat ca dezamestecuri?

Răspuns: Existența unei soluții solide ternare de tipul  $ZnS \cdot Cu \cdot FeS_2 \cdot FeS$  (cu relații de miscibilitate limitate) este susținută de relațiile microscopice ale celor trei minerale (sfalerit, calcopirită și pirotină), între care se cunosc soluții solide binare. Argumentele privind existența unei astfel de soluții solide ternare se pot găsi în lucrarea „Mackinawit și calcopirotină în minerurile epigenetice de la Rodna, Carpații Orientali” (sub tipar în: Dări de seamă, LXII/1—1976).

**I. Nițulescu :** 1. S-a putut urmări relația dintre elementele majore și minore, deoarece aceasta poate da indicații în legătură cu temperatura de formare a mineralizației de  $Pb - Zn - Fe - S$ ?

2. Care este legătura dintre mineralizații și corpul subvulcanic menționat?

3. Dispuneți de date privind mineralizarea corpului subvulcanic și corelarea lor cu mineralizația de galenă-blendă-pirită prezentată?

Răspuns: 1. Pentru moment dispunem numai de date spectrale informative (tabelul), executate pe probe monominerale. Elementele minore determinate nu pot furniza încă indicații în acest sens.

2. Temperatura relativ ridicată de formare a acestor mineralizații, dedusă din observațiile calcografice și cele privind alterația hidrotermală, și legătura spațială cu corpul subvulcanic figurat (fig. 6) implică asocierea genetică a procesului de mineralizare cu acest subvulcan. Mineralizațiile legate genetic de corperi vulcanice (de exemplu Săcărîmb) au alte caractere morfologice și mineralogice.

3. Redeschiderea lucrărilor miniere (în care au fost interceptate rocile andezitice considerate ca apartinând corpului subvulcanic și mineralizațiile asociate) este în curs de desfășurare și ele vor fi urmărite în 1975.



## PLANŞA I

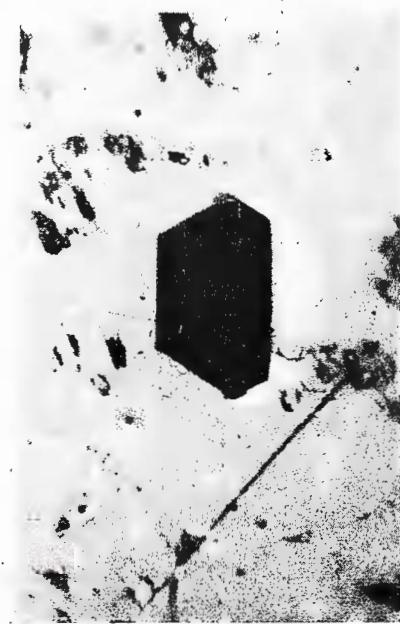
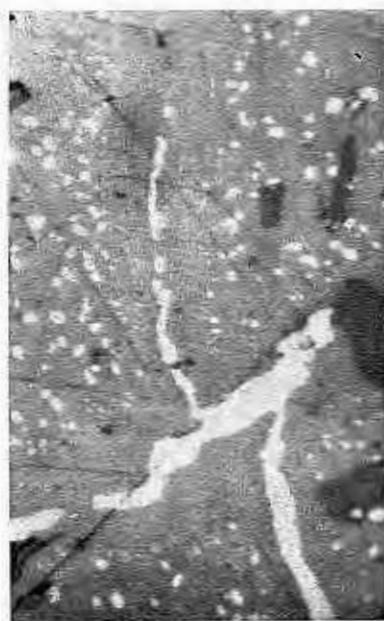
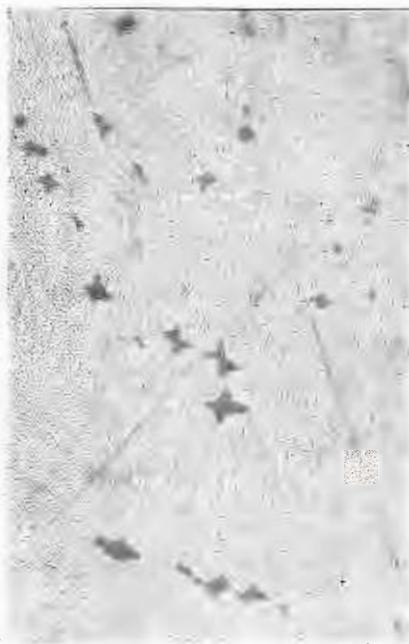


