

CENTRALA – DEPARTAMENT  
A GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE  
ȘI GEOFIZICĂ

B.I.G.

52914

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE ȘEDINȚELOR

COMPTES RENDUS  
DES SÉANCES

152918

# ZĀCĀMINTE GEOCHIMIE

VOL. 74.

1987

2

BUCUREŞTI  
ROMÂNIA

1989

Institutul Geologic al României



**Coperta : Cristian Vasile**



Institutul Geologic al României

CENTRALA — DEPARTAMENT A GEOLOGIEI  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

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

VOL. 74  
(1987)

2. ZĂCĂMINTE — GEOCHIMIE

152,014

BUCUREŞTI  
1989



Institutul Geologic al României

CENTRALE – DÉPARTEMENT DE LA GÉOLOGIE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS

D E S  
S É A N C E S

TOME 74  
(1987)

2. GITOLOGIE – GÉOCHIMIE

BUCAREST  
ROUMANIE  
1989



Institutul Geologic al României

## CUPRINS

	Pag.
1. Andăr P., Popa N. Gh. Cercetări geochimice asupra formațiunilor metamorfice din districtul metalogenetic Bălan-Belcina, Carpații Orientali . . . . .	5
Geochemical investigations on metamorphic formations from Bălan-Belcina metallrogenetic district, East Carpathians (Summary) . . . . .	16
2. Gridan T., Hann H. P., Dumitrașcu G. La géochimie de la formation de Suru (Monts Făgăraș) . . . . .	19
Geochimia formațiunii de Suru (Munții Făgăraș) (Rezumat) . . . . .	45
3. Kräutner G. H. Depositional models for the stratiform base metal and pyrite ore deposits of the East Carpathians . . . . .	47
Modele depozitionale pentru acumulările stratiforme de pirită și minereuri polimetale din Carpații Orientali (Rezumat) . . . . .	66
4. Mureșan M. Sur la présence d'une minéralisation épigénétique de barytine et withérite dans les métamorphites de la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales (région de Pingărați) . . . . .	69
Asupra prezenței unei mineralizații epigenetice de baritină și witherit în metamorfitele din partea de sud a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali (regiunea Pingărați) (Rezumat) . . . . .	78
5. Pomârleanu V. Glass and Fluid Inclusions in Some Banatites from the Gilău Mountains (Romania) . . . . .	81
Incluziuni sticloase și fluide în unele banatite din munții Gilău (România) (Rezumat) . . . . .	87
6. Runcceanu M., Voicu G. Preliminary data about siderite and sulphide mineralisation on the Cere brook (Ciucului Mts) . . . . .	89
Date preliminare asupra mineralizației de siderit și sulfuri de pe pîrul Cere (munții Ciucului) (Rezumat) . . . . .	97
7. Tată M., Robu L. Petrochemical characterization of metamorphics from Leaota group . . . . .	99
Caracterizarea petrochimică a metamorfitelor grupului Leaota (Rezumat) . . . . .	114
8. Țicleanu N., Bițoianu C., Munțiu O., Nagăt Fl. Paleofitocenoze carbogenerative, petrografia și chimismul lito tipilor din cărbunii plioceni dintre valea Jiului și valea Amaradiei . . . . .	115
Coal-generating paleophytocoenoses, petrography and chemistry of lithotypes from Pliocene coals between Jiul Valley and Amaradia Valley (Summary) . . . . .	128





Instituțul Geologic al României

## 2. ZĂCĂMINTE—GEOCHIMIE

CERCETĂRI GEOCHIMICE ASUPRA FORMAȚIUNILOR METAMORFICE DIN DISTRICTUL METALOGENETIC BĂLAN-BELCINA,  
CARPAȚII ORIENTALI<sup>1</sup>

de

PETRE ANDĂR<sup>2</sup>, GHEORGHE N. POPA<sup>2</sup>

*Metamorphic rocks. Stratigraphic units. Geochemistry. Minor elements. Statistical distribution. Correlation. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic Zone — Hăgimăș Mts.*

### Abstract

*Geochemical investigations on metamorphic formations from Bălan-Belcina metallogenetic district, East Carpathians. There have been statistically processed contents of minor elements of more than 3000 samples from metamorphic formations of Bălan-Belcina metallogenetic district. Most of chemical analysed elements have a lognormal statistical distribution. Average contents of most of chemical elements vary both with lithostratigraphical horizon and with petrographical type. Excepting Co, Ni and Cr, there is a low frequency of correlation among contents of minor elements in petrographical types.*

### Résumé

*Etudes géochimiques des formations métamorphiques du district métallogénétique de Bălan-Belcina, Carpates Orientales. On a fait l'analyse statistique des teneurs en éléments mineurs plus de 3000 échantillons prélevés des formations métamorphiques du district métallogénétique de Bălan-Belcina. La plupart des éléments chimiques analysés présente une distribution statistique loguormale. Les teneurs moyennes en éléments chimiques sont différentes par rapport à l'horizon lithostratigraphique et au type pétrographique. A l'exception de Co, Ni et Cr, on note une fréquence diminuée des corrélations entre les teneurs en éléments mineurs des différents types pétrochimiques.*

<sup>1</sup> Depusă la 24 aprilie 1987, acceptată pentru comunicare și publicare la 15 mai 1987, comunicată în ședința din 5 iunie 1987.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R 79678, București, 32.



## Introducere

Cercetările geochemice întreprinse de autori asupra formațiunilor metamorfice interceptate de lucrări miniere și foraje din districtul meta-genetic Bălan-Belcina se referă la perimetru delimitat la nord de pîrul Belcina, iar la sud de pîrul Sedloca.

Cercetări geologice cu privire la corelarea litostratigrafică a formațiunilor metamorfice din perimetru au fost efectuate de Mureșan și Mureșan (1972), Kräutner și Popa (1973), Popa (1973, 1981, 1982).

Studii asupra geochemiei zăcămîntului Bălan au fost efectuate de Kräutner et al. (1970). De asemenea, în regiune s-au efectuat cercetări geochemice de Jakáb și Petér (1974), Dudnic et al. (1982), Kövari și Gireadă (1983). Sabliovscăi et al. (1982) efectuează cercetări biogeochimice în zona izvoarelor Oltului.

Corelarea litostratigrafică a formațiunilor traversate de lucrările miniere și foraje cu datele de geo chimie și geofizică de sondă a fost efectuată de Popa (1983, 1984, 1985). Popa et al. (1986) efectuează un studiu preliminar litostratigrafic, geo chimic și geofizic asupra formațiunilor seriei de Tulgheș traversate de foraje.

### Considerații asupra litostratigrafiei formațiunilor metamorfice traversate de foraje și lucărări miniere

Formațiunile metamorfice care au constituit obiectul lucrării aparțin la două serii metamorfice și anume :

*Seria de Bretila – Rarău.* Aceasta a constituit numai într-o mică măsură obiectul cercetărilor noastre. Din punct de vedere petrografic formațiunile seriei de Bretila – Rarău sunt alcătuite din sisturi mezometamorfice și anume : micașisturi cu muscovit și biotit ± granați ± diseminații de pirită (Pl. I).

*Seria de Tulgheș.* Formațiunile epimetamorfice ale seriei de Tulgheș au constituit obiectul principal al cercetărilor noastre. Din punct de vedere litostratigrafic, sisturile epimetamorfice interceptate de lucrările miniere și forajele cercetate aparțin următoarelor complexe și orizonturi litostratigrafice :

#### *Complexul Tg<sub>2</sub>.*

*Orizontul Voroc Tg<sub>2.3</sub>.* Este constituit predominant dintr-o alternanță de sisturi sericito-grafitoase și sisturi grafitoase cu sisturi sericito-cloritoase și sisturi cloritoase ± cuarțite negre ± metatufuri și metatufite acide.

#### *Complexul Tg<sub>3</sub>.*

În cadrul complexului Tg<sub>3</sub> lucrările miniere și forajele cercetate au traversat următoarele orizonturi litostratigrafice :

*Orizontul Bălan Tg<sub>3.1</sub>.* Din punct de vedere petrografic orizontul Bălan este alcătuit dintr-o alternanță de sisturi sericito-cloritoase cu sisturi sericitoase și sisturi cloritoase ± metatufuri și metatufite acide ±



cuarțite negre ± sistuși grafitoase (Pl. I, II). Sisturile grafitoase apar într-o proporție mult mai mare în partea nordică a perimetrlui. La diverse nivele în cadrul orizontului Bălan au fost interceptate mineralizații sin-genetice de sulfuri complexe (predominant pirită ± calcopirită, blendă, galenă).

*Orizontul metaconglomeratelor cuarțo-feldspatice și al metatufurilor acide de Bălan Tg<sub>3.2</sub>.* Din punct de vedere petrografic, pe lîngă formațiunile amintite, în cadrul acestui orizont mai apar sub formă de intercalății diverse tipuri petrografice întlnite și în celealte orizonturi litostratigrafice ale seriei de Tulgheș. Sporadic, în cadrul orizontului, apar și acumulări de sulfuri complexe (Pl. II).

*Orizontul Valea Băilor Tg<sub>3.3</sub>.* Din punct de vedere petrografic, orizontul Valea Băilor este alcătuit predominant din sisturi sericito-cloritoase și sisturi sericitoase. De asemenea, în cadrul orizontului sunt prezente intercalății și ale altor tipuri petrografice. În cadrul acestui orizont lucrările executate au interceptat sporadic acumulări de sulfuri complexe (Pl. I, II).

### Considerații asupra geochemiei formațiunilor metamorfice

În vederea obținerii unor profile geochemice prin formațiunile traversate de foraje și galeria 36 au fost efectuate probări la intervale cuprinse între 1 și 5 m (Pl. I, II). În zonele cu piritizări sau cu mineralizații de sulfuri complexe s-au recoltat probe la intervale mai mici. Probe la intervale mai mici s-au prelevat și în cazul schimbărilor litologice.

Probele au fost recoltate cu precădere din orizonturile Valea Băilor și Bălan avându-se în vedere faptul că mineralizațiile de sulfuri complexe cu perspectivă economică sunt localizate în acestea. Probele prelevate au fost analizate semicantitativ prin metode spectrografice la I.P.G.G. pentru următoarele elemente chimice: Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, B, As, Sn, Sb, Mn, V, Cr, Co, Ni, Cd, W, Ge, Bi, Ba și Hg. În diagramele geochemice, precum și în prelucrările statistice au fost luate în considerație numai Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, B, As, Sn, Mn, V, Cr, Co și Ni, celelalte elemente situindu-se sub limita de detecție sau fiind determinate într-un număr redus de probe.

Pentru stabilirea modului în care variază conținuturile elementelor chimice în cadrul formațiunilor metamorfice s-au întocmit profile geochemice pentru toate lucrările miniere și forajele cercetate.

Variația conținuturilor elementelor chimice în cadrul orizonturilor litostratigrafice arată că în unele cazuri acestea nu prezintă variații însemnante în funcție de orizontul litostratigrafic și tipul petrografic, pe cind în alte cazuri, conținuturile elementelor chimice cresc sau scad în funcție de orizontul litostratigrafic traversat. Acest fapt este bine ilustrat de profilele geochemice ale forajelor 533, 506 și 554 din perimetrele Pîngărați și Mediaș. După cum se observă din planșele I și II, conținuturile elementelor chimice analizate cresc mult în orizontul Bălan indiferent de constituția litologică a acestuia. În orizontul metaconglomeratelor cuarțo-feldspatice și al metatufurilor acide de Bălan conținuturile elementelor chimice scad evident în comparație cu cele din orizontul Valea Băilor. Conținuturile



de mangan și staniu nu prezintă însă nici o variație odată cu trecerea de la un orizont litostratigrafic la altul.

Repartiția celor 3183 de probe analizate (Popa, 1981; Popa, Sabliovschi, 1982 ; Dudnic et al., 1982) pe perimetre și orizonturi litostratigrafice este următoarea :

Perimetrul	%	Orizontul litostratigrafic	%
Pingărați	13	Seria Bretila-Rarău	4
Mediaș	13	Orizontul Valea Băilor	57
Fagul Oltului	9	Orizontul metaconglomeratelor Bălan	13
Bălan central	36	Orizontul Bălan	22
Olt sud	13	Orizontul Voroc	4

În vederea cunoașterii mai aprofundate a caracterelor geo chimice ale formațiunilor geologice interceptate prin foraje și lucrări miniere, datele analitice au fost prelucrate automat folosind metode statistice. Peatru a surprinde eventualele deosebiri în comportarea geo chimică a elementelor chimice analizate, prelucrarea fondului de date a fost efectuată pe orizonturi litostratigrafice și tipuri petrografice stabilite în cadrul zonei cercetate.

### Orizonturi litostratigrafice

Stabilirea tipului de distribuție statistică a conținuturilor elementelor chimice s-a efectuat atât prin metode grafice (histograme de repartiție), cât și prin metode cantitative numerice, metoda momentelor (Ianovici, Dimitriu, 1965).

Histogramele de repartiție (Pl. III), construite în scară logaritmică, sugerează o distribuție statistică lognormală pentru marea majoritate a elementelor chimice analizate, fapt confirmat și de valorile numerice ale asimetriei și excesului obținute prin testul cantitativ. Singurele elemente chimice a căror distribuție statistică se abate mult de la legile testate (normală și lognormală) sunt molibdenul și argintul, pentru care histogramele de repartiție indică o asimetrie de stînga pronunțată sugerînd o distribuție în formă de „J”, distribuție caracteristică elementelor cu conținuturi foarte scăzute.

Caracterul unimodal al histogramelor de frecvență ilustrează, cu câteva excepții, omogenitatea colectivităților de date. Caracterul bimodal al histogramelor de repartiție a conținuturilor unor elemente chimice se datorează în mare parte constituției petrografice diferite a orizonturilor litostratigrafice.

Datorită faptului că majoritatea elementelor chimice analizate prezintă o distribuție statistică lognormală sau o tendință evidentă spre acest tip de distribuție, în tabelul 1 sunt prezentate numai parametri statistici pentru distribuția lognormală (amplitudinea de împărțiere,  $X_{\min}$ ,  $X_{\max}$ ; mediana,  $Me$ ; media  $\bar{X}$ ; abaterea standard,  $S$ ; coeficientul de variație  $V$ ).



TABELUL 1

Parametrii distribuției statistice a conținuturilor elementelor minore din orizonturile stratigrafice

Element	Orizont stratigrafic	X <sub>min</sub>	X <sub>max</sub>	Me	$\bar{X}$	S	V
		1	2	3	4	5	6
Cu	Bretila-Rarău	5	150	25	32	26	82
	Valea Băilor	2	3.000	25	45	77	148
	Metaconglomerate Bălan	5	1.000	20	32	40	124
	Bălan	3	10.000	30	97	229	236
	Voroc	5	10.000	30	77	155	2000
Pb	Bretila-Rarău	10	300	25	31	22	73
	Valea Băilor	3	10.000	15	27	30	112
	Metaconglomerate Bălan	3	2.000	15	23	19	83
	Bălan	2	10.000	15	27	30	113
	Voroc	10	3.000	15	27	30	110
Zn	Bretila-Rarău	50	3.000	70	96	56	59
	Valea Băilor	10	10.000	70	86	48	56
	Metaconglomerate Bălan	25	3.000	60	79	43	53
	Bălan	25	10.000	80	113	84	74
	Voroc	50	3.000	80	116	95	81
Co	Bretila-Rarău	1	70	15	19	18	97
	Valea Băilor	1	800	15	18	15	87
	Metaconglomerate Bălan	1	100	10	15	14	92
	Bălan	1	500	15	27	34	125
	Voroc	1	180	30	36	28	80
Ni	Bretila-Rarău	3	100	30	32	22	71
	Valea Băilor	2	3.000	25	31	29	93
	Metaconglomerate Bălan	3	700	20	37	62	169
	Bălan	3	1.500	30	49	58	117
	Voroc	3	300	40	62	69	111
Cr	Bretila-Rarău	3	3.000	40	49	38	77
	Valea Băilor	5	800	30	45	48	107
	Metaconglomerate Bălan	10	3.000	50	68	72	106
	Bălan	10	500	90	105	102	97
	Voroc	10	1.000	50	69	59	86
V	Bretila-Rarău	10	300	80	96	62	64
	Valea Băilor	10	1.000	50	62	49	79
	Metaconglomerate Bălan	10	500	50	64	54	83
	Bălan	10	300	60	80	73	92
	Voroc	10	300	80	101	122	121
Sn	Bretila-Rarău	1	15	3	4	2	62
	Valea Băilor	1	1.000	4	6	6	106
	Metaconglomerate Bălan	1	40	3	5	6	136
	Bălan	1	200	3	4	3	14
	Voroc	3	150	5	8	9	103
Mo	Bretila-Rarău	1	5	2	2	1	55
	Valea Băilor	1	150	2	2	1	75
	Metaconglomerate Bălan	1	25	2	2	1	69
	Bălan	1	50	2	4	4	100
	Voroc	1	5	2	2	2	61
Ag	Bretila-Rarău	0,1	0,4	0,2	0,2	0,1	47
	Valea Băilor	0,1	50	0,2	0,2	0,3	124
	Metaconglomerate Bălan	0,1	1,2	0,2	0,2	0,1	59
	Bălan	0,1	30	0,2	0,3	0,4	121
	Voroc	—	—	—	—	—	—
Mn	Bretila-Rarău	30	2.000	300	407	365	99
	Valea Băilor	10	5.000	200	273	231	85
	Metaconglomerate Bălan	30	3.000	200	333	394	118



(continuare tab. 1)

1	2	3	4	5	6	7	8
Mn	Bălan	10	10.000	200	344	476	139
	Voroc	30	10.000	200	490	822	168
	Bretila-Rarău	50	500	100	64	27	42
	Valea Băilor	10	800	100	88	45	51
	Metaconglomerate Bălan	50	200	100	95	36	38
B	Bălan	50	400	100	94	48	51
	Voroc	100	500	130	162	79	49
	Bretila-Rarău	—	—	—	—	—	—
As	Valea Băilor	13	800	150	40	39	97
	Metaconglomerate Bălan	15	250	100	95	86	91
	Bălan	15	1.000	50	45	56	125
	Voroc	—	—	—	—	—	—

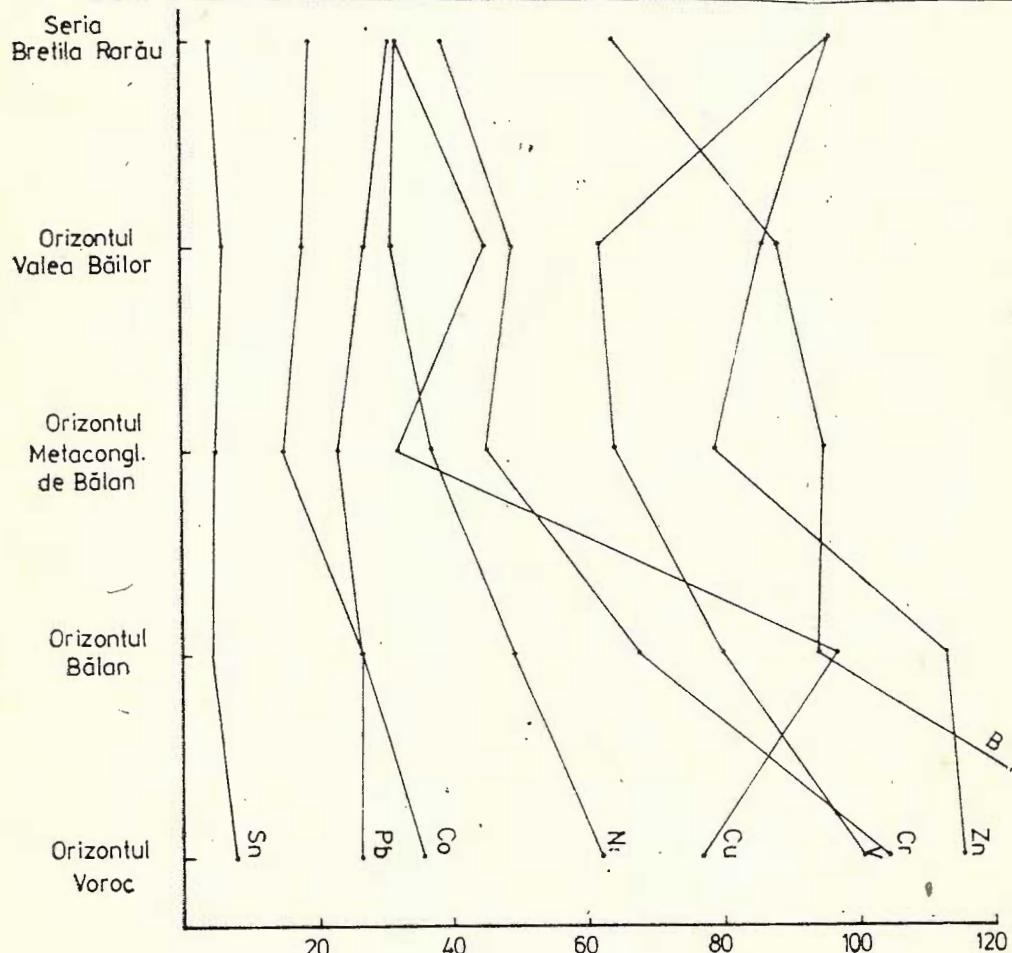


Fig. 1 Variația conținuturilor medii ale elementelor chimice în orizonturile litostratigrafice din districtul metalogenetic Bălan-Belcina

Variation of chemical element mean contents yielded by the lithostratigraphic levels in Bălan-Belcina metallogenetic district.



Deoarece, asa cum rezultă și din histogramele de repartiție, ponderea conținuturilor ridicate în totalul volumului de date este foarte redusă pentru toate elementele chimice, valorile medii calculate pot fi considerate ca reprezentând destul de bine valoarea medie a fondului geochemical pentru orizontul litostratigrafic considerat.

Parametrii statistici calculați (abaterea standard și coeficientul de variație) indică o variație diferită a conținuturilor elementelor chimice. Majoritatea elementelor chimice prezintă valori ridicate ale coeficientului de variație. Variațiile cele mai mici ale conținuturilor se întâlnesc la bor.

Variația conținuturilor medii pe orizonturi litostratigrafice este ilustrată în figura 1. În timp ce pentru unele elemente chimice (Pb, Zn, Ag, Mo, Sn, Mn și As) nu se observă o variație importantă a conținuturilor medii de la un orizont litostratigrafic la altul, pentru alte elemente (Cu, Co, Ni, Cr, V și B) se constată o tendință de creștere a conținuturilor în orizonturile Bălan și Voroc.

### Tipuri petrografice

Pentru caracterizarea geochemicală a formațiunilor metamorfice s-a efectuat o analiză statistică și asupra tipurilor petrografice în două variante. În prima variantă au fost luate în considerație numai colectivități cu cîte un singur tip petrografie, în timp ce în varianta a două colectivitățile cuprind pe lîngă tipul petrografic predominant și varietăți ale acestuia.

După eliminarea conținuturilor cu valori anormale, acolo unde a fost cazul, s-a determinat tipul de distribuție statistică. Atât histogramele de repartiție, cât și valorile asimetriei și excesului indică pentru toate colectivitățile o distribuție statistică lognormală sau o tendință foarte pronunțată spre aceasta a conținuturilor elementelor chimice analizate. În tabelele 2 și 3 sunt prezentate, pe lîngă numărul de probe și limitele de variație, valorile medii ale conținuturilor elementelor chimice corespunzătoare distribuției statistiche lognormale.

Valorile medii prezentate în tabelul 2 arată că, cu excepția cuprului, plumbului, cobaltului, cromului și manganului, pentru care se constată o variație mai mare a conținuturilor medii de la un tip petrografic la altul, conținuturile medii pentru celelalte elemente chimice nu prezintă variații importante.

Conținuturile medii cele mai mici pentru majoritatea elementelor chimice din tipurile petrografice care alcătuiesc orizontul Valea Băilor se întâlnesc în metaconglomerate. În același orizont litostratigrafic conținuturile medii cele mai mari ale elementelor chimice analizate se găsesc în șisturile sericitoase pentru Cu, Pb, Zn și Mn, în metaconglomerate pentru Co și Sn, în șisturile sericito-cloritoase cuarțoase pentru Ni, în șisturile sericitoase cuarțoase pentru Cr, în șisturile sericito-cloritoase grafitoase pentru V și în șisturile grafitoase pentru B.

Cu excepția manganului, conținuturile medii ale elementelor chimice din tipurile petrografice care alcătuiesc orizontul metaconglomeratelor de Bălan și orizontul Bălan nu prezintă diferențe prea mari.

Comparînd conținuturile medii ale elementelor chimice pentru aceeași tipuri petrografice din diferite orizonturi litostratigrafice se constată că metaconglomeratele din orizontul Valea Băilor și cele din orizontul meta-



TABELUL 2

*Valorile medii, numărul de probe și limitele de variație ale conținuturilor elementelor chimice pe tipuri petrografice*

ORIZONT	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Mn	Mo	Sn	B	As	Ag	TIPUL PETROGRAFIC
	630	626	631	514	589	505	478	523	353	151	274	40	14,3	
36	24	79	16	28	50	52	225	2	4	89	76	0,2	Șisturi sericită-clorităse	
3-600	3-500	10-650	1-120	2-150	10-200	1-10	1-40	10-250	1-10	1-40	15-100	0,1-15		
158	150	154	150	157	138	158	73	114	107	86	94			
29	23	76	18	33	45	65	252	2	3	52	16	0,1	Șisturi sericită-clorităse cuarțoase	
3-400	3-300	25-300	1-70	3-200	3-350	10-250	40-1000	1-15	1-15	50-100	15-100	0,1-2,5		
70	68	66	63	70	66	62	56	28	25	18	11			
48	28	73	24	29	4,7	81	311	3	3	83	31	—		
5-400	3-200	50-150	1-200	3-250	10-250	10-400	30-1000	1-50	1-50	1-50	50-200	15-50		
237	227	226	194	229	205	204	200	150	61	116	15	63		
45	28	81	16	30	4,7	53	316	2	9	109	27	0,2	Șisturi grafitoase	
2-600	3-400	25-2,5	1-30	2-150	5-200	10-200	20-500	1-10	2-60	50-800	15-50	0,1-2		
302	295	294	17	32	4,1	69	336	2	5	16	111			
60	30	84	17	32	4,1	69	336	2	5	102	—	0,2	Șisturi sericităse cuarțoase	
5-800	10-500	50-400	3-100	3-175	10-180	10-270	30-1000	1-20	3-40	50-140	—	0,1-5		
45	45	45	15	38	18	37	39	—	31	—	—	—		
22	16	65	30	24	4,4	51	151	—	14	—	—	—	Metaconglomerate	
5-100	10-100	50-175	1-80	5-70	30-300	100-500	—	3-50	—	—	—	—		
33	24	81	18	212	147	124	126	63	33	41	20	15	0,6	
3-450	5-250	50-750	3-100	3-300	10-260	10-300	80-300	1-15	1-20	10-150	50-100	0,1-15	Șisturi sericităse cuarțoase	
158	156	156	123	131	34	48	63	121	60	22	12	97		
ORIZONTUL META CONGLOMERATelor MERATELOR DE BĂLAN	25	20	65	10	23	72	77	397	2	2	68	59	0,1	Metaconglomerate
	91	91	46	61	45	83	76	29	38	19	17	—		
	32	17	77	26	48	53	58	218	3	10	111	109	—	Șisturi grafitoase
	189	194	190	180	195	160	175	95	147	115	122	88	103	
	51	24	97	24	52	57	81	583	2	4	82	24	0,2	Șisturi sericităse
	80	76	72	61	79	73	62	53	56	46	26	25	28	
ORIZONTUL BĂLAN	51	21	80	27	54	71	85	234	3	4	76	4,6	0,2	
	65	62	61	50	64	56	51	46	38	12	103	15-300	0,1-15	Șisturi sericită-clorităse
	44	24	100	39	59	89	83	239	6	5	125	—	0,2	
	5-500	10-80	30-250	10-400	3-300	15-400	10-600	1-10	2-20	50-300	1-20	21	0,1-0,8	
	65	44	55	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50	50
	nr. probe	media	domeniu de variație											



conglomeratelor de Bălan au conținuturi medii foarte apropiate pentru majoritatea elementelor chimice, cu excepția manganului, staniului și cobaltului. Sisturile grafitoase care apar în cele trei orizonturi litostratigrifice au conținuturi medii ale elementelor chimice destul de asemănătoare, cu excepția manganului și mai ales a arsenului. Sisturile sericitoase din orizontul Bălan au conținuturi medii ale elementelor chimice apropiate de cele din orizontul Valea Băilor. Conținuturile medii ale elementelor minore din sisturile sericito-cloritoase ale orizontului Bălan sunt în general mai mari decât în cele din orizontul Valea Băilor.

Din tabelul 3 se constată că conținuturile medii ale elementelor chimice în colectivitatele obținute prin adăugarea la tipul petrografic principal

TABELUL 3

*Valorile medii, numărul de probe și limitele de variație ale conținuturilor elementelor chimice pe grupe de tipuri petrografice*

ORIZONT	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	Cr	V	Mn	Mo	Sn	B	As	Ag	TIPUL PETROGRAFIC	
SERIA BRETAZĂ - PARĂ	56 44 5-150	55 37 10-300	53 95 50-300	47 18 1-50	55 29 1-100	40 42 15-100	39 79 10-250	48 2 1-5	40 3 2-15	42 79 50-500	26 15 0,1-0,4	43 0,1		Micasisturi	
	895 36 23 3-400	886 79 17 10-400	744 29 48 1-250	850 48 57	733 237	731 237	683 1-5	499 2	289 3	389 79	14,2 34	256 0,1		Sisturi sericito-cloritoase, sisturi sericito-cloritoase grafitoase, sisturi sericito-cloritoase cuarțoase	
	24,9 45 3-600	239 82 10-600	24,5 17 1-130	241 31 10-250	217 48 10-200	208 54	24,4 319	158 2	63 9	124 110	17 30	63 0,2		Sisturi grafitoase, sisturi grafitoase în alternanță cu sisturi cloritoase, sericitoase, sericito-cloritoase	
ORIZONTUL VALEA BĂLOR	554 48 3-800	548 28 5-500	542 80 50-300	444 17 3-200	520 31 1-200	336 46 10-260	310 69	311 292	274 2	62 5	62 102	30 62	134 0,2		Sisturi sericitoase, sisturi sericitoase grafitoase, sisturi sericitoase cuarțoase
	44 28 28 5-300	46 17 73 10-100	44 41 41 50-300	17 35 35 1-500	37 77 76 1-100	35 65 406	36 158	11 2	28 2	— 20	— —	— —	— —	Metaconglomerate metagresii	
	37 26 5-130	34 22 34 50-400	30 87 87 5-50	30 15 15 5-200	36 27 38 5-250	27 38 58 20-150	26 69 231	25 3	13 —	— —	— —	— —	— —	Sisturi cloritoase, sisturi cloritoase grafitoase	
ORIZONTUL METAACOGL- MERATELOR DE BALAN	160 25 5-150	155 18 25-150	156 63 1-25	124 10 1-25	133 24 3-125	126 76 800	45 406	123 2	62 2	23 70	13 64	97 0,1		Metaconglomerate, metagresii	
	95 31 5-200	96 17 5-75	96 76 50-300	47 26 3-100	62 48 3-125	48 53 800	68 215	79 3	29 11	19 111	17 109	— —	— —	Sisturi grafitoase, sisturi grafitoase cloritoase	
	69 39 5-300	66 22 10-100	66 78 30-450	37 19 3-100	46 47 3-250	59 67 10-170	59 357	55 3	21 7	14 109	13 —	97 —	— —	Sisturi sericitoase, sisturi sericitoase grafitoase, sisturi sericitoase cuarțoase	
ORIZONTUL BĂLAN	298 38 3-400	307 21 2-250	301 87 25-300	261 20 1-150	303 44 3-400	264 55 10-300	261 71 10-300	173 444	172 2	150 4	157 193	89 20	110 0,2		Sisturi grafitoase, sisturi grafitoase sericitoase, sisturi grafitoase cloritoase, sisturi grafitoase cuarțoase
	145 55 5-400	143 19 3-80	141 88 50-500	124 29 1-25	147 50 1-270	121 71 10-200	106 98 10-300	97 263	97 3	79 4	60 98	33 62	38 0,3		Sisturi sericitoase, sisturi sericitoase grafitoase, sisturi sericitoase cuarțoase
	120 60 5-500	114 23 10-80	115 89 30-250	91 31 3-100	119 46 3-300	88 76 10-400	99 80 10-300	85 210	67 5	58 4	25 114	28 —	28 0,2		Sisturi sericito-cloritoase, sisturi sericito-cloritoase grafitoase, sisturi sericito-cloritoase cuarțoase
	40 69 5-400	35 27 3-120	39 128 50-600	36 30 1-250	40 51 3-130	34 70 10-150	33 74 10-200	31 154 15-200	17 8 30-350	17 9 1-200	20 —	11 101	15 0,4		Sisturi cloritoase, sisturi cloritoase grafitoase, sisturi cloritoase cuarțoase, sisturi cloritoase sericitoase
ORIZONTUL VORDC	26 29 5-150	26 18 10-40	27 74 50-300	12 23 10-50	15 41 3-80	26 41 10-350	26 111 10-200	26 406	26 —	26 —	26 —	26 —	26 —		Sisturi sericito-cloritoase, sisturi sericito-cloritoase cuarțoase
	51 47 5-180	52 19 10-60	53 118 50-500	50 48 10-180	52 73 3-300	51 115 10-500	55 119 10-300	53 248	53 —	11 116	— —	11 —	11 —		Sisturi sericitoase, sisturi sericitoase grafitoase, sisturi sericitoase cuarțoase
	40 38 10-150	38 21 10-150	40 90 50-200	36 26 10-100	40 60 5-150	38 97 10-260	38 99 10-200	31 857	31 2	26 5	26 219	12 —	12 —		Sisturi grafitoase, sisturi grafitoase în alternanță cu cuarțe negre metalofuri acide



TABELUL 4

*Coeficienții de corelație lineară dintre conținuturile elementelor minore pe tipuri petrografice (sub diagonală) și grupe de tipuri petrografice (deasupra diagonalei).*

	Cu	Pb	Zn	Mo	Ag	Co	Ni	Cr	Sr	V	Mn	B	As
Cu		0,64 VBsq 0,64 VBrn 0,68 MBsq 0,63 Bss 0,79 BscI	0,65 BscI 0,61 VBsq	0,61 VBsq 0,62 BscI	0,63 VBm 0,62 BscI	0,63 VBm 0,62 BscI	0,75 VBm 0,62 BscI	0,65 VBm 0,62 BscI	0,61 BscI 0,60 VBm	0,60 VBm 0,62 BscI	0,61 BscI 0,60 VBm	0,68 VBsg	
Pb													
Zn	0,66 VBsq 0,68 MBsq		0,63 Vsq 0,67 M		0,71 Vss - 0,62 Vss		0,67 VBm - 0,62 Vss		0,65 VBm 0,68 Vss	0,66 VBm 0,63 Vsq			
Mo	0,66 BscI				0,61 VBsg					0,62 VBss			
Ag	0,61 VBsg												
Co	0,67 BscI												
Ni	0,70 VBm 0,63 VBssq 0,76 BscI		0,65 BscI 0,61 VBssq		0,61 VBscI 0,68 VBscI 0,72 BscI		0,62 M 0,60 VBscI 0,64 BscI 0,61 Vsq 0,60 Vsq	0,60 M 0,62 BscI 0,64 BscI 0,61 Vsq 0,60 Vsq	0,61 BscI 0,68 Vsq	0,66 M 0,62 VBss 0,60 Bss	0,62 VBss 0,60 Bss	0,63 VBsg	
Cr	0,77 BscI												
Sr	0,64 BscI				0,69 VBscIg								
V													
Mn													
B													
As													



atât a diferitelor subtipuri ale acestuia, cît și a alternanțelor acestui tip petrografic predominant prezentate în tabelul 2.

Prin gruparea mai multor subtipuri petrografice cu caracteristici comune într-o singură colectivitate au apărut colectivități noi cum sunt cele pentru seria de Bretila-Rarău și orizontul Voroc, ca și pentru orizonturile Valea Băilor și Bălan.

Cu excepția manganului din sisturile grafitoase din orizontul Voroc, al cărui conținut mediu este mult mai ridicat, conținuturile medii ale elementelor chimice din noile colectivități sunt destul de asemănătoare cu cele din colectivitățile constituuite anterior. Caracterele geoșimice ale formațiunilor metamorfice, evidențiate prin luarea în considerație numai a tipurilor petrografice principale, se manifestă și în cazul colectivităților lărgite prin cumularea subtipurilor petrografice.

Datorită numărului redus de probe, cît și repartizării lor inegale nu s-a putut urmări variația spațială în perimetru cercetat a conținuturilor elementelor chimice în cadrul aceluiași tip petrografic.

Cercetarea relațiilor existente între conținuturile elementelor chimice în cadrul tipurilor petrografice, efectuată prin calcularea coeficienților de corelație lineară în concordanță cu tipul de distribuție statistică, evidențiază o frecvență foarte scăzută a unei corelații semnificative. Așa cum se constată din tabelul 4, în care sunt prezentate numai coeficienții de corelație cu o valoare mai mare de 0,6, cele mai frecvente legături de corelație apar între conținuturile elementelor Co, Ni și Cr, în timp ce pentru alte elemente ca Mn, As, Pb sau Ag nu există nici un coeficient de corelație cu o valoare mai ridicată. De remarcat faptul că toți coeficienții de corelație prezentate în tabelul 4 au semn pozitiv.

### **Concluzii**

Prelucrarea statistică automată a conținuturilor elementelor chimice din peste 3000 probe evidențiază unele caracteristici ale geoșimiei formațiunilor metamorfice din districtul metalogenetic Bălan-Belcina.

Conținuturile elementelor chimice analizate din formațiunile metamorfice cercetate prezintă o distribuție statistică lognormală.

Conținuturile medii ale elementelor minore variază atât cu orizontul litostratigrafic, cît și cu tipul petrografic. Conținuturile de Cu, Co, Ni, V, Cr și B prezintă o tendință de creștere în orizonturile Bălan și Voroc. Conținuturile medii ale elementelor chimice pentru același tip petrografic din orizonturi litostratigrafice diferite sunt, în general, destul de apropiate.

Conținuturile cele mai ridicate de cupru și plumb se găsesc în sisturile sericitoase din orizontul Valea Băilor, iar cele mai ridicate conținuturi de zinc se întâlnesc în sisturile sericitocloritoase din orizontul Bălan.

Cu excepția cobaltului, nichelului și cromului, există o frecvență scăzută a legăturilor de corelație între conținuturile elementelor chimice în tipurile petrografice ale formațiunilor metamorfice cercetate.



## BIBLIOGRAFIE

- Dudnic Gh., Dudnic V., Sobotka řt., Kövari I. (1982) Raport. Arh. I.P.G.G., București.
- Ianovici V., Dumitriu Al. (1965) Legile distribuției concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. Geol.*, 10, 1, p. 129–159, București
- Jakab G., Peter Z. (1974) Studiu geochemical al șisturilor epimetamorfice din seria de Tulgheș, zona Gheorghieni. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, 1, p. 159–185, București
- Kövari I., Gireadă V. (1983) Raport. Arh. I.P.G.G., București
- Kräutner H., Popa N. Gh., Andăr P., Andăr A., Volanschi E., Giușcă R., Mindroiu V. (1970) Raport. Arh. Inst. Geol. Geofiz., București
- Popa N. Gh. (1973) Succesiunea litostratigrafică a Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș) din regiunea Bălan, Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX/1, p. 251–273, București
  - Mureșan G., Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LVIII, București.
  - Popa N. Gh. (1973) I litostratigrafia seriei de Tulgheș la nord de regiunea minieră Bălan (perimetrul Sipoș-Belcina), Carpații Orientali *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LX, 2, p. 64–71, București
  - (1976) Cercetări litostratigrafice și structurale între valea Oltului și Mihăileni, Carpații Orientali. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII, 5, p. 123–140, București
  - (1981) Raport. Arh. Inst. Geol. Geofiz., București
  - (1982) Asupra relațiilor spațiale între nivelele cu sulfuri polimetallice din districtul metalogenetic Bălan și rocile înconjurătoare. Simpozionul „Probleme actuale și de perspectivă ale activității de cercetare geologică în Carpații Orientali”, Gheorghieni, 9–10 dec., 1982
  - (1983, 1984, 1985), Rapoarte. Arh. Inst. Geol. Geofiz., București
  - Sabliovschi V. (1982) Raport. Arh. Inst. Geol. Geofiz., București
  - Andăr P., Teulea G. (1986) Cercetări litostratigrafice, litogeochimice și geofizice asupra formațiunilor metamorfice interceptate de lucrările miniere și forajele executate în districtul metalogenetic Bălan-Belcina (Carpații Orientali). Simpozionul „Noi orientări ale cercetărilor geologice în Carpații Orientali pentru punerea în evidență și valorificarea a noi resurse de substanțe minerale utile solide”, Gheorghieni, 1986
  - Sabliovschi V., Popa N. Gh., Kalman O., Iacob M. (1982) Studii biogeochimice pentru acumulările de sulfuri în perimetrul Fagul Oltului – Sandui (izvoarele Oltului). Simpozionul „Probleme actuale și de perspectivă ale activității de cercetare geologică în Carpații Orientali”, Gheorghieni, 9–10 dec., 1982

## GEOCHEMICAL INVESTIGATIONS ON METAMORPHIC FORMATIONS FROM BĂLAN-BELCINA METALLOGENETIC DISTRICT, EAST CARPATHIANS

(Summary)

In order to obtain some geochemical profiles in metamorphical formations crossed by drillings and galleries from Bălan-Belcina metallogenetic district, there were taken some samples between 1–5 m (pl. I, II). Samples have been mostly collected from Valea Băilor and Bălan horizons considering that mineralizations of complex sulphides in the region are especially hosted in these horizons.



Samples have been semiquantitatively analysed by means of spectrographical methods and have been statistically processed for the following chemical elements : Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, B, As, Mn, Co, Ni, Cr, V and Sn.

For the geochemical characterization of metamorphical formations, all chemical data have been statistically processed on lithostratigraphical horizons and petrographical types.

Distribution histograms built at logarithmical scale suggest a log-normal statistical distribution for most of analysed chemical elements, this fact being also confirmed by values of asymmetry and excess. The only chemical elements whose statistical distribution infinge the tested laws (normal and lognormal) are molybden and silver.

Statistical parameters show a different variation of chemical elements contents in lithostratigraphical horizons investigated (table 1). While for some chemical elements (Pb, Zn, Ag, Mo, Sn, Mn and As) it is noticed no important variation of average contents from one lithostratigraphical horizon to another, for other elements (Cu, Co, Ni, Cr, V and B) it is remarked a tendency to increase contents in Bălan and Voroc horizons (table 1, fig. 1).

Calculated average values show that excepting Cu, Pb, Co, Cr and Mn for which it is noticed a higher variation of average contents from one petrographical type to another, average contents for the other analysed chemical elements have no important variations.

Comparing average contents of chemical elements for the same petrographical types in various lithostratigraphical horizons, it is remarked that quartz-feldspathic metaconglomerates in Valea Băilor horizon and in the horizon of Bălan metaconglomerates and of acid metatuffs have very close average contents for most of the analysed chemical elements, excepting Mn, Sn, Co. Graphitous schists from investigated lithostratigraphical horizons have very close average contents for most of chemical elements, excepting Mn and especially As. Sericitous schists from Bălan and Valea Băilor horizons have close average contents of chemical elements, while average contents in sericite-chloritous schists are generally bigger in Bălan horizon.

Grouping several petrographical subtypes with common characteristics into a collectivity appeared new collectivities, as those for Bretila-Rărău series, Voroc horizon, Valea Băilor horizon and Bălan horizon (table 3).

Excepting Mn from graphitous schists of Voroc horizon, whose average content is much higher, average contents of new collectivities chemical elements are close enough to those of previously constituted collectivities.

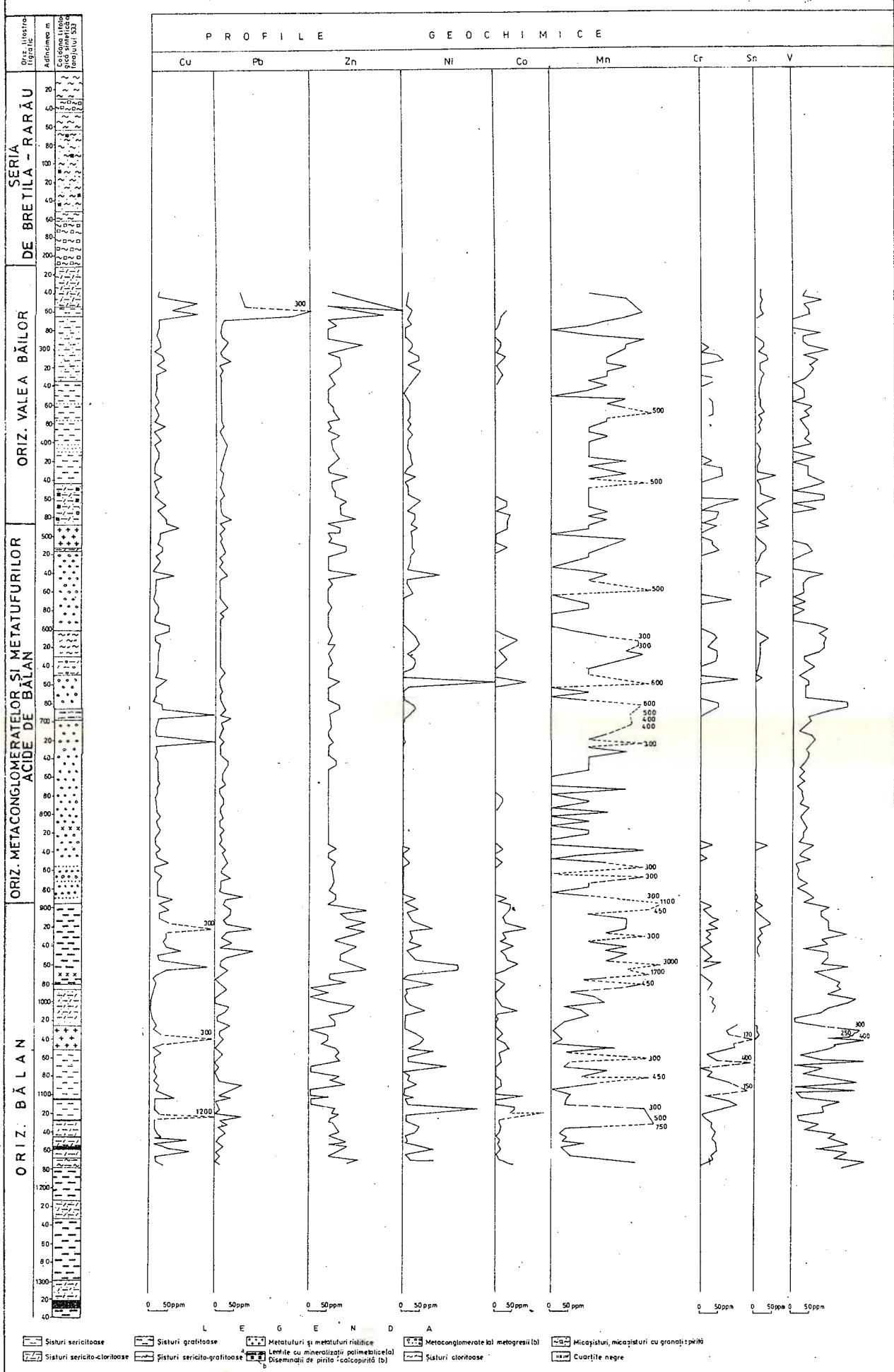
Investigation of existent relations among contents of chemical elements within petrographical types, by means of linear correlation coefficients in concordance with the type of statistical distribution, points out a very low frequency of a significant correlation (table 4).

The most frequent correlation occur among contents of Co, Ni and Cr elements while for other elements as Mn, As, Pb and Ag, there is no correlation coefficient of higher value.

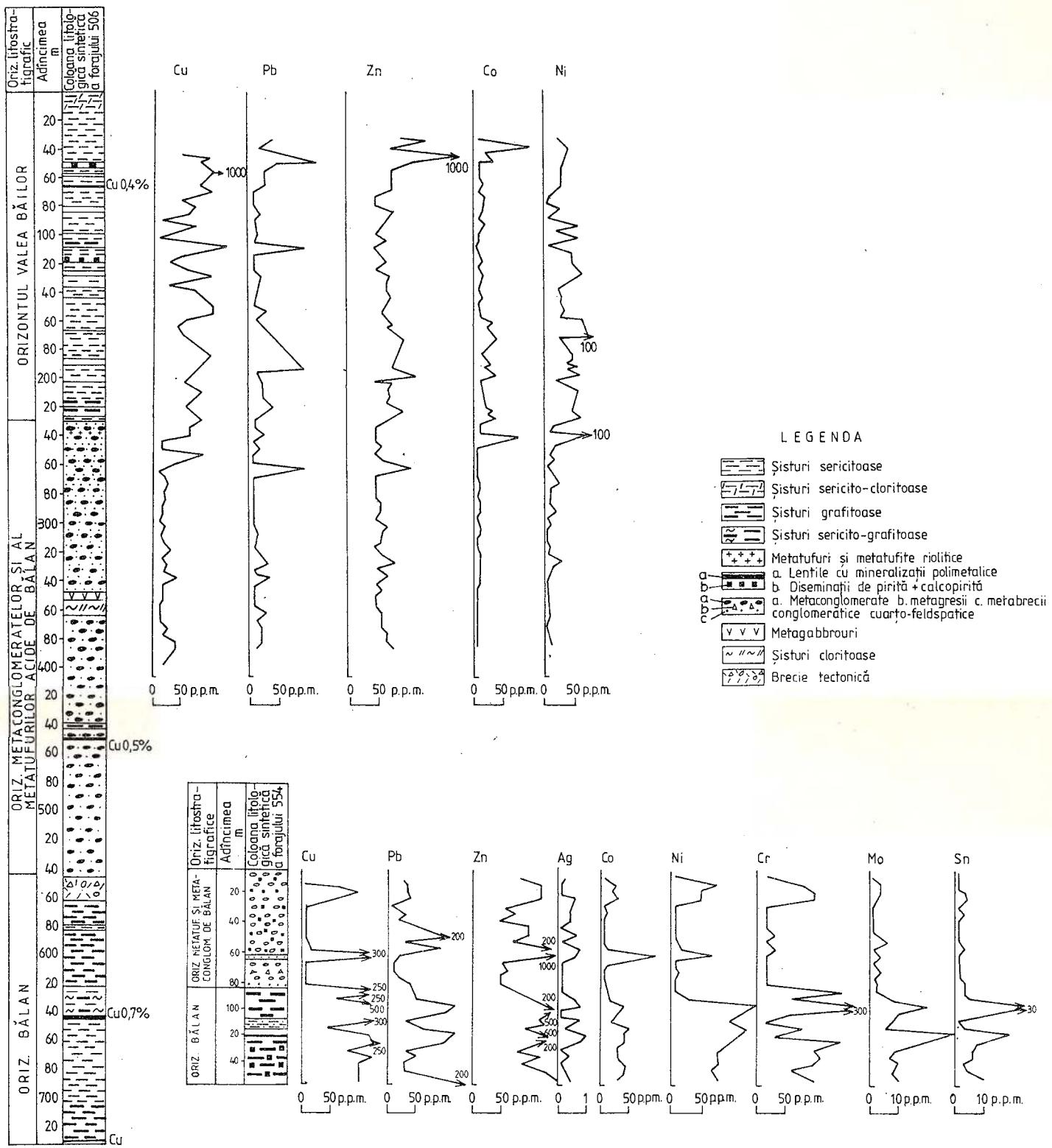


Institutul Geologic al României

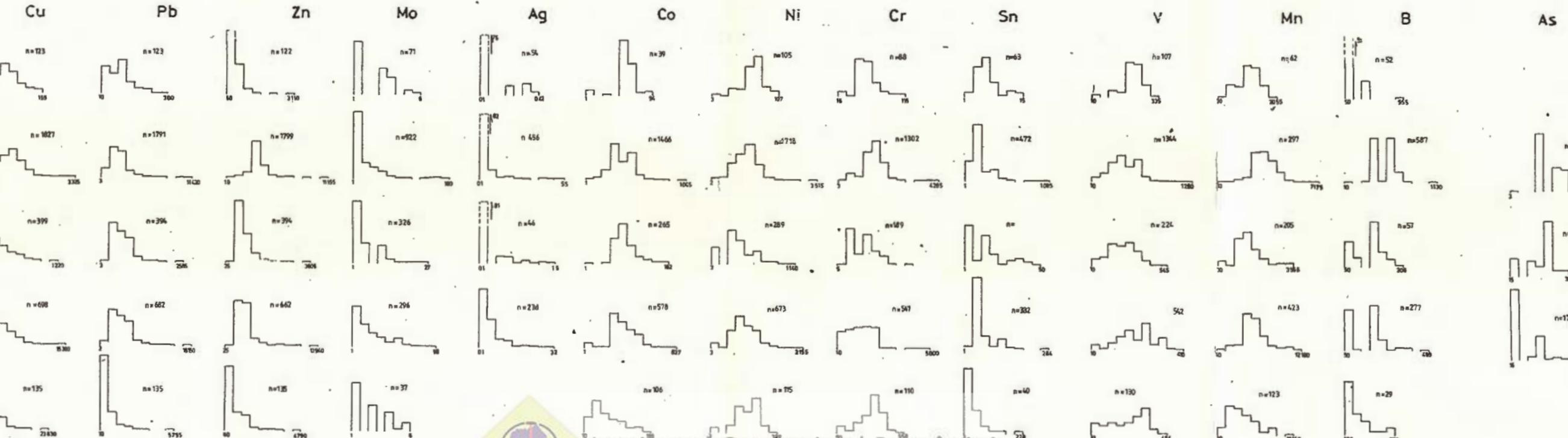
PROFILE LITOSTRATIGRAFICE și GEOCHIMICE ALE FORAJULUI 533



**PROFILE GEOCHIMICE PRIN FORMAȚIUNILE INTERCEPTATE  
DE FORAJELE 506 ȘI 554**



HISTOGRAMELE DE FRECVENTĂ ALE CONȚINUTURILOR ELEMENTELOR CHIMICE ANALIZATE (VALORI LOGARITMICE)  
ÎN FORAJELE ȘI GALERIA 36 DIN PERIMETRUL BĂLAN-BELCIȘA



Institutul Geologic al României

## 2. ZĂCĂMINTE — GEOCHIMIE

### LA GÉOCHIMIE DE LA FORMATION DE SURU (MONTS FĂGĂRAŞ)<sup>1</sup>

par

TEOFIL GRIDAN<sup>2</sup>, HORST PETER HANN<sup>2</sup>, GEORGE DUMITRĂŞCU<sup>2</sup>

*Metamorphic rocks. Schists. Paragneiss. Amphibolites. Stratigraphic units. Suru Formation. Geochemistry. Minor elements. Statistical distribution. Correlation. South Carpathians-Getic and metamorphic Supracrustal domains-Făgăraş Mts.*

#### Résumé

On a utilisé des analyses chimiques et spectrales (66 des paragneisses, 47 des micaschistes et 29 des amphibolites) pour la caractérisation géochimique de la formation de Suru. On discute aussi l'origine des métamorphites et des aspects reliés à la migration de la matière (éléments chimiques) pendant le métamorphisme.

#### Abstract

*Geochemistry of the Suru Formation (Făgăraş Mts).* An important number of chemical and spectral analyses (66 of paragneisses, 47 of micaschists and 29 of amphibolites) are used for the geochemical characterisation of the Suru Formation. Problems implied by the origin of metamorphics and by some aspects of the migration of matter (chemical elements) during metamorphism are discussed.

#### I. Introduction

En partant du fait que les données chimiques et spectrales concernant les roches métamorphiques permettent de mieux envisager la reconstitution de l'environnement géochimique qui a précédé le métamorphisme ainsi que de distinguer les traits géochimiques générés par les phénomènes de différenciation métamorphique, et considérant que leur

<sup>1</sup> Recue le 11 mai 1987, acceptée pour être communiquée et publiée le 15 mai 1987, présentée à la séance du 26 mai 1987.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș, 1, B. 79678, București 32.



représentation graphique indique les traits caractéristiques des formations géologiques, dans la présente étude on essaye d'analyser la géochimie de la formation de Suru. Selon Balintoni et al. (1984), Hann, Balintoni (1987) cette formation appartient au groupe de Făgărăș, très bien développé à l'intérieur du multigroupe de Negoi.

La formation de Suru se développe dans les parties centrale et occidentale du Făgărăș, surtout sur la cime et sur les versants (pl. I). Elle est constituée de gneisses et quartzites micacés, par places à séquences de schistes graphiteux, caractérisées par l'association amphibolites-roches carbonatées. Le degré initial du métamorphisme correspond au faciès des amphibolites à almandin. La formation de Suru est presqu'entièrement affectée par le retromorphisme à différentes intensités, qui, sur le versant septentrional du Făgărăș, imprime aux roches les traits caractéristiques aux métamorphites d'intensité réduite.

Des analyses chimiques, disparates et insuffisantes pour une discussion globale, sont présentées dans les rapports de prospection par Arion et al. (1964), Chivu (1968), Pitulea et al. (1983), aussi bien que dans les études de Balintoni (1975), Constantinescu, Anton (1978), Dimitrescu, Cocîrță (1983), Gridan et al. (1984), Gridan, Dumitrascu (1985).

## II. Méthode de travail

En vue de l'étude géochimique, on a choisi trois types de roches les plus répandues dans la formation de Suru : micaschistes ( $\pm$  paragneisses micacés), paragneisses et amphibolites. La plupart des échantillons a été recueillie du tracé DN 7c „Transfăgărășan” (les deux versants du massif de Făgărăș), et les autres ont été prélevés de la région située entre la vallée de l'Olt à l'ouest et la vallée de Viștea Mare à l'est.

Les analyses chimiques (Tableaux 1, 2 et 3) ont été faites par les spécialistes du laboratoire de l'IPGG Bucarest, tandis que les analyses spectrales (Tableaux 4, 5 et 6) ont été faites par le physicien A. Șerbănescu (IGG). On a utilisé aussi des analyses présentées par Constantinescu, Anton (1978) et Dimitrescu, Cocîrță (1983).

TABLEAU 1

*Composition chimique des micaschistes*

No.	Echan-	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Total	
	tillon	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	272	47,54	0,48	23,71	2,96	7,32	0,17	4,40	0,88	3,94	2,90	0,19	4,41	99,94	
2	3	49,84	1,50	23,67	4,63	6,67	0,08	1,02	8,33	0,75	2,25	0,17	0,30	99,65	
3	483	50,00	1,65	24,00	6,30	2,80	0,08	3,37	0,77	5,55	1,17	0,15	3,40	100,36	
4	500	51,45	1,35	24,63	7,06	1,57	0,10	2,42	0,30	5,20	0,62	0,12	4,61	99,67	
5	255	52,40	0,90	19,90	5,50	6,33	0,14	2,65	0,99	4,75	2,00	0,26	2,20	99,54	
6	390	53,40	0,59	16,71	0,44	8,19	0,14	3,59	5,00	1,78	1,60	0,36	3,69	99,63	
7	1B	54,84	0,62	25,50	4,75	1,36	0,02	4,86	0,42	3,74	0,62	0,18	0,70	99,70	
8	465	55,25	0,85	21,13	5,87	2,15	0,10	3,13	0,88	4,37	1,27	0,21	4,00	99,47	
9	45	55,85	1,05	17,93	1,33	6,45	0,18	6,20	2,38	2,07	1,39	0,14	2,57	99,03	



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
10.	463.	56,17	1,09	21,17	3,92	3,58	0,13	2,98	0,93	4,37	1,58	0,21	3,40	99,82	
11.	488.	56,25	1,40	22,35	2,86	4,82	0,14	1,96	0,77	4,24	1,00	0,13	3,36	100,17	
12.	492.	56,70	2,00	19,38	2,94	5,40	0,14	3,22	0,98	4,26	1,28	0,12	3,45	99,87	
13.	242.	57,09	0,80	13,61	2,40	6,48	0,18	1,81	8,25	3,12	3,18	0,19	1,11	99,55	
14.	47.	57,75	1,05	20,83	1,15	5,78	0,00	4,00	1,54	3,06	0,75	0,09	3,61	99,76	
15.	52.	58,03	1,00	20,23	1,14	5,78	0,18	3,10	1,12	3,33	0,89	0,12	4,57	99,78	
16.	491.	58,05	1,37	19,67	2,55	3,70	0,07	3,28	1,05	5,12	1,05	0,12	2,45	100,50	
17.	356.	58,60	0,36	20,16	1,58	5,59	0,17	2,86	1,60	2,85	3,03	0,16	1,84	99,59	
18.	295.	58,75	0,40	20,15	2,77	4,88	0,10	1,99	0,27	4,56	0,84	0,10	3,96	99,55	
19.	456.	59,35	1,00	10,85	6,00	4,00	0,30	2,70	2,85	6,05	3,50	0,15	2,40	99,85	
20.	462.	60,19	0,85	18,91	5,02	3,29	0,13	2,80	1,00	2,50	1,90	0,20	2,65	99,81	
21.	392.	60,62	0,40	19,52	1,80	4,95	0,17	2,36	0,72	4,60	0,91	0,61	2,70	99,66	
22.	494.	61,15	1,15	9,86	12,30	3,14	0,14	2,59	1,00	3,00	1,50	0,14	2,34	99,69	
23.	485.	62,00	1,20	15,38	2,52	4,82	0,14	2,77	1,58	3,60	1,78	0,17	2,92	99,64	
24.	367.	62,03	0,36	17,02	1,30	5,31	0,21	2,84	0,73	2,62	2,35	0,16	3,94	99,71	
25.	477.	62,27	1,00	18,00	4,53	2,29	0,13	1,74	0,22	5,00	0,62	0,11	3,40	99,68	
26.	419.	62,41	1,06	16,51	1,60	4,10	0,10	3,33	1,63	2,64	2,69	0,16	3,30	99,85	
27.	479.	62,49	0,58	19,27	2,96	2,72	0,20	2,28	1,02	3,75	1,25	0,10	3,00	99,81	
28.	230.	62,59	1,00	14,08	2,01	4,89	0,18	2,45	2,72	2,81	3,17	0,12	2,05	99,34	
29.	486.	62,65	1,30	16,42	2,35	4,37	0,11	2,87	1,06	3,43	1,66	0,18	3,00	99,88	
30.	484.	63,10	1,30	17,15	2,95	4,20	0,13	2,56	0,75	3,13	1,73	0,14	2,40	100,20	
31.	468.	63,69	0,73	17,08	2,59	3,72	0,10	2,65	0,91	2,81	1,66	0,09	2,60	99,50	
32.	435.	64,01	0,75	16,48	3,17	2,59	0,08	3,14	2,28	2,06	2,95	0,14	1,59	99,78	
33.	499.	64,52	1,05	13,50	8,66	0,85	0,51	1,90	0,40	2,50	1,89	0,14	3,45	99,85	
34.	400.	64,84	1,01	13,71	2,07	4,25	0,09	3,75	2,24	2,50	2,61	0,13	2,37	99,88	
35.	498.	64,88	1,15	18,45	5,25	1,00	0,17	1,41	0,17	2,60	0,31	0,03	3,89	99,55	
36.	42.	64,93	0,50	17,36	4,57	2,23	0,08	1,50	1,61	2,12	3,06	0,16	0,48	99,65	
37.	431.	65,13	0,85	15,37	1,30	3,38	0,06	2,92	2,09	2,36	2,95	0,15	2,87	99,81	
38.	473.	65,37	1,00	17,39	4,16	2,00	0,13	2,05	0,31	2,76	1,85	0,13	2,40	99,77	
39.	46.	65,40	1,10	12,62	0,49	4,89	0,11	3,60	4,34	1,62	1,51	0,19	1,36	99,76	
40.	439.	65,93	1,02	13,33	2,52	3,09	0,05	3,85	1,34	3,12	1,62	0,10	3,53	99,83	
41.	493.	66,23	1,05	12,75	3,44	2,29	0,17	2,89	0,50	3,25	3,50	0,13	2,76	99,97	
42.	151.	66,28	0,90	16,00	0,56	4,89	0,18	2,70	1,54	2,52	2,34	0,16	1,56	99,83	
43.	437.	67,04	0,86	11,66	2,95	3,24	0,08	4,36	1,80	2,16	2,45	0,20	2,86	99,91	
44.	381.	67,41	0,36	14,86	1,07	3,44	0,07	1,99	1,29	3,94	2,90	0,16	1,73	99,74	
45.	420.	69,40	0,83	14,87	1,38	2,59	0,06	2,20	1,08	2,06	3,06	0,13	1,66	99,94	
46.	289.	69,46	0,30	12,98	1,40	4,59	0,08	2,66	0,44	2,40	1,17	0,23	3,14	99,55	
47.	466.	58,94	1,00	20,55	4,65	2,58	0,13	2,55	0,38	3,75	1,85	0,22	3,00	99,85	
48.	00.	25,2	1,	8,2	2,0,	0,6,1	2,0	1	41,0	11,6	78,1	1,1	1,1	58,0	88,60
49.	00.	23,2	2,1	0,1,0	17,	0,6,2	0,0,1	0,1,0	13,6	18,0	0,2,1	0,2,0	0,1,7	0,1,7	23,
50.	00.	23,2	1,1	0,0,9	0,1,	1,1	0,0,7	0,0,6	TABLEAU	12	0,0	0,1,1	0,1,0	0,1,0	23,
51.	00.	23,2	1,1	0,0,9	0,1,	1,1	0,0,7	0,0,6	Composition	chimique	dési	paragneisses	23,	0,0	23,
52.	00.	23,2	1,1	0,0,9	0,1,	1,1	0,0,7	0,0,6	23,	0,0	0,0,2	0,0,1	0,0,1	23,	23,

No.	Echantillon	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Total
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1.	237.	56,80	0,70	19,08	2,20	5,11	0,20	3,22	2,91	2,68	1,40	0,11	3,30	100,11
2.	424.	57,10	1,48	16,66	2,08	4,39	0,08	5,22	3,05	3,60	1,65	0,11	4,10	99,70
3.	414.	57,84	1,00	19,22	1,85	4,46	0,10	3,41	2,59	2,90	3,06	0,12	2,61	99,78
4.	411A.	57,85	1,12	16,22	1,86	6,62	0,11	4,69	3,68	2,78	2,08	0,19	2,00	99,85
5.	459.	58,00	1,25	8,10	7,60	4,35	0,15	2,93	0,97	8,00	4,30	0,20	3,05	99,00
6.	473.	58,46	1,00	19,28	5,69	3,15	0,17	2,45	1,62	3,12	1,68	0,14	2,60	99,75
7.	495.	58,69	1,30	21,05	5,06	0,85	0,20	2,92	0,54	3,25	1,61	0,10	3,70	99,52



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
8	218	59,12	0,80	7,00	3,05	4,84	0,0	11,83	6,35	3,75	1,68	0,00	0,35	100,23
9	31	59,31	1,15	18,71	3,74	3,71	0,32	2,90	1,40	4,14	2,40	0,26	0,63	99,45
10	255A	59,55	0,90	18,35	3,77	3,74	0,15	2,12	1,03	4,50	1,47	0,13	2,20	99,59
11	470	59,71	1,35	20,29	3,41	2,15	0,13	2,24	0,26	5,00	0,98	0,20	2,90	99,93
12	469	59,99	1,00	17,96	3,03	3,29	0,13	2,53	0,54	2,50	4,50	0,21	2,60	99,44
13	40	60,06	0,80	16,26	0,37	5,71	0,11	3,90	4,63	2,70	2,16	0,11	0,33	99,10
14	415	60,34	1,10	17,83	2,17	4,03	0,15	3,27	3,40	1,97	3,25	0,17	1,81	99,82
15	496	60,35	1,40	19,79	6,34	0,42	0,10	2,58	0,39	3,75	1,25	0,06	3,20	99,85
16	41	60,65	0,80	18,81	1,60	4,67	0,25	3,40	1,40	3,15	1,84	0,15	3,01	99,89
17	487	61,00	1,15	17,50	1,85	4,95	0,11	2,85	1,14	3,70	1,50	0,14	2,50	99,70
18	476	61,12	1,00	18,39	4,18	2,43	0,10	2,80	0,39	3,22	2,02	0,13	3,10	99,50
19	460	61,15	1,05	5,17	8,30	4,10	0,18	2,95	1,90	5,00	6,50	0,20	2,72	99,82
20	267	61,41	0,38	18,16	2,73	3,30	0,10	2,37	0,55	4,14	2,06	0,16	3,65	99,74
21	464	61,51	0,85	18,50	3,21	3,15	0,10	2,63	1,57	3,12	1,56	0,23	2,75	99,20
22	259	61,80	0,37	19,08	1,79	3,66	0,14	2,40	0,54	3,15	2,35	0,16	3,16	99,57
23	497	61,81	1,05	18,08	5,69	1,00	0,07	2,92	0,37	2,12	1,50	0,14	4,45	99,50
24	482	62,09	0,85	18,66	2,24	3,72	0,20	2,71	1,13	3,37	2,12	0,09	2,40	99,90
25	457	62,35	1,15	5,75	6,50	6,95	0,00	2,42	1,23	6,00	3,55	0,15	2,80	99,85
26	219	62,72	0,75	14,87	2,40	4,98	0,14	2,23	2,38	2,93	3,80	0,13	1,10	99,10
27	461	62,83	1,00	17,96	3,03	3,29	0,13	2,53	0,54	2,50	4,50	0,21	2,60	99,40
28	411B	62,86	0,83	17,23	2,00	4,18	0,11	3,18	1,71	3,12	1,29	0,15	3,46	99,82
29	320	63,20	0,34	18,25	1,48	4,75	0,05	3,41	0,31	2,73	1,05	0,16	2,11	99,96
30	50	63,23	0,90	17,03	0,37	5,71	0,18	2,70	2,10	2,25	2,46	0,17	2,11	99,46
31	413	63,27	0,98	16,48	1,70	4,39	0,11	3,10	2,27	2,77	2,37	0,09	1,99	99,84
32	471	63,28	0,85	16,69	3,20	3,15	0,20	2,86	1,23	3,43	1,97	0,21	2,12	99,50
33	393	63,40	0,38	17,14	2,21	4,67	0,14	2,38	0,64	3,80	1,54	0,19	2,35	99,57
34	363	63,97	0,36	16,59	1,43	4,74	0,14	2,52	0,60	2,95	1,98	0,16	3,64	99,77
35	418	64,00	0,83	16,47	0,85	4,32	0,08	2,97	1,38	2,21	3,20	0,12	2,99	99,90
36	42	64,14	0,90	16,42	0,46	6,08	0,14	2,70	2,52	2,34	1,95	0,17	1,48	99,36
37	480	64,37	0,85	16,54	2,73	3,21	0,10	2,24	1,08	2,68	2,58	0,21	2,45	99,59
38	481	64,67	0,85	16,74	2,81	3,29	0,20	2,28	1,09	2,83	1,58	0,21	2,25	99,89
39	33	64,94	0,90	16,75	1,22	4,75	0,14	2,30	1,54	2,70	2,14	0,21	1,35	99,64
40	377	65,19	0,36	16,06	0,74	3,87	0,19	1,46	2,06	3,52	3,00	0,19	1,95	100,44
41	474	65,53	0,85	16,34	2,80	3,58	0,20	2,38	1,07	2,00	2,26	0,21	2,44	99,54
42	432	65,60	0,88	14,26	2,40	3,02	0,09	3,44	2,33	1,97	2,79	0,22	2,36	99,91
43	478	65,90	1,00	15,67	4,64	2,56	0,13	2,37	0,39	2,33	1,97	0,21	2,52	99,73
44	421	65,97	1,18	14,46	2,23	2,88	0,08	3,08	1,20	2,82	2,75	0,18	1,83	99,77
45	490	66,00	1,15	12,95	1,92	4,10	0,11	2,45	2,33	3,32	2,49	0,20	2,00	99,55
46	416	66,15	0,94	15,28	0,86	4,60	0,08	2,96	1,02	2,64	1,93	0,24	2,86	99,77
47	265	66,38	0,35	16,45	1,87	3,44	0,14	1,95	1,00	2,62	2,80	0,16	2,52	100,29
48	371	66,74	0,36	14,85	0,91	4,31	0,10	2,21	1,05	2,50	2,74	0,19	2,63	99,76
49	372	67,67	0,21	15,10	0,66	1,43	0,03	0,60	2,22	4,16	2,90	0,16	2,32	99,51
50	362	67,88	0,38	15,16	1,55	3,74	0,10	2,33	0,48	1,97	2,74	0,16	2,68	99,77
51	423	67,90	0,86	13,73	1,54	3,10	0,06	3,86	0,92	2,82	2,95	0,18	1,79	99,86
52	255	67,92	0,75	13,04	4,40	3,09	0,24	1,32	1,59	3,25	2,45	0,05	0,60	99,65
53	453	67,93	0,95	6,00	6,45	2,85	0,10	2,80	1,00	5,90	1,95	0,15	3,10	99,88
54	489	68,00	1,15	13,40	3,53	2,22	0,09	2,02	0,81	2,77	2,75	0,15	2,30	99,64
55	455	68,45	1,00	9,55	4,30	1,60	0,00	3,20	1,55	5,75	2,10	0,15	1,90	99,80
56	501	68,63	0,70	15,58	3,67	1,14	0,10	1,38	0,36	3,25	2,15	0,12	0,12	99,57
57	467	69,19	0,59	13,73	3,16	3,15	0,13	2,06	1,05	1,87	1,73	0,31	2,10	99,50
58	458	70,00	1,05	10,00	4,60	1,65	0,15	1,42	0,83	4,85	3,50	0,20	1,46	99,80
59	2278	71,13	1,15	14,12	2,51	1,71	0,17	1,58	2,10	1,37	2,50	0,16	0,97	99,67
60	451	71,15	0,85	1,75	5,75	3,15	0,15	2,30	3,00	5,65	1,35	0,40	3,75	99,85
61	2286	71,57	1,15	12,63	3,22	1,43	0,45	1,82	1,65	1,80	2,65	0,12	0,83	99,47
62	454	71,85	0,85	6,85	5,65	2,15	0,10	2,10	0,80	5,65	1,85	0,20	2,85	99,85
63	260	71,67	0,36	12,79	3,76	2,22	0,14	1,04	0,56	2,90	1,93	0,16	1,67	99,83
64	472	72,68	0,58	12,21	2,79	2,43	0,10	1,70	1,01	1,87	1,93	0,11	2,00	99,95
65	379	73,44	0,15	14,02	0,91	1,43	0,03	0,65	0,53	3,08	3,66	0,10	1,75	100,02
66	410	73,94	0,80	10,48	1,74	1,65	0,04	2,47	2,51	1,12	4,17	0,16	0,81	99,94

TABLEAU 3  
Composition chimique des amphibolites

No.	Echantillon	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	Total
1	2276	41,30	1,65	13,60	4,47	5,57	0,31	11,66	14,4	0,55	1,25	0,12	99,51
2	2281	41,78	1,75	18,69	8,13	3,14	0,24	5,20	10,80	0,55	3,43	0,11	99,66
3	397	41,90	1,82	9,04	2,07	7,76	0,14	13,94	12,71	1,44	3,82	0,20	99,95
4	389	43,34	0,87	20,47	3,60	8,19	0,28	6,69	9,40	0,50	3,88	0,23	99,71
5	394	45,36	1,04	19,28	3,19	10,62	0,32	5,73	8,60	0,70	2,68	0,36	99,77
6	235	45,45	1,85	17,67	3,47	9,50	0,27	6,00	8,74	0,83	3,80	0,19	99,76
7	633	45,78	0,00	13,17	7,37	7,90	0,00	9,04	11,41	0,56	1,66	0,00	2,08
8	36	46,02	2,55	16,92	4,74	8,02	0,25	5,90	6,44	1,44	3,21	0,28	1,18
9	617	46,37	0,00	17,57	4,00	7,10	0,00	8,63	9,80	0,39	3,19	0,00	100,02
10	2290	46,52	3,55	13,93	6,79	4,71	0,52	4,90	11,06	0,80	2,75	0,29	99,25
11	30	46,73	2,25	15,32	1,96	9,94	0,21	7,80	10,78	0,25	2,32	0,21	99,44
12	412	46,85	2,24	16,76	3,97	8,13	0,21	6,59	8,62	0,56	3,55	0,28	99,57
13	34	46,96	2,25	15,29	4,68	8,46	0,32	7,00	9,24	0,72	2,52	0,21	99,75
14	395	47,24	2,36	17,03	3,14	8,06	0,20	5,89	8,90	0,78	3,21	0,27	99,86
15	452	47,50	1,50	2,25	9,90	7,60	0,23	13,50	8,65	2,25	3,40	0,20	99,95
16	411	47,60	2,10	13,75	3,54	9,00	0,23	6,96	10,69	0,58	2,01	0,36	99,75
17	635	47,75	0,00	9,61	3,23	10,00	0,00	14,46	9,69	0,77	1,70	0,00	1,89
18	1A	48,27	2,20	22,54	4,86	10,44	0,14	8,26	8,26	0,90	0,25	0,21	99,84
19	602	48,39	0,00	16,07	5,15	6,23	0,00	7,98	10,04	0,37	3,61	0,00	1,73
20	10P	48,71	2,45	18,00	12,95	2,80	0,10	4,38	7,28	0,22	1,87	0,46	99,57
21	395B	48,81	1,88	16,18	4,07	6,26	0,14	3,25	8,18	2,06	2,15	0,66	99,91
22	11P	49,09	0,45	16,54	3,57	6,84	0,10	8,52	12,22	0,62	1,97	0,04	99,93
23	217	49,20	0,00	14,58	6,38	7,48	0,12	7,90	8,75	0,75	1,88	0,24	99,74
24	2285	49,43	3,55	15,91	6,55	6,00	0,41	5,05	8,41	0,62	2,50	0,27	99,68
25	241	50,44	1,75	18,04	4,05	9,93	0,28	3,32	6,02	1,03	3,12	0,19	99,35
26	245	51,48	2,16	25,63	2,67	11,08	0,08	1,70	0,64	0,50	0,78	0,32	99,50
27	225A	52,28	0,85	18,05	1,96	8,64	0,22	5,42	7,79	0,93	2,70	0,11	100,05
28	645	52,74	0,00	13,60	5,83	6,02	0,00	6,06	7,94	0,88	4,97	0,00	1,22
29	700	55,69	0,00	16,10	1,80	6,15	0,00	4,74	10,07	0,89	3,52	0,00	99,26
													99,86



TABLEAU 4  
*Analyses spectrales des micaschistes*

No.	Echantillon	Pb	Cu	Zn	Sn	Ga	Ni	Co	Cr
1	272	17	18	140	4	44	75	21	135
2	3	65	90	200	<2	24	160	60	300
3	483	13	15	100	3,5	32	79	25	165
4	500	13	19	85	5	38	58	23	120
5	255	30	27	130	5	33	75	27	135
6	390	7,5	29	265	2,5	30	28	12	55
7	1B	11	6	54	4,5	32	60	19	100
8	465	14	65	135	3	26	65	25	120
9	45	4	30	85	4	17	200	32	240
10	463	30	51	115	4	25	43	22	97
11	488	18	24	72	5	30	42	15	85
12	492	21	43	140	5,5	34	58	18	120
13	242	32	70	95	2,5	34	73	31	115
14	47	3	3,5	100	3,5	17	52	19	75
15	52	2	10	30	3,5	16	46	16	110
16	491	22	14	110	4	32	17	3	105
17	356	12	38	90	2	30	50	23	100
18	295	21	31	100	4,5	36	55	22	80
19	456	25	70	140	5	24	70	25	95
20	462	20	38	100	3,5	21	43	24	87
21	392	7,5	90	40	5,0	26	47	17	100
22	494	17	73	125	5,0	31	60	22	100
23	485	17	50	95	2,5	26	65	22	100
24	367	22	6,5	135	3,0	33	64	22	105
25	477	11	33	95	2,5	26	34	14	85
26	419	16	37	100	3,5	21	45	19	73
27	479	50	4	130	3,5	29	42	14	45
28	230	22	25	120	4,5	26	52	21	115
29	486	8,5	37	72	2,0	22	23	8,5	85
30	484	9	31	72	3,0	20	63	22	105
31	468	5,5	33	60	2,5	25	60	20	105
32	435	28	30	76	3,0	24	23	14	53
33	499	11	40	120	4,5	25	50	18	95
34	400	18	40	125	2	23	57	22	90
35	498	15	14	90	3,0	26	45	12	88
36	2	30	25	48	3,5	25	32	12	90
37	431	22	47	60	4,5	22	36	16	73
38	475	11	34	40	2,5	23	51	19	92
39	46	8	28	<30	2,5	12	52	16	115
40	439	13	24	76	4,0	23	43	14	100
41	493	5	33	95	4,5	22	50	15	82
42	51	4	12	68	6,0	20	40	14	73
43	437	8,5	12	73	2,5	20	42	22	80
44	381	9	16	55	3,5	20	28	12	75
45	420	25	25	46	5,0	18	27	13	37
46	289	21	16	135	<2	24	46	18	77
47	466	18	20	110	4,5	27	70	19	125



V	Sc	Y	Yt	Zr	Nb	La	Be	B	Ba	Sr
190	24	39	2,2	260	12	48	3,3	110	875	170
340	38	36	1,5	340	12	41	1,5	30	290	400
230	30	46	4,0	500	20	68	5,5	285	970	200
170	25	39	3,1	255	25	80	5,4	145	680	80
220	27	41	3,3	330	<10	41	4,1	130	770	120
63	12	27	2,8	500	36	51	2,4	30	560	230
140	17	36	2,5	220	12	48	1,7	425	960	55
145	23	27	3,0	175	10	50	4,0	125	760	125
110	15	27	1,9	250	<10	30	2,4	<30	580	110
150	19	26	3,4	220	<10	38	3,2	<30	1000	180
95	18	22	2,8	220	12	30	4,4	125	600	155
190	22	33	3,0	255	12	37	3,7	170	800	72
170	24	39	2,7	300	10	58	2,4	125	585	210
110	17	34	2,8	225	<10	40	3,4	70	500	65
100	16	32	3,0	250	<10	30	3,2	65	850	90
165	19	33	3,1	370	25	37	4,2	75	1150	160
130	21	41	3,2	340	<10	58	3,2	120	500	170
115	16	30	2,2	400	10	53	3,6	100	700	49
190	21	40	4,1	250	<10	67	3,8	75	800	280
130	18	30	3,5	235	<10	42	2,4	70	680	220
150	18	34	3,2	260	12	<30	2,8	215	850	125
130	20	35	2,6	255	<10	44	3,0	150	565	100
150	22	30	3,6	210	14	50	3,9	180	680	110
140	18	41	2,8	330	12	36	2,6	180	660	100
100	19	31	3,0	275	14	85	4,6	125	650	48
125	14	30	3,0	260	<10	55	4,4	<30	875	200
80	17	29	4,0	210	14	30	4,1	230	640	120
130	19	55	4,4	500	20	58	2,8	90	475	110
120	21	25	2,8	250	18	50	3,5	100	800	155
135	21	29	3,0	270	18	37	3,7	255	710	125
135	18	25	2,6	180	14	44	3,6	100	650	70
115	13	28	3,1	170	<10	38	3,0	30	770	320
78	19	42	3,3	330	12	30	3,7	78	725	100
135	17	38	2,7	230	10	51	4,4	80	500	130
135	18	37	3,1	280	<10	83	3,6	120	800	30
100	17	45	3,2	290	<10	36	2,6	75	325	140
105	13	34	3,4	360	<10	67	2,6	30	780	230
100	18	38	4,0	430	18	44	3,6	190	950	150
120	14	24	1,9	300	<10	30	1,9	175	600	270
70	14	36	3,4	3555	11	<30	3,6	60	625	50
110	17	30	2,2	430	<10	30	2,3	85	580	50
110	14	32	3,1	215	15	39	1,7	115	785	240
100	15	36	3,3	330	<10	30	2,9	100	560	165
120	12	27	3,8	280	<10	31	2,8	<30	950	350
82	9	29	2,9	210	<10	47	4,3	33	460	200
53	15	37	3,2	235	12	65	2,6	100	590	52
90	23	30	3,0	330	18	44	3,9	230	660	76
165										



No.	Echantillon	Pb	Cu	Zn	Sn	Ga	Ni	Co	Cr
1	237	15	62	155	2	22	66	24	105
2	424	17	25	94	4	25	25	6	95
3	414	22	30	115	3	25	55	22	105
4	411A	15	31	170	2	22	42	23	70
5	459	52	29	145	4	28	47	23	100
6	473	16	10	72	3,5	27	56	21	92
7	495	9	12	130	3	26	17	4	100
8	218	32	20	115	4,5	33	70	29	130
9	31	16,5	10	53	3,5	21	60	28	80
10	255A	24	70	120	4	32	53	25	115
11	470	6,5	22	46	4,5	26	36	16	96
12	469	26	44	120	3,5	31	65	22	115
13	40	20	75	<30	4	15	40	17	80
14	415	11	8	60	2	18	62	20	125
15	496	6	43	70	3,5	34	60	18	100
16	41	11	35	115	4	16	55	16	95
17	487	11	43	86	2,5	24	51	20	80
18	476	8	30	65	2,5	26	60	20	100
19	460	52	50	130	4	24	52	28	100
20	267	22	19	100	4	25	48	16	80
21	464	24	26	125	3	21	44	21	75
22	259	17	48	145	4	29	55	22	110
23	497	4,5	48	80	2,5	25	72	10	110
24	482	16	39	100	3	19	56	20	100
25	457	24	21	115	4,5	26	40	20	78
26	219	25	27	110	4	24	32	13	90
27	461	28	32	125	4	18	45	24	79
28	411B	26	25	125	2,5	25	50	20	85
29	320	6,5	3	70	3	28	85	21	80
30	50	6,5	45	44	5	29	60	21	95
31	413	26	24	140	2	21	50	23	78
32	471	13	5	90	4,5	24	40	16	67
33	393	19	40	135	3	23	55	20	87
34	363	22	43	87	4	28	60	25	95
35	418	15	54	130	3	20	64	27	76
36	42	3	22	85	3,5	14	55	19	85
37	480	35	10	60	3	22	53	17	100
38	481	20	40	120	2,5	19	56	19	100
39	33	9	46	90	4,5	20	42	16	87
40	377	100	30	440	3	22	37	13	71
41	474	26	15	95	2,5	20	60	23	110
42	432	11	16	92	4	18	32	15	73
43	478	13	30	80	2,5	22	47	17	85
44	421	26	35	72	3,5	21	32	15	62
45	490	8,5	16	110	<2	20	45	13	52
46	416	19	31	90	3,5	20	43	19	78
47	265	16	30	85	3	27	53	22	85
48	371	18	30	75	<2	33	38	16	72
49	372	17	15	30	3,5	22	18	8	22
50	362	18	28	105	3	28	52	23	85
51	423	35	30	100	4	22	30	12	50
52	225	26	16	50	4	29	32	16	60
53	453	16	40	100	5	22	44	20	80
54	489	8	37	39	2,5	21	45	13	70
55	455	13	5	53	3,5	19	40	20	72
56	501	11	13	35	6,5	22	18	6	27
57	467	35	41	110	<2	17	50	16	70
58	458	21	40	100	2,5	18	36	17	70
59	2278	22	15	55	3,5	23	30	11	52
60	451	9,5	100	73	5	16	34	17	64
61	2286	25	37	64	2,5	23	24	11	48
62	260	13	14	150	2,5	20	38	13	70
63	454	8	16	35	3,5	19	42	17	65
64	472	5,5	15	50	2	16	45	12	57
65	379	73	23	32	7	22	12	3	10
66	410	95	<30	30	<2	17	12	11	70

## BLEAU 5

des paragneisses

V	Sc	Y	Yt	Zr	Nb	La	Be	B	Ba	Sr
130	17	30	1,8	160	12	53	1,4	30	765	130
120	15	16	1,3	150	<10	33	4,4	75	950	140
170	19	33	2,9	165	<10	55	4,1	<30	765	310
115	14	27	1,8	165	<10	<30	3,2	<30	620	220
155	21	40	4,4	370	<10	67	3,8	190	720	175
115	22	30	3,0	280	18	60	4,0	120	620	140
180	25	30	2,4	260	<10	<30	3,2	115	1300	105
190	23	43	2,8	350	20	88	2,6	100	600	115
110	21	47	2,6	170	<10	60	2,3	<30	720	110
150	21	24	2,5	260	12	36	3,0	160	1000	150
125	15	40	4,0	430	<10	63	5,0	275	1100	140
140	21	32	3,2	260	20	44	3,8	185	530	83
90	14	28	2,0	170	<10	58	3,6	65	2100	340
125	19	33	3,0	300	<10	47	4,3	<30	245	175
145	22	33	2,2	420	16	30	3,7	200	850	65
110	14	21	1,8	150	11	30	2,5	165	675	85
105	18	26	2,6	190	<10	37	3,4	135	600	90
140	20	23	2,8	270	16	30	3,7	140	660	95
160	20	36	3,8	280	<10	57	3,4	<30	620	230
130	16	26	2,5	260	13	36	3,5	65	910	130
86	17	33	3,2	195	<10	42	3,1	200	690	200
150	19	37	2,7	350	10	53	2,2	100	730	84
110	17	32	2,8	240	10	53	3,6	95	725	75
120	19	31	3	235	14	44	3,7	200	750	140
120	14	22	2,7	260	<10	<30	3,7	115	560	180
160	18	32	2,3	330	<10	36	2,4	<30	925	350
125	18	32	3,2	310	<10	57	2,2	140	500	120
135	15	29	2,4	235	15	38	3,8	155	560	100
120	16	34	1,9	210	12	41	2,8	185	525	50
130	15	38	3,1	270	16	33	2,8	105	570	200
135	16	28	2,2	260	<10	55	3,8	46	580	165
110	13	29	3,1	250	<10	55	4,2	32	1000	220
140	17	34	3	275	16	51	4,4	135	575	120
140	19	37	2,8	420	10	58	2,9	140	725	84
125	15	26	2,5	200	10	51	4,3	70	530	175
100	15	42	3,4	340	11	58	3,5	180	700	150
125	20	36	3,7	280	14	50	3,5	200	535	110
115	20	36	3,2	330	14	44	3,1	185	950	115
110	17	29	2	170	<10	36	1,6	100	1150	95
87	13	38	4,2	450	12	51	3,2	75	480	125
125	20	46	4	320	18	100	3,9	135	600	200
100	14	37	4,4	420	<10	95	2,8	<30	640	360
100	18	25	2,6	210	14	37	2,8	150	510	90
100	13	25	2,2	300	<10	47	4,3	35	780	200
85	15	30	2,8	280	12	44	3,4	45	590	215
115	14	30	4,7	260	<10	35	4,0	145	545	75
130	16	40	3,0	420	12	58	2,5	52	630	53
100	16	36	3,0	370	12	48	2,2	40	700	120
46	10	44	4,4	300	21	35	4,2	40	850	95
115	16	37	2,7	400	12	36	2,8	140	650	84
66	10	27	2,4	260	<10	47	4,3	<30	950	280
115	17	36	3,3	370	12	36	1,8	60	640	110
120	15	36	3,6	360	<10	42	3,0	200	700	160
90	16	27	2,6	280	12	30	3,4	57	780	110
87	13	34	2,6	310	<10	38	3,2	140	770	160
52	13	50	3,5	350	10	30	4,4	<30	750	65
85	15	34	3,4	270	16	44	2,6	125	480	83
125	15	36	3,6	400	11	52	3,2	35	480	290
80	8	28	2,3	335	19	37	2,1	<30	640	280
85	13	48	4,4	300	<10	38	2,2	250	770	190
80	9,5	31	2,4	360	19	62	3,4	<30	610	300
80	15	46	3,4	700	12	53	2,0	160	780	210
80	12	33	3,8	330	<10	30	2,5	140	480	165
65	12	29	2,6	220	14	44	2,0	55	480	100
12	5,5	48	5,1	240	18	67	4,6	<30	770	60
90	12	35	3,4	500	12	32	3,2	<30	310	120



Institutul Geologic al României

TABLEAU 6

Analyses spectrales des amphibolites

No.	Echan- tillon	Pb	Cu	Zn	Sn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yt	Zr	Nb	I.a	Be	B	Ba	Sr	
1	2276	4,5	44	160	2,5	18	680	74	700	130	15	20	1	100	<10	<30	<1,0	<30	.60	150	
2	2281	6,0	125	140	<2	26	140	55	270	230	28	1,3	115	12	<30	<1,0	<30	100	270		
3	397	13	125	225	<2	18	340	70	630	245	40	16	1	140	<10	<30	1,7	<30	160	260	
4	389	2,0	62	70	<2	21	90	50	200	380	36	34	3,6	200	12	<30	1,0	<30	85	310	
5	394	26	57	240	2	23	38	54	60	500	40	38	3,5	235	17	<30	2,3	<30	225	600	
6	235	5,5	60	100	<2	23	64	46	170	380	34	34	3,0	200	17	<30	2,0	<30	165	290	
7	633	36	2,0	75	135	5	17	50	55	120	250	33	50	2,8	250	18	<30	1,9	<30	260	
8	617	2290	6,0	80	125	3	26	65	48	250	250	26	44	1,6	260	25	<30	2,1	<30	210	
9	11	<30	2,8	30	<2	15	105	58	250	500	55	38	3,0	210	10	<30	1,4	<30	95		
10	12	412	6,0	170	170	<2	21	48	53	35	35	33	23	1,1	220	<10	<30	2,4	<30	69	
11	13	34	7,0	80	230	4	15	70	57	100	470	43	42	2,0	250	18	<30	1,5	<30	110	
12	14	395	11	50	235	<2	21	37	44	63	400	34	34	3,5	190	14	<30	1,5	<30	350	
13	15	452	7,5	20	90	<2	15	330	69	770	230	33	23	2,0	190	12	<30	1,8	<30	180	
14	16	411	17	115	100	2	20	49	48	68	350	38	35	3,8	240	21	<30	1,5	<30	170	
15	17	635	1A	<2	90	125	4	25	60	52	110	460	36	34	3,8	190	31	<30	1,9	<30	80
16	18	602	5,0	50	170	4	22	34	42	46	420	32	38	3,7	310	44	<30	4,6	<30	38	
17	19	20	10P	5,0	26	2	14	10	82	22	55	6,0	50	34	50	3,2	<30	3,2	<30	230	
20	21	395B	6,0	8	66	3	16	140	56	440	380	42	22	2,9	46	<10	<30	1,2	<30	185	
21	22	11P	3,5	85	55	2	20	360	65	660	250	29	31	2,5	240	19	<30	1,7	<30	110	
22	23	217	2,5	32	110	2	30	55	62	37	420	30	53	1,7	335	25	<30	2,1	<30	140	
23	24	2285	6,0	50	150	3	26	30	34	53	325	30	45	4,4	310	26	<30	3,2	<30	310	
24	25	241	4,0	22	120	3	22	400	61	860	300	28	29	2,3	200	19	<30	1,4	<30	320	
25	26	245	<2	6,5	110	3	19	28	27	140	240	29	34	3,8	100	<10	<30	1,4	<30	68	
26	27	225A	2,5	39	70	<2	19	40	15	100	200									50	
27	28	645																		220	



Considérant que les schémas et surtout les représentations graphiques mettent en évidence des traits caractéristiques importants, étant eux-mêmes bien complexes, on a utilisé les principes suivants : (I) la composition chimique d'une roche reflète sa composition minéralogique et (II) la composition minéralogique de la roche est le résultat de son évolution géologique. Selon Plouquin (1980) la composition chimique d'une roche peut évoluer pendant son histoire géologique, tandis que la roche reste un système clos.