Institutul Geologic al României

## PLANŞA I

- Fig. 1. — Incluziuni stelate de sfalerit (cenuşiu închis) în calcopirită (cenuşiu deschis-alb). N//;  $\times 850$ .  
Inclusions en forme d'étoile (gris foncé) en chalcopyrite (gris — clair — blanc). N//;  $\times 850$ .
- Fig. 2. — Incluziuni stelate-ameobiforme de sfalerit (cenuşiu deschis) în calcopirită (alb). N//;  $\times 1000$ .  
Inclusions en forme d'étoile-amoebiforme de sphalerite (gris clair) en chalcopyrite (blanc). N//;  $\times 1000$ .
- Fig. 3. — Calcopirita II (alb) formată prin concentrarea difuzivă a corpusculilor de dezamestec pe fisuri sau pe planele de maclă în sfalerit (cenuşiu închis); N//;  $\times 250$ .  
Chalcopyrite II (blanc) formée par la concentration diffuse des corpuscules d'exsolution sur les fissures ou les plans de macle en sphalérite (gris foncé). N//;  $\times 250$ .
- Fig. 4. — Cristal de cuart (negru) parțial învelit cu calcopirită (alb) în sfalerit (cenuşiu). N//;  $\times 600$ .  
Cristal de quartz (noir) partiellement couvert à chlcopyrite (blanc) en sphalérite (grisâtre). N//;  $\times 600$ .





## PLANŞA II

- Fig. 1. — Incluziuni orientate de pirotină (cenuşiu închis) în pirită (alb). N//;  $\times 1000$ .  
Inclusions orientées de pyrrhotine (gris foncé) en pyrite (blanc), N//;  $\times 1000$ .
- Fig. 2. — Caleopirită (alb) cu lamele orientate de pirotină (cenuşiu deschis), în sfalerit (cenuşiu închis); N//;  $\times 1000$ .  
Chalcopyrite (blanc) à lames orientées de pyrrhotine (gris clair), en sphalérite (gris foncé). N//;  $\times 1000$ .
- Fig. 3. — Concreşteri lamelare provenite prin dezamestec de calcopirotină (cenuşiu deschis) şi calcopirită (cenuşiu alburiu), ca incluziuni în sfalerit (cenuşiu închis-negru). N//;  $\times 1000$ .  
Concretion lamelaires résultées de l'exsolution, de chalcopyrite (gris clair et chalcopyrite (gris blanchâtre) comme inclusions en sphalérite (gris foncé-noir). N//;  $\times 1000$ .
- Fig. 4. — Lamele cu dispoziţie rectangulară de caleopirită (cenuşiu alburiu) în calcopirotină (cenuşiu deschis), în masa sfaleritului (cenuşiu închis-negru). N//;  $\times 1500$ .  
Lamelles à disposition rectangulaire de chalcopyrite (gris-blanchâtre) en chalcopyrite (gris clair), dans la masse du sphalérite (gris foncé-noir). N//;  $\times 1500$ .