Le métamorphisme modifie les associations minérales mais, à part de la phase fluide ( $H_2O$ ,  $CO_2$  etc.), on peut estimer que l'évolution est reflétée par la composition chimique, car les modifications minéralogiques correspondent aux variations des teneurs indiquées par la composition chimique. On a été circonspect dans l'interprétation des diagrammes car Moine (1974), La Roche et al. (1974) (*fide* Plouquin, 1980) considèrent que la „signature” de la composition chimique peut être modifiée par des phénomènes superposés.

Suivant les critères de la statistique mathématique, on a besoin d'un nombre minimum de données pour caractériser une population. Ainsi, on considère que 30 analyses pour chaque type de roche suffisent pour une étude géochimique de l'entièvre formation des schistes cristalophilliens. On a utilisé 29 analyses chimiques et spectrales des amphibolites, 47 des micaschistes ( $\pm$  paragneisses micacés) et 66 des paragneisses.

### III. Discussions

#### 1. Problème de l'origine des métamorphites

L'entièvre évolution des roches métamorphiques, dès leur origine jusqu'à présent, peut être reconstituée, plus ou moins exactement, à base de la composition chimique et de leur textures et structures. L'origine des métamorphites est analysée, dans l'étude présente, en partant de leur composition chimique. Les données des tableaux 1, 2 et 3 démontrent que les trois types de roches analysées appartiennent au type de composition chimique caractéristique aux roches sédimentaires communes. La fine schistosité remarquée aux micaschistes et paragneisses argumente la conservation de la composition chimique initiale et l'absence d'une migration notable des composants durant le métamorphisme de la formation de Suru.

Balintoni et al. (1985) présentent des analyses chimiques des paragneisses et micaschistes caractérisés par une répartition normale de la plupart des oxydes, tandis que les amphibolites ont une répartition bimodale des principaux oxydes. Les mêmes auteurs considèrent que cette répartition normale du chimiisme majeur des roches indique une aire pré-métamorphe à stabilité relativement élevée, mais avec des moments d'activité tectonique suggérés par la répartition bimodale des amphibolites.

La pratique démontre que le diagramme simple du taux des alcalis  $Na_2O : K_2O$  indique la tendance de différenciation des sédiments métamorphisés (taux inverse des alcalis) et des métavolcanites (augmentation de la teneur en potassium pour une teneur constante en sodium), aussi



bien que le comportement des alcalis durant le métamorphisme. La projection sur ce diagramme (Fig. 1) met en évidence l'intégration dans des champs différents des paragneisses et micaschistes d'une part et des amphibolites d'autre part. Le champ des amphibolites, à peu d'exceptions, se situe au-dessous de la ligne 0,5 du diagramme, ce qui indique une teneur réduite en  $K_2O$  et une teneur relativement élevée en  $Na_2O$ . Le champ des micaschistes et des paragneisses traverse les lignes 1 et 2 du diagramme,

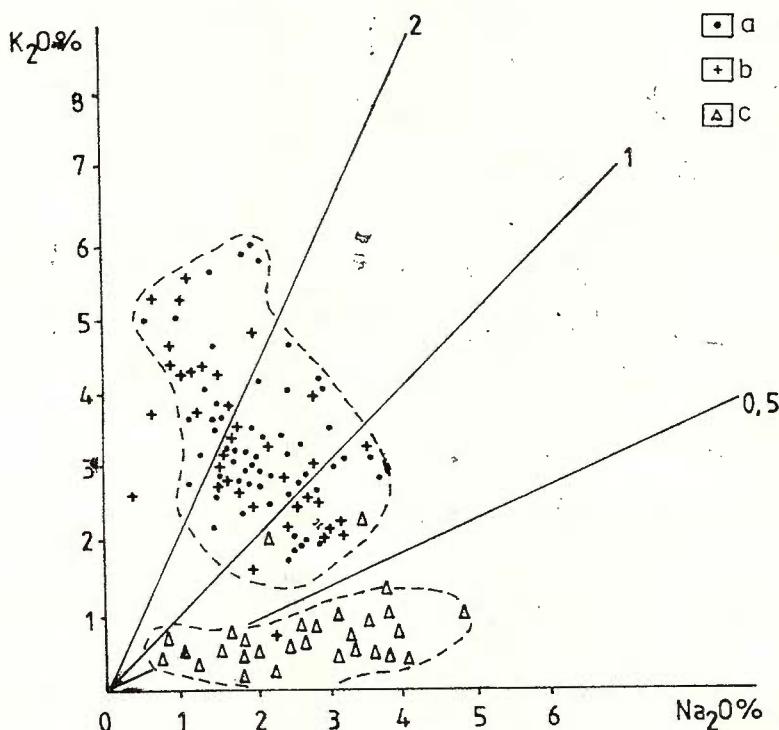


Fig. 1 — Diagramme de corrélation  $K_2O/Na_2O$ . a, paragneisses ; b, micaschistes ; c, amphibolites.

la teneur en  $K_2O$  étant nettement supérieure à celle du champ des amphibolites. On peut remarquer une concentration des valeurs dans la partie médiane-occidentale du champ, due aux teneurs réduites en  $Na_2O$  pour la plupart des échantillons de micaschistes et paragneisses.

Pour la présente étude, on considère comme significative la tendance de différenciation des sédiments métamorphisés (Fig. 2) notée sur le diagramme ternaire  $Na^+ + K^+ - Fe^{3+} + Fe^{2+} - Mg^{2+}$ . On constate, en dépit de certaines superpositions, la présence des trois champs : amphibolites — près de la ligne  $Fe^{3+} + Fe^{2+}$ ; micaschistes — au centre du diagramme, s'effilant vers la ligne  $Fe^{3+} + Fe^{2+} - Na^+ + K^+$ , drobablement grâce à la présence de la pyrite, des grenats et de la biotite

en grande quantité; paragneisses — dans la zone centrale-supérieure, se prolongeant vers le coin  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ , à cause du taux élevé du feldspath potassique et sodique de la roche.

Selon Suk (1983), pour l'étude de l'origine des métamorphites, la valeur al-(c + alk) fait une distinction nette entre le champ des sédiments et celui des roches volcaniques. En considérant les données de Suk et le diagramme de Simonen (1953) incluant (si) sur l'axe x et des valeurs (+) ou (-) de la formule (al + fm) — (c + alk) sur l'axe y, nous avons con-

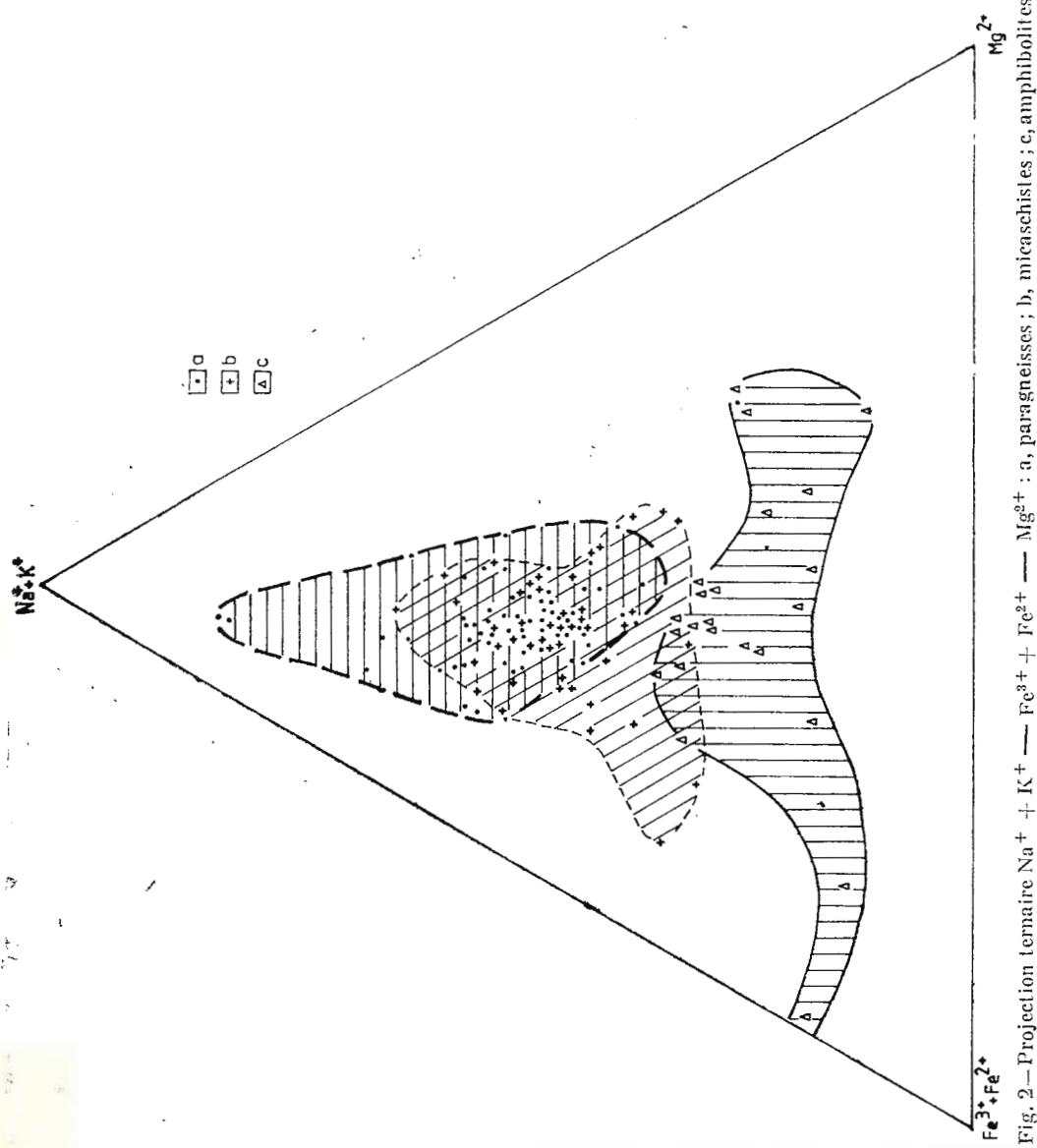


Fig. 2 — Projection ternaire  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  —  $\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$  —  $\text{Mg}^{2+}$ : a, paragneisses; b, micaschistes; c, amphibolites.

staté que les métamorphites de la formation de Suru appartiennent au champ des roches sédimentaires (fig. 3).

Des méthodes classiques utilisées pour les roches métamorphiques, on a choisi les valeurs Niggli projetées sur le tétraèdre portant le même nom (fig. 4); les valeurs d'Eskola ACF et AKF modifiées par Winkler (fig. 5) et les valeurs de Semenenco (fig. 6).

La projection sur le tétraèdre de Niggli indique la présence des micaschistes surtout dans le champ supérieur des roches sédimentaires

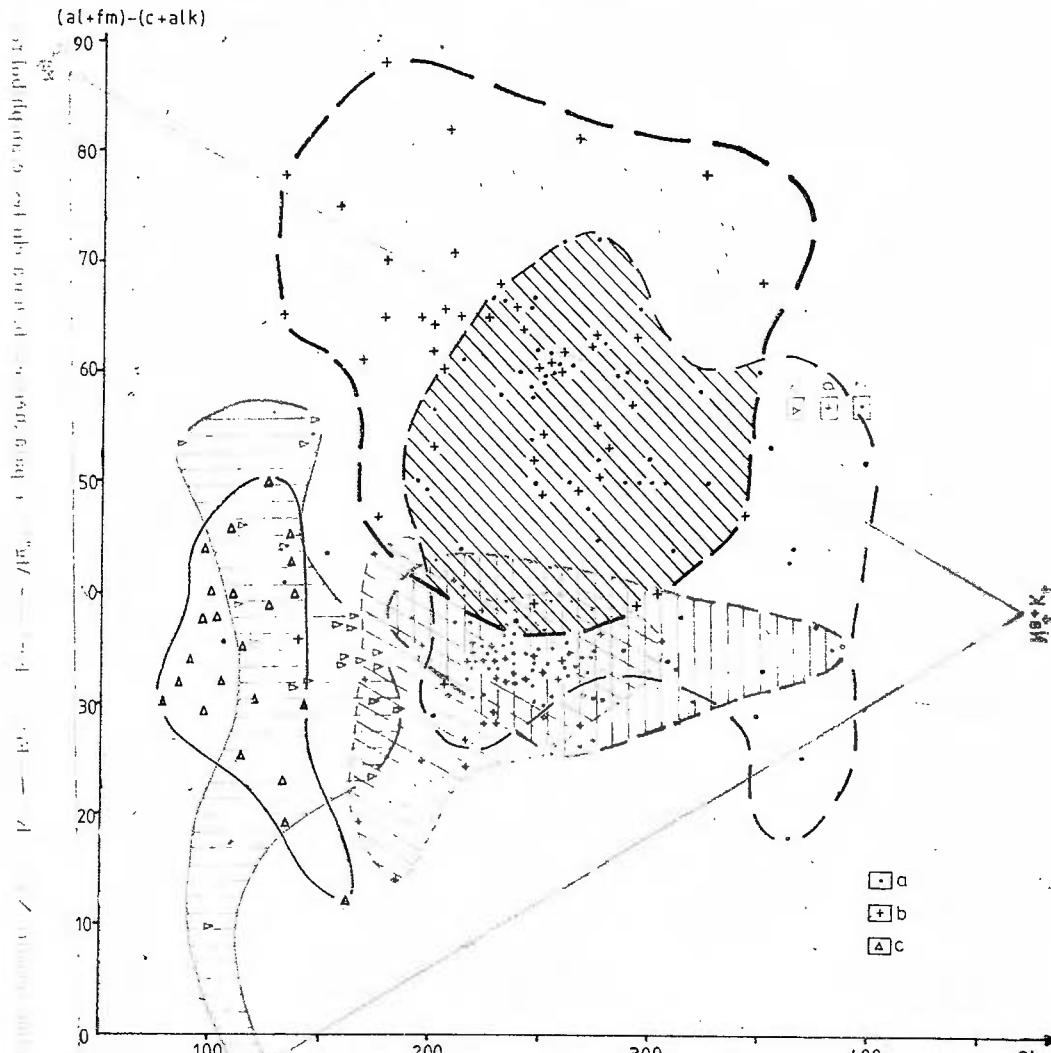


Fig. 3 — Différenciation des métamorphites de la formation de Suru dans le champ des roches sédimentaires (Simonen, 1953; Suk, 1983): a, paragneisses; b, micaschistes; c, amphibolites.

(fig. 4A) et d'une manière subordonnée dans le champ des roches éruptives, le groupement de la plupart des paragneissés dans une partie du champ supérieur des roches sédimentaires, leur projection traversant les trois champs de la section. Il faut noter leur concentration (55 de 66 analyses) dans le champ supérieur des roches sédimentaires. Tant pour les micaschistes autant que pour les paragneissés la concentration dans le champ

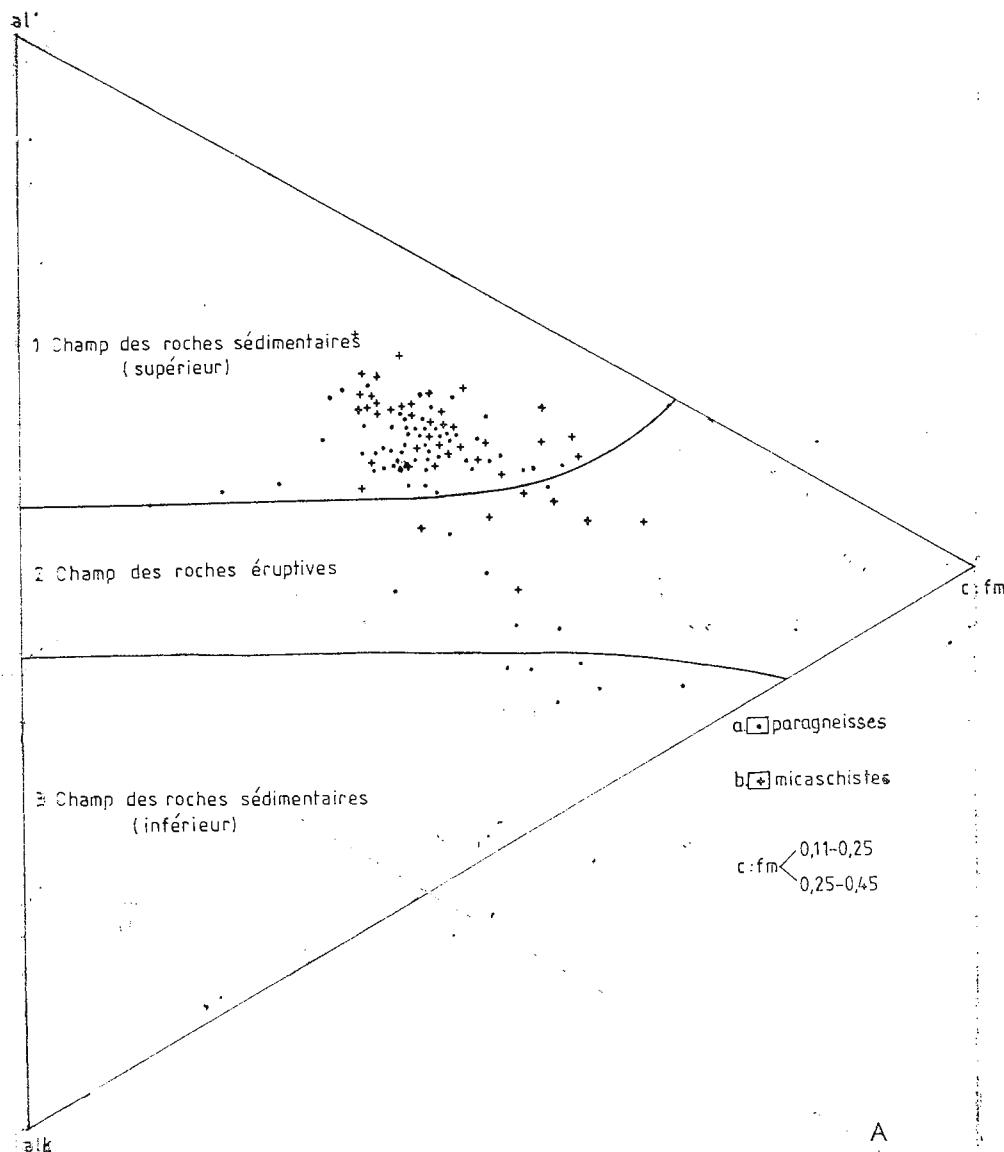
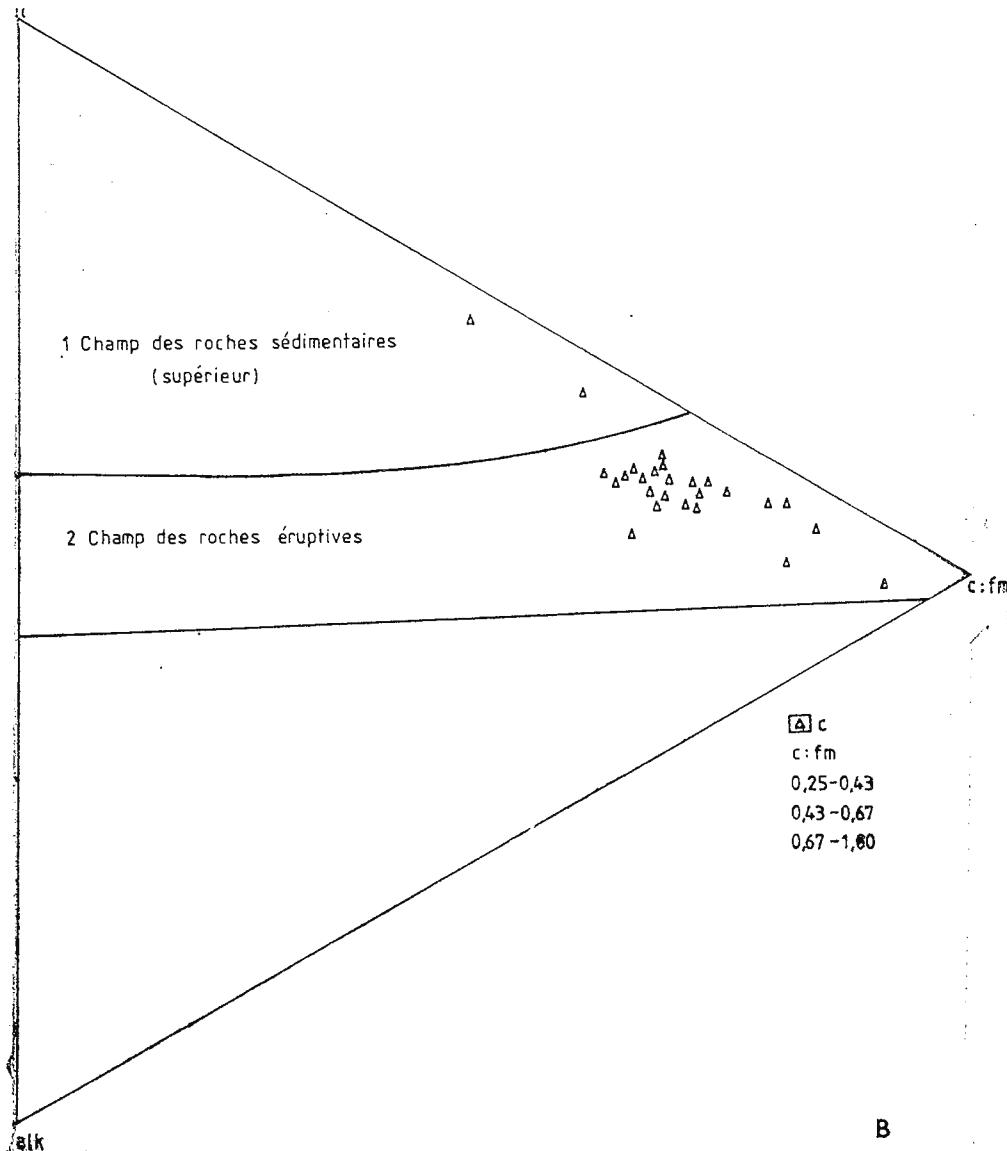


Fig. 4 — A, Projection des métamorphites de la formation de Suru sur le diagramme de Niggli (Sections II, III); B, Sections II, III, IV. a, paragneissés; b, micaschistes, c, amphibolites.



supérieur des roches sédimentaires (sections II et III du tétraèdre de Niggli) démontre le caractère pélitique des roches sédimentaires pré métamorphiques. L'encadrement des paragneisses aux trois champs des coupes met en évidence la diversité des sédiments d'origine et même la présence des couches de grès arcossiens qui ont généré à la suite du métamorphisme les paragneisses situées dans le champ des roches éruptives. La figure 4B indique, sur les sections III, IV et V cumulées, la localisation des amphibolites dans le champ des roches éruptives et pour deux analyses dans le champ supérieur des roches sédimentaires. Cette disposition suscite des



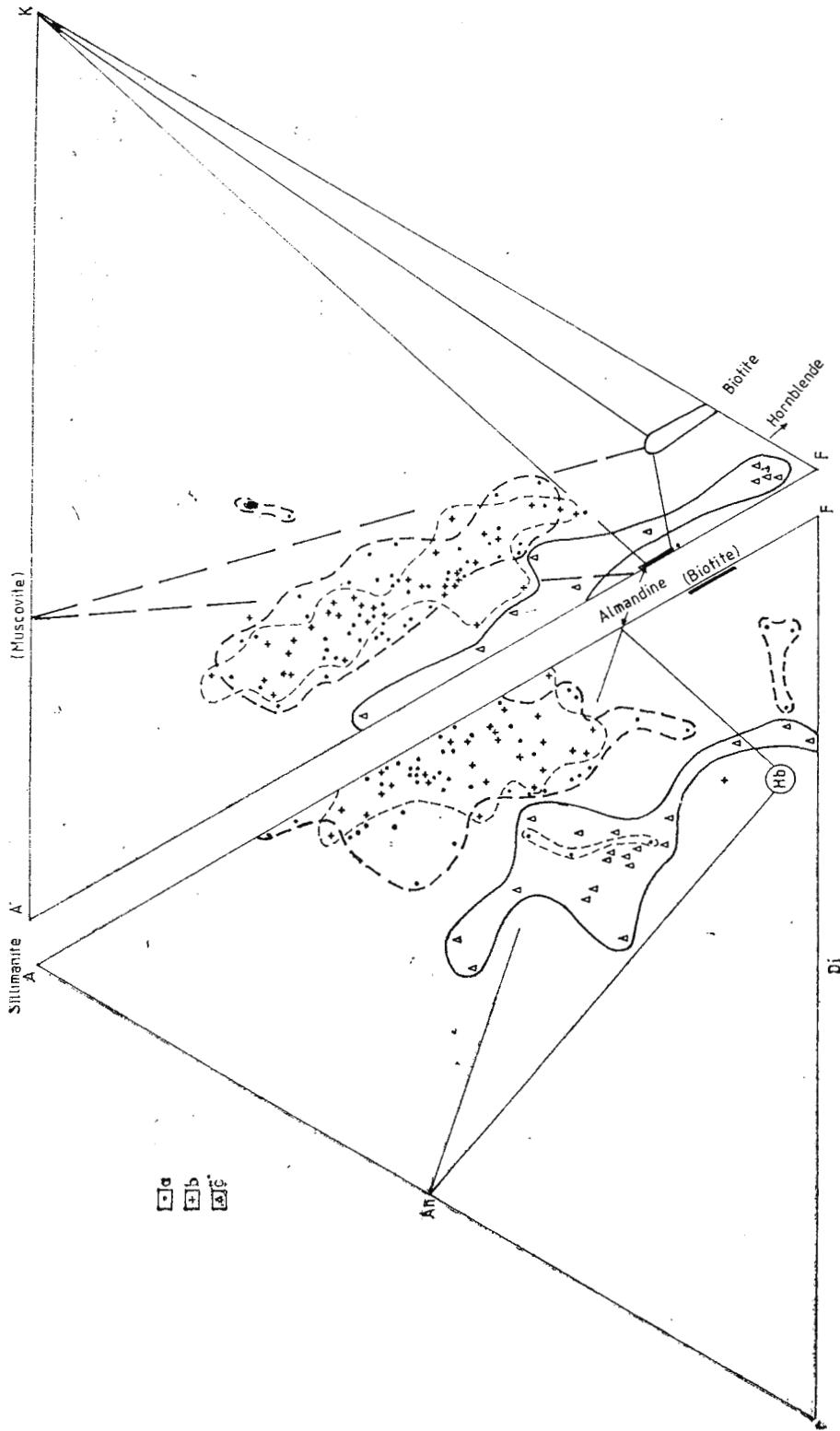


Fig. 5 — Projection des métamorphites de la formation de Suru sur le diagramme de Winkler (1967) ACF -- A'KF. a, paragneisses, b, micaschistes, c, amphibolites.

ambiguïtés par rapport à la définition du caractère „para” ou „ortho” de ce type de roches. D'ailleurs, Niggli lui-même a indiqué que le champ des roches éruptives englobait les marnes calcaro-dolomitiques, les grès calcaires, les argiles salifères et les mélanges d'argiles résiduelles et précipités calcaro-dolomitiques. Ainsi, il est très probable que beaucoup d'amphibolites aient leur origine dans les marnes, tandis que pour les autres (amphibolites) le caractère „para” soit incertain.

Le diagramme ACF-A'KF (fig. 5) indique la localisation des champs des micaschistes et des paragneisses dans le triangle ACF, en partant de la ligne AF et à sa proximité, et l'emplacement des amphibolites dans un champ central-droit. Pour le triangle A'KF la situation change, les amphibolites étant localisées sur la ligne A'F. La présence de toutes les analyses dans le voisinage des lignes AF et A'F suggère l'origine commune des métamorphites analysées, étant donné le caractère sédimentaire des roches pré-métamorphiques.

Sur le diagramme de Semenenco (fig. 6) on note une distribution plus étendue des roches analysées : les paragneisses localisées dans le champ

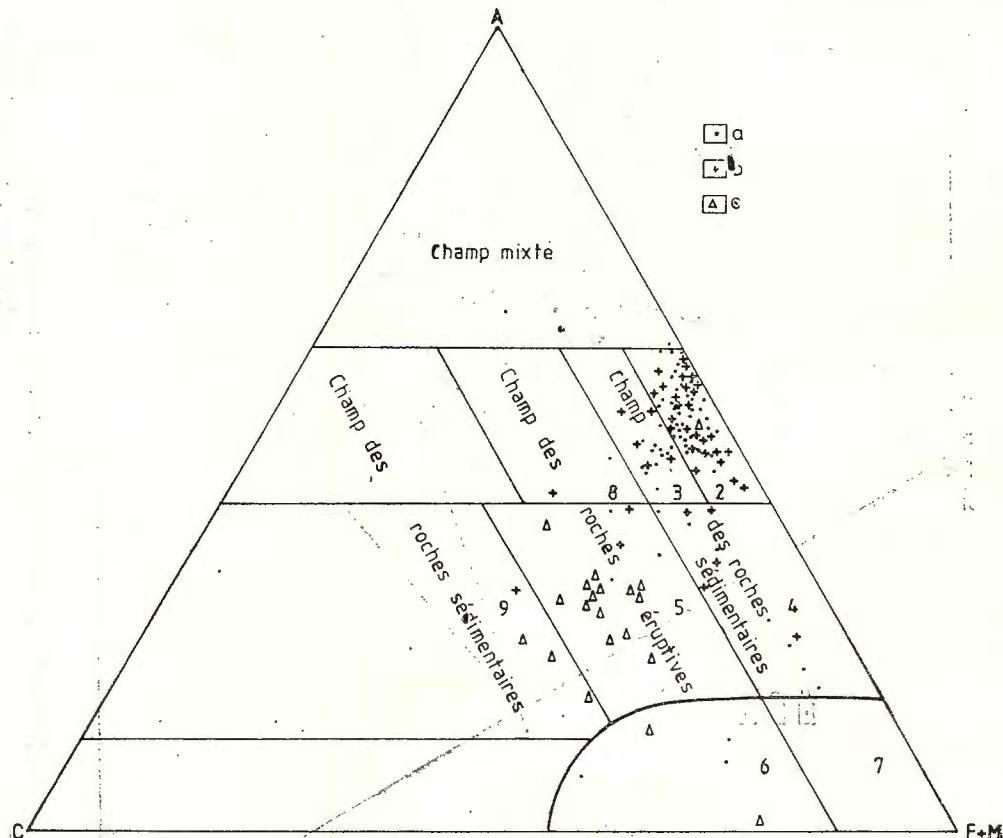


Fig. 6 — Projection des métamorphites de la formation de Suru sur le diagramme de Semenenco A-C-(F+M). a, paragneisses, b, micaschistes, c, amphibolites.

droit des roches sédimentaires (classes 2, 3 et 4), dans le champ des roches éruptives (classes 5 et 6) et dans le champ mixte ; les micaschistes se trouvent dans le champ droit des roches sédimentaires (classes 2, 3 et 4), dans le champ des roches éruptives (classes 5 et 6) et dans le champ gauche des roches sédimentaires (classe 9) et un échantillon dans le champ droit des roches sédimentaires (classe 2). Il faut remarquer que la plupart des micaschistes et paragneisses appartient à la classe 2 des roches sédimentaires à caractère pélitique. La distribution plus large des amphibolites pose des problèmes en ce qui concerne le caractère des roches source, et il est plus prudent de parler de deux types d'amphibolites „para” et „ortho”.

On fait la distinction entre les métasédiments et les métavolcanites équivalentes par la méthode de recalcus de Köhler et Raaz (1951) modifiée par Opletal (1971) (*fide* Suk, 1983). On a choisi la méthode de La Roche (1966, 1972) fréquemment utilisée dans la littérature française. Selon cet auteur les éléments sont distribués en groupes, tenant compte de leur fonction dans les minéraux des sédiments et par un calculus simple on obtient des valeurs inscrites dans les diagrammes rectangulaires et triangulaires. Ainsi, le diagramme QFB (fig. 7) indique une disposition quasi-médiane, en partant du côté F—B du champ des paragneisses, partiellement superposé sur le champ des amphibolites (situé vers le coin B, d'un côté (+) et de l'autre (-) de la ligne F—B) et sur le champ des micaschistes en position quasicentrale. On note une disposition sur le diagramme entier, excepté les coins Q et F, ce qui suggère la présence d'un matériel sédimentaire au début de type pélitique, ressemblant aux argiles et marnes. L'arrangement des amphibolites indique des mélanges d'argiles résiduelles et des marnes calcaro-dolomitiques, tandis que la projection des paragneisses démontre la composition hétérogène des sédiments initiaux, en partant des argiles et argiles marneuses jusqu'aux grès, et parfois même des grès arcadiens (voir la ligne Q—F). Il faut remarquer la présence de deux analyses des paragneisses sur la ligne F—B, ce qui suggère l'origine volcanique basique ou leur origine dans un grus volcanique riche en feldspath, amphiboles, pyroxène et biotite (les deux échantillons contiennent de la hornblende, du disthène et de la biotite). Les diagrammes proposés par La Roche —  $Q_1/Q_2$ ;  $R_1/R_2$ ;  $P_1/P_2$ ;  $Q/F$ ;  $B/F$ ;  $Q/A$  — présentent des détails du diagramme triangulaire QFB ou des aspects qui manquent de ce diagramme. Car ces aspects concernent les roches magmatiques, on ne les présente plus, mais il faut noter qu'ils confirment le diagramme QFB.

En tenant compte du fait que les analyses spectrales informent sur l'origine des métamorphites, on a fait le rapport entre les principaux éléments mineurs et la teneur en silice (pl. II) et on a remarqué une distinction nette des amphibolites envers les micaschistes et les paragneisses.

Ainsi, les amphibolites, qui s'inscrivent dans les valeurs de la silice entre 41,30 et 52,28 %  $\text{SiO}_2$ , présentent des teneurs plus élevées en Ni, Cr, Co, V, Sr, Cu et des teneurs réduites en Ba, Zn, Sn et Ga par rapport aux micaschistes et paragneisses. On note l'absence totale de B des amphibolites. Selon Leake (1964) les amphibolites riches en Cr, Ni, Ti et à valeur réduite du paramètre  $k$  sont presque certainement d'origine magmatique,



tandis que les amphibolites à peu de Cr, Ni, Ti et à valeur élevée du paramètre  $k$  sont d'origine magmatique et sédimentaire également. Une comparaison entre nos analyses et celles de Leake indique que, selon leur teneur en éléments mineurs, les amphibolites de Suru sont soit d'origine sédimentaire soit d'origine magmatique. On a essayé mais sans résultat, d'obtenir plus de données sur l'origine des amphibolites en tenant compte de la

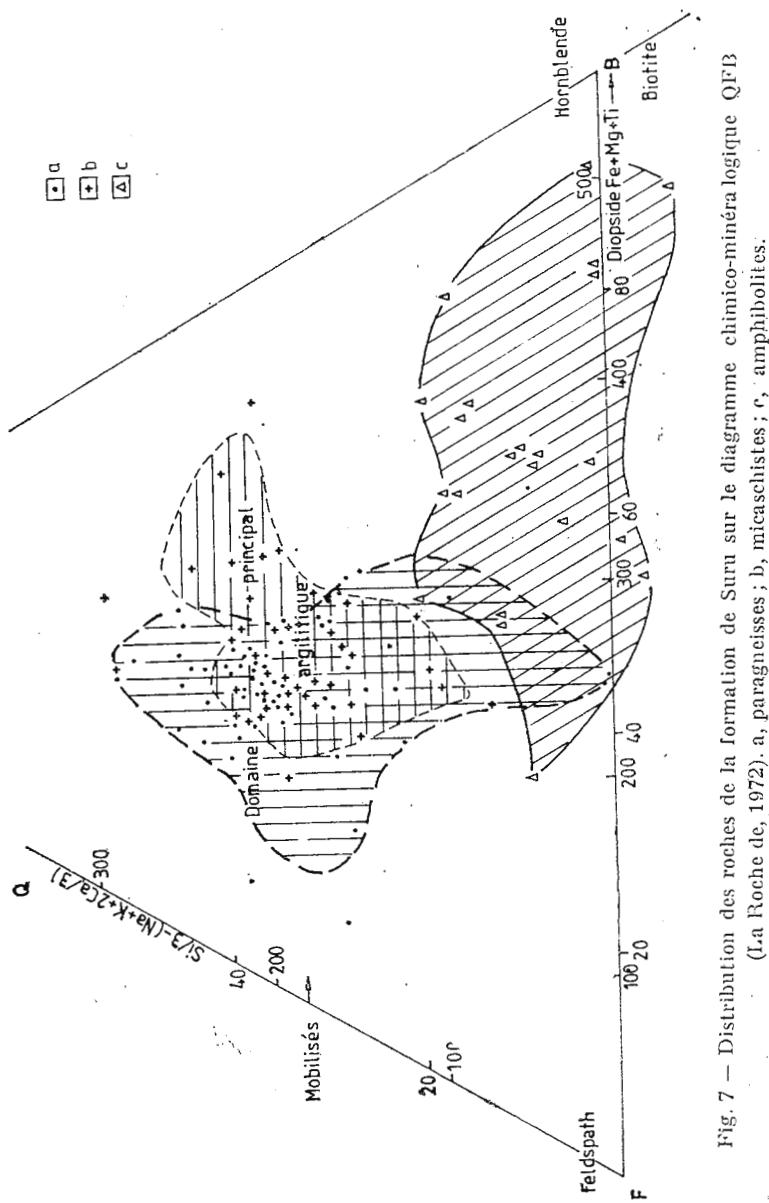


Fig. 7 — Distribution des roches de la formation de Suru sur le diagramme chimico-minéralogique QFM  
(La Roche de, 1972). a, paragneiss; b, micaschistes; c, amphibolites.

distribution de Sr selon Wilcox, Poldervaat (1958), Fabries (1963) et les rapports K : K/Rb, Ca : Ca/Sr selon Condie (1967) et mg : Cr, Ni, Co, V selon Macaleț (1985). La distribution de Sr et les rapports mentionnés pléident pour une origine „para” et „ortho”, tandis que les valeurs absolues de Sr, Cr, Ni, Co et V sont généralement réduites dans le cas des amphibolites de la formation de Suru.

Les micaschistes, qui, dans l'échelle de la silice, sont partiellement superposées sur les amphibolites et de plus sur les paragneisses (à valeurs de 47,54 à 69,40% SiO<sub>2</sub>), présentent une variation considérable de Ba, B, Zn, V, Cr, Co, Ga. Pour les micaschistes superposés sur le champ des amphibolites à haute teneur en silice on note l'enrichissement en Ni, Co, Cr et V par rapport aux micaschistes situés dans le champ de silice des paragneisses. Cela suggère, sous réserve, l'origine „para” des deux types de roches, confirmant le chimisme majeur et les données des affleurements et microscopiques (surtout les aspects de la structure et de la texture) (Balintoni et al., 1985).

Les paragneisses, à teneur de 56, 80 à 73,94% SiO<sub>2</sub> ne sont pas présents dans l'échelle de silice des amphibolites, mais ils se superposent sur l'échelle de silice des micaschistes et ainsi on peut les comparer. Les ressemblances évidentes entre le comportement des principaux éléments mineurs des micaschistes et paragneisses suggèrent l'origine commune des deux types de roches. Il faut noter, quand même, que pour certains intervalles de silice, les paragneisses se caractérisent par l'augmentation faible de la teneur en ppm de Zr, Sn et Sr, aussi bien que la diminution faible de Cu, Ga, V et Y, à cause des différences de composition entre les deux types de roches (le pourcentage de feldspath, muscovite, biotite et minéraux accessoires). Les teneurs en Sn et Ga similaires des paragneisses et des amphibolites sont dues à leur fixation dans le réseau du feldspath, de la biotite et des amphiboles. Les teneurs en éléments mineurs des paragneisses démontrent le caractère de pararoche.

## 2. *Les traits géochimiques des roches*

Les données présentées ci-dessus indiquent le caractère sédimentaire du matériel pré métamorphique.

Les différences de sédimentation présentées dans les figures 1, 2 et 3 mettent en évidence des traits géochimiques caractéristiques aux différents types de roches, menant à la reconstitution des conditions géochimiques antérieures au métamorphisme.

Ainsi, les micaschistes présentent une concentration plus évidente dans le champ des roches pélitiques marquées par la transformation accentuée des sédiments et le degré élevé de maturité.

Les paragneisses, d'autre part, proviennent des sédiments évolués et plus différenciés. Pour la plupart, ils sont générés, comme les micaschistes, des argiles, mais à la différence des micaschistes, dans ce cas-ci les argiles ont une teneur élevée en feldspath et quartz. Les argiles gréseuses, les grès marneux, les arcoses (plus rarement), les marnes argileuses et les argiles calcaires représentent les dépôts sédimentaires générant par métamorphisme l'entièvre suite de paragneisses de la formation de Suru.



En ce qui concerne les amphibolites, les mêmes diagrammes indiquent des conditions géochimiques associées aux dépôts marneux dans la pile sédimentaire et aussi aux niveaux de roches basiques. Considérant qu'en général le matériel pré métamorphique de la formation de Suru est de nature terrigène, à sédiments évolués et bien différenciés, caractéristiques à une sédimentation calme, la présence des roches basiques peut être expliquée soit par des éruptions de fond marin postérieures à la consolidation des sédiments, soit par des couches de tuffs basiques intrasédimentés. La dernière supposition est plus plausible car les dépôts carbonatés très répandus indiquent des conditions de sédimentation connues comme „plate-forme carbonatée”.

Le diagramme de La Roche (1968)  $\text{Al}/3 - \text{K} - \text{Al}/3 - \text{Na}$  et le triangle  $\text{Ab} - \text{Or} - \text{An}$  superposé (fig. 8) offrent des données sur le comportement des alcalis et de l'aluminium à la surface et en profondeur. Pour les roches leuccocrates, ici les paragneisses et les micaschistes, le diagramme est l'équivalent d'un système albite-orthose-anorthite marquant l'arrangement des points de feldspath et le quartz intervenant comme diluant. La Roche a délimité sur ce diagramme, par une ligne en zigzag, le champ des roches sédimentaires (à droite) et le champ des roches éruptives (à gauche).

La plupart des analyses des micaschistes et paragneisses sont projetées sur le champ des roches sédimentaires bien différenciées, partant des sédiments argileux jusqu'aux grès et calcaires. Les autres analyses des paragneisses, principalement, et aussi des micaschistes, appartiennent au champ des roches volcaniques de type intermédiaire et à l'aire des plutons calco-alcalins, ce qui suggère des sédiments pré métamorphiques provenus de la désintégration de ces roches. Au cas des amphibolites, six analyses sont projetées dans l'aire des marnes et marno-calcaires, deux analyses dans l'aire des argiles sidérolithiques, dix analyses dans l'aire des opioïlites et deux analyses peu concluantes projetées dans l'aire des volcanites intermédiaires.

Le diagramme  $\text{Al}/3 - \text{K} - \text{Al}/3 - \text{Na}$  indique que le métamorphisme de profondeur a relié Na et K principalement de Al (la phase feldspathique), mais certains traits géochimiques pré métamorphiques ont été préservés et tenant compte des projections concentrées près de l'axe x (+ et -) premièrement Na signale l'évolution des sédiments en partant de la désagrégation et altération jusqu'à la diagenèse. Ainsi, on constate que le matériel sédimentaire pré métamorphique provient de la désagrégation des roches éruptives acides et des roches métamorphiques initiales, associées pendant la sédimentation aux calcaires organogènes et de précipitation chimique. Certaines projections des micaschistes à proximité des points marquant l'illite, la montmorillonite et la chlorite démontrent la maturité des sédiments pré métamorphiques et leur diagenèse prononcée. Selon Plouquin (1980), sur ce diagramme les sédiments les plus évolués sont les plus éloignés de l'intersection des axes, où on trouve les sédiments plus grossiers comme les grès et les quartzites.

Les conditions géochimiques pré métamorphiques inférées de ce diagramme indiquent deux associations de roches :

- une association typiquement sédimentaire, prédominante, incluant des roches évoluées, à haut degré de maturité, caractéristique pour une „plate-forme carbonatée”;



— une association sodi-hyperpotassique à composition ophiolitique (pour certaines amphibolites) et rhyolitique (pour certains paragneisses) à grauwacke et arcoses psammitiques.