1



2



3



4

## CUPRINS

	<u>Pag.</u>
1. Balintoni I., Isache C., Timpău T., Tihon Paulina. Geochimia elementelor Cu, Pb, Zn, S, As, în zăcămîntul stratiform de pirită și sulfuri polimetale Leșu Ursului . . . . .	3
2. Diaconu M., Mihăilescu G., Kusko M., Mihăilescu Lilianna. Considerații asupra stratigrafiei formațiunilor triasice și genezei minereurilor de fier din platoul Vașcău . . . . .	29
3. Intorsureanu I. Considerații cu privire la influența rocilor carbonatice asupra genezei oxizilor de fier din zăcămîntul Băișoara — sectorul Mașca (Munții Apuseni) . . . . .	39
4. Papiu V. Corvin, Iosof V., Ghiurcă V. Popescu Florica, Colios Elena, Papadopol Catrinel. Alcătuirea chimico-mineralologică a argilelor neogen-superioare din bazinul Băii Mari . . . . .	51
5. Savu H., Vasiliu Cecilia, Popescu Florica. Amfiboli actinolitici din zăcămîntul de talc de la Pirvova (Munții Semenic) . . . . .	73
6. Timpău T., Isache C., Balintoni I. Relația dintre conținutul în cupru, plumb, zinc, sulf, arsen și greutatea volumetrică, pentru minereuri metamorfozate de tip Leșu Ursului . . . . .	87
7. Udubașa G., Istrate G., Dafin E., Braun A., Mineralizațiiile polimetale de la Bocșa (la nord de Săcărîmb—Munții Metaliferi) . . . . .	97



## CONTENU

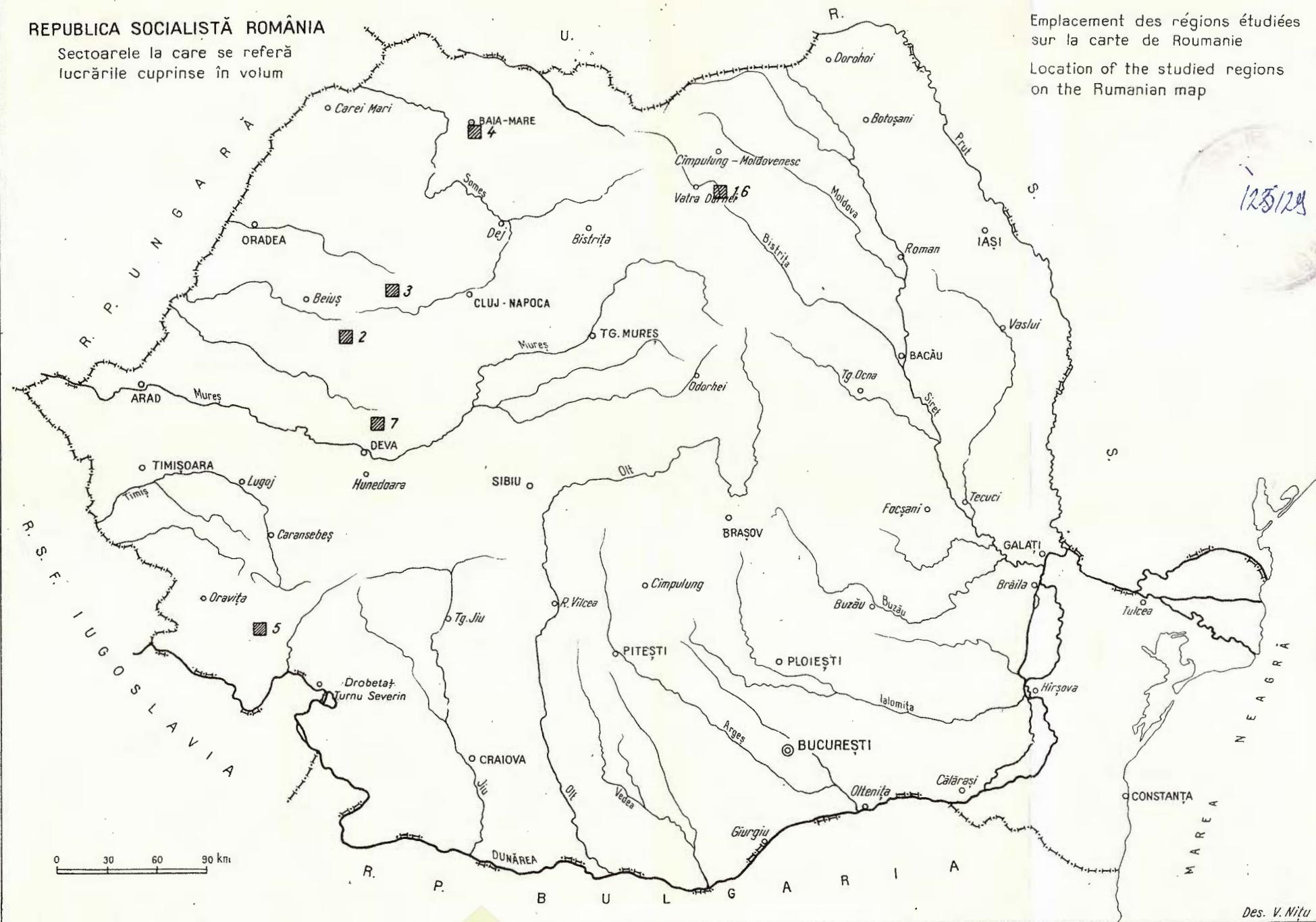
(RÉSUMÉS)