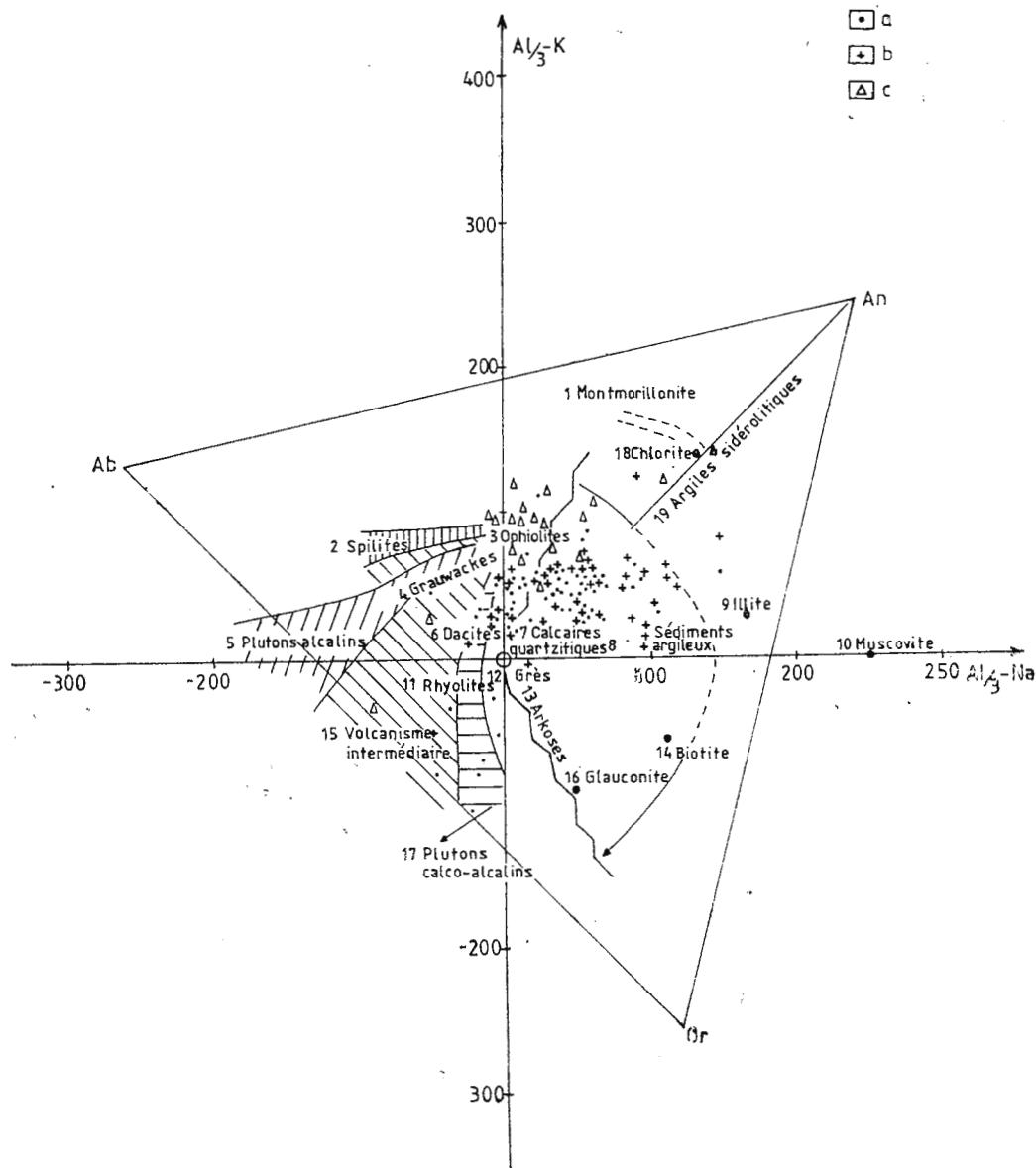


Fig. 8 — Projection des métamorphites de la formation de Suru sur les diagrammes superposés  $\text{Al}^3\text{-K--Al}^3\text{-Na}$  et  $\text{Ab--Or--An}$ , selon La Roche de (1972), Plouquin (1980). a, paragneisses ; b, micaschistes ; c, amphibolites.

Il faut remarquer que dans l'aire de la formation de Suru les deux associations alternent sur des kilomètres, tandis que les traits caractéristiques sont plus atténusés et les compositions sédimentaires mieux développées. On peut parler d'une plate-forme pré-métamorphique incluant aussi des plutons calco-alcalins et niveaux de roches basiques, qui a favorisé l'accumulation d'importants dépôts carbonatés.

### *3. La migration de la matière pendant le métamorphisme. La mobilité des éléments chimiques*

L'hypothèse de l'isochimie des métamorphites, admise *ipso facto*, apparaît comme approximative, car la phase fluide ( $H_2O$  et  $CO_2$  principalement) contient aussi des éléments dissociés (dans la solution) comme Na, K et Ca, dans des quantités très réduites, souvent négligeables, suffisantes quand même pour déceler, parfois, des cas d'échange (Plouquoin, 1980).

Pour les amphibolites à biotite, de la formation de Suru, la présence d'une concentration ou même d'une „couverture” de biotite au contact avec les paragneisses est un indice de l'échange entre les deux types de roches, soulevant la question sur le caractère primaire ou non de la composition ophiolitique (andésitique ?) des amphibolites à biotite. Généralement, pour la formation de Suru, on considère que les concentrations mélanocrates présentes au contact amphibolites-gneisses ou amphibolites-calcaires ne représentent pas de restites anatectiques, mais plutôt des bordures de réaction. Les investigations sur le terrain confirment cette hypothèse, bien qu'on ne rencontre pas de roches migmatiques et de pegmatites. On note ici : l'occurrence des pellicules, petites veines et même petites lentilles de quartz à caractère de ségrégation dans les micaschistes et les paragneisses, des nids de biotite dans les paragneisses et gneisses amphiboliques, des nids de trémolite dans les calcaires et les dolomites cristallines. L'analyse microscopique indique que certains plagioclases et cristaux de biotite, et plus fréquemment, de quartz présentent des traits caractéristiques à une récristallisation tardive ou postcinématique. Il est sûr que les mouvements tectoniques favorisent le fractionnement du quartz et du feldspath entraînant ces cristaux dans des couches différentes des celles des minéraux fémissiques (biotite, hornblende, etc.) — le soi-disant filtre de pressage —, mais il ne faut pas oublier le rôle important de la migration des fluides attesté par l'équilibre des feldspaths.

Suk (1983) considère que la migration de la matière dans les métamorphites s'accomplice par : pénétration mécanique ; déplacement de la substance sur les fissures et dans les cavités : transfert à travers les espaces intergranulaires soit par la phase fluide, mobile soit par diffusion (dans des solutions pauvres ou autour des bords des grains) ; diffusion des ions dans le réseau du cristal. Selon le même auteur, la mobilité des éléments pendant le métamorphisme est influencée par leurs propriétés, l'environnement et le transfert des ions.

Admettant l'opinion de Carmichael (1970), on considère que Al est l'un des éléments les plus mobiles pendant le métamorphisme. C'est une affirmation argumentée par les investigations sur le terrain et microscopiques (la plus ancienne foliation décelable de la roche ( $S_1$ ) et parfois même



la foliation principale ( $S_2$ ) sont traversées par des porphyroblastes de staurolite, nodules de sillimanite fibreuse dans la biotite et le quartz, veines „exsudées” de disthène), aussi bien que par des traits chimiques comme sont les teneurs plus réduites en K et Na des roches à silicates d'Al.

#### IV. Conclusions

La projection sur les diagrammes binaires ou ternaires d'un important nombre d'analyses chimiques et spectrales des différentes types de roches (micaschistes, paragneisses, amphibolites) a permis de discuter les problèmes suivants concernant la formation de Suru : l'origine des métamorphites, les caractéristiques géochimiques des roches et des aspects de la migration de la matière (des éléments chimiques) pendant le métamorphisme.

Les conditions géochimiques pré-métamorphiques sont caractérisées par la présence de deux associations de roches : l'une, prédominante, typiquement sédimentaire, à dépôts évolués, matures, ayant les traits d'une „plate-forme carbonatée”, sur laquelle se sont formés les micaschistes, les paragneisses et quelques amphibolites ; l'autre, subordonnée, à caractère sodio-hyperpotassique, à composition rhyolitique (pour certains gneisses) contenant des grauwackes et des arcoses psammítiques, et à composition ophiolitique (pour certaines amphibolites). La formation de Suru présente une alternance, à l'épaisseur kilométrique, entre les deux associations les traits de la dernière étant plus atténusés par les compositions sédimentaires (antémétamorphisme) plus développées.

Au point de vue géochimique, les paragneisses et les micaschistes se caractérisent par des teneurs en principaux éléments chimiques (représentés par des oxydes dans les tableaux 1 et 2) caractéristiques (Rankama, Sahama, 1970) aux roches sédimentaires à haut degré de maturité (pélites) et aux roches métamorphiques générées par celles-ci. Font exception quelques analyses chimiques pour les gneisses contenues par le champ des plutons acides ( $\text{SiO}_2$  70–73,94%,  $\text{K}_2\text{O}$  1,37–5,65%,  $\text{Na}_2\text{O}$  1,85–3,66%), ce qui suggère la provenance de ces roches des grès arco-siens générés par la consolidation d'un grus granitoïdique. Les teneurs en éléments chimiques (Tabl. 3) des amphibolites sont caractéristiques, selon Rankama, Sahama (1970) aux roches sédimentaires (marnes) et aux roches basiques (ophiolites). Les teneurs en éléments mineurs diffèrent les amphibolites des micaschistes et paragneisses, considérant les teneurs plus élevées en Ni, Cr, Co, V, Sr, Cu, les teneurs plus réduites en Ba, Zn, Sn, Ga et la manque totale de B. Les micaschistes et les paragneisses présentent une variation importante de Ba, B, Zn, V, Cr, Co, Ga.

La migration de la matière pendant le métamorphisme est représentée dans la formation de Suru par l'occurrence des concentrations biotitiques en tant que „couvertures” dans la zone de contact entre les amphibolites et les gneisses et des concentrations trémolitiques au contact amphibolites-calcaires, des pellicules, de petites veines et même de petites lentilles de quartz à caractère de ségrégation dans les micaschistes et les para-



gneisses, des nids de biotite dans les paragneisses et les gneisses amphibolitiques, des nids de trémolite dans les calcaires et les dolomies cristallines.

La mobilité des éléments chimiques est indiquée par la présence à travers les foliations  $S_1$  et  $S_2$  des porphyroblastes de staurolite, des nodules de sillimanite (fibrolite) dans la biotite et le quartz, de petites veines „exsudées” de disthène et des teneurs plus réduites en alcalis dans les roches à silicates d'aluminium.

Considérant les processus métamorphiques, les aspects liés à „la migration de la matière” et à „la mobilité des éléments chimiques” doivent être analysés différemment, car, sans doute, celles-ci impliquent toute redistribution de substance reliée à la blastèse minérale, la différenciation métamorphique et l'apparition d'une concentration minérale générée par les réactions métamorphiques. L'analyse nuancée de ces aspects envisage la distance sur laquelle se manifestent ces processus. Pendant la différenciation métamorphique et la blastèse minérale, les réactions ne supposent pas le „transport” de substance à grande distance, tandis que les concentrations minérales (nids, „couvertures”, pellicules, petites veines, petites lentilles, etc.) posent le problème de la distance sur laquelle a été transportée la substance. A présent il est difficile de répondre à cette question. Nous mentionnons que pour former des concentrations minérales, la migration de la matière se réalise à plus grande distance que les réactions métamorphiques habituelles.

Il faut mentionner aussi les roches carbonatées de la formation de Suru qui présentent des minéralisations polyminétailliques, surtout plombo-zincifères.

## BIBLIOGRAPHIE

- Anton I., Constantinescu R., Medeșan A., Zămircă A. (1982) Petrological observations on amphibolitic rocks from the West Făgăraș Mountains, D.S. Inst. Geol. Geofiz., LXVI, p. 187—206. București.
- Arion M., Ceașu N., Teuca I., Rădulescu I., Rădulescu L. (1964) Raport, archives IGG, București.
- Balintoni I. (1975) Studiul petrogenetic comparativ al unor migmatite din Munții Făgăraș și Sebeș. *Anuar Inst. Geol. Geofiz.*, XLIV, p. 133—179, București.
- Hann H. P., Gheuca I., Nedeleu L., Conovici M., Dumitrașcu G., Gridan T. (1984) Considerații asupra unui model structural preliminar al cristalinului de la est de Olt. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, I XX—I XXI, 1, p. 23—44, București.
- Balintoni I. et al. (1984, 1985) Rapports, archives IGG, București.
- Carmichael D. M. (1970) Intersecting izogrades in the Whetstone Lake area, Ontario. *J. Petrology*, 11, 1, p. 147—181, Oxford.
- Chivu Cr. (1968) Rapport, archives IGG, București.
- Dimitrescu R., Coceiră C. (1983) Sur quelques amphibolites du Massif cristallin Făgăraș. *Anai șt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași*, XXIX, s. II b, Geologie-Geografie, p. 1—6, Iași.
- Gridan T., Balintoni I., Hann H. P., Dumitrașcu G., Conovici N., Șerbănescu A., Conovici M. (1984) Petrochemical considerations on the Capra Valley metamorphics (The Făgăraș Mts). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/1, p. 345—361, București.



- „, Dumitrescu G. (1985) Considerații asupra chimismului major al formațiunilor cristaloiliene de Măgura Ciinenilor și de Suru din Munții Făgăraș (Transfăgărășan). *St. cerc. geol. geofiz. geogr., s. Geol.*, 30, p. 77–89, București.
- Hanza H. P., Balintoni I. (1988) Geological structure from Olt Valley, between Ciineni and Răsinari (South Carpathians). *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/5, p. 119–130 București.
- Holdus S. (1971) Para-amphibolite from Gurskoy and Sandsoy, Sunmore, West Norway *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 51, p. 231–146, Oslo.
- La Roche H. (de) (1966) Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classifications chimico-minéralogique, *C. R. Acad. Sci.*, 262, série D, p. 1665–1678, Paris.
- (de) (1972) Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leur dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre*, Fr., 17, 1–2, p. 31–46, Nancy.
- Leake B. E. (1964) The chemical distinction between ortho-and paraamphibolites. *J. Petrol.*, 5, 2, p. 238–254.
- Macaleț V. (1985) Rocile amfibolice de la Iacobeni (Carpații Orientali) cu privire specială asupra genetici lor. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/1, p. 257–273, București.
- Misra S. N. (1971) Chemical distinction of high-grade ortho-and parametabasites. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 51, p. 311–316, Oslo.
- Möine B. (1974) Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriques épizonales à catazonales du centre de Madagascar. *Sci de la Terre*, Fr., 31, p. 1–281, Nancy.
- Pitulea G. et al. (1984). Raport, archives Inst. Geol. Geofiz., București.
- Plouguin A. (1980) Etude géochimique et pétrographique du Complexe de gneiss, migmatites et granites du Tekemark-Aust Adger (Précambrien de Norvege du Sud). *Sci de la Terre*, Fr., 38, p. 1–389, Nancy.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1970) Geochimie, Ed. tehnica, București.
- Suk M. (1983) Petrology of metamorphic rocks, Praha.

## GEOCHIMIA FORMAȚIUNII DE SURU (MUNȚII FĂGĂRAȘ)

(Rezumat)

Formațiunea de Suru, cu o dezvoltare regională în Munții Făgăraș (mai ales partea vestică și centrală) este, constituită dintr-un fond gnaisic și cuarțitic-micaceu, uneori cu secvențe de sisturi grafitoase, și căruia îi este caracteristică asocierea, de largă răspândire, amfibolite-roci carbonatice.

Rocile predominante (paragnaise și micasisturi) se caracterizează din punct de vedere geochemical prin conținutul și ale principalelor elemente constitutive (sub formă de oxizi în tabelele 1 și 2) tipice (Rankama, Sahama, 1970) pentru roci sedimentare cu un mare grad de maturitate cum sunt pelitele și pentru roci metamorfice rezultate din ele. Face excepție un mic număr de analize pentru unele tipuri de gnais, care se înscriu în cîmpul plutonilor acizi ( $\text{SiO}_2$  70–73%,  $\text{K}_2\text{O}$  1,37–5,65%,  $\text{Na}_2\text{O}$  1,85–3,66%) sugerind că aceste roci ar proveni din gresii arcoziene rezultate la rîndul lor prin consolidarea unui grus granitoidic. Pentru amfibolite valorile conținuturilor chimice (Tabel 3) sunt tipice, după Rankama, Sahama (1970),



atât pentru roci sedimentare de tipul marnelor cît și pentru roci bazice (ofiolite). Elementele minore individualizează amfibolitele de micașisturi și paragnaise prin conținutul mai ridicat de Ni, Cr, Co, V, Sr, Cu, conținuturi mai scăzute în Ba, Zn, Sn, Ga și lipsa totală a B. Micașisturile și paragnaisele prezintă o variație mai importantă pentru Ba, Zn, V, Cr, Co, Ga.

Peisajul geochemical premetamorf se caracterizează prin prezența a două associații de roci: una, predominantă, tipic sedimentară cu depozite evolute, mature, care intrunește atributile de „platformă carbonatică” și pe seama căreia s-au format micașisturile, paragnaisele, o parte din amfibolite și întreaga gamă de roci carbonatice și sisturi grafitoase; a doua associație, subordonată, cu caracter sodi-hiperpotasic, de compoziție riolitică (pentru unele gnaise provenite din grauvacke și arcoze psamitice) și de compoziție ofiolitică (pentru unele amfibolite).

Migrația materiei în timpul metamorfismului s-a materializat la formațiunea de Suru prin apariția unor concentrații biotitice cu aspect de „pături” la contactul amfibolite-gnaise și concentrații tremolitice la contactul amfibolite-calcare; pelicule, vinișoare și chiar mici lentiluțe de cuart cu caracter de segregăție în micașisturi și paragnaise; cuiburi de biotit în paragnaise și gnaise amfibolice; cuiburi de tremolit în calcare și dolomite cristaline. Mobilitatea elementelor chimice este indicată de traversarea foliațiilor  $S_1$  și  $S_2$  de către porfiroblaste de staurolit, noduli de sillimanit (fibrolit) în biotit și cuart, vinișoare „exudate” de disten și conținuturi mai scăzute în alcalii, în rocile cu silicati de aluminiu.



T. GRIDAN, H.P. HANN, G. DUMITRAS

## OCCURRENCE DE LA FORMATION DE SURU ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS

— 1 —

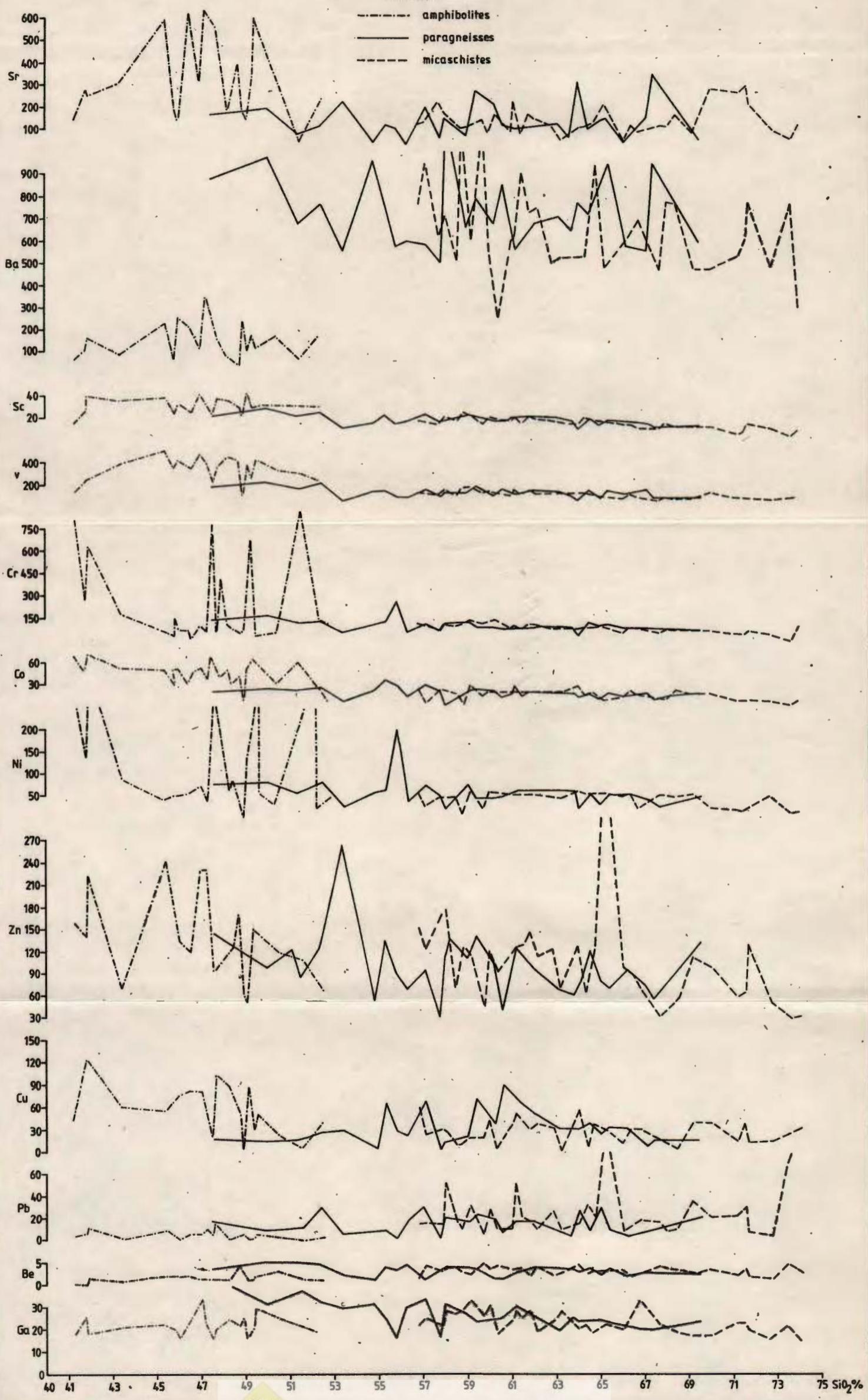


Institutul Geologic al României

# DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS MINEURS EN RELATION AVEC SiO<sub>2</sub> DANS LES MÉTAMORPHITES DE LA FORMATION DE SURU

## LÉGENDE

- amphibolites
- paragneisses
- micaschistes



## 2. ZĂCĂMINTE—GEOCHIMIE



Project 276: Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys

### DEPOSITIONAL MODELS FOR THE STRATIFORM BASE METAL AND PYRITE ORE DEPOSITS OF THE EAST CARPATHIANS<sup>1</sup>

by

H. G. KRÄUTNER<sup>2</sup>

*Models. Metallogeny. Stratiform ore deposits. Polymetallic ores. Sulphides. Paleovolcanic structures. East Carpathians.*

#### Abstract

In the crystalline zone of the East Carpathians metamorphic strata-bound massive and disseminated sulphide ores are related both in time and space development to the Cambrian rhyolitic volcanism of the Tulghes Group. Reconstruction attempts for the initial deposits suggest two main depositional types (figs. 4, 6), as well as transitional developments between them, due to redeposition (fig. 7) or disturbances within a „hydrothermal-sedimentary sulphide ore formation” (fig. 8). The paleostructural position of the mentioned depositional types (figs. 9, 10) are discussed, as well as resemblances and differences to the Kuroko deposits of Japan.

It is concluded that massive and disseminated sulphide ores related to rhyolitic volcano-sedimentary formations (e.g.: East-Carpathian, Kuroko, Spanish-Portuguese and Canadian provinces) may be assigned to a fundamental „genetic type”. Differences between individual deposits or provinces may be explained by different local conditions of ore deposition reflected in the „depositional type” of ore deposits.

#### Résumé

*Modèles dépositionnels pour les minéraux polymétalliques stratiformes des Carpates Orientales.* Les gisements stratiformes à sulfures massives et disséminées intercalées dans les formations cristallophylliennes du Cambrien des Carpates Orientales (Group Tulghes) sont liés par leur distribution spatiale et en temps avec un volcanisme rhyolitique, notamment aux périodes de calme volcanique. Des essais pour reconstituer les dépôts primaires suggèrent deux types fondamentaux (fig. 4, 6) à partir desquels on peut déduire les formes de gisement observées. Des développements intermédiaires ont résulté soit d'une résédimentation partielle (fig. 7), soit d'une

<sup>1</sup> Received on May 18, 1987, accepted for publication on May 18, 1987, communicated at the Meeting on May 28, 1987.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R. 79678, București 32.



disturbance sindépositionelle, par laquelle a été formé un ensemble des dépôts caractérisé comme une „formation hidrothermale-sédimentaire à sulfures” (fig. 8). Le placement de ces types dépositionnels dans les paleostructures volcaniques, ou volcano-sédimentaires, est suggéré dans les figures 9 et 10.

Des ressemblances par différences par rapport aux gisements japonais de type Kuroko sont discutées. On peut conclure que les gisements polymétalliques à sulfures associés aux formations volcano-sédimentaires rhyolitiques (ex : les gisements des Carpates Orientales, japonais, espagnol-portugais ; canadiens) représentent un „type génétique” fondamental, dont les différences à l'échelle régionale (de la province métallogénétique) et spécialement entre les gisements individuels, sont marquées par le „type dépositionnel” du minéral. Donc les caractères „individuels” des gisements sont déterminés par les conditions particulières de la mise en place de la charge métallique des hydrothermes.

As a result of intensive mining, the pyrite and polymetallic ore deposits of the crystalline basement in the East Carpathians excited a special interest even since the last century. Their genesis was subject of long discussions which kept on together with the general progress on metallogenesis problems. During more than 130 years the genetic conceptions changed several times following some main stages in their evolution :

1. A hydrothermal origin was the first genetic hypothesis. It was asserted by Cotta (1855), later on by Walter (1876) and argued especially by Chelărescu (1939), Samoilă, Popa (1959), Socolescu (1961), Gurău, Rădulescu (1967).

2. A metamorphosed hydrothermal type was admitted by supporters of the epigenetic hypothesis, after recognizing metamorphic structures and textures in the ore (Petrulian et al. 1966, Ghițulescu et al. 1969).

3. A premetamorphic sedimentary origin was supposed after recognizing the stratiform character and the lithostratigraphic control of the ore deposit (Kräutner 1942, Savu et al., 1952). In the last years Popa (1982) tried to argue in favour of this hypothesis suggesting detrital and bacterial accumulation prior to the metamorphism of the ore.

4. A submarine supply of volcanic origin during the ore sedimentation was supposed by Gheorghiu (1953). Later on, volcano-exhalative (Savu, Vasilescu 1962) or hydrothermal volcano-sedimentary models (Dimitrescu 1960, Kräutner 1965) were proposed, for which now most of the authors (Zincenco et al. 1973, Balintoni et al. 1973, Mureșan, Mureșan 1977) agree. In more details the ore deposit has been described as a metamorphosed Kuroko type (Kräutner et al. 1977) and several paleostructural positions and depositional types were recognized (Kräutner, 1984).

The syngenetic character of the ore deposits is now nearly accepted. It is based on conclusive arguments of different kinds (Kräutner, 1965, Zincenco et al., 1973, Balintoni et al., 1973). A spatial and genetical association with a Cambrian rhyolitic volcanism can be also accepted, although there were expressed some doubts (Popa, 1982).

The East Carpathian ore deposits have many affinities towards the Nippon province (Kuroko, Miocene), the Iberian sulphide belt (Lower Carboniferous) and the Canadian ores (Upper Precambrian). These are



marked mainly by the close association of massive and disseminated ores with acid volcano-sedimentary formations, in which are subordinately intercalated basic volcanics. The ore bodies are lenticular or stratiform and show an evident lithostratigraphic and paleostructural control. Another peculiarity, which resembles some of the East Carpathian ore deposits (Leşul Ursului zones I and II; Burloaia central; Bălan central) to the Kuroko province is their tendency to evolve in time from pyrite-copper ore types (Yellow ore) to lead-zinc ores (Black ore). But like other sulphide ore province, the East Carpathian ores have also their own peculiarities. So, for example, the Carpathian ores differ from the Kuroko type by (1) lack of baryte accumulations and calcium sulphates (in fact metamorphic equivalents of gypsum or anhydrite accumulation are not known up to now); by (2) absence of silicified zones with veins and sulphide disseminations below the massive ore bodies; by (3) predominance of pyrite and disseminated sulphide ores. In comparison with the Iberian province, they differ by lack of an overlaying manganeseiferous jaspilitic formation and resemble by predominance of pyrite rich ores. In the Canadian province, a higher amount of basic volcanics and intrusions may be noticed.

A common feature of metallogenetic provinces with polymetallic massive and disseminated sulphide ores (indifferently if they are associated with acid or basic volcanics or only with sedimentary deposits) consists in the relatively high variability of details concerning the form of the ore bodies. Therefore, it seems not possible to give a single depositional model for the ore deposits of each province respectively. For instance, the model proposed for the Nippon ore deposits by Sato (1974) and taken as example for the Kuroko type by most of the authors, may be referred only to some ore deposits of the respective province. For the whole province, there is a need of several depositional models (Takahashi, 1974).

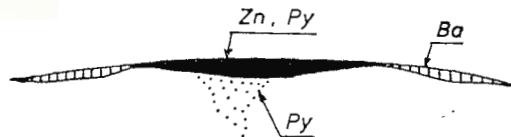
*A depositional type*, or *a depositional model* is defined by all the details of the ore body determined by the process of ore deposition. These details include aspects from mineralogical constitution, through structural and textural features to shape and spatial distribution, which may suggest depositional processes for the ore. It is necessary to underline the fact that depositional types cannot characterize independently an ore type or a genetic type, but they are essential for its characterization, not only through its aspect, but also by its degree of variability. So for instance, similar depositional types can be found for ore deposits of different genetic types (ex.: Rammelsberg and Kuroko) or within the same ore province, the ore bodies may be of different depositional types (ex.: Rammelsberg and Meggen or the Japanese ore deposits, Takahashi, 1974) (fig. 1).

That is why the concept of *ore deposit type* or *genetic type* implies besides depositional models, all other common features of a group of cogenetic ores or of genetic similar ore deposits. In the peculiar case of syngenetic stratiform ore deposits, the genetic model implies therefore, besides the depositional type also assumptions on the source and the transport of metals (fig. 2).

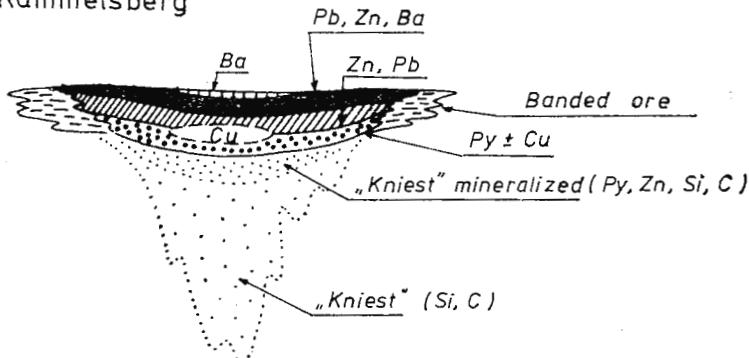
Due to the fact that for the source only tentative suppositions can be available, it seems more suitable to characterize an ore type by its geological setting (petrographical, paleostructural position). From this point of view, the East Carpathian ore deposits belong together with the Nippon,



### Meggen



### Rammelsberg



### Kuroko

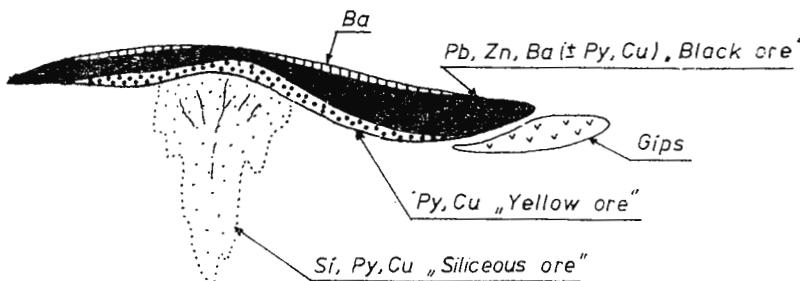


Fig. 1 — Exemples of depositional models for hydrothermal-sedimentary accumulations in the Nippon Miocene province and the Devonian province of Central Europe : (Meggen according to Ehrenberg et al., 1954, with modifications ; Rammelsberg according to Gunzert, 1969 and Kraume, 1955, with additions ; Kuroko redrawn according to Sato, 1974 and Shirozu, 1974) : Ba-baryte ; Pb-galena ; Zn—sphalerite ; Cu—chalcocrite ; Py—pyrite ; Si—silicifications ; C — carbonatations.

Iberian and Canadian pyrite and base metal ores show the type of prevailing concordant ore concentrations, associated with mainly rhyolitic volcano-sedimentary formations. The volcanism is usually of bimodal character due to quantitatively subordinated emissions of basic volcanics in periods of rhyolitic calm (fig. 3). Concerning the spatial and temporal relations to

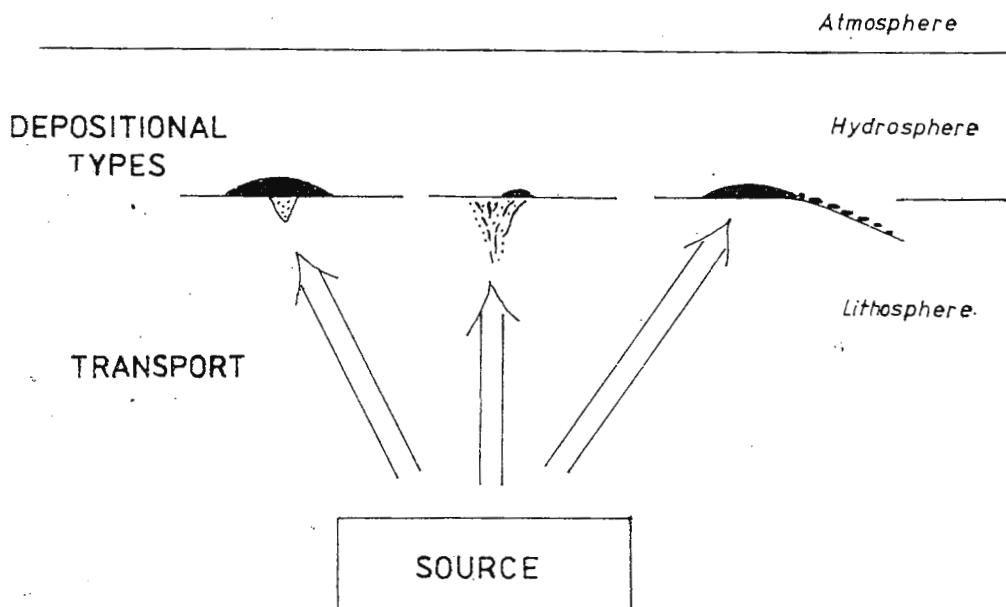


Fig. 2 — Components of genetic models for hydrothermal-sedimentary deposits.

the rhyolitic volcanism, it seems evident that the „moments” of ore deposition are situated in periods of volcanic calm and the ore deposits are located either inside the area of volcanic structures (Leşul Ursului, Burloaia, Fundul Moldovei) or in surrounding areas. In the East Carpathians, the sulphide ore deposits occur either at the end of the volcanic activity (Fundul Moldovei) or between two periods of volcanic eruptions (Leşul Ursului, Burloaia). But similar ores have been deposited also shortly prior to the first rhyolitic volcanic eruptions (Isipoaia, Bălan).



The main geological, gitological, mineralogical and geochemical features of the syngenetic polymetallic ore deposits intercalated in the low metamorphic Tulgheş Group of the East Carpathians and have been presented by Kräutner (1965, 1984), Kräutner et al. (1974, 1977), Balintoni et al. (1973, 1976), Zincenco et al. (1973, 1981). According to palynological (Ilieşcu et al., 1983) and radiometric data (Vâjdea in Kräutner et al., 1975, Kräutner et al., 1976) these ore deposits and the associated rhyolitic volcanism are of Cambrian age. The regional metamorphism in greenschist facies was related to the Sardic phase of the Early Caledonian tectogenesis.

### Depositional models

Within the East Carpathian ore province, recrystallization and poly-stadial synmetamorphic deformations make difficult to reconstitute details of the initial shape of the ore bodies. But due to the low grade of metamorphism (green schists facies, biotite zone) however there are conserved

NIPPON PROVINCE  
IBERIC PROVINCE  
EAST CARPATHIANS PROVINCE

Fundul Moldovei-  
Leşul Ursului

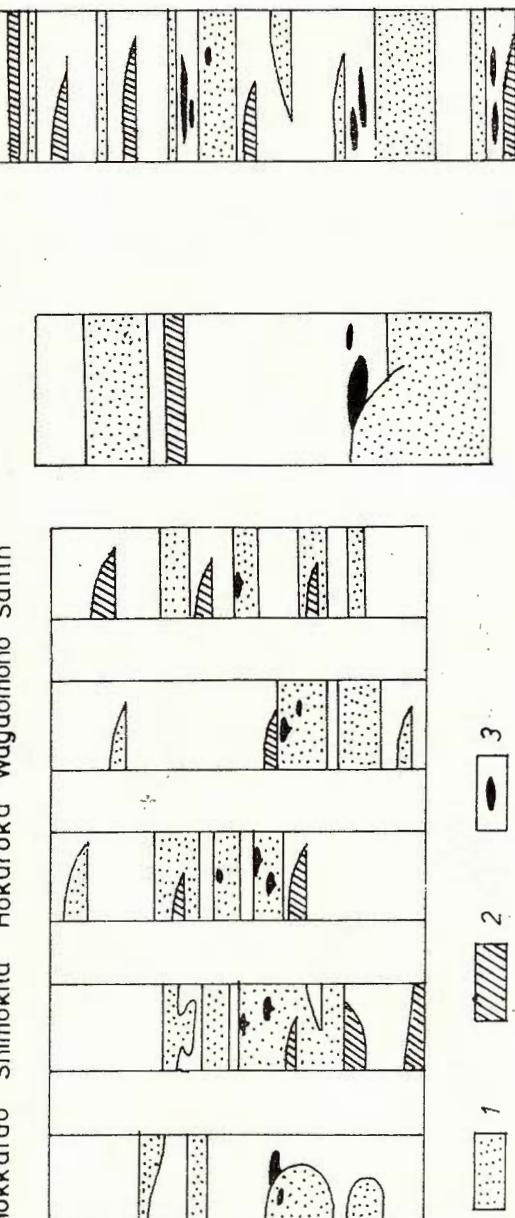


Fig. 3 — Lithostratigraphical distribution of bimodal volcanism products in the East Carpathians province, Iberic Province (acc. to Strauss et al., 1977, simplified) and Nippon Province (acc. to Sato, 1974, simplified) : 1, Acid volcanics (rhyolite dacitic); 2, basic volcanics (basalt-spilitic); 3, polymetallic sulphide ore deposits.

some relict structural aspects which corroborated with the optimal opening by intensive minning permit a rough reconstitution of the initial pre-metamorphic ore bodies. The accuracy of such reconstitution rely on the following observations : 1) Metamorphic mobilizations have been scarce and selective in submetrical order, they do not influence the element distribution at a comparable scale with the size of the ore lenses ; 2) deformations due to folding and transposition on schistosity, sometimes apparently intensive at the sample scale, do not surpass at metrical scale limits under which premetamorphic structures are not recognizable. These statements mainly refer to massive ore lenses but do not exclude the disseminated ores for which only in some situations may arise some doubts on the primary aspect of the ore body.

The morphological, petrographical and geochemical aspects of the mined ore deposits suggest two main depositional types, among which transitional types may occur.

### Fundamental types

#### A. Concordant lenticular massive ore bodies with concentric zonal structure (fig. 4)

Typical representatives can be considered the ore deposits of Burloaia, Gura Băii, Fundul Moldovei (zone I), Isipoaia (base metal massive ore), Leşul Ursului (zone II). These accumulations are characterized by lenses or lenticular beds of massive polymetallic ore of different forms, extension and thicknesses. The mineralogical constitution of the ore and tendencies in spatial distribution of the main metals indicate in all cases a zonal internal structure, characterized by concentration of Pb, Zn, Cu ore in the central zone and of copper pyritous ore in marginal zones (Andăr, Andăr, unpublished data ; Zincenco et al. 1973 : Kräutner et al. 1974, 1977 ; Balintoni et al. 1976). The lateral transition towards surrounding schists is usually marked by a peripheral zone of chloritinous banded and disseminated ore with very variable extension (large at Burloaia, reduced at Fundul Moldovei and Leşul Ursului). In the surrounding schists an aureola of diffuse pyrite disseminations in sericite-chlorite schists may be distinguished. Below the lenses of massive sulphide ore usually pyrite and chalcopyrite disseminations in chlorite schists occur, passing sometimes downwards into scarce and irregular pyrite disseminations in the underlying sericite-chlorite schists or rhyolitic metavolcanics.

This internal structure of lenticular massive sulphide ore deposits could be explained by precipitation around submarine sources of hydrothermal vents, probably situated in zones of negative relief, where the sulphide deposition was not disturbed by perturbances of the marine environment. According to this model, the mentioned zonal structure reflects an ore deposition around submarine emission centers of hydrotherms according to the mobility and the selective precipitation of the metallic components in the marine environment (Zincenco et al. 1973, 1981 ; Kräutner et al., 1974, 1977 ; Balintoni et al. 1976). The mentioned sulphide disseminations located below the main bodies of massive ore may be related to premetamorphic pyritizations marking the access zones of hydro-



therms. In the East Carpathians, such zones with large extension, as for example the Kniest ore (stockwork) in Rammesberg or Stringer ore in Canada are not known. This fact cannot be stated as a decisive argument

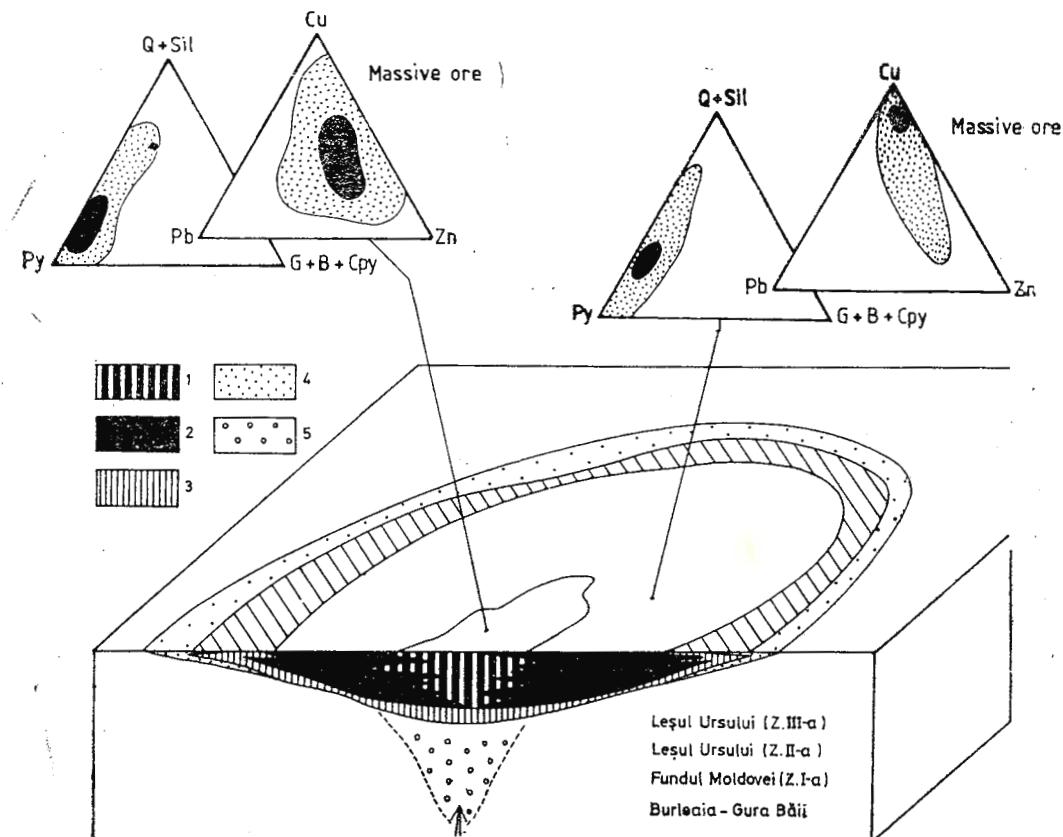


Fig. 4 — Depositional model for lenticular massive ore bodies with concentric zonal structure (type A) : 1, Massive ore of pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite ; 2, massive pyrite and chalcopyrite ore ; 3, disseminations and bands of pyrite and chalcopyrite in chlorite schists ; 4, disseminations of pyrite in sericite-chlorite schists ; 5, weak and discontinuous disseminations of pyrite in sericite-chlorite schists.

against the proposed model, because it is wellknown that the access zones of solutions are not materialized in all cases by pregnant hydrothermal alterations or sulphide impregnations. It is also necessary to add that in the East Carpathians, the mining being worked according to the lithostratigraphical control of the ores, most of the zones underlying the ore bodies, are not known yet. Otherwise, it is not excluded that a part of the disseminated sulphide ores without large extension, now considered to be stratiform, do represent in fact primary discordant zones transposed on the metamorphic schistosity (fig. 5). The idea of hydrothermal impregna-



Fig. 5—Models of possible formation through transposition on metamorphic schistosity of some discordant sulphide disseminations in the substratum of massive ore accumulations.

tion of some submerged sedimentary rocks at low depth under the water-sediment interface, has been advanced by Zincenco et al. (1981) for the Dealul Bucătăii ore deposit.

*B. Stratiform disseminated ores with concentric zonal structure (fig. 6).*

Representative accumulations are the ore deposits Fundul Moldovei zones II and III, Prașca-Valea Putnei, Puzdra, Colbu-Izvorul Giumentău, Crucea-Isipoaia (zone III — disseminated ore). These ore deposits are

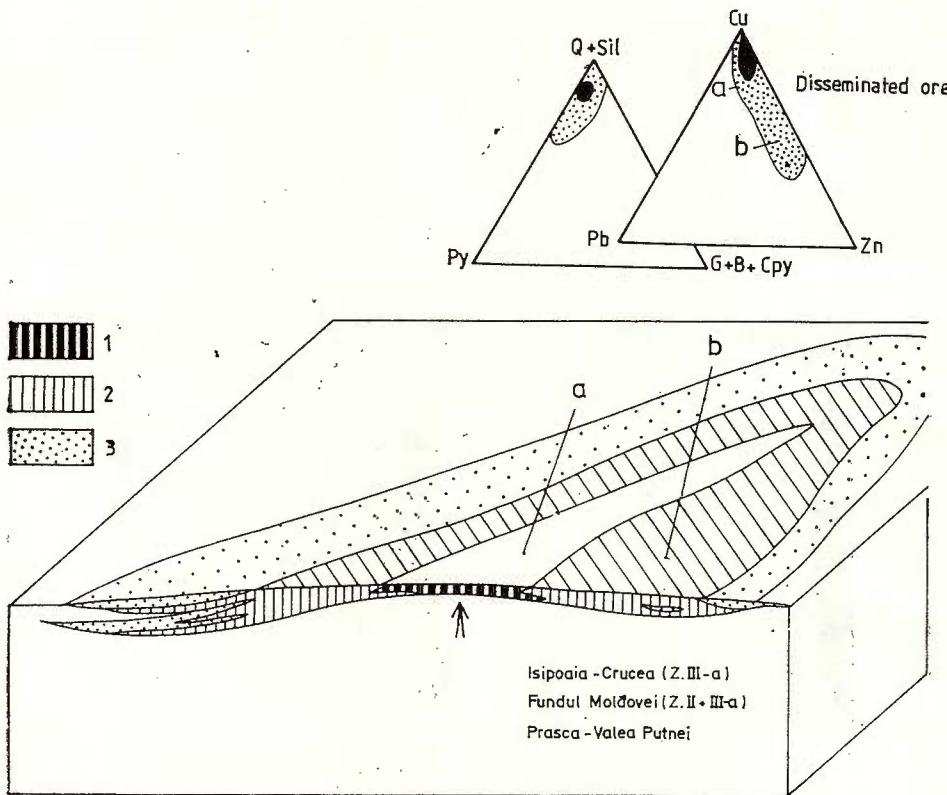


Fig. 6 — Depositional model for stratiform disseminated ore bodies with zonal structure (type B) : 1, Disseminations of chalcopyrite and pyrite in chlorite schists ; 2, stratiform disseminations of pyrite and chalcopyrite in chlorite-quartz and chlorite-sericite schists ; 3, stratiform disseminations of pyrite  $\pm$  chalcopyrite in sericite-chlorite schists and white sericite quartz-feldspar schists.

characterized by disseminated stratiform ores with large extension (of 1 to 10 km order) generally mapped as „sulphide horizons”. The internal zonal structure was recognized after opening by mining on large areas. The zonal character is materialized either by the spatial distribution of the metallic components (ex. Isipoaia, gal. 18, Valea Putnei-Prașca; Andăr, Andăr unpublished data), or additionally also by changes of the

petrographic type of the host rocks (ex. Fundul Moldovei, zones II and III). Usually concentric zones of varied forms have been recognized. In the central zone in most cases occur Cu rich chalcopyrite ores in chlorite schists of only some meters thickness. Laterally they pass in Cu poor pyrite-chalcopyrite ores and peripherically in barren sericite-chlorite schists with scarce pyrite dissemination (ex. Isipoaia).

In other cases (Fundul Moldovei zones III + II) the central copper rich chlorite schists zone is surrounded by a quartz-chlorite schists zone with chalcopyrite and pyrite, which gradually passes towards an external zone represented by alternating quartzous sericite chlorite schists and white sericite-quartz-feldspar schists with low amounts of sulphide minerals.

These peculiarities suggest the deposition of the sulphide fraction concomitantly with a detrital fraction fed partly by material of volcanic origin and a large dispersion of the metallic components. For this depositional type, a source may be presumed exposed to perturbances of the sedimentary environment, so that the precipitating sulphides or even an already sedimented sulphide accumulation have been dispersed intraformationally by submarine transport. This model explains the tendency of pyrite to cover larger areas as the copper ores; the thickening of the sulphide bearing schists concomitantly with a decrease of the metallic content; the large areal extension of km order; the stratiform character of the ores and the petrographic variety of the host rocks (for example the mentioned white sericite-quartz-feldspar schists are considered to represent a metamorphic equivalent of epiclastic rhyolitic deposits).

The mentioned geological and geochemical peculiarities do not agree with a sedimentary model with a metal source from a continental denudation area (Popa, 1982). The presence of some isolated sulphide ore concentrations with concentric zonal structure occurring within a large scale sedimentation basin as well as the mentioned interdependence between thickness, lithology and metallic content suggest local submarine sources of hydrotherms.

### Combined types

Among numerous possible combinations of transitions between the two described fundamental types A and B, two representative situations have been recognized in the East Carpathians within the Leşul Ursului and Bălan ore deposits.

*Lateral transition from type A to type B; Leşul Ursului — zona I (fig. 7).*

By large scale mining a lateral transition was observed from massive polymetallic ore ( $Pb + Zn + Cu +$  pyrite) in the Ursu Valley to a zone of disseminated polymetallic sulphide ores extended on about 5—6 km. This disseminated ore crosses the mining sectors Piriul Ciinelui, Valea Leşului, Crucea (zone I in gal. 17) and Fagu. The massive polymetallic sulphide ore body shows an internal geochemical zonal structure of type A. Southwards it is surrounded by a relatively narrow zone of schists with scarce pyrite disseminations. Northwards, it gradually passes to a large zone of disseminated ore. The transition zone consists of an alternance of chlorite schists with sulphide disseminations and dm to cm thick banded massive poly-



metallic ores. Within the disseminated ore, a gradual thickening from about 3—5 cm to 30 m occur concomitantly with a gradual decrease of the metallic content and a diversification of the lithological support. The host rocks pass into an association of chlorite-quartz schists, sericite-chlorite

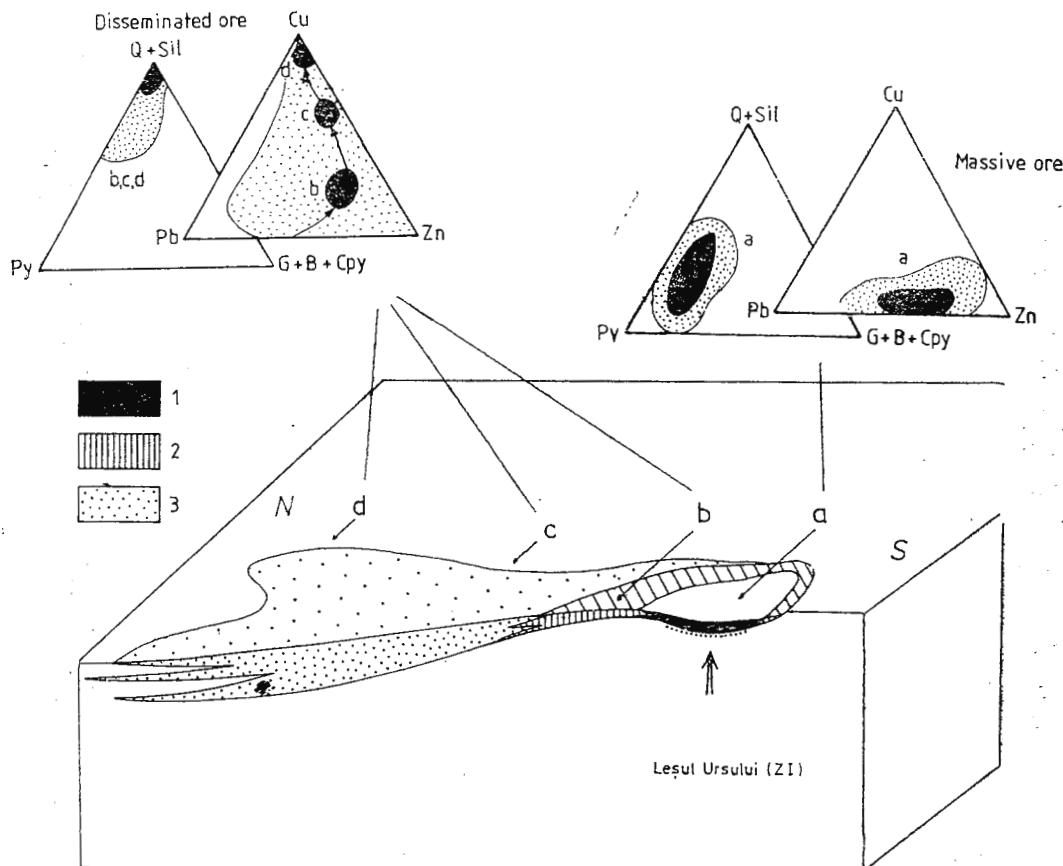


Fig. 7.—Depositional model for the *Leșul Ursului* ore deposit, zone I: lateral transition from type A to type B: 1, Massive polymetallic ore; 2, disseminated polymetallic ore in chlorite schists; 3, disseminated polymetallic and copper ore in chlorite-quartz schists, chlorite-sericite schists and white sericite quartz-feldspar schists (rhyolitic metaepiclastics).

quartz schists and white sericite quartz feldspar schists (rhyolitic metaepiclastics). In the northern extremity (Crucea, Fagu) occur intercalations of terrigenous sericite-chlorite schists without sulphide disseminations. Concomitantly with the thickening of the disseminated ore and with the general decrease of metallic content, a gradual modification of the pyrite, chalcocite, sphalerite and galena ratio in the ore may be recognized. This corresponds to a passage from a rich polymetallic massive ore in the south to a poor pyrite copper disseminated ore in the north.

The mentioned changes in the sulphide horizon may be correlated with an obvious decrease of the metaryholitic pile below the ore horizon (from about 500m. in the south to 200 m in the north). Concomitantly with this thinning of the volcanic sequence, some intercalations of detritogenous sericite-chlorite schists appear between the metavolcanics and the relict porphyric structures decrease quantitatively, while blastodetrital structures become predominant.

These geological, petrographical and geochemical observations suggest the primary position of the massive ore on the top of an accumulation of volcanic material, therefore on a submarine paleovolcanic structure. As the massive polymetallic ore forms a deposit of type A it may be inferred that ore deposition started in a depression of the mentioned volcanic culmination. It may be supposed that a northwards opening of this depression permitted a partial evacuation of the sulphides during their precipitation or even immediately after the precipitation and their transport downwards the volcanic slope, where they were deposited as a fan, mixed with epiclastic material. A similar process was supposed by Lee et al. (1974) for the deposition of the Kamikita ore deposit in Japan. The down slope evacuation of the sulphides can be imagined either before or concomitantly with the deposition of the sulphide mud due to perturbances of the marine environment. Post-depositional evacuation may be caused by volcanic seisms, gravitational slides or intraformational erosion. The mentioned geochemical zoning recognized by mining works within this subaqueous cone indicates a preferential deposition of Pb and Zn sulphides near the sources while Cu and Fe have been partly transported at larger distances (Kräutner, 1984).

#### *Hydrothermal sedimentary formation ; Bălan (fig. 8).*

The peculiarity of the copper ore deposits in the region of Bălan consists in the presence of numerous „lenses” of disseminated ore, locally with intercalations of thin bands of massive ore. These „ore lenses“ are apparently irregular intercalated in a thick pile (about 100–200 m) of chlorite, chlorite-sericite, sericite and graphite-sericite schists, bearing locally scarce disseminations of pyrite. This pile was mapped as a lithostratigraphic unit, called „Bălan sulphide horizon“ (Kräutner, Popa, 1973). The „ore lenses“ represent lenticular volumes constituted of an alternance of chlorite schists and chlorite-quartzites with chalcopyrite disseminations and scarce thin levels of banded massive sulphide ore. This „stratified“ aspect of the ore obviously results from a sedimentary bedding accentuated by the metamorphic transposition on the schistosity. The relict sedimentary bedding is conserved especially in bands of unitary lithology, being pointed out both by quantitative variation of the component minerals and by the grain size of pyrite blasts in the ore. The massive ores sometimes preserve relict structures of intraformational sedimentary breccias. The volume, shape and continuity of these „ore lenses“ are very variable, as well as their petrographic constitution and metallic content. Generally there can be distinguished the following main lithological components : massive chalcopyrite-pyrite ore ; massive sphalerite – galenite ore ; alternance of massive chalcopyrite-pyrite ore and disseminated pyrite and chalcopyrite ore in chlorite schists ; banded or diffuse dissemination of chalcopyrite



and pyrite in chlorite quartzites, diffuse or stratiform chalcopyrite and pyrite disseminations in sericite-chlorite schists, in sericite schists or in white sericite-quartzitic ( $\pm$  feldspar) schists (rhyolitic metaepiclastics).

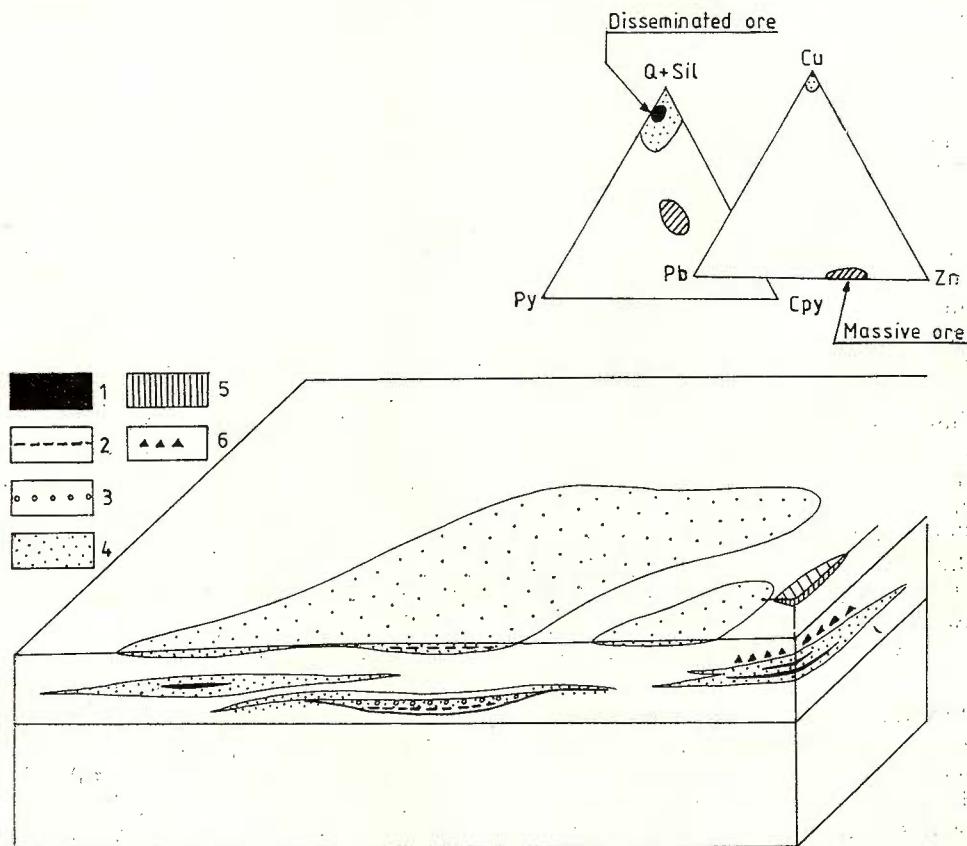


Fig. 8 — Depositional model for the hydrothermal-sedimentary sulphide ore formation from Bălan : 1, Massive pyrite-copper ore ; 2, disseminated banded ore in schists and chlorite quartzites ; 3, ore with ankeritic carbonates ; 4, disseminations of pyrite and chalcopyrite in chlorite schists, chlorite quartzites and sericite-chlorite schists (subordinately white sericite-quartz schists) ; 5, massive lead-zinc ore ; 6, chlorite quartz schists with magnetite.

This geological situation suggests the existence on a relatively reduced area (of some km) of several local hydrothermal sources from which successively were formed both ore deposits of type B and ore lenses of type A, which in most cases, have an incomplete development, or have been continuously resedimented due to intense and persistent perturbances in the sedimentary environment. In contrast to other ore deposits of the same East Carpathian province, in the sulphide bearing pile from Bălan appear levels of magnetite-chlorite schists and schists with iron carbonates. This points to a variable degree of iron oxidation in the ore forma-

tion, suggesting inhomogeneities in the Eh and pH regime of the sedimentary environment during the ore deposition.

According to this depositional model, the sulphide ore horizon from Bălan could be defined as a *metamorphosed hydrothermal-sedimentary formation* with sulphide ores in which the ore deposition was controlled by multiple submarine emission centres of hydrotherms around them sulphide mud precipitated. Concomitantly a persistent perturbation in the sedimentation environment produced both a dispersion of the precipitating sulphides and an intraformational resedimentation of the already deposited ore. The areal distribution of the ore bodies suggests feeding by an ascendent flux of hydrotherms which near the water sediment interface was ramified in several local sources.

### Paleostructural position of the depositional types

A detailed lithostratigraphical mapping of the rhyolitic volcano-sedimentary formation from the Tulgheş group pointed out extrusive products of five eruption phases separated by sedimentary deposits. A particularity of these five piles metavolcanies consists in the large variability of their thickness (200—500 m for products of the phases Fundul Moldovei and Leşul Ursului), sometimes up to the disappearance (e. g. products of the Bitca Popii phase). This variation of thicknesses obviously reflects an initial situation and is not caused only by synmetamorphic deformation. This conclusion is proved by concomitant petrographic changes. Thus, for the zones of maximal thicknesses in the rocks prevail porphyric relict structures while in areas of thinning prevail or occur exclusively clasto-detrital relict structures. Concomitantly in the thinner blastodetrital sequences quartzitic sericite chlorite schists of terrigene provenience are intercalated.

These observations suggest relicts of submarine volcanic paleostructures in the areas where metavolcanic products are agglomerated. According to this paleostructural model the depositional types described for the East Carpathian sulphide ore deposits are situated in two distinct positions:

2. In the area of submarine volcanic paleostructures (fig. 9). In such a paleostructural position are the ore deposits of two main lithostratigraphic sulphide ore horizons, namely the Fundul Moldovei horizon (with the ore deposit Fundul Moldovei, Valea Putnei-Prasca, Puzdra) and the Leşul Ursului horizon (with the ore deposits Leşul Ursului, zone I + II, Burloaia, Gura Băii). The paleostructural reconstructions suggest that the ore deposition was subsequent to the main phase of rhyolitic volcanic activity. The ore deposition was concomitant with periods of intervolcanic and post-volcanic sedimentation of both terrigene and volcanogene material. The sulphide ore deposits in the mentioned paleostructural positions belong to the depositional types A and B and combined types A + B. The two fundamental types A and B are situated on the top of the paleovolcanic structures, while the combined type A+B, described for the zone I of the Leşul Ursului ore deposit is located on the top and on the slope of a volcanic paleostructure (fig. 7).

The mentioned temporal and spatial relations between ore deposits and acid volcanoes are common also to the Nippon, Iberian and Canadian



ore provinces and represent one of the main characteristics of the ore type described lately in the relevant literature as Kuroko type.

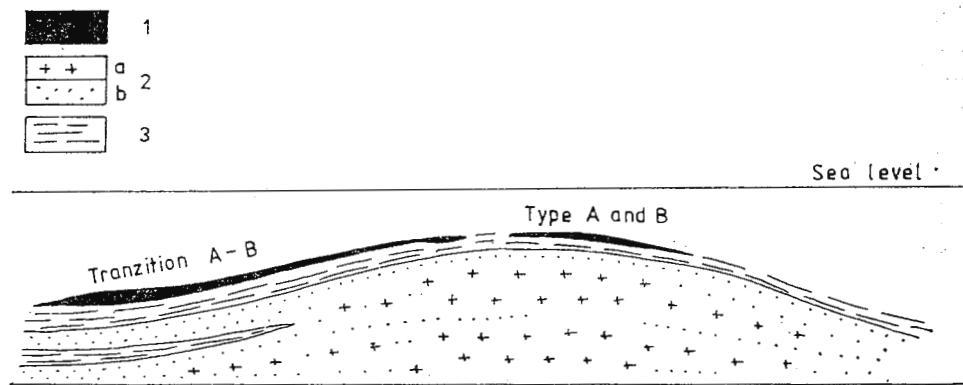


Fig. 9 — Position of the depositional types in the volcanic paleostructures : 1, Sulphide ores ; 2, white quartz-feldspar rocks : a) metavolcanics with relict porphyritic structures and b) epiclastics with relict detrital structures ; 3, terrigene schists.

2. Outside the area of volcanic paleostructures (fig. 10). The ore deposits intercalated in the sulphide ore horizons Isipoaia, Bălan and Dealul Bucătii are in such a position. Their deposition preceded the rhyolitic volcanic activity in the respective regions. These ore deposits cannot be correlated with known volcanic paleostructures. In such paleostructural positions, are known the depositional types A (Isipoaia — massive polymetallic ore body), B (Isipoaia, Crucea, Dealul

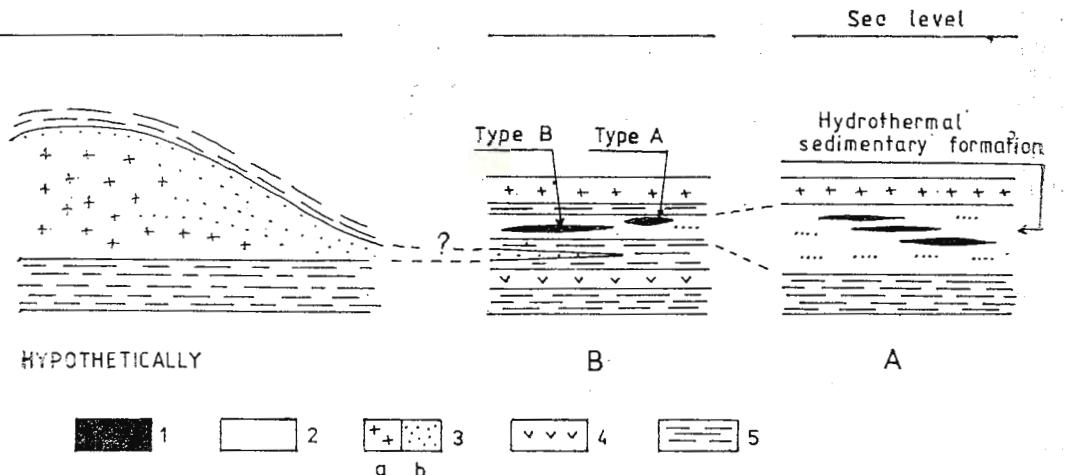


Fig. 10 — Depositional types outside from volcanic paleostructures : 1, Sulphide ores ; 2, ore bearing formation ; 3, white quartz-feldspar rocks : a) metavolcanics with relicts porphyritic structures and b) epiclastics with relict detrital structures ; 4, basic metavolcanics ; 5, terrigene schists.

Bucătii) and the combined type A + B described as hydrothermal sedimentary ore formation (Bălan). Concerning the relations with the acid volcanism two suppositions can be presumed :

a) The sulphide ore metallogenesis was not preceded by an acid volcanic phase, the mentioned depositional models being placed in a sedimentary basin without submarine volcanic structures.

b) The sulphide metallogenesis was preceded by volcanic eruptions outside the area in which the ores were deposited (fig. 10).

The geological situation in the East Carpathians is convenient for both mentioned suppositions. Due to the nappe structure of the East Carpathian crystalline zone, the extension of the lithostratigraphic levels can be followed often only directionally. Looking transversally to the geological structure, there is place enough to locate hypothetical volcanic structure below the lithostratigraphic ore horizon mentioned at b). In favor of such an interpretation, there can be noticed a thin level of rhyolitic metatuffites (or metaepiclastics) occurring discontinuously below the disseminated ore of the Isipoaia horizon (gallery 18). Deposits on distal tuffs are known also in the Iberian province at Thaïsis and Lousal (Bernard, Soler, 1974).

If the hydrothermal-sedimentary ore formation from Bălan fits well in this paleostructural context (basin with unstable sedimentation environment) surprising could be the presence of depositional types A and B, both on volcanic structures and outside them. Significant may be the fact that in both paleostructural positions, the ore deposits occur in similar sedimentary sequences. For the ore deposits located on volcanic structures, this means that the metallogenesis did not start immediately after ceasing of volcanic extrusions but in a period of sedimentation in which the submarine volcanoes were already, at least partly, buried in terrigene and epiclastic sediments. From this point of view the sulphide ore deposits in the East Carpathians differ from the Nippon ores which were deposited either directly on rhyolitic domes (protusions), tuffs or equivalent sedimentary deposits in lateral position.

Polymetallic sulphide ore deposits intercalated directly in rhyolitic metatuffs are also known in the East Carpathians (e. g. Fundul Moldovei-Prășca zone O, Runc, Bașca). They are represented by lenses of massive lead-zinc ore (black ore) or pyritous ore. These lenses may be related to another depositional type (C), which was not analysed in this paper.

### Conclusions

The depositional types described for the sulphide ore deposits of the Tulgheş Group in the East Carpathians as well as the depositional types considered for the mentioned ore deposits of the Nippon Iberian and Canadian provinces (Sato, 1974; Takahashi, 1974; Bernard Soler, 1974; Sangster, 1972; Strauss et al. 1977) may be related to the same fundamental genetic process : the ore deposition was fed by an ascending flux of hydrotherms, affiliated probably directly or indirectly to a rhyolitic volcanism (hydrothermal cells of meteoric or oceanic water activated by magmatic heating). The multiple depositional types in the mentioned ore



provinces may be explained by different deposition conditions in function of the local geological environment in the source zone.

Positions of the described depositional types from the East Carpathians relative to paleovolcanic structures are suggested in fig. 10 and their possible synmetamorphic deformations in fig. 5.

Besides common features with the ore deposits of Kuroko type in the Nippon province, some differences may be noticed. The peculiarity of the East Carpathians ore deposits consists in their metamorphic character (greenschist facies), in the lack of baryte and calcium sulphate ores and their predominant depositional type. According to the depositional peculiarities it can be concluded that the metallogenesis in the Kuroko province developed in a nonturbulent basin, with reduced sedimentary rate, while the Cambrian province of the East Carpathians was characterized by a turbulent sedimentary environment with a higher sedimentary rate.

#### REFERENCES

- Balintoni I., Timpău T., Isache C. (1973). Problema genezei sulfurilor polimetalice compacte interstratificate în partea centrală a cristalinului din Carpații Orientali. *St. cerc. geol., geofiz. geogr., s. geol.* 18; 1, p. 67–86, București.
- Isache C., Timpău T., Thon P. (1976). Geo chimia elementelor Cu, Pb, Zn, S, As, în zăcămintul stratiform de pirită și sulfuri polimetalice Leșul-Ursului. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.* LXII, 2, p. 3–28, București.
- Bernard A. J., Soler E. (1974). Aperçu sur la province pyriteuse Sud — Iberique. In Cent. Soc. Geol. Belgique, „Gisements stratiformes et provinces cuprifères”, p. 287–315, Liège.
- Chlărescu Al. (1939). Note sur le gisement cuprifère de Bălan (Transylvanie). *C.R. Inst. Géol. Roum.*, III, 2, p. 242–245, București.
- Cotta B. V., (1855). Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrb. d.k.k. geol. R.A.*, VI, pag. 103, Wien.
- Ehrenberg H., Pilger A., Schröder F. (1954). Daz Schwefelkies — Zinkblende Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). *Beih. Geol. Jhb.* 12, Monographien der Deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten, 7, 352, p., Hannover.
- Gheorghiu C. (1953). Noi ipoteze asupra unor acumulații de sulfuri metalice din șisturile cristaline. *Rev. Univ. "C. I. Parhon"* nr. 3 pag. 234–236, București.
- Günzert G. (1969). Altes und neues Lager am Rammelsberg bei Goslar. *Erzmetall*, 22, 1, p. 1–10.
- Gurău A., Rădulescu I. (1967). Critères géologiques-structuraux de détermination du rapport entre les processus de minéralisation métallifère, la tectonique et le métamorphisme des schistes cristallins des Carpates Orientales. *Assoc. Geol. Carp.-Balk. VIII Congrès*, Rapp. Petrologie et métamorphisme. p. 77–83. Belgrade.
- Ilieșcu V., Kräutner H. G., Kräutner Fl., Mann H. (1983). New palynological proofs on the Cambrian age of the Tulgheș Group (East Carpathians). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIX, p. 7–17.
- Kraume E. (1955). Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. *Beih. Geol. Jhb.*, 18, Monographien der Deutschen Blei-Zink-Erzlagerstätten, 4, 394 p., Hannover.
- Kräutner H. G. (1965). Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., s. geol.*, 10, 1, p. 195–228, București.
- Popa Gh. (1973). Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfie (seria de Tulgheș) din regiunea Bălan. *D.S. Inst. Geol. LIX/1*, p. 251–278, București.



- Kräutner Fl., Volanschi E., Ianc R., (1974). Report, archives of the Inst. of Geology and Geophysics, Bucharest.
  - Kräutner Fl., Mărăntiu M., Andăr P., Andăr A., Udrescu C., Colios E., Volanschi E. (1977). Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
  - (1984). Syngenetic Models for the Pyrite and Polymetallic Sulfide Ore Province of the East Carpathians — Sub tipar.
- Kräutner Th. (1942). Report, *Arh. Com. Geol.*, Bucureşti
- Lee M. S., Miyajima T., Mizumoto H. (1974). Geology of the Kamikita Mine, Aomori Prefecture, with special reference to genesis of fragmental ore. *Min. Geol.* special issue, 6, „Geology of Kuroko Deposits”, p. 53—66.
- Mureşan M., Mureşan G. (1977). Mineralizaţiile de sulfuri vulcano-sedimentare metamorfozate din zona Ilărăgia în contextul litostratigrafie, magmatogen şi tectonic al seriei epimetamorfice de Tulgheş-Cambrian inferior (Carpăţii Orientali). *Stud. tehn. econ., Inst. Geol., Geofiz.*, A 12, p. 77—123, Bucureşti.
- Popa N. G. (1982). Asupra relaţiilor spaţiale între mineralizaţiile de sulfuri din districtul metagenetic Bălan şi rocile înconjurătoare în „Carpăţii Orientali” formatajuni endogene, I, eds. I. Petreşu, J. Gyula, p. 190—204, Gheorghieni.
- Sainoilă I., Popa I. (1959). Studiul calcografic al minereurilor complexe pirotoase și cuprifere de la Lăpuş Ursului (II). *Rev. Minelor* (ASIT), XI, I, p. 30—35, Bucureşti.
- Sangster D. F. (1972). Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada : a review. *Geol. Survey of Canada*, paper 72—22.
- Sato T. (1974). Distribution and geological setting of the Kuroko deposits., in. *Geology of Kuroko Deposits, Mining Geol. Sp. Issue*, 6, p. 1—9, Japan.
- Savu II., Vasilescu Al. (1962). Contribuţiuni la cunoaşterea rocilor profiroide şi a zăcămintelor de sulfuri asociate sisturilor cristaline din regiunea Baia Borşa (Maramureş). *D. S. Com. Geol.*, XLVI (1958 — 1959), p. 55—73, Bucureşti.
- Savul M., Mastacan G., Idriceanu T. (1952). Report, arch. of Com. Geol. 1952.
- Shirozu H. (1974). Clay minerals in altered wall rocks of the Kuroko type deposits. *Min. Geol. Special Issue*, 6, „Geology of Kuroko deposits”, p. 303—310.
- Socolescu M. (1961). Observaţii asupra metalogenezei şi zonalităţii în provinciile metalogenetice, din Carpăţii Orientali şi Baia Mare. *Rev. Minelor* XII, 1—48, Bucureşti.
- Strauss G. K., Madel J., Fedez Alonso F. (1977). Exploration practice for strata-bound volcanogenic sulphide deposits in the Spanish — Portuguese pyrite belt : Geology, geophysics, and geochemistry. In „Tinne and Strata — Bound Ore Deposits”, ed. D. D. Klemm & H. J. Schneider, p. 55—93, Springer-Verlag.
- Takahashi T., Suga K. (1974). Geology and ore deposits of the Hanacka Kuroko belt, Akita Prefecture. in *Geology of Kuroko Deposits, Mining Geol. Sp. Issue*, 6, p. 101—113, Japan.
- Walter, Bruno (1876). Die Erzlagerstätten der südlichen Bukowina. *Jahrbuch d. k. k. geol. R.A.*, XXVI, 4, p. 343—426, Wien.
- Zinceneo D., Andăr P., Andăr A., Volanschi E. (1973). Studiul geochemical al mineralizaţiilor stratiforme de sulfuri polimetalice din zăcământul Burloaia-Carpăţii Orientali. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., s. geol.*, 18, 1, p. 41—65, Bucureşti.
- , Andăr P., Andăr A. (1981). Sinteza rezultatelor analizei statistice a mineralizaţiilor stratiforme metamorfozate din nivelele cu sulfuri Burloaia-Gura Băii şi Dealul Bucăţii, Muşii Maramureşului. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV, 2, p. 131—210, Bucureşti.

## MODELE DEPOZITIONALE PENTRU ACUMULÁRIILE STRATIFORME DE PIRITĂ ȘI MINEREURI POLIMETALICE DIN CARPATII ORIENTALI

(Rezumat)

Prin tip sau model depozitional înțelegem ansamblul detaliilor formei de zăcămînt determinate de procesul de acumulare, detalii care permit supoziții asupra modului în care s-a depus minereul. Tipul depozitional nu poate defini în mod independent un tip genetic de zăcămînt, dar este esențial în caracterizarea acestuia. Definirea tipurilor genetice de zăcămînte implică de aceea, pe lîngă modelele depozitionale, însumarea caracterelor comune ale unui grup cogenetic de zăcămînte. În cazul particular al acumulărilor singentice stratiforme, modelul genetic implică deci modele depozitionale, sursa și transportul metalelor (Fig. 2).

Zăcămîntele din Carpații Orientali se înscriu, împreună cu cele din provinciile Niponă, Iberică și Canadiană, în tipul concentrațiilor concordante asociate formațiunilor vulcano-sedimentare acide cu caracter bimodal marcat prin emisiuni de vulcanite bazice, cantitativ subordonate.

### **Modele depozitionale**

În cadrul provinciei Est-Carpaticice, recristalizarea și deformarea sinmetamorfică îngreunează mult reconstituirea detaliilor formelor de zăcămînt inițiale. Datorită intensității relativ reduse a metamorfismului (faciesul sisturilor verzi, zona cu biotit), se păstrează totuși suficiente aspecte structurale relicte care, coroborate cu deschiderea realizată prin explorare avansată și exploatare, permit o reconstituire în linii generale a acumulărilor inițiale.

Aspectele morfologice, petrografice și geochimice ale zăcămîntelor cunoscute, sugerează două tipuri depozitionale fundamentale (A și B), care pot să apară sub mai multe variante, și între care se constată diferite tipuri intermediare.

### *Tipurile fundamentale*

A. *Concentrații concordante lenticulare de minereu masiv cu structură zonară* (Fig. 4) (ex. Burloaia, Gura Băii, Fundul Moldovei zona I-a, Isipoaia minereul complex masiv, Leșul Ursului zona II-a). Structura internă a acestor zăcămînte lenticulare (Fig. 4) poate fi explicată prin precipitarea neperturbată a sulfurilor în jurul unei surse submarine de aport hidrotermal. În această accepțiune, zonarea concentrică reflectă depunerea în jurul sursei în funcție de mobilitatea și precipitarea selectivă în mediul marin a componentelor. Nu este exclus ca o parte din diseminările stratiforme să reprezinte de fapt zone inițial discordante, transpuze pe sistematizarea metamorfică (Fig. 5).

B. *Concentrații stratiforme de minereu diseminat, cu structură concentrică zonară* (Fig. 6) (ex. Fundul Moldovei zonele II și III, Prasca-Valea Putnei, Puzdra, Colbu-Izvorul Giumentău, Crucea-Isipoaia-zona IIIa).



Particularitățile petrografice și forma de zăcămînt sugerează depunerea sulfurilor concomitent cu o fracțiune detritogenă de natură terigenă sau vulcanogenă și dispersarea metalelor utile pe suprafete și grosimi litostratigrafice mari. În acest model își găsește o explicație, între altele, atât suportul litologic variabil al minereului, cît și zonalitatea petrografică și geo chimică.

### *Tipuri combinate*

*Tranziție laterală de la tipul A la tipul B : Leșul Ursului – zona I-a* (Fig. 7). Tranziția laterală de la minereul polimetalic masiv la șisturi cu diseminări, îngroșarea pachetului cu diseminări odată cu scăderea conținutului și modificarea raportului dintre metalele utile, pot fi interpretate prin evacuarea parțială a sulfurilor dintr-un depozit de minereu masiv în curs de formare, prin decolare sau dispersare intraformatiională pe clinele unui relief submarin.

*Formațiuni hidrotermal – sedimentare : Bălan* (Fig. 8). O alternanță de diseminări stratiforme, strate subțiri și discontinue de minereu masiv cu șisturi și cuarțite cloritoase, constituie „orizontul cu sulfuri Bălan”. Această situație geologică sugerează existența mai multor surse locale din care se formau temporar depunerile de tip A și B, cu dezvoltări incomplete din cauza agitației continue a mediului de sedimentare care cauza erodarea și resedimentarea intraformatiională a sulfurilor depuse, sau dispersarea acelora în curs de sedimentare. Prezența unor nivele de șisturi cloritoase cu magnetit sau cu carbonați feriferi, confirmă instabilitatea mediului de sedimentare și în privința condițiilor fizico-chimice (Eh, ph).

### **Pozitia paleostructurală a tipurilor depozitionale**

Tipurile depozitionale ale zăcămintelor de sulfuri din Carpații Orientali se află în două poziții distincte față de paleostructurile vulcanice submarine :

1. În aria paleostructurilor vulcanice (Fig. 9) apar acumulările de tip A și B intercalate în orizonturile cu sulfuri Leșul Ursului și Fundul Moldovei. Zăcămintele se află cu precădere situate deasupra aglomerărilor de metavulcanite riolitice, deci în zonele centrelor paleovulcanice. Din poziția lor litostratigrafică rezultă că fazele de metalogeneză au succedat fazele de activitate riolitică.

2. În afara ariei paleostructurilor vulcanice (Fig. 10) apar minereurile din orizonturile cu sulfuri Bălan, Isipoaia și Dealul Bucătăli. Se cunosc atât tipuri depozitionale combinate ca cele de la Bălan, cît și tipurile fundamentale A (Isipoaia, minereu polimetalic masiv) și B (Isipoaia, minereu cuprifer diseminat). Depunerea acestor zăcăminte a avut loc fie premergător activității vulcanice riolitice, fie distal față de centre de erupție care ar putea fi presupuse în afara ariei de aflorare a formațiunilor purtătoare.

Zăcămintele de pirită și minereuri polimetalice din grupul Tulgheș pot fi incadrate unui proces genetic unitar caracterizat prin ascensiunea în timpul perioadelor de calm vulcanic a unui flux de hidroterme afiliate



probabil direct sau indirect vulcanismului riolitic cambrian. Condiții locale de depunere, diferite, explică variabilitatea tipurilor depozitionale.

Față de zăcăminte de tip Kuroko din provincia Niponă, se remarcă atât unele trăsături comune cît și diferențe de ordin litologic și depozitional. Particularitățile celor două provincii ar putea fi explicate prin depunerea minereurilor de tip Kuroko Nipone într-un bazin liniștit, cu o rată de sedimentare redusă, în timp ce minereurile din Carpații Orientali sunt compatibile cu acumularea într-un mediu mai agitat, cu rată de sedimentare ridicată.



## 2. ZĂCĂMINTE—GEOCHIMIE

# SUR LA PRÉSENCE D'UNE MINÉRALISATION ÉPIGÉNÉTIQUE DE BARYTINE ET WITHÉRITE DANS LES MÉTAMORPHITES DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DE LA ZONE CRISTALLINO-MÉSOZOÏQUE DES CARPATES ORIENTALES (RÉGION DE PÎNGĂRAȚI)<sup>1</sup>

par  
MIRCEA MUREȘAN<sup>2</sup>

*Metamorphic rocks. Mineralization. Barite. Witherite. Mesozoic. Structural controls. Ore microscopy. Cores. East Carpathians-Crystalline-Mesozoic Zone-Hăgimăș Mts.*

### Résumé

Dans la région de Pîngărați (à 10 km est de la ville de Gheorgheni) on a identifié du forage 532 (intervalle de 329—332 m) une minéralisation épigénétique de barytine (barytine approximativement 75 %, quartz approximativement 20 %, withérite, séricite ; le quartz et la séricite sont des restes de la roche métamorphique minéralisée) située sur une fracture qui affecte les roches épimétamorphiques environnantes (le groupe de Tulgheş — Cambrien inférieur). Il est possible que la minéralisation soit d'âge mésozoïque, car elle présente de nombreuses ressemblances au dépôt épigénétique de barytine + withérite de Ostra (situé toujours dans la zone cristallino-mésozoïque, à presque 70 km nord de la région de Pîngărați), emplacé dans des formations métamorphiques et des dépôts mésozoïques (triasiques et jurassiques) et considéré d'âge mésozoïque.

### Abstract

*On the Occurrence of an Epigenetic Barite and Witherite Mineralization in the Metamorphics from the Southern Area of the East Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Pingărați Region). In the Pingărați region (10 km east of the Gheorgheni town), the drilling 532 (329—332 m interval) has yielded an epigenetic barite mineralization (barite ca 75 %, quartz ca 20 %, witherite, sericite ; quartz and sericite are reliefs from the mineralized metamorphic rock), located along a fracture which affects the neighbouring epimetamorphic rocks (Tulgheş Group — Lower Cambrian). The mineralization is most probably Mesozoic in age, according to its similarity with the Ostra epigenetic barite and witherite deposit (also located in the crystalline-Mesozoic zone, ca 70 km*

<sup>1</sup> Reçue le 18 mai 1987, acceptée pour être communiquée et publiée le 19 mai 1987, présentée à la séance du 26 mai 1987.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R 79678, București 32.



north of the Pîngărați area), situated in metamorphic formations and Mesozoic deposits (Triassic and Jurassic) and considered of Mesozoic age.

La région de Pîngărați, située à 10 km environ à l'est de la ville de Gheorgheni, appartient aux monts de Hășmaș et à la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales.

Cette région est constituée des formations épimétamorphiques (principalement schistes séricito-graphiteux, schistes séricito-chloriteux et roches blastodétritiques ; subsidiairement porphyroïdes rhyolitiques de type Mindra, métagabbros et roches tuffogènes vertes) du groupe de Tulgheș (Cambrien inférieur) charriées par la nappe de Rarău incluant les roches mésométamorphiques (micaschistes prédominants et amphibolites subordonnées) du groupe de Bretila (Protérozoïque moyen) et les granoïdes de Hâghimaș y associés (granodiorites gneissiques prédominantes et diorites gneissiques et métaplaites subordonnées).

Les métamorphites de la zone de Pîngărați ont été investiguées par des forages (531, 532, 533, 535 et 536 — IPEG Harghita), situés sur la cime au sud du sommet de Pîngărați et par un forage (23) situé au sud dans le bassin de la vallée de Mediaș.

L'étude des colonnes lithologiques des forages mentionnés indique la présence d'une minéralisation de barytine et withérite dans le forage 532, entre m 329 et m 332 (Pls. I, II).

Le minerai recolté par nous est blanc, compact, à texture nonorientée (massive) et structure nettement cristalline (grâce aux faces cristallographiques de la barytine, le composant majeur du minerai). Le poids spécifique du minerai est  $3,89 \text{ g/cm}^3$  (déterminé par la balance hydrostatique, Elena Szabo — IGG, Bucarest). Le minerai est faiblement radioactif grâce exclusivement à l'isotope  $\text{K}^{40}$ , suivant la détermination par spectro-métrie naturelle avec détecteur Ge(Li) (analyste Gabriela Grabari — IGG, Bucarest). Considérant que la séricite est le seul minéral à potassium du minerai (voir fig. avec l'analyse DTA), alors l'isotope  $\text{K}^{40}$  provient certainement de ce composant.

L'analyse microscopique indique la présence de la barytine, du quartz, de la séricite et de la withérite (Pls. III, IV).

La barytine (occurrence confirmée tant par l'analyse chimique effectuée par Carmen Popescu, IPGG, Bucarest —  $75,72\% \text{ BaSO}_4$  — ainsi que par le roentgenogramme effectué et interprété par I. Vanghele<sup>3</sup>, IGG), le composant principal du minerai (approximativement 65% de sa masse), est habituellement hypidiomorphe, rarement idiomorphe, et constitue des individus prismatiques allongés qui se caractérisent par le clivage parfait (001) parallèle à l'allongement des cristaux et par un second clivage imparfait (010) perpendiculaire sur le premier. Par rapport au clivage (001) l'extinction de la barytine est droite. Le minéral présente du relief positif,

<sup>3</sup> L'analyse minéralogique par la méthode de la diffraction aux rayons X (dans l'intervalle  $18^\circ - 70^\circ 2\theta$ ) a indiqué le quartz ( $d = 4,29 \text{ \AA}$ ;  $3,35 \text{ \AA}$ ;  $1,81 \text{ \AA}$ ) et la barytine ( $d = 3,42 \text{ \AA}$ ;  $3,12 \text{ \AA}$ ;  $2,12 \text{ \AA}$ ). A cause des teneurs réduites contenues par le minerai, la withérite n'est pas indiquée par le diffractogramme.



est incolore à la lumière naturelle et les couleurs de la biréfringence sont grises. L'étude de la barytine par la méthode Feodorov (G. Săbău, IGG Bucarest) indique  $2V = 34^\circ - 39^\circ$  ( $2V$  anomale =  $52^\circ$ ) et  $N_g - N_p = 0,0134$  (biréfringence déterminée par la méthode Feodorov en utilisant le compensateur Berek et un étalon de quartz). La barytine est représentée par des individus de petite taille (moins de 0,3 mm de longueur) généralement idiomorphes et des individus plus développés (1—5 mm de longueur) entourés par des cristaux plus fins qui donnent une structure porphyrique visible seulement au microscope.

Les individus de barytine plus développés et isolés sont : a) prismatiques avec les deux extrémités dépourvues de plans cristallographiques ; b) allotriomorphes (aux contours irréguliers, dentelés même) à surface poreuse. Il est possible que ces deux aspects soient dûs à la position différente des individus de barytine par rapport au plan des sections minees. Les cristaux menus de barytine sont habituellement idiomorphes et corrodent la barytine de grande taille, ce qui indique la succession des deux types de barytine. On note l'absence d'orientation spatiale préférentielle des cristaux de barytine sans égard à leur dimensions. Il y a des cas où la masse porphyrique du mineraï est traversée par des filonnets de barytine constitués des faisceaux divergents d'individus allongés, allotriomorphes (formes lenticulaires applaties) représentant la dernière génération de ce mineraï connue par nous jusqu'à présent.

On peut conclure que la succession des trois types de barytine du mineraï est la suivante : barytine de grandes dimensions (I), barytine de petite taille (II) et barytine (III) présente dans les filonnets qui traversent l'ensemble constitué par la barytine I et la barytine II. Le quartz est traversé ou corrodé par toutes les générations de barytine.

Le quartz (approximativement 30% du mineraï) apparaît comme des grains à différentes dimensions et formes (prédominant semiarrondis et subordonné angulaires) qui présentent fréquemment d'extinction ondulatoire. Les individus de quartz sont isolés ou constituent de petites agglomérations, le quartz étant englobé dans la masse de barytine finement cristalline.

La séricite<sup>4</sup>, subordonnée quantitativement à la barytine et au quartz, constitue des paillettes, de petites agglomérations ou bandes très minces, entourées par des individus de barytine.

La withérite, sporadique dans le mineraï, occupe des espaces limitées, dans la masse de barytine, étant allo- ou xénomorphe. La withérite est plus jeune que la barytine II, corrodée et traversée par la première en tant que petits filonnets (il n'y a aucune relation entre la whithérite et la barytine III). L'analyse microscopique de la withérite a été confirmée par

<sup>4</sup> Les courbes thermiques d'un échantillon intégral de mineraï (fig.) indiquent que le mica décrit ici comme „séricite” ressemble à un mica hydraté et même à l'illite (voir Todor, 1972). Car nous ne connaissons pas le comportement thermique de la „séricite” métamorphique des roches non-minéralisées du groupe de Tulgheș, il est difficile de préciser si le mica du mineraï analysé du point de vue thermique ne soit pas changé par rapport au mica métamorphique ou si, au contraire, il soit un mica modifié par l'action des solutions minéralisatrices (les solutions minéralisatrices ont pu augmenter la hydratation du mica et ont pu remplacer partiellement le potassium du mica métamorphique).

l'analyse chimique (qui a indiqué 0,68 % BaCO<sub>3</sub> — analyste Carmen Po-pescu, IPGG Bucarest) et par l'analyse thermique<sup>5</sup> (fig.) (effectuée par T. Drăghiciu, IGG Bucarest) d'un échantillon de minéral.