	<u>Page</u>
1. Balintoni I., Isache C., Timpău T., Tihon Paulina. Géochimie des éléments cuivre, plomb, zinc, soufre et arsenic dans le gisement stratiforme de pyrite et de sulfures polymétalliques de Leșu Ursului . . . . .	25
2. Diaconu M., Mihăilescu C., Kusko M., Mihăilescu Lilianna. Considérations sur la stratigraphie des dépôts triasiques et de la genèse des minéraux de fer du plateau de Vașcău (Monts Apuseni) . . . . .	36
3. Întorsureanu I. Considérations concernant l'influence des roches carbonatées sur la genèse des oxydes de fer du gisement de Băișoara — secteur Mașca . . . . .	49
4. Papiu V. Corvin, Iosof V., Ghiurcă V., Popescu Florica, Colios Elena, Papadopol Catrinei. Composition chimique-minéralogique des argiles néogènes-supérieures du bassin de Baia Mare . . . . .	70
5. Savu H., Vasiliu Cecilia, Popescu Florica. Actinolite amphiboles from the talc deposits of Pîrvova (Semenic Mts) . . . . .	85
6. Timpău T., Isache C., Balintoni I. Relation entre le contenu en cuivre, plomb, zinc, soufre, arsenic et le poids volumétrique pour des minéraux métamorphisés du type Leșu Ursului . . . . .	94
7. Udubășa G., Istrate G., Dafin E., Braun A. Les minéralisations polymétalliques de Boeșa (au nord de Săcărîmb — Monts Métallifères) . . . . .	119



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă  
lucrările cuprinse în volum



Tehnoredactor și corector : OVIDIU RIFAAT  
Traduceri : ANGELA MIRICIOIU, ADRIANA NASTASE, MONICA TOPOR, VALENTINA CHIUTU, MARGARETA HÂRJEU, MARIANA SAULEA  
Ilustrația : CONSTANCE BURLACU, VIRGIL NIȚU

---

Dat la cules : mai 1976. Bun de tipar : iulie 1976. Tiraj : 950 exemplare ; hârtie scris IA ; format 70×100/56 g ; coloane tipar : 8 ; comanda 211 ; pentru biblioteci indicele de clasificare : 55 (058).

---

Intreprinderea poligrafică „Informația”, str. Brezoianu nr. 23-25, București - România



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale ședințelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII-LIII/1 (1953-1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXII

1974 - 1975

2. GISEMENTS



Institutul Geologic al României