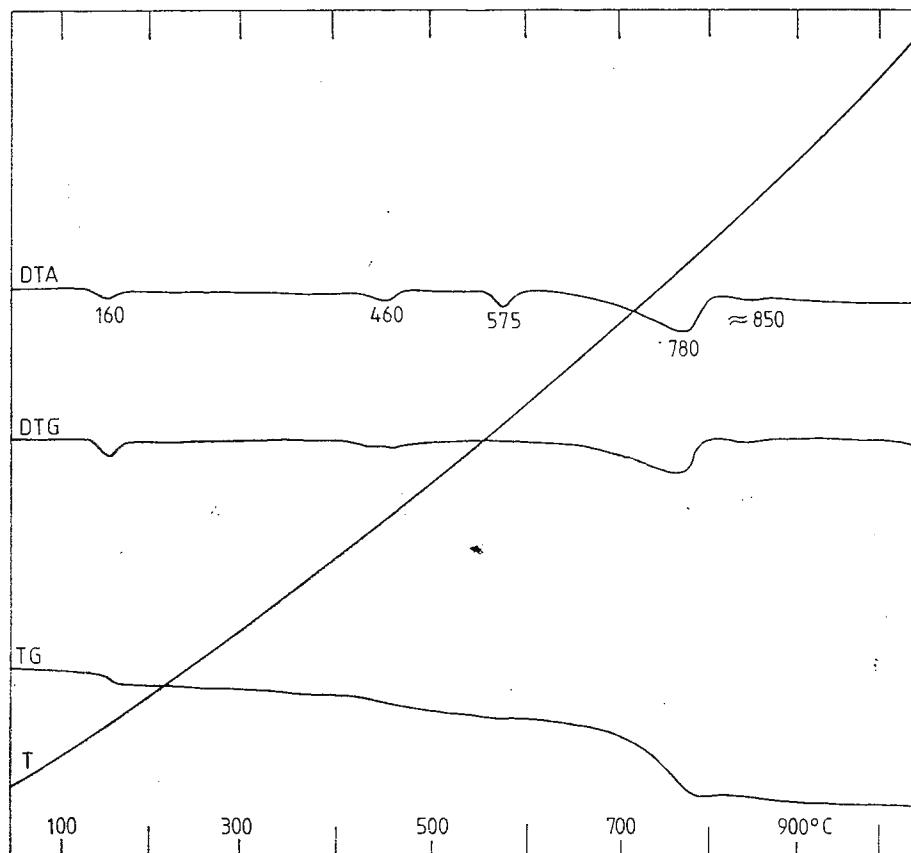


Fig. — Les courbes thermiques du minéral de barytine de Pingăiajî (échantillon recolté du forag-532 — profondeur m 331), à une vitesse de chauffage de 10°C/minute; TG = 100 mg (ana-lyste T. Drăghiciu, IGG Bucarest). Le pic endothermique à 780°C indique la présence de la wit-thérite (le déplacement de l'effet endothermique spécifique à la withérite de 810°C à 780°C est principalement dû à la teneur réduite en ce minéral du minéral analysé — approximativement 3,40 % BaCO<sub>3</sub>, calculé suivant la perte durant la calcination indiquée par la courbe TG). Le pic endothermique à 575°C correspond à la transformation du quartz  $\alpha$  dans le quartz  $\beta$ , fait vérifié par S. Sobotca (IGG Bucarest) sur l'échantillon calciné qui se caractérise par un pic endothermique aussi à 575°C. Les pics à 160°C et la faible inflexion à 850°C (sur la courbe DTA) liés aux changements sur les courbes DTG et TG indiquent la perte de l'eau d'adsorption (160°C), res-pectivement de hydroxyles (460°C et 850°C), contenus par le mica (décrit comme „sérieite”), qui par son comportement thermique ressemble au mica hydraté et même à l'illite (voir Todor, 1972). Dû à sa stabilité thermique dans l'intervalle de température analysé (jusqu'à 1000°C), la barytine n'est pas indiquée par les courbes thermiques obtenues.

<sup>5</sup> Le déplacement de l'effet endothermique, spécifique à la withérite, de 810°C à 780°C est principalement dû aux quantités réduites de ce minéral dans le minéral analysé (Todor, 1972).

En tenant compte des traits microscopiques de la minéralisation du forage 532, on peut considérer que le quartz et la séricite sont les minéraux les plus anciens, qui représentent des reliques provenant des roches blastodétritiques. La barytine (trois générations) et la withérite ont invadé la roche métamorphique (antérieurement bréchifiée tectoniquement) par des fissures et par des processus localement métasomatiques et représentent des minéraux de néoformation.

Il faut mentionner que la barytine est présente aussi à trois km NNW du forage 532, étant rencontrée par nous dans le forage 163, situé dans le versant gauche de la vallée de Belcina (entre Gherpotocul Mic et Gherpotocul Mare). Dans la colonne lithologique de cette location l'occurrence de barytine est située dans l'intervalle m 30,00 — m 33,50 en tant que cristaux, agrégations radiaires et petites agglomérations dans la masse des roches blastodétritiques attribuées au groupe de Tulghes. La barytine s'associe aux carbonates (calcite, withérite) et constitue de petits filonnets qui traversent la roche blastodétritique constituée de quartz, feldspath et séricite.

Les traits géochimiques de la minéralisation ont été clarifiés par l'analyse chimique (analystes Elena Colios et Carmen Popescu, IPGG Bucarest) et l'analyse spectrographique qualitative (analyste Constanța Udrescu, IGG Bucarest) d'un échantillon de mineraï de barytine recolté du forage 532 Pîngărați (du m 331).

L'analyse chimique corrélée avec l'analyse minéralogique indique la prédominance de la barytine dans la minéralisation, justifiant ainsi son intégration dans la catégorie économique des minérais riches en BaSO<sub>4</sub>, sans composants nocifs (fluorine et d'autres).

#### Analyse chimique

SiO <sub>2</sub>	= 20,65
TiO <sub>2</sub>	= 0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	= 0,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	= 0,42
MnO	= 0,006
MgO	= 0,09
CaO	= 1,16
K <sub>2</sub> O	= 0,12

Total = 99,596

La présence d'une quantité réduite de BaCO<sub>3</sub> indique l'occurrence minéralogique de la withérite dans le mineraï de Pîngărați.

En l'absence des minéraux indépendants de Sr, Pb et Ca du mineraï, les trois éléments reconnus par l'analyse chimique et spectroscopique proviennent du réseau de la barytine où ils substituent le baryum. Peu de Sr et Ca pourrait être généré par la withérite représentée par de moindres quantités dans le mineraï.

SiO<sub>2</sub> est générée par le quartz et la séricite, tandis que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, V et Ni sont considérés comme provenant seulement de la séricite (le sodium remplace le potassium et les autres éléments remplacent l'aluminium).

#### Analyse spectrographique qualitative

Na <sub>2</sub> O	= 0,09	Si	Ni
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	= 0,00	Al	V
BaCO <sub>3</sub>	= 0,68	Mg	Co
BaSO <sub>4</sub>	= 75,72	Fe	Ga
SrO	= 0,30	Mn	Sn
PbO	= 0,03	Ti	Na
		Sr	Pb



La source du Mg pourrait être représentée par la barytine (où celui-ci substitue partiellement le baryum) et aussi par la séricite (substitue Al partiellement).

Le cadre lithologique de la minéralisation indiqué par le forage 532 inclut les roches du groupe de Tulgheş, surtout des schistes blastodétritiques traversés par places par des lamprophyres postmétamorphiques ; dans le forage il y a aussi des brèches tectoniques associées aux fractures.

Du point de vue lithostratigraphique, les roches blastodétritiques du forage 532 (ainsi que celles du forage 163) pourraient être attribuées à „l'horizon des roches blastodétritiques de Pîngăraţi”, délimité par Kräutner et al. (1986) et attribué à la partie supérieure de la formation Tg<sub>4</sub> du groupe de Tulgheş. Considérant que dans les monts de Bistriţa les roches blastodétritiques sont bien développées dans la formation Tg<sub>5</sub> (Kräutner et al., 1984), il faut noter que, dans notre opinion, l'horizon de Pîngăraţi appartient à cette formation-là.<sup>6</sup>

La minéralisation de barytine du forage 532 est logée à la partie inférieure de l'intervalle constitué d'une brèche tectonique aux éléments de schistes quartzeux séricito-chloriteux, graphiteux, au-dessus de laquelle il y a des schistes séricito-chloriteux ± quartzeux à rares intercalations de schistes séricito-graphiteux. Au-dessous de la minéralisation il y a des roches blastodétritiques de l'horizon de Pîngăraţi (différentes roches constituées d'une matrice relativement fine quartzo-sériciteuse ± chlorite, incluant des cristaloclastes de quartz et feldspath). Dans le forage 532, l'horizon de Pîngăraţi surmonte des schistes séricito-graphiteux.

Dans le forage 163 (région de Belcina-Gherpotoc) les roches à barytine sont blastodétritiques et appartiennent à la partie supérieure de l'horizon de Pîngăraţi.

L'aspect du minérai (l'arrangement non-orienté des individus de barytine, les relations entre ceux-ci et les reliques des minéraux métamorphiques du minérai — quartz, séricite), sa présence dans les roches métamorphiques bréchifiées tectoniquement antérieurement et sa ressemblance frappante au minérai épigénétique de barytine à structure porphyrique de Ostra (voir, par exemple, la description de Ianovici et al., 1969) démontrent que la minéralisation de barytine du forage 532, dans la région de Pîngăraţi, est

<sup>6</sup> Dans les monts de Bistriţa, la formation Tg<sub>5</sub> débute par des schistes verts, roches terrogènes et calcaires (constituant le membre de Botuş) surmontés par des roches blastodétritiques (Kräutner et al., 1984) qui correspondent dans notre opinion à l'horizon des roches blastodétritiques de Pîngăraţi. Dans ce cas-ci, la limite Tg<sub>5</sub>/Tg<sub>4</sub> est située dans les schistes prédominant graphiteux d'au-dessous de l'horizon de Pîngăraţi, mais on ne peut pas la déceler car la séquence du membre de Botuş manque des monts de Bistriţa. Ainsi, nous proposons de considérer la limite Tg<sub>5</sub>/Tg<sub>4</sub> comme limite inférieure de l'horizon de Pîngăraţi, qu'on peut aisément reconnaître. Pour les roches du groupe de Tulgheş, surmontant l'horizon de Pîngăraţi et délimité à la partie supérieure par le plan de charriage de la nappe de Rarău, nous proposons la dénomination de „l'horizon de Gherpotoc”, intercepté par la plupart des forages dans cette région, le forage 532 y compris.

de nature épigénétique par rapport aux formations métamorphiques du groupe de Tulgheș où elle est logée. La même remarque est valable pour la barytine (et les carbonates associés) présente dans le forage 163, synchrone, selon toutes probabilités, à celle du forage 532.

La minéralisation de barytine de la région de Pingărați est située près d'une fracture orientée NNW—SSE (tracée par nous entre les forages 532 et 533, respectivement à l'ouest du forage 536, à base des non-corrélations géométriques du plan de charriage de la nappe de Rarău et des limites lithostratigraphiques dans les formations du groupe de Tulgheș, interceptées par les forages mentionnés). On peut attribuer à cette fracture un rôle important dans la circulation des solutions d'où provient la minéralisation décrite. Dans notre opinion, le minerai du forage 532 peut être localisé sur une fracture d'appui de cette faille, qui, à son tour, pourrait être remplie de minerai similaire (et des sulfures aussi).

Le contrôle tectonique de la minéralisation par des lignes tectoniques orientées NNW—SSE est démontré aussi par la présence des deux sites à barytine (forages 532 et 163) qui déterminent un alignement orienté NNW—SSE.

L'âge de la minéralisation ne peut pas être défini directement, à cause de l'absence des dépôts sédimentaires rapprochés, affectés par les processus de minéralisation.

Tenant compte des ressemblances entre la minéralisation de barytine interceptée par le forage 532 et celle présente dans le gisement de Ostra (la prédominance de la barytine par rapport aux autres minéraux du minerai, son association à la withérite — à Ostra et à Pingărați-Belcina on rencontre les seules occurrences de withérite de chez nous ; la structure porphyrique du minerai due à la présence de deux générations de barytine ; la localisation sur des lignes de fracture orientées presque N—S), on peut conclure que les deux minéralisations sont synchrones.

Considérant que le dépôt de barytine de Ostra soit d'âge mésozoïque, localisé tant dans les schistes cristallins autant que dans les dépôts triasiques et jurassiques (Pitulea, Tănăsescu, 1962 ; Vodă, Vodă, 1985) on peut attribuer le même âge à la minéralisation de barytine interceptée par les forages 532 et 163. Cette conclusion est aussi attestée par l'occurrence, à l'est de la région de Pingărați, aux alentours de Lacul Roșu, d'un cristal prismatique de barytine, mentionné par Koch (1886) (information reprise et présentée par Zepharovich, 1983, Rădulescu, Dimitrescu, 1966 et Ianovici et al., 1979) (sa localisation géologique n'est pas indiquée). En tenant compte que dans la région de Lacul Roșu on rencontre seulement des dépôts mésozoïques (appartenant au synclinal marginal externe de la zone cristallino-mésozoïque-sensu Uhlig, 1903), on peut inférer que cette barytine n'est pas anté-mésozoïque. L'occurrence de barytine dans la région de Lacul Roșu indique aussi la présence d'un alignement métallogénétique à minéralisation de barytine à quelques kilomètres vers l'est de la région de Pingărați, dans les dépôts mésozoïques.

Ainsi, on peut délimiter au sud de la zone cristallino-mésozoïque un district métallogénétique à barytine (+ withérite ± sulfures ?), probablement d'âge mésozoïque, marqué, à l'ouest, par l'alignement orienté NNW—SSE des minéralisations de barytine interceptées par les forages 532 (Pingărați) et 163 (Belcina), et à l'est, par l'occurrence de barytine de



Lacul Roșu, probablement située sur un alignement métallogénétique oriental de ce district. L'unité métallogénétique dénommée par nous „le district de Pîngărați” contient les minéralisations de barytine les plus méridionales connues jusqu'à présent dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales.

La mise en évidence, pendant les dernières années, d'une minéralisation filonienne de barytine dans le gisement épigénétique de fer de Delnița et des fragments de minerai de barytine à ESE de Tulgheș (entre les ruisseaux Pintec et Pîrîul Raiului — Moga, Ignat, 1979) ainsi que la découverte de la minéralisation de barytine à Pîngărați-Belcina justifient la délimitation d'une nouvelle unité métallogénétique dans les Carpates Orientales : „la province des minéralisations épigénétiques mésozoïques (?) de barytine (+ withérite  $\pm$  sulfures)”. Selon les données disponibles, cette province inclut les minéralisations de ce type situées sur au moins trois alignements métallogénétiques : a) un alignement externe (oriental — reconnu par Vodă et Vodă, 1985), délimité au nord par „le district métallogénétique de Ostra” (trop étendu et important pour qu'on l'attribue au „champ métallogénétique”, selon l'opinion antérieure de Kräutner, 1969 et de Muresan, Peltz, 1969) et au sud par l'occurrence (fragments de barytine) entre les ruisseaux Raiului et Pintec ; b) un possible alignement intermédiaire (délimité par la barytine mentionnée aux environs de Lacul Roșu par Koch, 1883) ; c) un alignement interne (occidental) qui inclut, au sud, la minéralisation de barytine de Pîngărați-Belcina et, au nord, la minéralisation de barytine de Delnița. Les produits métallogénétiques de cette province ne sont pas anté-mésozoïques, comme on l'a déjà mentionné. Ils sont probablement mésozoïques (une association génétique avec l'activité magmatique qui a généré le massif alcalin de Ditrău est possible). Selon Vodă et Vodă (1985), quelques minéralisations des Carpates Orientales, celles de barytine de Ostra, Delnița et des ruisseaux Raiului-Pintec y incluses, sont d'âge mésozoïque, anté-autrichien.

Considérant la zonalité minéralogique verticale de la minéralisation de Ostra (présentée par Vodă, Vodă, 1985) qui indique la présence de l'association de barytine + withérite à la partie supérieure du dépôt, on peut inférer que la minéralisation interceptée par le forage 532 de Pîngărați appartient à la partie supérieure d'un corps minéralisé. On a utilisé cette conclusion pour dresser la section hypothétique à travers la zone minéralisée (Pl. I). Suivant le même raisonnement on peut considérer que la barytine et la withérite du forage 163 indiquent la présence à proximité et aux niveaux inférieurs d'une minéralisation compacte de barytine (et withérite), localisée à la partie supérieure de la „colonne” minéralisée. Tenant compte qu'à Ostra au-dessous de la minéralisation principalement de barytine il y a des sulfures (pyrite, blonde, galène, chalcopyrite), il est possible qu'à Pîngărați-Belcina des sulfures similaires soient présentes en profondeur (au-dessous de la zone à barytine et withérite).

A l'échelle régionale, la minéralisation de barytine des forages 532 et 163 se situe sur un alignement orienté NNW—SSE, à position plus interne dans la zone cristallino-mésozoïque par rapport à celui du dépôt de Ostra. En effet, la minéralisation de barytine de Ostra (à 70 km nord de la région de Pîngărați) se situe dans des formations métamorphiques et mésozoïques à

l'est du synclinal marginal externe, et la minéralisation de la zone de Pingăratı-Belcina se trouve dans les métamorphites présentes à l'ouest des dépôts mésozoïques qui constituent la partie occidentale du synclinal marginal externe.

Les principales contributions de la présente note sont les suivantes :

a) on identifie pour la première fois une minéralisation de barytine épigénétique au sud de la zone cristallino-mésozoïque ;

b) grâce à la découverte de la minéralisation de barytine dans la région de Pingăratı-Belcina, on peut délimiter un nouveau district métallogénétique à barytine (+ withérite  $\pm$  sulfures ?), probablement d'âge mésozoïque, dans les Carpates Orientales ;

c) on identifie, à base d'arguments scientifiques, la deuxième région à withérite de Roumanie (jusqu'à présent la withérite était connue seulement à Ostra, Pitulea et al., 1963).

## BIBLIOGRAPHIE

- Ianovici V., Giușcă D., Tănărescu Fl., Pitulea G. (1969) Studiu petrografic și mineralologic al mineralizațiilor de barită de la Ostra. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr. seria Geol.*, 14, 2, p. 303–317, București.
- Stiopol V., Constantinescu E. (1979) Mineralogie. Ed. Didactică și Pedagogică, 827 p., București.
- Koch A. (1886) Mineralogische Mitteilungen aus Siebenbürgen, *O.t.t. É.t.*, 11, p. 211–214, Cluj.
- Kräutner H. (1969) Harta genetică a substanțelor minerale utile a R. S. România, scara 1 : 200.000, Foaia Rădăuți, Inst. Geol. Geofiz., București,
- Kräutner Fl., Hann H., Udrescu C. (1984) Raport, arhiva Institutului de Geologie și Geofizică, București.
- Rădulescu I., Mureșan M., Kräutner Fl., Gheuca I., Bindea G. (1986) Rapport, archives Inst. Géol. Géophys., București.
- Mureșan M., Kräutner Fl., Mureșan G., Rădulescu I., Bindea G., Runceanu M., Voicu G., Vodă Al. (1987) Rapport, archives Inst. Géol. Géophys., București.
- Moga C., Ignat V. (1979) Raport, archives I. P.E.G. „Suceava”, Cîmpulung Moldovenesc.
- Mureșan G., Peltz S. (1969) Harta genetică a substanțelor minerale utile a R. S. România, scara 1 : 200.000, Foaia Toplița. Inst. geol. geofiz., București.
- Pitulea G., Tănărescu Fl., Minzăraru L. (1963) Asupra prezenței witheritului în zăcămîntul de barită de la Ostra. *Acad. R. P. R., Stud. cerc. geol.*, VIII, 3, p. 413–424, București.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S.R., 376 p., București.
- Tănărescu Fl., Pitulea G. (1962) Considerații asupra mineralizațiilor de barită de la Ostra (Carpații Orientali). *Rev. Miner.*, XIII, 6, București.
- Todor D. N., (1972) Analiza termică a mineralelor. Ed. Tehnică, 280 p. București.
- Uhlig V. (1903) Bau und Bild der Karpathen. Wien.
- Vodă Al., Vodă D. (1985) Considerații asupra unor mineralizații epigenetice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *Acad. R.S.R. St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., ser. Geol.*, 30, p. 53–57, București.
- Zepharovich V. (1893) Mineralogisches Lexikon des Kaiserthums Österreich. III. Wien.



**ASUPRA PREZENȚEI UNEI MINERALIZAȚII EPIGENETICE DE  
BARITINĂ ȘI WITHERIT ÎN METAMORFITELE DIN PARTEA DE  
SUD A ZONEI CRISTALINO-MEZozoice A CARPAȚILOR ORIEN-  
TALI (REGIUNEA PÎNGĂRĂȚI).**

(Rezumat)

În regiunea Pîngărăți (la 10 km spre est de orașul Gheorgheni), din munții Hășmașului, am descoperit o mineralizație epigenetică de baritină, interceptată de forajul 532 în intervalul 329–332 m (plansele I și II). Mineralizația este localizată într-o brecie tectonică a unei fracturi, care afectează rocile epimetamorfice înconjurătoare (grupul Tulgheș, de vîrstă cambrian inferioară). Minereul are o compoziție simplă: baritină (cca 75%), cuarț (cca 20%), witherit (0,68% – prin analiză chimică), și sericit (plansele III și IV). Cuarțul și sericitul reprezintă relicte din roca metamorfică mineralizată. Baritina este de obicei hipidiomorfă, mai rar idiomorfă, apărând ca indivizi prismatice alungiți, care pot prezenta (în funcție de poziția față de planul de secționare) un clivaj perfect (001), paralel cu alungirea cristalelor și un alt doilea clivaj imperfect (010), perpendicular față de primul. S-a determinat pentru baritină  $\bar{V} = 34\text{--}39^\circ$  și  $\bar{Ng} - \bar{Np} = 0,0134$ . Dimensional, baritina se prezintă sub formă de indivizi de talie mică (sub 0,3 mm lungime), de obicei idiomorfi și indivizi mai larg dezvoltăți (1–5 mm lungime), înconjurați de cristale mai mărunte, rezultând un gen de structură porfirică, observabilă numai la microscop. Indivizii izolați mai mari de baritină pot apărea ca: a) prismatice, dar de obicei cu cele două terminații lipsite de fețe cristalografice; b) alotriomorfi, cu conture neregulate, chiar dantelate) și cu suprafață poroasă. Cristalele de baritină de talie mică sunt cele mai adesea idiomorfe și corodează baritina de talie mai mare, sugerând o succesiune în timp a acestor două tipuri de baritină. Notăm că, indiferent de dimensiunile cristalelor de baritină, nu se observă o orientare spațială preferențială a acestora. În cîteva cazuri, masa porfirică a minereului este traversată de filonașe de baritină constituite din fascicule divergente de indivizi alungiți alotriomorfi (cu forme lenticulare aplatizate), care reprezintă ultima generație a acestui mineral, cunoscută pînă acum de noi. În concluzie, în minereu, se observă trei tipuri de baritină, care s-au succedat astfel: baritina de dimensiuni mari (I), baritina de talie mică (II), și baritina (III) din filonașele care străbat ansamblul format de baritina I și II. Toate generațiile de baritină străbat sau corodează cuarțul. Cuarțul apare sub formă de granule de dimensiuni și forme variate (predominant semirounjite și subordonat angulare), care prezintă frecvent extincție ondulatorie. Indivizii de cuarț apar izolați sau în mici aglomerări. Sericitul (vezi figura) constituie palete, mici aglomerări sau fișii foarte subțiri, înconjurate de indivizi de baritină. Witheritul (analiza chimică și analiza DTA vezi fig. pe o probă integrală de minereu, confirmă prezența witheritului), sporadic în minereu, ocupă mici spații în masa baritinei (și este mai nou ca baritina II), fiind deobicei alotriomorf sau xenomorf. Menționăm că baritina este prezentă mineralologic și la 3 km spre NNW de forajul 532, fiind evidențiată de noi și în forajul 163 (intervalul 30,00–33,50), situat în versantul stîng al văii Belcina. Aici, baritina este asociată cu carbonați (calcit, witherit), constituind împreună mici filonașe care străbat



roca blastodetritică, alcătuită din cuart, feldspat și sericit. Mineralizația este foarte probabil mezozoică, întrucât prezintă multe asemănări cu zăcămîntul epigenetic de baritină + witherit de la Ostra (situat tot în zona cristalino-mezozoică, la cca 70 km mai la nord de regiunea Pîngărați), localizat în formațiuni metamorfice și în depozite mezozoice (triasice și juasicice). La scară regională, mineralizația de baritină din forajele 532 și 163 apare pe un aliniament metalogenetic orientat NNW—SSE, care ocupă o poziție mai internă în cadrul zonei cristalino-mezozoice, în comparație cu cel al zăcămîntului de la Ostra.

#### QUESTION

H. Savu : Auquel processus géologique est due la constitution des minéralisations de barytine présentées ?

Réponse : Jusqu'à présent on n'a pas remarqué aucune relation évidente entre les minéralisations de barytine et l'activité magmatique dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales. Considérant que les minéralisations sont d'âge mésozoïque, une connexion génétique avec l'activité magmatique qui a généré aussi le massif alcalin de Ditrău est possible.

#### EXPLICATION DES PLANCHES

##### Planche III

Fig. 1 — Mineraï de barytine à structure porphyrique de Ostra (collection H. Kräutner). N//,  $\times 23$ .

Fig. 2 — Mineraï de barytine à structure porphyrique de Pîngărați (forage 532). Au centre, barytine I (poruse) dans la masse finement cristalline de la barytine II. On note la tendance vers l'idiomorphisme de la barytine II. N +,  $\times 55$ .

Fig. 3 — Mineraï de barytine de Pîngărați (forage 532). Les cristaux de barytine I sont corrodés par la masse finement cristalline de la barytine II. N +,  $\times 23$ .

Fig. 4 — Mineraï de barytine de Pîngărați (forage 532). Un petit filon, constitué de cristaux de barytine III plus largement cristallisée, traverse la masse finement cristallisée de la barytine I. N +,  $\times 23$ .

##### Planche IV

Fig. 1 — Mineraï de barytine de Pîngărați (forage 532). Barytine II traverse une partie du quartz à extinction ondulatoire, (relique de la roche métamorphique blastodétritique). N +,  $\times 55$ .

Fig. 2 — Mineraï de barytine de Pîngărați (forage 532). Barytine II aux clivages prismatiques (001) déformés (cas rare dû aux mouvements tectoniques strictement locaux, probablement antérieurs à la barytine III). N +,  $\times 100$ .

Fig. 3 — Barytine aux clivages (001) dans la roche blastodétritique de la région de Belcina (forage 163). N//,  $\times 55$ .

Fig. 4 — Cristaux de barytine divergents dans la roche blastodétritique de la région de Belcina (forage 163). N +,  $\times 55$ .



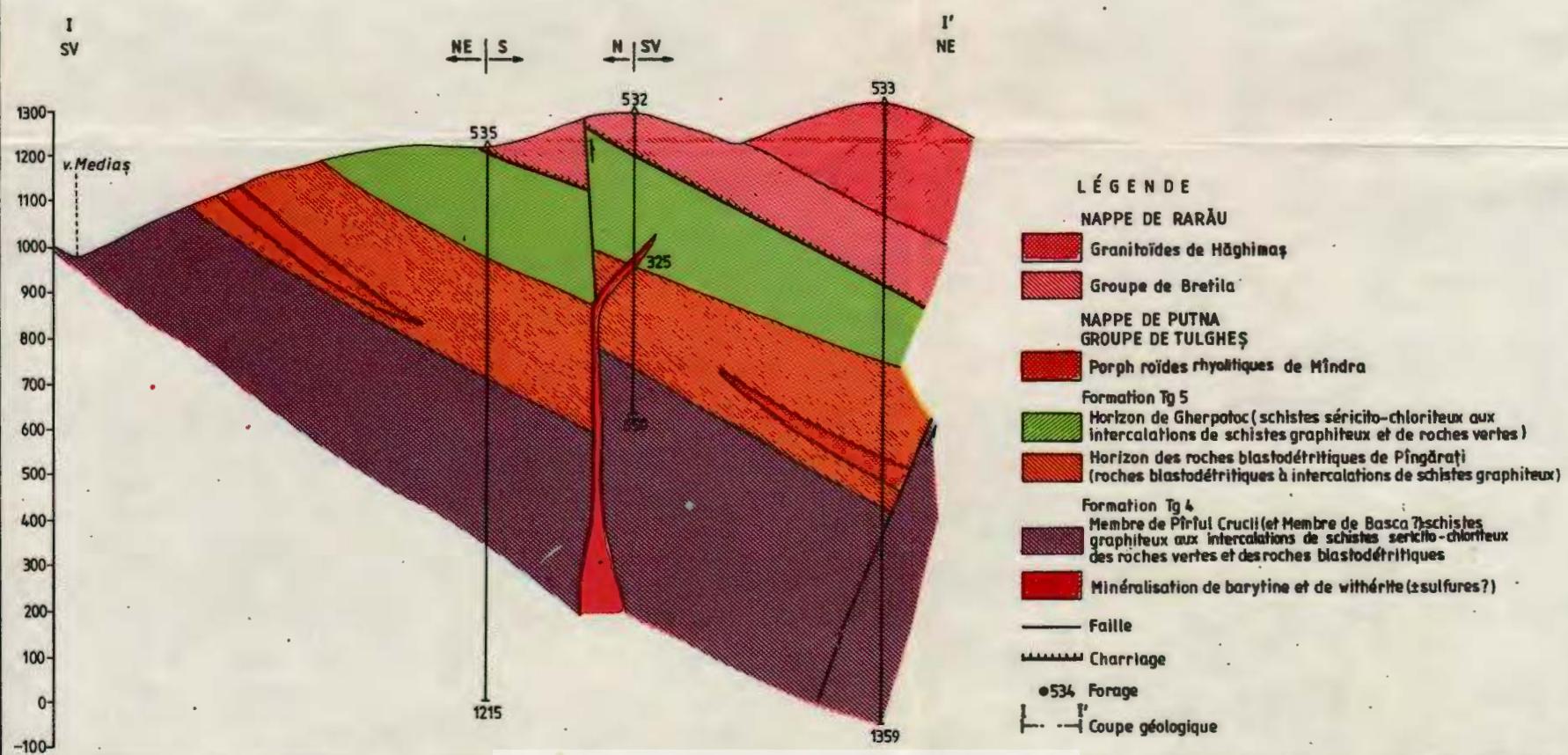
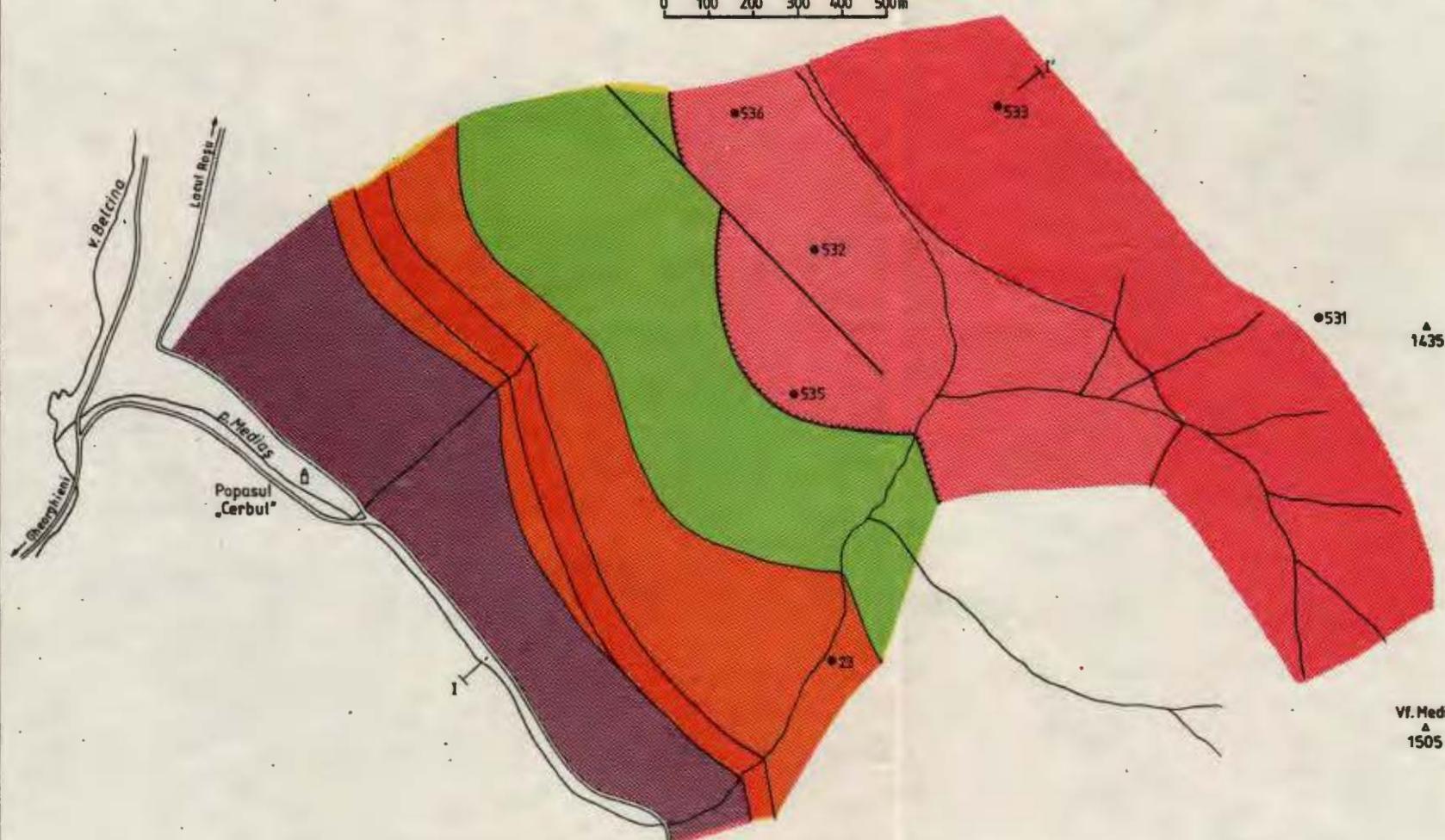


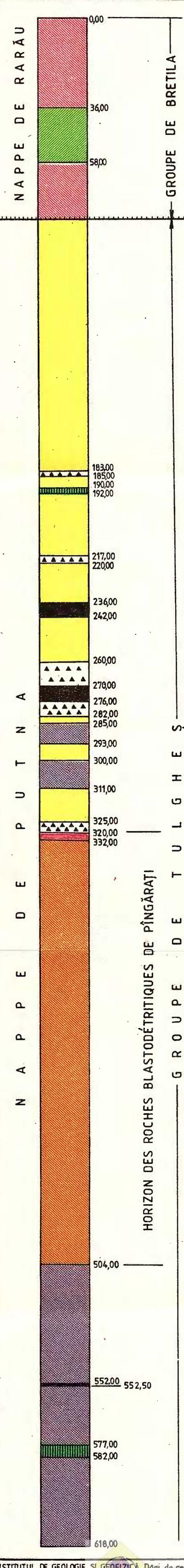
Institutul Geologic al României

M. MUREŞAN, G. MUREŞAN

## SCHÉMA GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DE PÎNGĂRAȚI-VALLÉE DE MEDIAȘ

0 100 200 300 400 500m





M.MUREŞAN, G.MUREŞAN

## HORIZON DES ROCHES BLASTODÉTRITIQUES DE PÎNGĂRATI

0 10 20 30 40 50m

LÉGENDE

- [Hachuré rouge] Minéralisation de barytine
- [Noir] Lamprophyres
- GROUPE DE TULGHEȘ**
  - [Hachuré vert] Schistes chloriteux à leucoxène albite et calcite (métatufs basiques)
  - [Hachuré jaune] Schistes séricito-chloriteux ± quartzueux, schistes quartzueux séricito-chloriteux
  - [Hachuré gris] Schistes séricito-chloriteux graphiteux ± quartzueux, schistes séricito-graphiteux ± quartzueux
- [Hachuré orange] Roches blastodétritiques
- GROUPE DE BRETILA**
  - [Hachuré vert] Amphibolites à muscovite, zoisite et grenat, partiellement chloritisés (rétrémorphes)
  - [Hachuré rouge] Micaschistes muscovitiques à biotite et grenat partiellement chloritisés
- [Triangles noirs] Brèche tectonique
- [Hachuré noir] Charriage

## 2. ZĂCĂMINTE—GEOCHIMIE

### GLASS AND FLUID INCLUSIONS IN SOME BANATITES FROM THE GILĂU MOUNTAINS (ROMANIA)<sup>1</sup>

by

VASILE POMÂRLEANU<sup>2</sup>

*Banatite. Quartz. Feldspar. Fluid inclusions. Geothermometry. Apuseni Mts — Neocretaceous-Paleogene magmatites — Băița.*

#### Abstract

The paper is a description of the main types of glass and fluid inclusions in the banatites from the Gilău Mts. Considering the filling grade of glass inclusions in the banatite phenocrysts the consolidation temperature of these rocks is supposed to exceed 1100°C. The fluid inclusions in banatites, similar to those in skarn ores and hydrothermal ores, are characterized by a temperature interval of 165° — 430°C. The salinity of solutions ranges from 4 to 30 % wt NaCl.

#### Résumé

*Inclusions vitreuses et fluides dans des banatites des monts Gilău (Roumanie).* On décrit les principaux types d'inclusions vitreuses et fluides dans des banatites des monts Gilău. Tenant compte du degré de remplissage des inclusions vitreuses dans les phénocristes des banatites, on suppose que la température de consolidation de ces roches dépasse 1100°C. Les inclusions fluides dans les banatites, semblables aux inclusions dans les minéraux des skarnes et les minéraux hydrothermaux, se caractérisent par l'intervalle de température de 165° — 430°C. La salinité des solutions varie de 4 à 30 % wt NaCl.

#### A. Introduction

On Romanian territory banatites associate with iron, wolfram, gold and silver, sulphide, porphyry copper and other ores.

The genetic relations between ores are usually defined according to their structural, geologic, mineralogic and geochemical features. Additio-

<sup>1</sup> Received on November, 30, 1986, accepted for publication on November 29, 1986, presented at the Symposium of May 30 — June 1 in Cluj-Napoca.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R 79678, București, 32.



nal information on the genetic relations between these rocks and the ores is supplied by the study of glass and fluid inclusions. The first investigations of this type regarded the quartz monzodiorites at Lăpușnicu Mare (Banat) and the related porphyry copper ore (Pomârleanu, Întorsureanu, 1982, 1985).

The banatites from the Gilău Mts, generated by consolidation of calc-alkaline magma, occur as granodiorite intrusive bodies and andesite, dacite, rhyolite, lamprophyre dykes, veins and sills (Lazăr et al., 1972, Ștefan et al., 1985).

The iron and sulphide ores from Cacova-Băișoara area were studied by Lazăr and Întorsureanu (1982). As a result of fluid inclusion studies in this area, a genetic model of mineralizations was elaborated (Pomârleanu et al., 1988).

The aim of the present paper is to obtain some genetic relations between glass and fluid inclusions in some banatites in the Gilău Mts and the fluid inclusions in the related ores. Banatite occurrences in Ierții Valley and Valea Lita at Băișoara, in Iara Valley, Valea Vadului, Fănești Valley and Valea Caselor (Păniceni) were investigated.

## B. Fluid inclusions

The quartz and feldspar phenocrysts of banatites contain glass and fluid inclusions. Glass inclusions are primary ones and preserve drops of the igneous melts which had generated them.

Commonly secondary fluid inclusions accompany the glass inclusions. They are subsequent to banatite consolidation, concomitantly with the ore deposition. The study of secondary fluid inclusions in rocks resulted in developing of prospecting methods of mineral resources (Pomârleanu, 1975).

### 1. Glass inclusions

The microscopic study of quartz and feldspar phenocrysts of banatites pointed out several types of glass inclusions. The quartz phenocrysts contain isolated or grouped inclusions, with a diameter of a few to several hundred microns. The relatively small inclusions are clear, while the large ones are completely or partly devitrified. According to the number of phases contained and the devitrification degree, there are several inclusion types :

- a) two-phase inclusions consisting of glass and a gas bubble, frequently present in the dacites in the Iara Valley (Pl. I, Fig. 1, Pl. II, Fig. 2);
- b) two-phase inclusions (glass + opaque crystals) accompanied by glass inclusions with gas bubbles (Pl. I, Fig. 2);
- c) three-phase inclusions consisting of glass +  $\text{CO}_2$  liquid +  $\text{CO}_2$  gas, reported from a dacite apophysis encountered at depth in Valea Lita mine (Pl. I, Fig. 3);
- d) three-phase inclusions of glass, opaque minerals and a gas bubble (Pl. II, Fig. 1);
- e) three-phase inclusions (glass + gas + crystal);
- f) devitrified glass inclusions (Pl. II, Fig. 3).



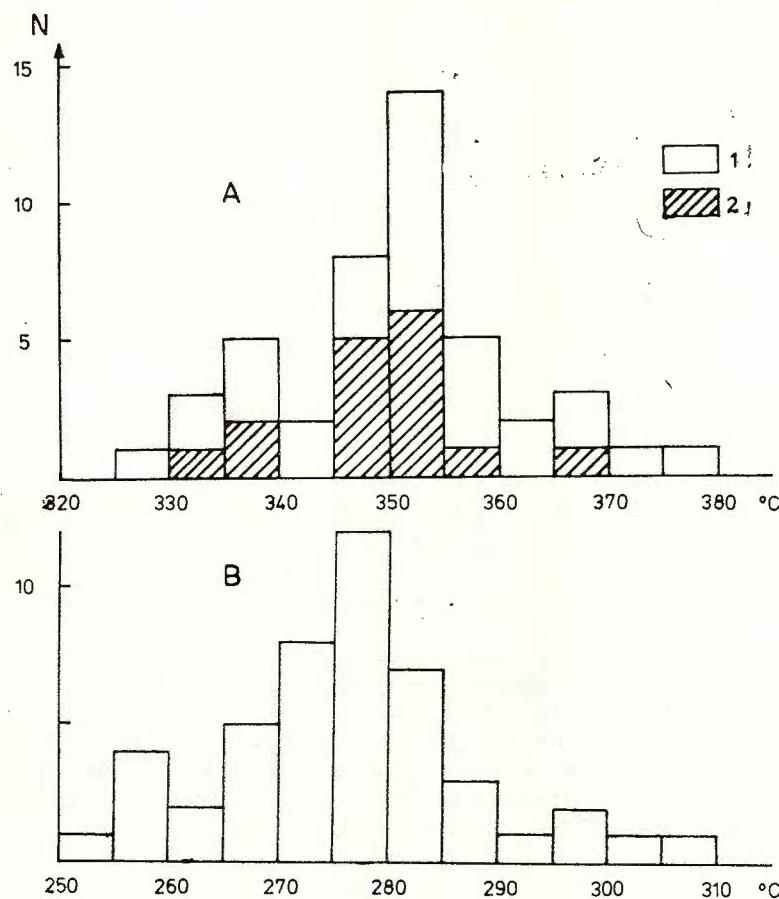


Fig. 1 — Filling temperatures of secondary fluid inclusions in rhyolites (Valea Vadului). A — histogram of early liquid and gas inclusions; B — histogram of subsequent inclusions; 1, homogenisation in liquid phase; 2, homogenisation in gas phase.

Devitrified glass inclusions were generally reported from dacites next to the ores. They are usually surrounded by fissures filled with secondary fluid inclusions. The large inclusions of several hundred microns are devitrified, and the small size inclusions of tens of microns are clear.

The glass inclusions (glass + gas) in quartz and feldspar phenocrysts of banatites are generally transparent and account for their rapid cooling subsequent to their formation. Similar inclusions appear in the dacites from the upper course of Iara Valley and Someșul Rece. Devitrified inclusions are frequent in the dacites on Valea Caselor (Păniceni) and, according to Takenouchi and Imai (1975), they seem to result from slow cooling rate and the hydrothermal action which subsequently affected these rocks. This is demonstrated by Păniceni dacites. Taking into account

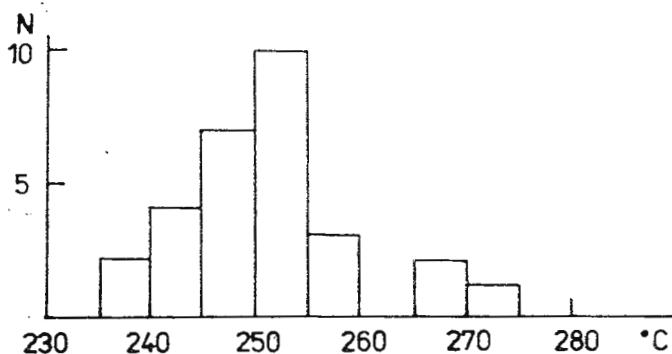


Fig. 2 — Histogram of homogenisation temperatures of fluid inclusions in calcite from Lita sulphide ore.

that the dacites from Valea Finațelor-Valea Caselor perimeter are marked by slow cooling, they point to a relatively deep-seated source, compared to other banatites from the Gilău Mts (C. Lazăr, unpublished data, 1986).

## 2. Fluid inclusions

Glass inclusions in banatites are accompanied by numerous fluid inclusions, owing to the hydrothermal solutions which entered the cavities and fissures of banatitic rocks adjoining to the ore deposits. They preserve microscopic drops of ore forming fluids. These fluid inclusions in banatites form a dispersion halo which accounts for the hydrothermal metamorphism facies of banatites and are relevant of some non-exposed ore bodies. The banatitic bodies deprived of ores (Iara Valley upstream Băișoara, or Someșul Rece Valley) contain sparse inclusions, while in Cacova-Băișoara-Lita and Someșul Cald-Crișul Repede perimeter the inclusions are rather frequent.

According to the phases contained, the fluid inclusions in banatites are assigned to the following categories : monophase, biphase and polyphase.

### 2.1. Monophase fluid inclusions (gas or liquid)

2.1.1. Gas inclusions are characterized by the microcavity filling with gas. They occur in quartz phenocrysts of granodiorite porphyries on Ierții and Lita valleys (Pl. III, Fig. 1).

2.1.2. Liquid monophase inclusions are subordinate.

### 2.2. Biphase fluid inclusions

Type I is represented by inclusions consisting of water+gas, the latter representing 2–50% of inclusion volume. Inclusions of this type occur both in banatite phenocrysts and in ore minerals. They show similar morphologic features, are secondary in banatites and primary and

secondary in ores, depending on parageneses and deposition stages (Pl. III, Figs. 2, 3). They exhibit oval, tubular, frequently irregular contours or occur as negative crystals. The negative crystal shape is due to the habit of host crystal.

Type II includes those inclusions with 50—98% gas (Pl. III, Fig. 4, Pl. IV, Fig. 1).

Their contours vary from irregular, oval shapes to negative crystal ones. They are reported from rhyolites (Valea Vadului), granodiorite porphyries (Ierții Valley), dacites (Lita Valley, Valea Caselor and Valea Finățelor) as well as in their related ores.

### 2.3. Polyphase inclusions

These inclusions consist of liquid, gas and one or several crystals. Solid phases include halite and sylvine (Pl. IV, Figs. 2, 3).

Polyphase inclusions occur in the banatites from Lita-Băișoara-Cacova ores, being subordinate in Someșul Cald-Crișul Repede perimeter. Polyphase inclusions consisting of liquid+gas+halite+sylvine+opaque minerals are present in the first area and in the metamorphics next to the banatite contact area (Pl. IV, Fig. 4).

Taking into account these inclusions in banatites and related ores from Lita-Băișoara-Cacova perimeter, it was shown that the salinity of hydrothermal solutions during ore forming processes varied from 30 to 50% NaCl. The high salinity degree follows the NNE—SSW trending fractures, starting from Lita Valley to Valea Vadului (Pomârleanu et al., 1988).

In Someșul Cald-Crișul Repede area, biphase inclusions of types I and II are widespread and high salinity polyphase inclusions are subordinate.

Monophase (gas), biphase (liquid+gas) and polyphase inclusions in a single crystal as well as within a microscopic field were noted. They account for boiling during the circulation of solutions and the deposition of ores.

The study of fluid inclusions in banatites points to a fluid inclusions halo larger than the area of hydrothermal metamorphism transformations represented by argillisation, sericitisation, pyritisation, silicification, carbonatation and epidotisation. The banatites unaffected by hydrothermal processes in the Iara and Someșul Rece valleys show sparse fluid inclusions.

## C. Geothermometric data

Following the filling degree and some literature data (Takenouchi, Imai, 1975), the homogenisation temperature of glass inclusions in quartz phenocrysts seems to exceed 1100°C.

Fluid inclusions in banatites exhibit homogenization temperatures of 165°C—430°C.

Diagrams have been drawn for fluid inclusions in Valea Vadului rhyolites and for calcite in Lita ores.

The Valea Vadului rhyolites are characterized by two generations of secondary fluid inclusions: mainly liquid inclusions (type I) and mainly gas inclusions (type II), concomitantly formed (Pl. III, Fig. 4).



The filling temperatures are similar for both inclusion types. The only difference is represented by the fact that mainly liquid inclusions homogenize in liquid phase (332–375°C), while mainly gas ones homogenize in gas phase (Fig. 1, histogram A).

Secondary fluid inclusions, of second generation, reported from the same rhyolites, exhibit lower temperatures (250–310°C) and a frequency maximum of 275–280°C (Fig. 1, histogram B).

The hydrothermal calcite, subsequent to sphalerite in the sulphide ore related to Lita banatites, is characterized by temperatures of 235–271°C, and a frequency maximum of 250–255°C (Fig. 2).

High salinity polyphase inclusions in banatites and related ores show temperatures of 370–460°C.

#### D. Conclusions

Glass and fluid inclusions in banatitic rocks from Gilău Mts are reported.

Primary glass inclusions are represented by biphasic (glass+gas bubble), three-phase (gas+CO<sub>2</sub> liquid+CO<sub>2</sub>gas; glass+gas+crystal) and devitrified inclusions.

Secondary fluid inclusions are represented by low density (monophase – gas), relatively high density (biphasic) types and relatively low and high salinity polyphase inclusions (30–50% NaCl). These inclusions resemble those in the ores related to banatites.

The type of fluid inclusions in banatites depends on the ore features. Thus, in Lita-Băișoara-Cacova area high salinity polyphase inclusions prevail, while in Someșul Rece-Crișul Repede area water and glass inclusions are present. Fluid inclusions in banatites unaffected by hydrothermal metamorphism (Iara, Someșul Rece Valleys) are sparse.

The study of glass inclusions allows the characterization of time and space differentiation of magmas and different banatite types.

The investigation of fluid inclusions in banatites and related ores informs on the evolution of ore solutions starting from their source to the ore deposition.

The dispersion halo of fluid inclusions in banatites is larger than the hydrothermal alteration area.

Considering the filling degree of glass inclusions and some literature data, the consolidation temperature of banatites is estimated over 1100°C.

The temperature of hydrothermal solutions of fluid inclusions varies between 165° and 430°C.

---

#### REFERENCES

- Lazăr C., Întorsureanu I., Popescu M. (1972) Studiul petrografic al rocilor banatitice din zona Mașca-Băișoara (Munții Apuseni), *L. S. Inst. Geol. Geofiz.*, I.VIII, p. 143–173, București  
– Întorsureanu I. (1982) Contribuții la cunoașterea zăcământului de fier de la Mașca-Băișoara (Munții Apuseni) *L. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/2, p. 45–69, București.



- Ştefan A., Lazăr C., Întorsureanu I., Horvath A., Gheorghieşă I., Bratosin I., Şerbanescu A., Călinescu E. (1985) Petrologic study of the banatitic eruptive rocks in the eastern part of the Gilău Mts, *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIX/1, p. 215—246, Bucureşti.
- Pomărleanu V. (1975) Decrepitometria și aplicațiile ei în prospecția zăcămintelor de mineruri, Ed. tehnică, Bucureşti.
- Întorsureanu I. (1982) Asupra posibilității utilizării incluziunilor fluide ca indici în prospecțarea zăcămintelor porphyry coppe: (mineralizația de la Lăpușnicu Mare, Banat), *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI, p. 117—125, Bucureşti.
  - Întorsureanu I. (1985) Salinity of fluid inclusions in porphyry copper ore deposits and their significance in geobarometry and prospecting (Lăpușnicu Mare ore deposit — Banat), *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/2, p. 83—95, Bucureşti.
  - Lazăr C., Întorsureanu I. (1988) Fluid inclusions in the mineralizations from the Valea Lita—Băișcara—Cacova Ierii area (Apuseni Mts), *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72—73/2, p. 127—143, Bucureşti.
- Takencuchi S., Imai H. (1975) Glass and fluid inclusions in acidic igneous rocks from some mining areas in Japan *Ecc. geol.*, 70, p. 750—769.

## INCLUZIUNI STICLOAȘE ȘI FLUIDE ÎN UNELE BANATITE DIN MUNTII GILĂU (ROMÂNIA)

(Rezumat)

În lucrare se descriu principalele tipuri de incluziuni sticloase și fluide în unele granodiorite, dacite și riolite din munții Gilău.

Incluziunile sticloase, care păstrează în interiorul lor topitul de silicati din care s-au format aceste roci, se subdivid în mai multe grupe: bifazice (sticlă + gaz; sticlă + cristale), trifazice (sticlă +  $\text{CO}_2$  lichid + +  $\text{CO}_2$  gaz; sticlă + gaz + minerale opace) și polifazice (sticlă + gaz + + două sau mai multe minerale).

Cele fluide, ca urmare a proceselor pneumatolitice, de skarn și hidrotermale depuse pe fisuri în fenocristalele din roci, la rîndul lor, se subdivid în: incluziuni gazoase, lichid + gazoase și polifazice (lichid + gaz + halit + silvină + calcopirittă etc).

După gradul de umplere al incluziunilor sticloase se apreciază că banatitele s-au format la temperaturi superioare de  $1100^\circ\text{C}$ .

Cele fluide, contemporane cu cele din mineralizațiile din regiune indică un interval de temperatură de la  $165^\circ\text{C}$  la  $430^\circ\text{C}$ .

## EXPLANATION OF PLATES

### Plate I

Fig. 1 — Biphase (glass+gas) glass inclusion in quartz phenocryst of dacites in Iara Valley.

Fig. 2 — Glass inclusion (glass + gas) and glass inclusion with opaque crystals in dacites in Iara Valley.



Fig. 3 — Three-phase glass inclusion (glass + CO<sub>2</sub> liquid + CO<sub>2</sub> gas) in quartz phenocryst of dacites in Valea Lita.

### Plate II

Fig. 1 — Polyphase glass inclusion (glass + gas + several opaque crystals), from Valea Lita.

Fig. 2 — Glass and fluid inclusions in feldspar crystal of dacites in Valea Lita.

Fig. 3 — Devitrified glass inclusion and secondary fluid inclusions on fissures in Valea Caselor dacites (Păniceni).

### Plate III

Fig. 1 — Azonal, gas fluid inclusion in quartz crystal of granodiorite porphyries in Ierții Valley (Băișoara).

Fig. 2 — Biphasic fluid inclusions in quartz phenoeyrst of dacites in Valea Finațelor (Păniceni).

Fig. 3 — Mainly gas containing fluid inclusion, right top, and type I biphasic inclusions in quartz phenocryst of Valea Caselor (Păniceni) dacites.

Fig. 4 — Mainly gas containing fluid inclusion (type II) and type I fluid inclusions in quartz phenocryst of Valea Vadului rhyolites.

### Plate IV

Fig. 1 — Mainly gas containing inclusion in quartz veins with sulphide ores in granodiorite porphyries in Ierții Valley.

Fig. 2 — High salinity polyphase inclusion (aqueous solution, gas, halite, probably silvite) in quartz phenocryst of Băișoara granodiorite porphyries.

Fig. 3 — Inclusion consisting of aqueous solution, gas, halite and silvite, and biphasic (liquid + gas) inclusion in vein quartz of granodiorite porphyries in Ierții Valley.

Fig. 4 — Inclusion consisting of aqueous solution, gas, halite, silvite and two opaque minerals in quartz of metamorphics from banatites contact area (Cacova).



## 2. ZĂCĂMINTE—GEOCHEMIE

### PRELIMINARY DATA ABOUT SIDERITE AND SULPHIDE MINERALIZATION ON THE CERE BROOK (CIUCULUI MTS.)<sup>1</sup>

by

MIHAI RUNCEANU<sup>2</sup>, GABRIEL VOICU<sup>2</sup>

*Mineralization. Siderite. Sulphides. Hydrothermal processes. Neogene. Volcanic rocks. Hydrothermal alteration. Structural controls. Minor elements: S<sup>34</sup>/S<sup>32</sup>. East Carpathians — Crystalline-Mesozoic Zone — Hăgimăș Mts. Neogene-Quaternary Eruptive — Harghita.*

#### Abstract

This paper describes mineralogical, geochemical and structural aspects of Cere brook mineralization (Ciucului Mts.). This mineralization is hosted on a fracture which is about NS oriented, at the contact between micaceous gneisses of Bretila group and flysch formation which is represented by Sinaia beds. It is characteristic the siderite-marcasite-sphalerite-greigite paragenesis which indicates a hydrothermalism of low temperature related to neogene volcanism.

#### Résumé

*Données préliminaires sur la minéralisation de sidérite et sulfures du ruisseau de Cere (monts Ciucului). On présente les traits minéralogiques, géochimiques et structuraux de la minéralisation mise en évidence sur le ruisseau de Cere (monts Ciucului). La minéralisation est située sur une fracture orientée approximativement nord-sud, au contact entre les gneisses micacés du groupe de Bretila et la formation du flysch représentée par les couches de Sinaia. La paragenèse caractéristique sidérite-marcasite-blende-greigite indique une activité hydrothermale de basse température associée au volcanisme néogène.*

#### 1. Introduction

Our mineralization is placed in southern part of Ciucului Mts. Crystalline (East Carpathians) on the middle course of Cere brook at about

<sup>1</sup> Received on May 11, 1987, accepted for communication and publication on May 12, 1987, communicated at the Meeting on May 28, 1987.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R 79678, București 32.



3.5 km eastwards Mihăileni and about 3 km northwards Frumoasa place (Pl. I).

Mușat et al. (1985) mentioned this mineralization for the first time.

## 2. Geological setting

Crystalline, sedimentary and volcano-sedimentary formations constitute this region from geological point of view. The nearest known eruptive body, which is composed of pyroxene andesites is placed at about 4 km westwards from the mineralized zone.

Metamorphics belong to Bretila group, which as a whole is constituted of micaschists, micaceous gneisses, amphibolic schists. In the mineralized zone, metamorphic rocks belong to Bretila 2 formation (Mureșan, Mureșan, 1972) and are represented by micaceous gneisses.

Sedimentary formations, in the zone of Cere brook, belong to the Triassic, Jurassic and Cretaceous.

Triassic is composed of grey massive dolomites (Campilian-Anisian) on a thin group of clayey micaceous violaceous schists.

Jurassic is represented by yellow quartzitic gritstones with limy cement attributed to Lower Lias (Patrulius et al., 1962). Both Triassic and Jurassic formations belong to the Bucovinian Nappe.

Cretaceous which belongs to Ceahlău nappe, is represented by Sinaia beds (Tithonic-Neocomian) and namely by marlo-limestones, gritty limestones and gritstones with limy cement.

Neogene volcano-sedimentary formation contains products of eruptive manifestations and is constituted of pyroclastics, volcanic agglomerations, andesitic sands which are subairy and subaquatically deposited.

## 3. Description of mineralization

Cere brook mineralization is placed on a fracture oriented about NS at the contact between Sinaia beds and micaceous gneisses of Bretila 2 formation. The brook opens only the altered and mineralized zone on micaceous gneisses, direct contact between the crystalline and flysch being covered.

In the vicinity occur springs of carbogasous waters which indicate both intense tectonization of the zone as well as a postvolcanic activity.

Thickness of mineralized zone is between 0.5 and 4 m and length about 300 m. Almost the whole length, gneisses are intensely altered by hydrothermal solutions, on some portions being completely argillized.

Mineralization is constituted of siderite, marcasite, sphalerite, pyrite rarely greygite and sporadically chalcopyrite.

Siderite is met on the lower part of Cere brook middle course as some veins of breccious texture of about 30–40 cm thickness and noticeable lengths of about 3 m. It was born through sideritization of fault clay by hydrothermal solutions.

Under microscope, it is noticed a fine carbonatic mass impregnated with iron hydroxides in which there are included surrounded fragments of crystals and rocks from initial gneiss. As a result of contraction caused by cooling, there were born spaces around fragments as well as fissures in



siderized clay which went on being filled by a new generation of hydro-thermal siderite which occurs as a finely grained mass, associated with sulphides.

Rx diffractogram (Table 1) pointed out a impurificated siderite with very low quantities of calcite and manganocalcite.

TABLE 1  
*d and I/10 values calculated according to siderite  
diffractogram on the Cere brook*

No.	d(Å)	I/10
1	3.540	6
2	2.785	10
3	2.330	4
4	2.117	5
5	1.955	4
6	1.790	2
7	1.728	6
8	1.517	1
9	1.500	3
10	1.422	2
11	1.392	1
12	1.387	1
13	1.351	2

Diffractometer TUR M-61, rad. Co K $\alpha$ , filter Fe,  
analyst I. Vanghelie, IGG Bucharest

Chemical analysis <sup>3</sup> indicated the following contents : SiO<sub>2</sub> = 12.22% ; TiO<sub>2</sub> = 0.36% ; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 3.11% ; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 10.38% ; FeO = 36.99% ; MnO = 0.89% ; MgO = 0.8% ; CaO = 3.37% ; K<sub>2</sub>O = 0.50% ; Na<sub>2</sub>O = 0.38% ; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0% ; H<sub>2</sub>O = 1.64% ; CO<sub>2</sub> = 28.39% ; S = 0.41% , these values being comparable with those of chemical analyses on siderites from Lueta-Vlăhița, Chirui, Mădăraș and Toplița zones (Szakacs, 1987). This fact suggests a common origin.

Macroscopically, marcasite occurs as veinlets, crusts, spheroidal aggregates, cementing triturated gneisses and siderized clay.

<sup>3</sup> Analyst E. Colios, IPGG. Bucharest



Microscopic analysis pointed out a great variety of structures. So, there are collomorphic structures, partly recrystallized concentric-radial (Pl. II, fig. 1), lamellar (Pl. II, fig. 2), granular, spherulitic. In its mass, sometimes occur contraction fissures as a result of crystallization of iron sulphide gel.

Rx diffractogram (Table 2) pointed out a pure marcasite.

TABLE 2

*d and I/10 values calculated according to  
marcasite diffractogram on the Cere brook*

No.	d(Å)	I/10
1	3.440	5
2	2.690	10
3	2.410	6
4	2.315	5
5	1.906	3
6	1.755	6
7	1.688	1
8	1.676	1
9	1.595	2

Diffractometer TUR M-61, rad. Co K $\alpha$ , filter Fe,  
analyst I. Vanghelie, IGG Bucharest

It was done an analysis of sulphur isotopes<sup>4</sup> on a monomineral sample separated at binocular eyeglass, obtaining the following values :  $\delta^{34}\text{S} = -3.60\%$ ,  $^{32}\text{S}/^{34}\text{S} = 22.300$ .

Sphalerite is quantitatively subordinated to marcasite and occurs with collomorphic, beach, spherulitic aspects.

Sphalerite collomorphically deposited has obvious banding, easily noticed under microscope, through colour differences, which vary from light grey to dark grey (Pl. II, Fig. 3). Frequently there occur intergrowths between sphalerite and marcasite caught into a mass of banded collomorphic sphalerite (Pl. III, Fig. 1). Presence of most part in collomorphic state in paragenesis with marcasite indicates low temperatures of mineralization deposition.

Pyrite occurs as idiomorphic and hypidiomorphic grains disseminated in fault clay, siderite and altered gneisses.

<sup>4</sup> Analyst F. Gaftoi, IGG, Bucharest



Microscopically there are noticed local concentrations of pyrite in marcasite mass as well as isolated crystals in collomorphic sphalerite.

Greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) represents metastable iron sulphide cubically crystallized having magnetic features similar to magnetite (Skinner et al 1964).

On our country territory, it was described in alluvial deposits from Sebeș Mts in Pb-Zn mineralization associated to evaporitic deposits from Jitia and in recent alluvia of Gilort and Galbenu rivers (Udubaşa et al., 1986; Udubaşa, Arsenescu, 1987).

On Cere brook, greigite occurs in paragenesis with marcasite and sphalerite of epithermal nature, so in Fe-Zn association. Greigite of a same genesis was also noticed by Radusinovic (1966) but in As-Sb-Hg veins at Lojane (Iugoslavia).

In our mineralization, it was only microscopically identified unable to be physically and chemically analysed because of small quantity in which it occurs. It has irregular nests, finely-grained in marcasite mass (Pl. III, Fig. 2).

Sporadically occurs chalcopyrite of under 0.001 mm in size in sideritized clay.

#### 4. Hydrothermal alterations and geochemical considerations

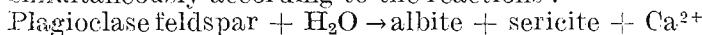
As a result of hydrothermalism, in gneisses of Bretila group take place chemical and mineralogical transformations, neoformation minerals which result belonging to clayey and phyllitic facies (Burnham, 1962) or to clayey intermediary and sericitic associations (Mayer, Hemley, 1967).

So it takes place an increase of complexity degree of mineralogical composition of crystallophyllian rocks either because of primary minerals substitution or formation of some secondary mineral components which are directly deposited from hydrothermal solutions.

Overlapping of some mineral different parageneses indicates a pulsated aspect of hydrothermal solutions, this process taking place at the same time with changing of solution chemistry and physical conditions of deposition.

Phyllitic facies is characterized by biotite titaniferous, muscovite, orthose paragenesis, minerals resulted after transformations on gneisses of high temperature solutions rich in Fe, Ti, K (Pl. III, Fig. 3).

Clayey facies is characterized by albite, sericite, chlorite, zoisite, clinozoisite paragenesis, indicating that transformation processes took place simultaneously according to the reactions :



Plagioclase feldspar occurs bordered by albite and inside crystals occur fine flakes of sericite often oriented on the direction of twinned planes as well as zoisite-clinozoisite of small sizes, unoriented.

Last transformations caused by hydrothermal solutions determine the apparition of clayey minerals, especially montmorillonite and kaolinite as well as secondary quartz. Roetgenostructural analyses on various types of fault clays indicated neoformation minerals and their quantitative relations (Table 3).



TABLE 3

*Results of roentgenostructural analyses of clays on the Cere brook*

No.	No. of sample	Petrographical type	Contents in mineralogical components
1	8149	yellowish, weakly limonitized clay	kaolinite 59–60 %, feldspar 20–21 %, quartz, 15–16 %, sericite 2–3 %, montmorillonite 40–41 %, feldspar 11–12 %, kaolinite 14–15 %, quartz, 30–32 %, sericite 4–5 %
2	8150	greenish clay	
3	8152	yellowish clay	quartz 46–47 %, feldspar 25–26 %, sericite illite 11–12 %, montmorillonite 5–6 %, kaolinite 4–5 %, siderite 2–33.
4	8154A	grey-silver clay	sericite + illite 36–37 %, kaolinite 10–11 %, quartz 26–27 %, feldspar 11–12 %, siderite 7–8 %, chlorite 4–5 %
5	8154B	grey-silver clay	sericite + illite 42–43 %, chlorite 2–3 %, quartz 21–22 %, feldspar 20–21 %, kaolinite 5–6 %, siderite 4–5 %
6	8155B	black clay	quartz 44–45 %, sericite + illite 30–32 %, feldspar 19–20 %, siderite 2–3 %
7	8156A	black clay	quartz 33–34 %, kaolinite 14–15 %, feldspar 17–18 %, sericite 13–14 %, siderite 11–12 %, chlorite 6–7 %
8	8156H	grey-whitish clay	quartz 40–41 %, kaolinite 14–15 %, sericite + illite 28–29 %, feldspar 13–14 %

Analyst G. Cușmirencu, IPGG Bucharest

On values of spectral and chemical analyses on mineralizations and host rocks (Tables 4 and 5) we can state the following :

- both spectral and chemical analyses point out besides ferrous character, the zinciferous one of the mineralization, excepting bigger or smaller quantities of Zn, meeting in the majority of analysed samples ;
- Pb does not form its own minerals being met as Ca and K substituent and Cu is met sporadically as chalcopyrite, these observations being also confirmed by low contents in these chemical elements ;
- in analysed samples for S it is noticed a high content especially caused by sulphur from crystalline network of marcasite and subordinately sphalerite and pyrite ;
- chemical analyses on pyrite from fault clay and on siderite cemented with marcasite indicated low contents of Au and lack of Ag ;
- there are remarked high values of Ti contents maybe because of the contribution of hydrothermal solutions ;
- generally Co/Ni ratio is supraunitary, indicating hydrothermal nature of the mineralization. Variations of this ratio are caused by the fact that analyses were done not only on sulphides in the mineralization but also on host rocks ;
- there are noticed variable contents of Ga, Cr and V which occur directly related to Ti contents, indicating the same processes of geochemical differentiation ;



TABLE 4

*Results of spectral analyses (ppm) in the zone of the Cere brook*

No.	No. of sample	As	Zr	Cu	Pb	Sn	Mn	Ga	Cr	Ni	Mo	V	Zn	Ti	Co	B	Ba
1	8847C	0	0	8	15	0	150	0	0	125	3	15	3000	220	160	—	40
2	8847D	0	0	3	0	0	2500	0	0	0	0	10	100	120	5	—	15
3	21756	0	0	0	3	9	240	0	0	0	0	3	250	50	4	—	—
4	21757	0	0	0	3	0	3000	0	0	0	0	3	270	100	5	—	—
5	21759	0	0	0	10	0	2800	3	0	0	0	50	2000	150	10	—	—
6	9265A	0	70	40	40	4	2000	10	15	80	3	80	100	2000	3	—	—
7	105	400	—	0	30	—	—	0	0	85	5	—	3000	—	65	250	—
8	106	0	—	—	—	—	—	—	—	15	5	—	2000	—	10	100	—
9	21758	0	0	3	30	0	1200	8	10	200	0	5	3000	3000	250	—	—
10	21780	0	0	0	15	0	3000	0	0	0	0	12	3000	350	9	10	45
11	21781	0	70	40	0	0	1000	6	20	25	0	15	100	2200	7	—	—
12	9265B	0	350	10	30	5	600	25	20	10	0	100	100	2200	5	—	—
13	9265C	0	30	3	12	3	3000	3	0	15	20	80	100	1500	35	—	—
14	20129	0	0	5	40	10	3000	0	0	0	0	15	1800	30	15	—	—
15	8847B	0	200	15	3	0	600	0	0	0	0	18	0	3000	5	—	800
16	21592	0	200	30	5	3	1900	15	130	40	3	300	0	3000	35	—	—

Chemical element unanalysed : 1 — pyrite from black clay ; 2-5-siderite  $\pm$  marcasite ; 6-black clay  $\pm$  pyrite ; 7 — 11-mineralization from fault clay ; 12—14-fault clay ; 15-16-altered hydrothermal gneiss. Analysts S. Bunea, I. Demetrescu, E. Popa, IPGG Bucharest

— B and Ba presence in analysed samples suggests the hydrothermal origin of the mineralization too.

The study of the mineralization, hydrothermal alterations and geochemical aspects indicate a pulsatory activity of hydrothermal solutions on a large interval of temperature, deposition of mineralization taking place at last comings. The best proof is marcasite-collomorphic sphalerite-greygite association. Siderite study pointed out two stages of deposition, the second being associated with metallic minerals too.

### 5. Conclusions

Mineralogical composition, description, contents in minor elements, show that the mineralization is epithermal, related to neogene volcanism,



TABLE 5

*Results of chemical analyses in the zone of the Cere brook*

No.	No. of sample	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	S
		g/t	g/t	%	%	%	%
1	8847C	0.80	0	0	0.03	0	39.44
2	8847D	0.25	0	0	0.01	0.04	—
3	8847E	0.36	0	0	0.01	0	5.32
4	21757	—	—	0	0.01	0.04	—
5	21758	—	—	0	0	0.70	—
6	21759	—	—	0	0.01	0.14	—
7	21780	0.10	0	0	0.01	0.82	—
8	21781	—	—	0.01	0.01	0.02	—
9	C6	—	—	0	0	.64	34.25
10	C9	—	—	0	0	0.01	3.43

Chemical element unanalysed : 1,3-pyrite from black clay ;  
 2,4, 6-siderite marcasite ; 5,7,8,9,10-mineralization in the  
 fault clay.

Analysts S. Stăniloae, N. Iosipenco, IPCG Bucharest

being interesting the marcasite-collomorphic sphalerite-greyrite association.

Close by, in neogene volcanic rocks, there were described hydrothermal alterations (Stanciu, 1984), either associated with mineralizations or on nonmineralized fractures. Presence of mineralization on Cere brook extends the area of hydrothermalism related to neogene volcanism, existing the possibility to point out new tectonic mineralized alignments both in metamorphics and flysch formations.

Hydrothermal genesis of siderite in this zone brings another argument about the origin of one part of siderite related to iron mineralizations in Lueta-Vlăhița, Chirui, Mădăraș and Toplița zones (Peltz, Peltz, 1982 ; Szakacs, 1987).

Microscopic identification of greyrite was done by dr. G. Uđubaša to whom we are grateful for his help in writing this paper.

#### REFERENCES

- Burnham C. W. (1962) Facies and types of hydrothermal alteration. *Econ. Geol.*, 57, 5 — 6, p. 768—785, Lancaster.



- Mayer C., Hemley J.J. (1967) Wall rock alteration ; in : Geochemistry of hydrothermal ore deposits, New York.
- Mureşan G., Mureşan M. (1972) Asupra prezenţei conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheş (zona cristalino-mezozoică a Carpaţilor Orientali). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.* I VIII/1, p. 243–256, Bucureşti.
- Muşaț I. Al., Runceanu M., Matei V., Runceanu R. (1985) Mineralizaţii epigenetice de sulfuri metalice de vîrstă neogenă în cristalinul munţilor Ciucului, jud. Harghita. *Bul. tehn. şt., IPGG*, XV/4, p. 81–84, Bucureşti.
- Patrulius D., Contescu I., Butac Al. (1962) Observaţii asupra flişului cretacic din valea superioară a Trotuşului şi înprejurimile oraşului Miercurea Ciuc (Carpaţii Orientali). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geologie*, VII/3–4, p. 409–428, Bucureşti.
- Peltz S., Peltz M. (1982) Contribuţii la cunoaşterea mineralizaţiei de fier din regiunea Lueta-Vlăhiţa-Chirui (jud. Harghita). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/2, p. 81–116, Bucureşti.
- Radusinovic D. R. (1966) Greigite from the Lojane chromium deposit, Macedonia. *Am. Miner.*, 51, p. 209–215, Washington.
- Skinner B. J., Erd R. C., Grimaldi F. S. (1964) Greigite, the thio-spinel of iron ; a new mineral. *Am. Miner.*, 49, p. 543–555, Washington.
- Stănciu C. (1984) Hypogene alteration genetic types related to the neogene volcanism of the East Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV, p. 235–245, Bucureşti.
- Szakacs Al. (1987) Report, archive of the Institute Geology and Geophysics, Bucharest.
- Udubaşa G. et al. (1986) Studii în vederea elaborării atlaselor paleontologic şi mineralologic ale R. S. România. I. Elemente native şi sulfuri, arch. of the Inst. of Geol. and Geophys., Bucharest.
- Arsenescu V. (1987) Greigit în aluviunile rîurilor Gilort şi Galbenu. *D.S./Inst. Geol. Geofiz.*, 72–73/1, Bucureşti.

## DATE PRELIMINARE ASUPRA MINERALIZAȚIEI DE SIDERIT ȘI SULFURI DE PE PÎRÎUL CERE (MUNȚII CIUCULUI)

(Rezumat)

Mineralizaţia de pe pîrîul Cere este localizată în partea sudică a cristalinului munţilor Ciucului (Carpaţii Orientali), fiind cantonată pe o fractură orientată aproximativ nord-sud, la contactul între metamorfitele grupului Bretila şi formaţiunile de fliş (Pl. I).

Grosimea zonei mineralizate este cuprinsă între 0,5 şi 4 m, iar lungimea în jur de 300 m, mineralizaţia fiind alcătuită din siderit, marcasită, blendă, pirită, rar greigit şi sporadic calcopirită, depusă de soluţiile hidrotermale legate de vulcanismul neogen.

Compoziţia mineralologică, modul de prezentare, alteraţiile hidrotermale şi aspectele geo chimice indică o activitate pulsatorie a soluţiilor hidrotermale, dispersate pe un interval larg de temperatură, depunerea mineralizaţiei având loc la ultimele veniri. Dovada cea mai concludentă este asociaţia marcasită-blendă colomorfă-greigit. Studiul sideritului a pus în evidenţă două faze de depunere, cea de a doua fiind asociată şi cu mineralele metalice.



Prezența mineralizației de pe pîriul Cere extinde aria de manifestare a hidrotermalismului legat de vulcanismul neogen, existind posibilitatea punerii în evidență de noi aliniamente tectonice mineralizate, atât în cadrul metamorfiteelor, cit și a formațiunilor de fliș.

## EXPLANATION OF PLATES

### Plate I

**Geological map of Cere brook zone.** Neogene-1, volcano-sedimentary formation (pyroclastics; volcanic agglomerations, andesitic sands); 2, Sinaia beds (marly-limestones, gritty limestones, gritstones); Jurassic-3, quartzitic gritstones; Triassic-4, dolomites, clayey violaceous micaceous schists; Lower Middle Cambrian-5, Tulgheș group (sericitous schists, sericite-chloritous schists); Middle Precambrian-6, Bretila group (micaceous gneisses); 7, geological limit; 8, overthrust nappe; 9, fault; 10, metamorphic schistosity; 11, hydrothermal alterations; 12, mineralization; 13, carbogaseous springs; 14, position of geological section.

### Plate II

Fig. 1 — Collomorphic sphalerite (bl) and marcasite (ma) with concentric-radiary texture. N +  $\times 500$ .

Fig. 2 — Lamellar marcasite (ma) and sphalerite (bl) with collomorphic structure. N +,  $\times 500$ .

Fig. 3 — Collomorphic sphalerite (bl) with banded texture in marcasite (ma). Oil immersion, N +,  $\times 1250$ .

### Plate III

Fig. 1 — Marcasite-sphalerite (ma-bl) intergrowths wrapped by collomorphic sphalerite (blc) with banded texture. N +,  $\times 500$ .

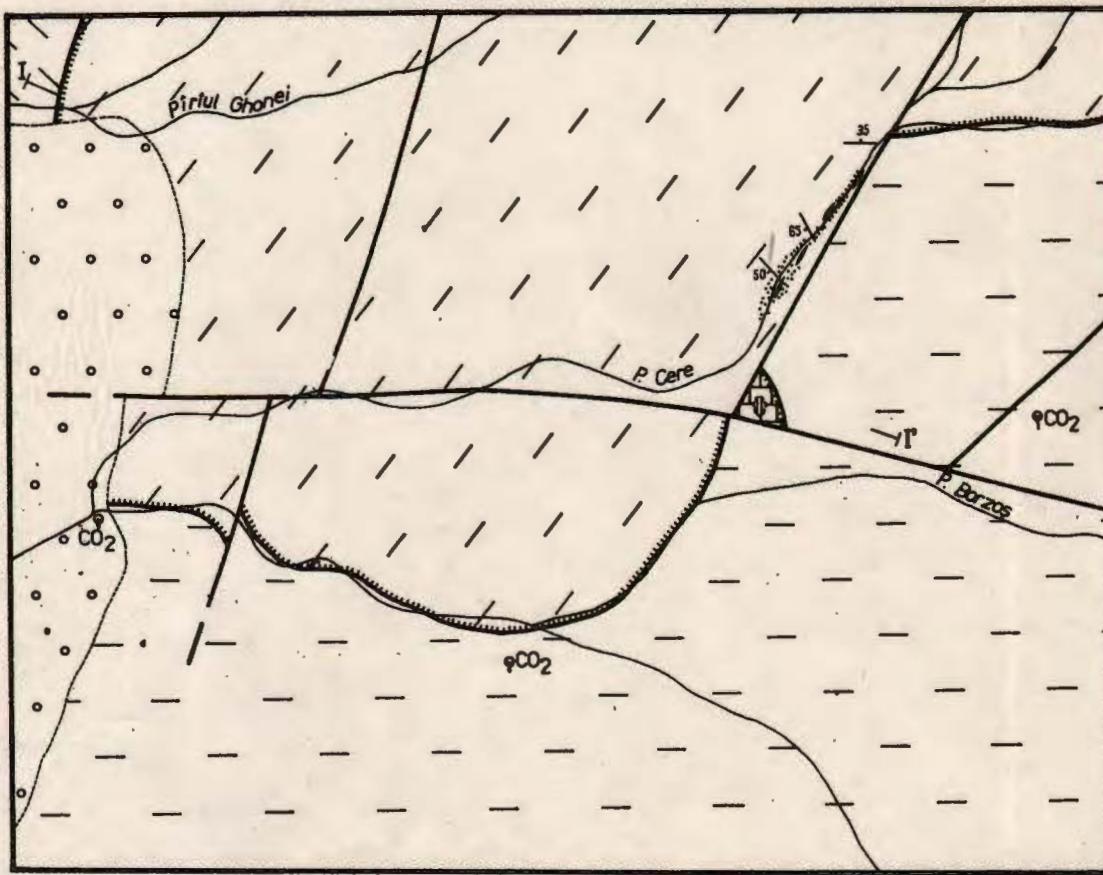
Fig. 2 — Nests of finely grained greygite (gr) in marcasite (ma) network. Oil immersion, N ||,  $\times 1250$ .

Fig. 3 — Neoformation biotite in altered gneisses. N ||,  $\times 25$ .



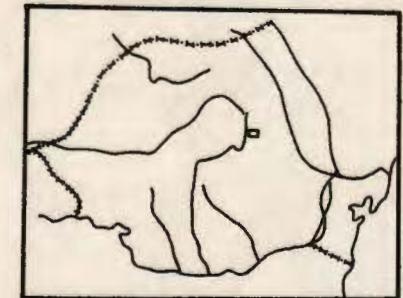
GEOLOGICAL MAP OF CERE BROOK ZONE

0 100 200 300 400m



LEGEND

- NEOGENE
- CRETACEOUS
- JURASSIC
- TRIASSIC
- LOWER-MIDDLE CAMBRIAN
- MIDDLE PRECAMBRIAN
- Geological limit
- Overthrust nappe
- Fault
- Metamorphic schistosity
- Hydrothermal alterations
- Mineralizations
- Carbogaseous springs
- Position of geological section



## 2. ZĂCĂMINTE—GEOCHIMIE

### PETROCHEMICAL CHARACTERIZATION OF METAMORPHICS FROM LEAOTA GROUP<sup>1</sup>

by

MIHAI TATU<sup>2</sup>, LUCIA ROBU<sup>2</sup>

*Metamorphic rocks. Schists. Gneisses. Amphibolites. Stratigraphic units. Lereşti Formation. Voineşti Formation. Căluşu Formation. Leaota Group. Geochemistry. Major elements. South Carpathians — Getic Domain — Leaota Mts.*

#### Abstract

Petrochemical study of metamorphics from Leaota group pointed out that they can be grouped in three tendency domains (magmatic, sedimentary and mixed) according to the nature of premetamorphic material. At the same time, certain petrochemical parameters (oxidation degree,  $K_2O/Na_2O$  ratio) certify that some levels, belonging to Lereşti and Căluşu formations are intensely retromorphosed.

#### Résumé

*Caractérisation pétrochimique des métamorphites du groupe de Leaota. L'étude pétrochimique des métamorphites attribuées au groupe de Leaota a mis en évidence la possibilité de les distribuer à trois domaines de tendance (magmatique, sédimentaire et mixte) en fonction du type de matériel pré-métamorphique. Certains paramètres pétrochimiques (degré d'oxydation, rapport  $K_2O/Na_2O$ ) attestent la présence de quelques niveaux des formations de Lereşti et Căluşu intensément rétromorphisés.*

Together with the studies on mineral reactions, superposed parageneses, blastesis-deformation relation, mega- and microstructures, petrochemical analysis comes to complete the image about metamorphics in our zone.

Lately a constant preoccupation was solving the problem of the pre-metamorphic character of the analysed rocks. If in the case of anchimetamorphics or epimetamorphic formations, the situation is relatively simple, because parageneses and structures specific to the originary domain (magmatic or sedimentary) survive, the situation becomes more complicated,

<sup>1</sup> Received on April 14, 1987, accepted for communication and publication on April 16, 1987, communicated at the Meeting on April 17, 1987.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, R 79678, București 32.



even difficult to determine in the case of middle or high grade metamorphics, influenced by retrograde and/or prograde overlapped processes. Many investigations have tried to find out a solution in this last case, drawing up diagrams or some equations of discriminating character. They were done by means of successive attempts or an impressive number of analyses.

Because lately there were analysed a relatively great number of samples from rocks belonging to the Leaota group metamorphics, it was convenient to discuss variation of certain components on petrographical types belonging to some distinct lithostratigraphic entities. Although, the quantity of various types is unequal, however representativeness of the samples leads to interesting conclusions. So, it was tried a classification of tendencies in premetamorphic character of analysed samples. This was achieved by means of some diagrams and a discriminating equation, after grouping rocks in three main types : amphibolites and chlorite-albitic schists, gneisses, micaschists. These diagrams ( $\text{CaO}/\text{MgO}/\text{Fe}$ , Walker et al., 1960 ;  $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ , Tarney, 1977 ; alk/mg, al-alk/c and c/mg, Leake, 1969 ;  $\text{TiO}_2/\text{F}$  and  $\text{MnO}/\text{TiO}_2$ , Misra, 1971 and  $\Delta F_3 = 10.44 - 0.21 \text{ SiO}_2 - 0.32 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ total} - 0.98 \text{ MgO} + 0.55 \text{ CaO} + 1.46 \text{ Na}_2\text{O} + 0.54 \text{ K}_2\text{O}$ , discriminating equation (Show, 1972) which have negative values for sedimentary domain and positive ones for that of igneous rocks, being selected on account of some successive tests on various petrographical types and on account of the results of their application in the literature. The way in which obtained data are presented in table 2 (Renkopff, 1968) has been chosen in order to underline certain tendencies concerning the belonging to a premetamorphic petrographical type (S-sedimentary, I-igneous). We used symbols (S) or (I) for the situations in which because of the sample distribution, certitude decreases to 0.75 (of unitary value) and symbol (—) for inconclusive tests. Concerning the metamorphics, we excluded magmatic rocks which crop out within Leaota Mts. (Albești granite, Lalu granite and eclogites) whose petrochemical features have been analysed in various issued works or in IPGG reports (Gherasi et al., 1966, 1971; Dimitrescu, Murariu, 1982; Chirică et al., 1982; Gheuca, Dinică, 1983; Săbău et al., 1984; Tatu, Săbău, 1985).

Analyses presented in table 1 have been separated on petrographical types and lithostratigraphical entities. So we took into consideration Gheuca & Dinică, 1986 lithostratigraphical scheme for Voinești and Lerești formations and Gheuca & Dinică, in Udubașa et al., 1985 for Călușu formation. Later on we maintained the name of Valea Frasinului for the amphibolites and micaschists with garnets from the lower part of Căpitanu level (Gheuca, Dinică in Udubașa et al., 1985).

### Retromorphic amphibolites and chlorite-albitic schists

Rocks belonging to Valea Hotarului, Românescu, Valea Dobriașu, Clăbucet, Valea Frasinului, Căpitanu levels have  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{FeO}$  values homogeneous as compared to Bughea and Stoenești levels which are rather dispersed.

Regarding  $\text{MgO}$  values, it is noticed a variable character in the case of Valea Hotarului, Bughea, Românescu and Clăbucet amphibolites and



TABLE 1

*Leața group — chemical analyses*

No of sample	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{CO}_2$	$\text{S}$	$\text{H}_2\text{O}^+$	$\text{H}_2\text{O}^-$	Total
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Voinești formation Valea Hotarului level Gneisses (VHG)																
6850	69.50	15.62	1.53	2.16	—	0.73	0.47	2.27	5.09	0.76	0.25	0.39	0.11	0.89	—	99.88
8871	70.80	14.35	1.10	1.89	—	0.64	1.57	3.02	3.96	0.40	0.17	0.19	0.13	1.15	—	99.54
8	69.93	14.60	1.90	1.55	—	1.30	1.80	2.80	4.30	0.55	0.15	—	—	0.17	—	99.34
5193/3	69.39	12.40	2.52	2.30	—	1.78	1.27	3.56	4.21	0.72	0.08	—	0.11	1.25	0.20	99.00
74H	69.04	17.25	0.44	2.06	—	0.70	1.12	2.97	15.10	0.70	0.30	0.56	0.05	0.65	—	99.92
77H	69.50	15.62	1.52	2.16	—	0.73	0.47	2.27	5.05	0.76	0.25	0.39	0.11	0.89	—	99.88
75H	69.30	17.03	0.10	1.80	—	0.59	0.88	3.14	4.95	0.62	0.29	0.62	0.04	0.43	—	99.79
10438	73.20	14.35	0.16	1.44	—	0.44	0.40	3.10	4.95	0.40	0.30	0.75	0.04	0.28	—	99.86
837	64.84	15.05	2.00	3.96	—	1.38	4.06	3.30	3.00	1.05	0.08	0.17	—	0.63	0.24	99.81
838	67.45	14.57	1.20	3.24	—	1.17	2.59	3.00	4.30	0.90	0.08	—	—	0.96	0.24	99.78
Amphibolites (VHa)																
302	49.82	14.02	2.44	6.26	0.35	9.15	8.89	2.62	1.65	1.07	0.08	1.72	0.08	1.48	0.08	99.71
273	50.42	12.80	3.40	7.92	0.22	7.10	9.80	4.43	0.87	1.62	0.11	0.53	—	0.47	0.16	99.76
6853	64.84	17.21	1.46	3.02	0.02	1.13	2.15	2.78	4.35	0.93	0.26	0.35	0.05	1.11	—	99.71
Micaschists (VHm)																
6248	48.00	13.60	2.18	10.34	0.22	6.08	8.51	3.12	1.05	2.70	0.74	0.95	0.17	2.50	—	100.31
Bughea level Amphibolites (Ba)																
5411	50.97	15.72	3.63	7.49	0.18	7.10	7.17	0.73	0.86	1.50	0.34	0.66	0.06	0.32	—	98.77
2385	48.75	13.75	6.00	3.62	0.35	10.4	6.85	2.95	0.80	2.00	0.22	0.40	0.06	0.22	—	100.33
4201	52.80	18.00	4.23	4.96	0.17	4.14	5.00	5.44	0.17	1.30	0.17	—	0.10	3.16	0.42	100.06
T1	44.33	23.20	—	7.56	0.16	4.72	5.60	1.98	1.66	0.75	0.02	—	0.15	0.46	0.40	100.06
T2	47.00	13.50	9.38	5.32	0.14	2.12	6.16	2.50	1.81	0.77	0.10	—	0.21	10.64	0.22	99.87
T3	47.90	19.04	4.03	7.12	0.16	1.98	5.32	2.26	1.16	0.95	0.07	—	0.22	9.39	0.04	99.64
T4	46.85	19.12	5.60	8.71	0.12	5.08	3.01	1.99	1.23	1.50	0.17	—	0.40	5.95	0.52	100.23
T5	47.01	21.40	3.95	8.12	0.14	1.38	5.60	1.56	0.67	1.20	0.23	—	0.29	8.04	0.59	100.18
T214	48.96	23.04	5.46	6.72	0.17	2.36	4.97	2.42	0.93	1.27	0.12	—	0.22	2.56	0.06	99.76
T247	52.40	21.23	2.82	5.00	0.39	4.60	7.00	2.48	0.59	0.90	0.10	0.34	—	1.64	0.30	99.79
T250	48.79	16.57	5.07	9.44	0.45	5.20	6.79	2.90	0.42	1.72	0.10	—	0.09	1.70	0.30	99.63



	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Michaschists (Bm)																
7535	62.75	12.40	4.52	4.03	0.14	2.88	4.83	3.25	1.75	0.65	0.18	0.73	—	1.47	—	99.68
7540	48.80	14.10	5.28	5.32	0.21	7.80	10.69	2.50	1.03	1.22	0.12	0.54	—	1.91	—	99.67
512b	49.45	14.12	5.19	6.60	0.19	5.97	7.07	2.70	0.65	1.50	0.26	2.69	0.10	2.75	—	99.82
2	71.70	14.80	1.23	1.42	0.04	0.80	1.10	2.02	4.30	0.70	0.12	—	—	0.15	—	98.38
Lerești formation Romănescu level o Retromorphic amphibolites (Ra)																
511b	53.20	14.95	6.67	3.91	0.19	4.78	5.88	2.98	0.37	1.90	0.27	0.52	0.15	3.77	—	100.57
5398c	69.10	12.80	3.62	1.84	0.09	1.64	1.28	3.71	1.77	0.85	0.12	1.08	0.17	1.32	—	99.54
5398e	55.60	13.70	1.23	4.22	0.26	2.72	7.12	3.97	1.42	0.82	0.44	4.41	0.31	3.04	—	99.53
270e	67.40	15.64	3.47	1.56	0.09	2.30	1.10	5.40	0.67	0.75	0.75	—	—	0.20	—	99.33
7227	43.20	16.75	5.60	5.76	0.18	8.13	9.43	2.63	0.41	1.15	0.17	3.54	0.08	2.61	—	99.65
7402	61.45	16.40	3.16	4.17	0.18	2.39	2.85	3.20	2.37	0.57	0.17	0.35	—	2.10	—	99.64
1R	48.38	11.44	8.19	7.29	0.19	5.90	5.60	2.90	0.55	2.40	0.18	2.55	0.48	3.15	—	99.02
muscovite-chloritous albitic quartzitic schists (Rs)																
740	68.90	12.88	4.43	1.46	0.09	1.76	1.16	1.94	2.54	0.67	0.21	1.36	0.08	1.68	—	99.93
3371a	62.95	16.75	4.81	1.56	0.10	1.77	0.22	3.01	3.04	0.75	0.85	0.60	0.19	1.98	—	99.55
7520 <sup>t</sup>	62.50	16.10	6.44	1.22	0.32	1.85	1.08	2.31	4.40	0.65	0.14	0.40	—	2.05	—	99.60
2R	65.72	11.66	4.87	2.91	0.10	2.90	1.68	3.15	2.37	1.24	0.15	0.52	0.15	1.97	—	99.52
3R	61.51	18.32	4.41	1.89	0.08	2.50	1.12	2.85	3.32	1.00	0.16	—	0.05	2.83	—	99.90
Valea Dobriașu level + Micaschists(VDm)																
6712	64.05	15.90	3.80	3.52	0.36	1.92	1.18	2.50	3.20	0.67	0.11	0.45	—	2.15	—	99.69
7228	72.95	11.60	3.76	2.01	0.10	1.29	0.84	2.37	2.23	0.65	0.12	0.45	—	1.25	—	99.70
7518	66.35	13.80	3.80	3.24	0.12	2.21	2.16	2.97	2.30	0.55	0.14	0.63	0.20	1.27	—	99.69
8216	65.80	16.18	1.96	3.09	0.15	9.99	1.90	3.81	2.59	1.01	0.16	0.10	0.03	1.95	—	99.76
8429	49.53	26.48	2.19	5.04	0.15	2.32	1.19	2.84	5.16	1.56	0.29	0.37	0.05	2.76	—	99.78
149	67.45	15.21	1.12	2.95	0.14	2.70	0.70	3.28	2.90	0.90	0.14	0.62	—	1.60	0.09	99.80
1D	67.53	11.73	8.05	1.30	0.07	2.10	0.42	1.80	3.30	0.74	0.15	—	0.21	2.25	—	99.83
2D	74.28	11.72	8.06	1.16	0.06	0.90	0.70	2.40	2.40	0.68	0.07	—	0.10	2.05	—	9.66
Albitic gneisses (VDg)																
152	73.78	11.63	1.39	1.58	0.07	1.10	0.98	5.93	1.00	0.52	0.13	0.43	—	0.95	0.12	99.61

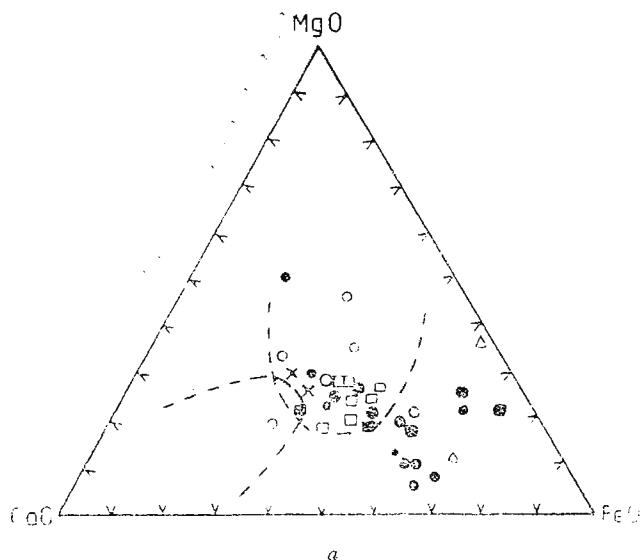


	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Clăbucet level X Microcliné-albitic gneisses (Cbg)																
7700	73.57	13.78	0.71	0.86	0.10	0.36	0.76	3.16	4.67	0.44	0.13	0.10	0.11	0.94	—	99.80
148	75.65	9.20	0.77	0.72	0.07	1.40	2.59	3.30	4.50	0.15	0.07	0.96	—	0.29	0.29	99.88
147	75.70	9.85	0.88	0.65	—	1.60	1.12	5.32	3.70	0.27	0.10	0.15	—	0.40	0.15	99.89
683	77.27	9.32	1.76	0.58	—	0.42	1.40	3.12	4.95	—	0.15	—	—	0.40	99.59	
839	76.64	8.30	1.20	1.08	—	0.49	2.80	3.85	3.75	—	0.07	0.20	0.20	—	0.95	99.48
146	71.95	12.21	0.80	3.24	0.14	2.60	0.91	3.66	1.50	0.77	0.13	0.32	—	1.48	0.14	99.85
Amphibolic retromorphic schists (Cba)																
150	49.73	14.51	2.72	5.83	0.18	9.10	11.20	2.95	0.50	1.02	0.07	0.77	—	1.15	0.14	99.87
151	48.68	15.20	3.12	7.27	0.29	8.10	11.34	2.60	—	1.17	0.17	0.19	—	1.41	0.24	99.78
Valea Frasinului level Retromorphic amphibolites (VFa)																
888	47.94	15.04	5.20	6.84	0.19	6.79	9.03	3.67	—	1.75	0.12	1.54	0.14	1.16	0.22	99.63
891	47.70	14.01	5.04	8.06	0.22	5.49	10.64	3.07	0.27	2.35	0.20	1.40	0.12	0.63	0.30	99.50
891/1	43.10	15.01	5.94	7.63	0.22	5.39	14.00	3.30	0.27	2.25	0.12	1.85	0.18	0.28	0.27	99.79
936	50.51	15.43	5.44	7.70	0.30	6.90	7.35	3.37	0.27	1.75	0.12	0.17	0.12	0.23	0.20	99.93
426/7	45.95	17.92	4.28	6.77	0.18	7.00	8.84	3.50	0.65	1.30	0.07	1.98	—	1.28	0.14	99.83
427	45.62	21.92	3.40	5.04	0.20	6.35	7.52	4.07	0.85	0.85	0.05	1.81	—	1.59	0.34	99.61
843	51.20	16.07	5.24	5.54	0.15	5.23	5.81	3.55	0.50	2.35	0.12	1.67	—	2.46	—	99.89
Călușu formation Căpitanu level Retromorphic amphibolites (Ca)																
7340	47.15	13.70	6.72	5.83	0.36	5.06	7.12	3.12	0.31	0.57	0.19	4.10	—	4.45	—	99.61
7162	48.00	16.50	4.64	6.98	0.25	6.90	10.68	2.37	0.21	1.50	0.17	0.12	—	1.28	—	99.60
7302	63.50	15.70	4.00	3.24	0.10	2.90	1.10	4.30	1.56	0.55	0.18	0.40	—	2.15	—	99.68
7440	70.61	12.90	3.00	3.24	0.14	1.88	0.56	1.82	2.47	0.45	0.14	0.30	—	2.00	—	99.60
7454	57.90	14.50	4.36	6.33	0.25	3.21	5.04	3.45	0.21	1.30	0.23	0.82	—	1.98	—	99.68
Michaschists-quartzites(Cmq)																
7129	48.80	14.10	4.88	5.68	0.21	4.00	8.09	4.60	0.93	1.37	0.27	3.59	—	3.01	—	99.63
7294	52.05	8.30	10.92	7.27	0.25	3.92	6.16	3.08	0.62	1.71	0.45	2.09	—	2.51	—	99.64
7297	71.70	9.10	6.24	2.30	0.14	1.10	0.56	3.25	2.65	0.45	0.14	0.40	—	2.00	—	99.63
7299	71.70	12.70	2.92	2.59	0.01	1.43	0.54	3.55	1.81	0.48	0.12	0.54	—	1.71	—	99.61
7338	63.80	16.10	3.64	3.02	0.21	2.43	1.84	3.08	2.23	0.57	0.16	0.35	—	2.25	—	99.68
7505	77.90	11.10	1.88	0.64	—	0.65	0.52	5.00	1.03	0.10	—	0.40	—	0.30	—	99.62
70R	84.43	8.03	0.05	1.15	—	0.58	1.12	2.00	0.74	0.59	0.19	0.35	0.06	0.45	—	99.79

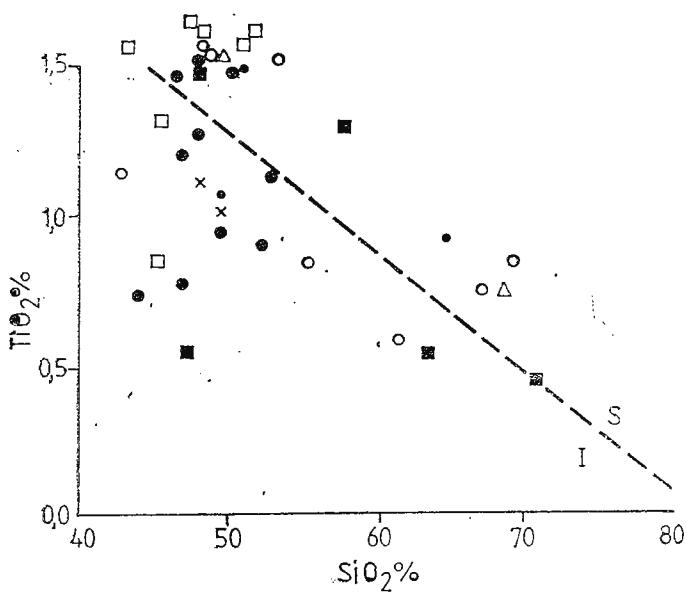


	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16			
Stoenești level Chloritous schists (S cls) ▲																			
6a	68.05	10.90	1.74	7.28	0.21	4.34	0.26	0.30	1.29	0.75	0.08	0.51	0.17	3.64	—	100.22			
14R	49.68	23.16	7.14	1.08	0.10	1.40	1.92	1.65	4.46	1.58	0.44	2.97	0.09	3.98	—	99.69			
Sericite-chloritous schists (S csls)																			
835	70.25	16.15	0.16	0.72	0.04	1.30	0.97	5.26	1.02	0.26	0.26	0.38	0.07	1.81	—	99.94			
839	71.90	12.70	4.19	0.22	0.13	0.82	0.39	2.29	2.14	0.57	0.31	1.04	0.15	1.33	—	99.51			
902	70.80	10.70	3.53	1.40	0.14	2.35	1.30	2.76	1.36	0.70	0.18	1.67	0.08	1.96	—	99.60			
Location of samples																			
Argesel valley : 7518, 7520, 7535, 7540; Argeșel valley-Larga valley : 7440, 7454, 7505; Bădeanca valley : 14R, 5193/3, 8871; Bâtrina valley : 7227, 7228; Bolboci valley : 1R, 2R, 3R, 1D, 2D; Bughea valley : 8216, 8429; Brusture valley : 511b, 512b; Cascoe valley : 70R; Cuca valley : 837, 838, 6850; Dăniș brook : 302; T214; Dimbovița valley : 902; Grohotiș valley : 426/7, 427, 683, 839, 888, 891, 891/1, 936; Grui brook : 740, 4201, 5398c, 5398e; Hotarul valley : 6248, 6853, 10438; Huturelu valley : 839; Larga valley : 7129; Mitarcă valley : 74H, 75H, 77H; Muntele Roșu : 273; Neguleț valley : 835; Piatra Albă summit : 146, 7700; Podul Runcului : T247, T250; Riușoru valley : 3340, 7402; Riu Tîrgului valley : 7294, 7297, 7299, 7302, 7336; Sîntilia summit : 147, 148; Stăncioiu valley : 149, 150, 151, 152; Sutila summit, 7227; Tincava valley : 3371a; Topolog valley : 5411; Tibra valley : 2, 8; Ursul brook : 7162; Zănoaga valley : 2385; Gallery 2 Bădeanca : 6a; Gallery 3 Brusture : T4, T5; Gallery 4 Grui : T1, T2, T3.																			
Origin of analyses (unpublished data)																			
Dinică I.	(1983) —	6a,	511b,	512b,	740,	835,	839,	902,	3371a,	5398c,	5398c, 6248, 8871;								
	(1984) —	6712,	6850	6853,	7129,	7162,	7227,	7228,	7294,	7297,	7299, 7302, 7336, 7340,	7402,	7440,	7454,	7504,	7505,	7518,	7520,	7535,
Gheuca I.	(1974) —	2,	8,	2385,	2703;														
	(1982) —	5193/2;																	
Tatu M.	(1983) —	273,	4201,	T1,	T2,	T3,	T4,	T5,	T214,	T247,	T250;								
	(1986) —	146,	147,	148,	149,	150,	151,	152,	502,	427,	427/7,	683,	837,	838,					
		839,	843,	888,	891,	891/1,	936,	1R,	2R,	3R,	1D,	2D.							





a



b



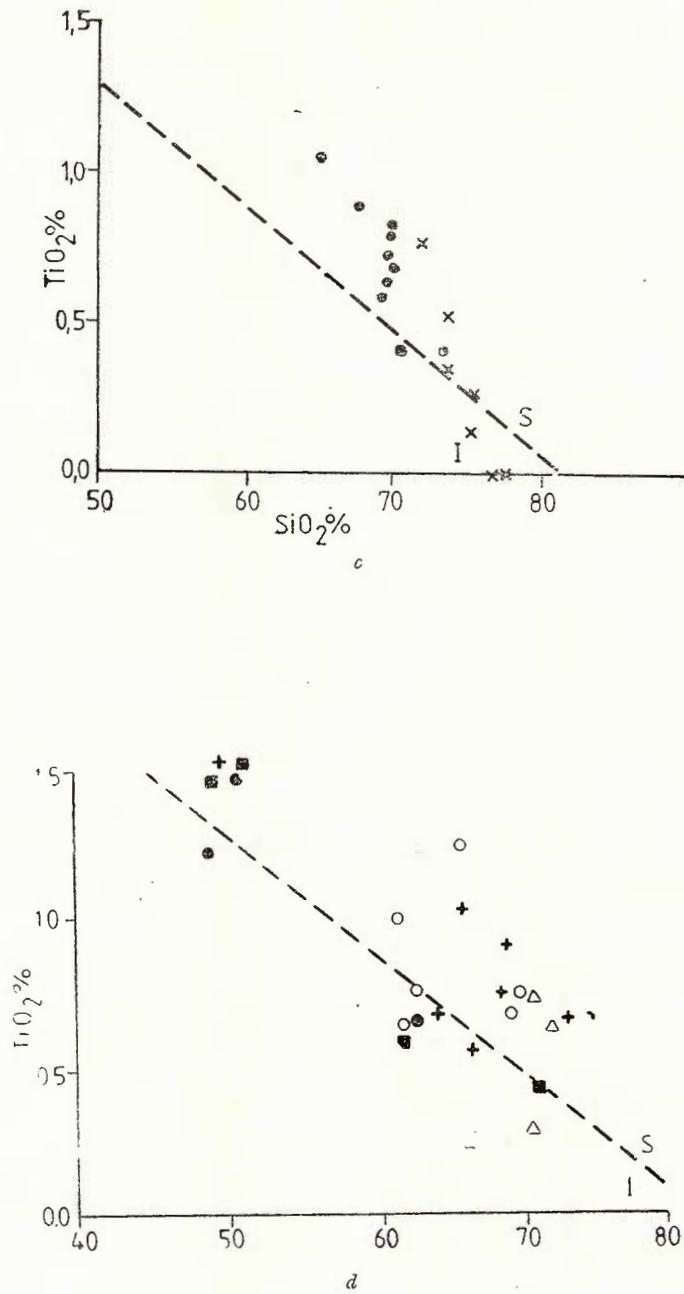


Fig. 1 —a,  $\text{CaO}/\text{MgO}/\text{FeO}$  diagram (retromorphic amphibolites-chlorite-albitic schists); significance of symbols is in table I. b,  $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$  diagram (retromorphic amphibolites-chlorite-albitic schists); c,  $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$  diagram (gneisses); d,  $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$  diagram (micaschists).

relatively homogeneous for Valea Dobriașu, Valea Frasinului and Stoenești amphibolites, the most magnesian being the rocks belonging to Valea Dobriașu and Valea Frasinului levels. The situation is similar in the case of CaO but chlorite-albitic schists of Stoenești level are the poorest ones. This fact reflects the high degree of the rock transformation, metamorphics of this level being strongly retromorphosed dynamically (in this situation, calcium is taken out the system).

Oxidation degree of amphibolites and chlorite-albitic schists increases to more intensely retromorphosed terms (Table 2).

$K_2O/Na_2O$  ratio varies in large limits (2.90 for chloritous schists of Stoenești level and 0.09 in the case of amphibolites in Clăbucet level, Table 2).

TABLE 2  
*Oxidation degree and  $K_2O/Na_2O$*

	VHg	VHa	VHm	Ba	Bm	Ra	Rs	VDm	VDg	Cbg	Cba	VFa	Ca	Cmq	Scls	S scis
$Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$	0.32	0.30	0.17	0.39	0.48	0.52	0.73	0.55	0.47	0.50	0.31	0.42	0.47	0.52	0.53	0.62
$K_2O/Na_2O$	1.55	0.68	0.33	0.45	0.73	0.30	1.18	1.09	0.16	0.82	0.09	0.11	0.31	0.40	2.90	0.43

$TiO_2$  contents are relatively normal, a little higher values being noticed in the case of Valea Frasinului amphibolites.

Discriminating tests on amphibolites and chlorito-albitic schists (Figs. 1a, b; Figs. 2 a, d; Figs 3c, 4b, c) indicate magmatic tendencies (Clăbucet I = 5; Valea Frasinului I = 4.75; Valea Hotarului I = 3.50; Românescu I = 1.00; Bughea I = 1.50); and sedimentary ones (Căpitanu S = -2.25; Stoenești S = -4) (Table 3).

TABLE 3  
*Results of discrimination tests*

Discrimination	VHg	VHa	Ba	Bm	Ra	Rs	VDm	Cbg	Cba	VFa	Ca	Cmq	Scls	S scis
$\Delta F_3$	I	(I)	-	S	-	S	-	I	S	-	S	(S)	-	I
$CaO/MgO/FeO$	I	-	I	-	(I)	S	(S)	(I)	I	I	-	-	-	-
alk/mg	-	I	(I)	-	I	I	-	I	I	I	(I)	S	-	-
al-alk/c	(I)	(I)	-	I	I	-	-	I	I	I	I	S	S	(I)
$TiO_2/SiO_2$	(S)	(S)	-	(I)	-	(S)	-	-	I	I	-	-	S	(S)
c/mg	-	I	(I)	(I)	-	(S)	S	-	I	I	-	(S)	S	S
$TiO_2/F$	(I)	-	(S)	-	-	-	-	I	(I)	S	-	S	S	S
$MnO/TiO_2$	S	-	I	-	-	-	-	I	I	-	S	-	-	-
Total	I	I	I	I	I	S	S	I	I	I	S	S	S	0
	1	3.50	1.50	1.25	1.00	-3.50	-1.75	2.75	5	4.75	-2.25	-1.50	-4	



## Gneisses

Valea Hotarului gneisses are generally more alluminous than those of Valea Dobriașu and Clăbucet levels, but have lower silica contents.

Regarding  $K_2O/Na_2O$  ratio, Valea Hotarului gneisses have a prevailing potassic character in comparison with those of the Valea Dobriașu, which are sodic.

Oxidation degree of these rocks varies from 0.32 for gneisses belonging to Valea Hotarului level and 0.50 for those of Clăbucet.

Premetamorphic nature of these gneisses (Table 3, Figs. 1c, 2b; Figs. 3a, d) is igneous ( $I = 1$ , for Valea Hotarului gneisses and  $I = 2.75$  for Clăbucet gneisses), this situation being favored by high contents in alkalis, which determine rocks plotting in field I from al-alk/c and alk/mg diagrams (Figs. 2b, 3a).

## Micaschists

Micaschists from Valea Hotarului and Bughea levels are magnesian and more calcic than the others, those belonging to Călușu formation are richer in sodium and silica. Micaschists from Românescu and Valea Dobriașu levels proved to be the most potassic.

Oxidation degree of micaschists varies from 0.33 (Valea Hotarului) to 1.8 (Românescu).

Discriminatory tests suggest a magmatic nature for premetamorphic material of Bughea micaschists ( $I = 1.50$ ) and sedimentary one for Românescu ( $S = -3.50$ ), Valea Dobriașu ( $S = -1.75$ ) and Căpitanu ( $S = -1.50$ ) (Figs. 1d, 2c, 3b, 4a). In the case of the Stoenești level, it is noticed a situation of nondetermination possibly because of equal quantity of sedimentary and magmatic material (Table 2).

Far from exhausting this problem and offering a final image on the chemistry of the Leaota group metamorphics, we point out however that as regards the premetamorphic material, the study rocks group in three tendency domains :

a — magmatic — rocks of Valea Hotarului, Bughea, Clăbucet and Valea Frasinului levels ;

b — sedimentary — rocks of Valea Dobriașu and Căpitanu ;

c — mixed — rocks of Românescu and Stoenești levels.

Together with mineralogical and structural aspects, the oxidation degree (Fig. 5) certifies more intensely retrograded character of some levels in Lerești and Călușu formations. It is noticed that rocks of Românescu, Valea Dobriașu, Căpitanu and Stoenești levels, which are more intensely retrograded have supraunitary values for the oxidation degree. Bughea, Clăbucet and Valea Frasinului levels, which are less retrograded, have a rather homogeneous subunitary values for the oxidation degree. Rocks belonging to the Valea Hotarului level, which are the least retrograded, have the lowest values for the oxidation degree.



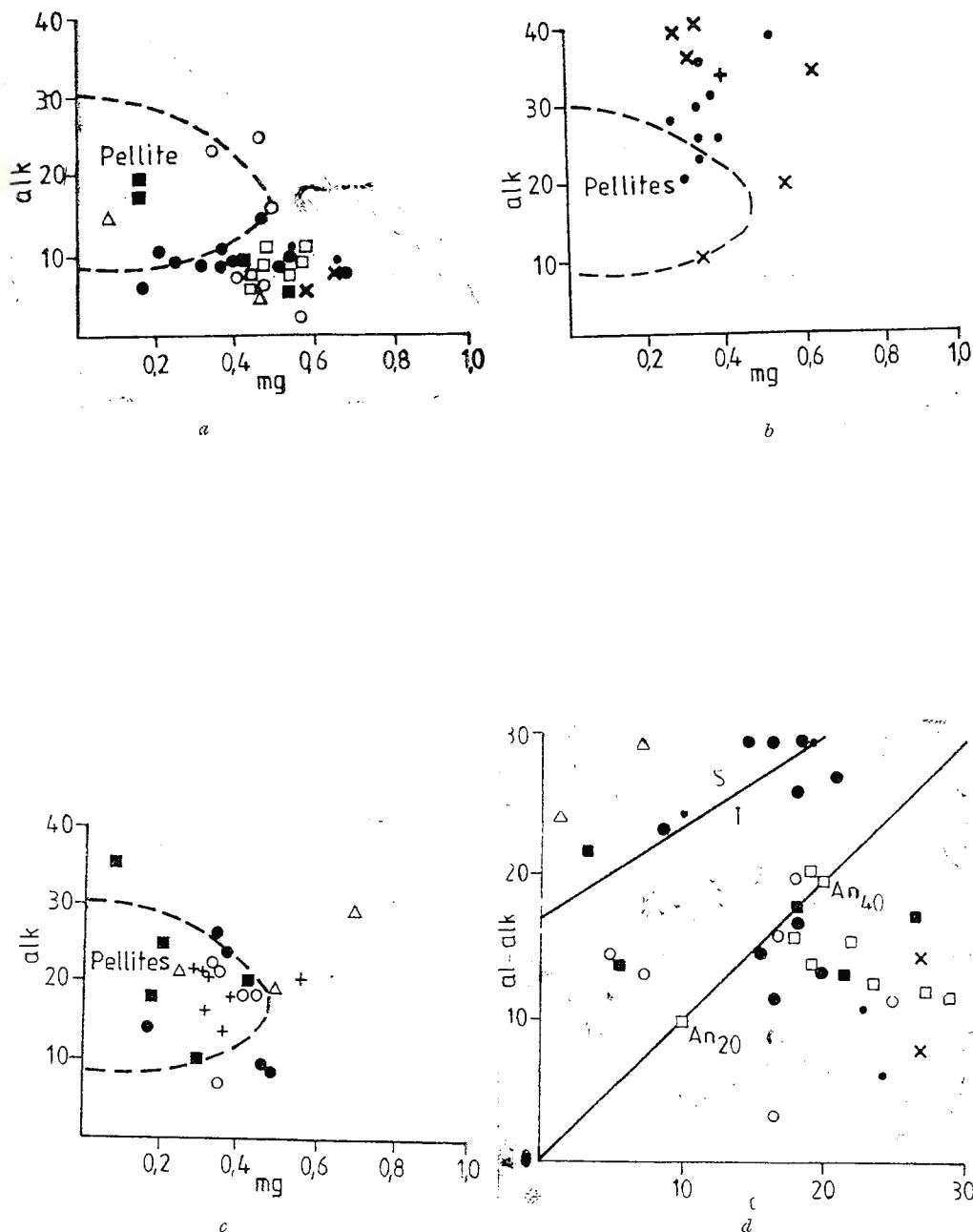
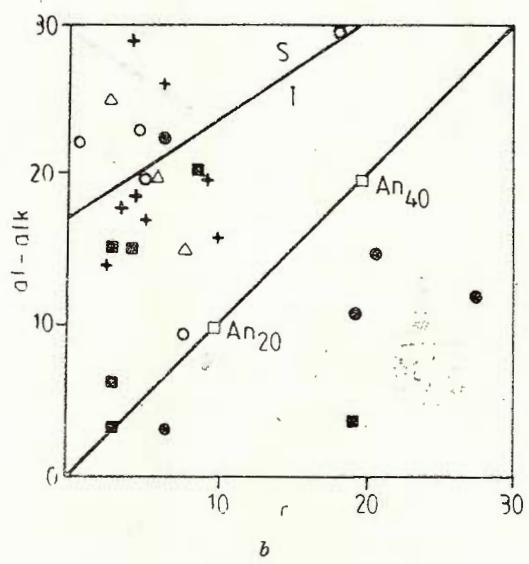
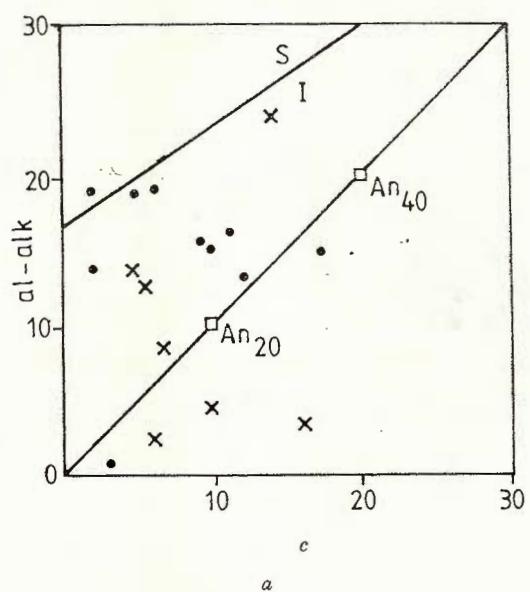


Fig. 2 — a, alk/mg diagram (retromorphic amphibolites-chlorite-albitic schists); b, alk/mg diagram (gneisses); c, alk/mg diagram (micaschists); d, al-alk/c diagram (retromorphic amphibolites-chlorite-albitic schists).



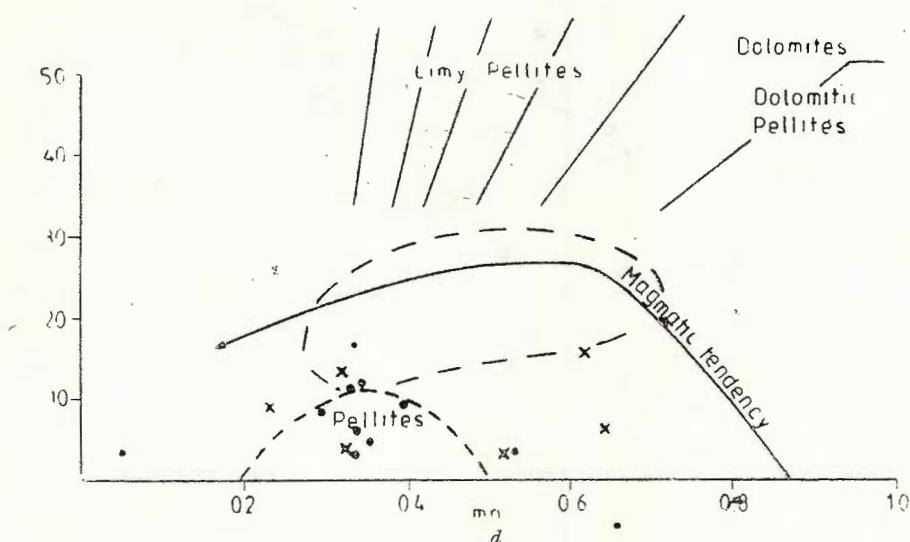
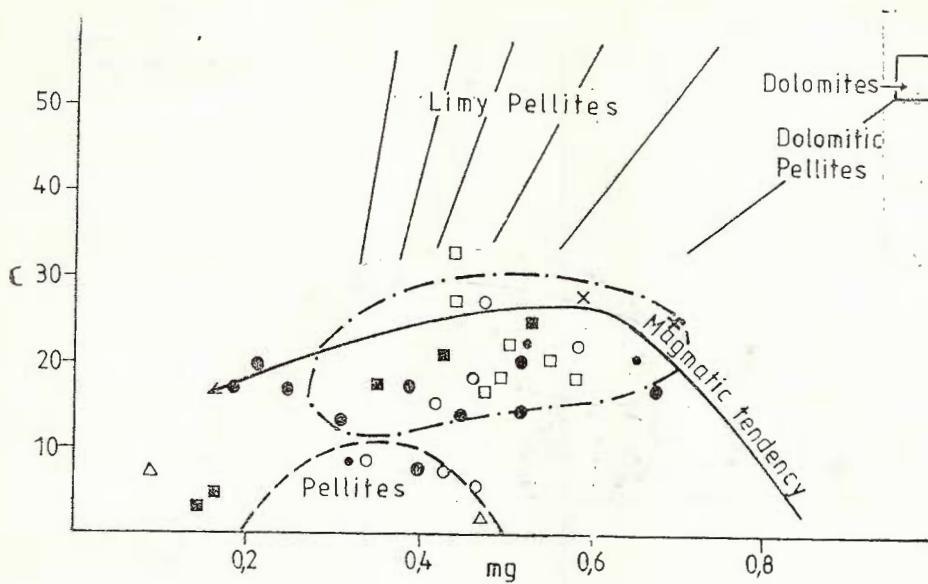


Fig. 3—a, al-alk/c diagram (gneisses); b, al-alk/c diagram (micaschists); c, c/mg diagram (retro-morphic amphibolites-chlorite-albitic schists; d, c/mg diagram (gneisses).



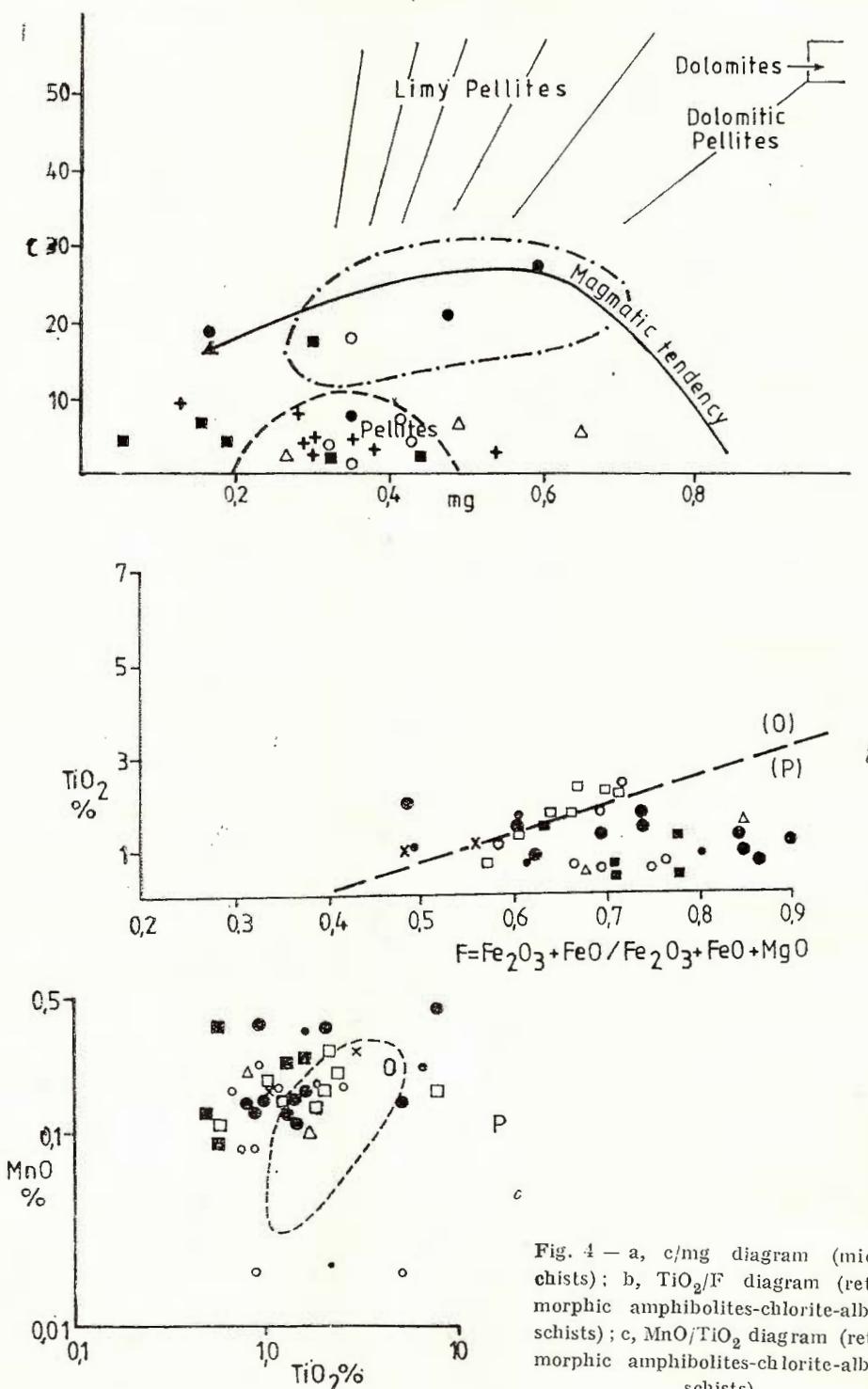


Fig. 4 — a, c/mg diagram (micaschists); b,  $\text{TiO}_2/\text{F}$  diagram (retrograde amphibolites-chlorite-albitic schists); c,  $\text{MnO}/\text{TiO}_2$  diagram (retrograde amphibolites-chlorite-albitic schists).

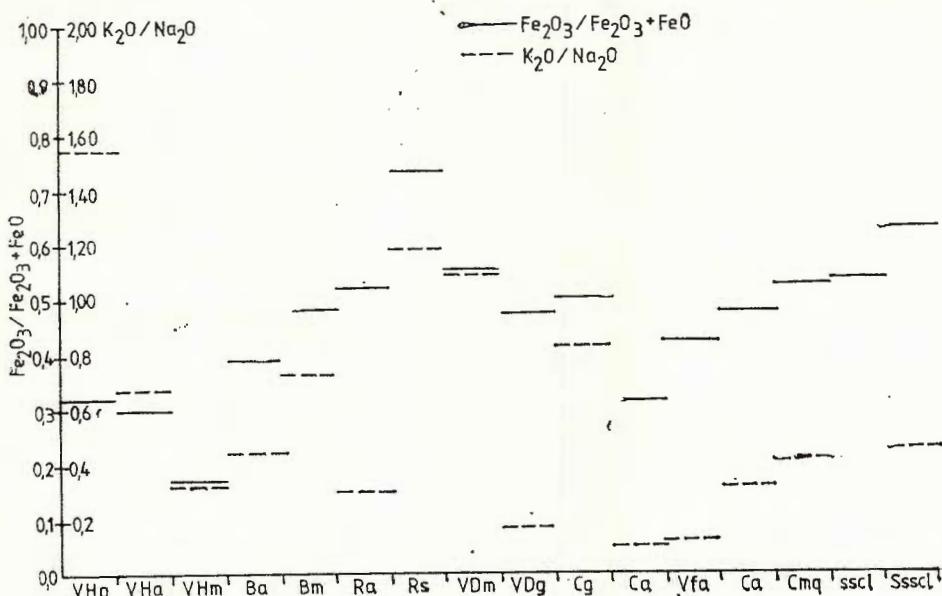


Fig. 5 —  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  and  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  variation within Leaota group.

Concerning the  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio, it is noticed extremely high values for the levels affected by potassic metasomatism.

#### REFERENCES

- Chirică V., Gurău A., Rădulescu L., Tatu M., Găbudeanu D., Chiriță H., Costea Cr., Iliescu D., Nimigean D., Ciuperca C., Leontescu Fl., Gireadă V., Furnică V., Vitek Gh., Roșca D., Coadă V., (1982) Raport, archives of the I.P.G.G., Bucharest.
- Dimitrescu R., Murariu T. (1982) Asupra granitelor de Lalu (Mării Iezer). *An. St. Univ. I. Cuza*, Iași, II, b, geol-geogr., XXVIII, p. 17—19.
- Gherasi N., Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Iezer—Păpușa. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, p. 47—96, București.
- Dimitrescu R., Kasper U., Vulpescu G., (1971) Contribution en probleme des eclogites. Les eclogites des Monts Ezer et Leaota (Carpates Meridionales, Roumanie). *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, 15, p. 151—158, Wien.
- Gheuca I., Dinică I. (1984) Asupra genezei granitului de Albești. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVII/1, p. 245—266, București
- Dinică I. (1986) Lithostratigraphie et tectonique du cristalin de Leaota, entre Albești—Valée de Ghimbav—Valée de Bădeanca (Iezer—Leaota), *D. S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70—71/5, p. 87—98, București.
- Leake B.E. (1969) The discrimination of ortho and paracharnockitic rocks, anorthosites and amphibolites. *Indian Mineralogist* 10, p. 89—104.
- Misra S. N. (1971) Chemical distinction of high grade orthopara naetabazites. *Norsk. Geol. Tidskr.* 51, p. 311—316, Oslo.

- Behikopff A. (1984). Origin of quartzo-feldspathic supracrustal rocks from the central part of the Nogssugtgidian mobile belt of West Greenland. The Geological Survey of Greenland. Report no. 117.
- Săbău G., Tatu M., Găbudeanu D. (1986) New data regarding the Leaota Mountains eclogites. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 70-71/1, p. 325-337, Bucureşti.
- Show D. M. (1972) The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Can. J. Earth. Sci.*, 9, p. 18-35.
- Tarney I. (1977) Petrology, mineralogy and geochemistry of the Falkland plateau basement rocks, Site 330, Deep Sea Drilling Project. *Inst. Rep. Deep Sea Drilling Project*, 36, p. 893-921.
- Tatu M., Săbău G. (1987). The Albeşti Granite: Petrogenetic considerations. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/1, Bucureşti.
- Robu N., (1987) Aspects concernant la petrographie et la structure des métamorphites de la zone Moeciu de Sus sommet Sintilia (Leaota). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, 72-73/1, Bucureşti.
- Udubaşa G., Gheuca I., Balaban A., Nedelcu L., Dinică I., Robu N., Horvath A., Robu L., Lupulescu A., Tatu. M., Anghel S., Scurtu S., Gheorghiu I., Roșca V., Rădulescu Fl., Izvoreanu I., Gaftoi F., Zămircă A., Bratosin I., Ţerbănescu A., Popescu F., Ţerban E. (1985) Report, archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Walker K. R., Joplin G. A., Lovering J. K., Green R (1960) Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the Precambrian of Northwestern Queensland. *J. Geol. Soc. Australia*, 6, 149-178, Canberra

## CARACTERIZAREA PETROCHIMICĂ A METAMORFITELOR GRU- PULUI LEAOTA

(Rezumat)

Analiza petrochimică a metamorfitelor grupului Leaota a permis evidențierea unor tendințe privind natura materialului premetamorf (magmatică, pentru nivelele de Valea Hotarului, Bughea, Clăbucet și Valea Frasinului; sedimentară, pentru nivelele de Valea Dobriașu și Căpitanu; mixtă, pentru nivelele de Românescu și Stoenești). Se remarcă, totodată, o creștere a gradului de oxidare spre nivelele cele mai intenș retromorfozate. Valorile extrem de ridicate ale raportului  $K_2O/Na_2O$  din unele nivale sunt datorate metasomatozei potasice.



## 2. ZĂCĂMINTE—GEOCHIMIE

### PALEOFITOCENOZELE CARBOGENERATOARE, PETROGRAFIA ȘI CHIMISMUL LITOTIPIILOR DIN CĂRBUNII PLIOCENI DINTRE VALEA JIULUI ȘI VALEA AMARADIEI<sup>1</sup>

de

NICOLAE ȚICLEANU<sup>2</sup>, CORNELIA BITOIANU<sup>2</sup>, OLIVIA MUNȚIU<sup>3</sup>,  
FLOAREA NAGĂT<sup>3</sup>

*Coal. Pliocene. Petrography. Lithotype. Physicochemical properties. Paleobotany. Phytocoenosis. Getic Plateau — Olteț Platform.*

#### Abstract

*Coal-generating paleophytocoenoses, petrography and chemistry of lithotypes from Pliocene coals between Jiul Valley and Amaradia Valley. This paper presents coal-generating paleophytocoenoses defined through dominant taxons : *Glyptostrobus*, *Phragmites*, *Braunia*, *Salix*, *Sequoia* and aquatic plants. In coals of Pliocene age from the investigated sector, there have been distinguished the following lithotypes : xylite, xylitic coal, weakly xylitic coal, detrital coal, fibrous coal and clayey coal. Each of these lithotypes came from one or several phytocoenoses. Differences among main physico-chemical characteristics of lithotypes result from chemical differences of originary phytocoenoses and from environmental conditions during phytomass accumulation.*

#### Résumé

*Paléophytocénoses carbogénératrices, pétrographie et chimisme des lithotypes des charbons pliocènes situés entre les vallées de Jiu et d'Amaradia. La note présente les paléophytocénoses carbogénératrices définies par des taxons dominants : *Glyptostrobus*, *Phragmites*, *Braunia*, *Salix*, *Sequoia* et plantes aquatiques. Dans les charbons d'âge pliocène de l'aire investiguée on a reconnu les lithotypes suivants : xylite, charbon xylitique, charbon faiblement xylitique, charbon détritique, charbon fibreux et charbon argileux. Chaque lithotype provient d'une ou*

<sup>1</sup> Primită la 12 mai 1987, acceptată pentru publicare la 13 mai 1987, comunicată în ședința din 27 mai 1987.

<sup>2</sup> Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș 1, R 79678, București 32.

<sup>3</sup> Intreprinderea de Prospecțiuni Geologice și Geofizice, str. Caransebeș 1, București 32



plusieurs paléophytocénoses. Les différences entre les principales caractéristiques physicochimiques des lithotypes sont dues au chimisme différent des phytocénoses initiales et aussi aux conditions d'accumulation de la phytomasse.

## 1. Date generale

Depozitele dacian-romaniene din nordul și nord-vestul Olteniei se caracterizează prin prezența a numeroase strate de cărbuni, motiv pentru care studiul acestora a preocupat un număr mare de cercetători, dar cum prezenta lucrare nu abordează probleme lito-stratigrafice, pentru caracterizarea generală ne vom referi doar la cele mai recente cercetări efectuate în regiune de Andreescu et al. (1985) și Ticleanu et al. (1985, 1986, 1987). După cercetătorii amintiți, în suita depozitelor dacian-romaniene dintre valea Jiului și valea Amaradiei se disting, din punct de vedere gitologic, trei complexe cărbunoase :

*Complexul cărbunos de Valea Vișenilor*, aparține Getianului și este reprezentat aici doar prin stratele I, III și IV care au o dezvoltare discontinuă și sunt cunoscute doar în foraje.

Principalele strate de cărbuni (V – XIII) aparțin *complexului cărbunos de Motru*, de vîrstă parsovian-pelendaviană și sunt exploatate în carierele : Tismana, Gîrla, Poiana, Pinoasa, Roșia de Jiu și Peșteana, din lunca și versanții văii Jiului și Poiana Secuie de la izvoarele Amaradiei.

Stratele superioare (XVI – XVIII) sunt cuprinse în *complexul superior, de Bălcești* (Romanian mediu), care apare slab dezvoltat între Jiu și Amaradia, avind strate cu grosimi sub 0,5 m în zona colinară.

Desi primele cercetări paleobotanice efectuate de Barbu (1933, 1954) au contribuit la cunoașterea florelor pliocene din Oltenia, acestea nu au avut în vedere probleme privind geneza cărbunilor.

Cercetind depozitele cu lignit din zona Hîrnea-Bolbocești – Linia Magheru, Preda et al. (1981) emit ipoteza formării cărbunilor de aici „pe seama angiospermelor arborescente, la care s-au adăugat și gimnosperme”, în mlaștini de apă dulce „cu predominarea speciei *Salix pliocenica*”.

Fitocenozele care au participat la formarea cărbunilor dacian-romanieni au fost conturate de Ticleanu et al. (1982, 1985) și Ticleanu (1986).

Cercetări petrografice asupra cărbunilor de la Rovinari au fost efectuate de Ilie și Bițoianu (1967), însă multe date în acest domeniu sunt cuprinse în diferite studii nepublicate. Dintre acestea amintim pe cele mai recente elaborate de Bițoianu (în Ticleanu et al., 1985 a, b, 1986 și 1987 inedit).

În ceea ce privește proprietățile fizico-chimice ale cărbunilor din Oltenia, primele analize au fost consemnate de Dănilă (1914) și se referă la șase probe provenind din diferite părți ale Olteniei. Apoi, Protescu (1932) prezintă rezultatele analizelor pentru alte cinci probe din diferite puncte.

Începînd cu anul 1954, analizele fizico-chimice ale cărbunilor însotesc numeroasele documentații ale lucrărilor de explorare. Dintre acestea puține sunt publicate și se referă mai ales la cenușa la anhidru și puterea calorifică a cărbunilor, mai rar alte date. Astfel, Cârâc (1959) prezintă rezul-



tatul analizelor fizico-chimice complete pe probe medii, prelevate din stratele I și II dintre valea Otășăului și valea Cernei.

Pentru cărbunii de la Rovinari primele date publicate referitoare la caracteristicile fizico-chimice ale cărbunilor apar în lucrări de petrografie cărbunilor (Ilie, Bitoianu, 1967).

Relativ recent, Dumitrescu et al. (1981) a efectuat un studiu statistică-matematică asupra analizelor fizico-chimice efectuate pe cărbunii din perimetru Fărcașești.

## 2. Paleofitocenozele carbogeneratoare

Prinț-o prelucrare statistică a rezultatelor obținute din cercetarea paleobotanică a forajelor pentru cărbuni, Țicleanu (1986) ajunge la concluzia că în mlaștinile carbogeneratoare din timpul Dacian-Romanianului existau următoarele grupări vegetale :

- I – mlaștina de pădure cu *Glyptostrobus*,
- II – mlaștina cu *Phragmites*,
- III – mlaștina de pădure cu *Braunia*,
- IV – mlaștina cu tufișuri de *Salix*,
- V – zona de lac cu plante acvatice.

Aceste grupări vegetale pot fi considerate paleofitocenoze datorită cunoașterii taxonului dominant. Uneori, în afara taxonului dominant apar și alți taxoni caracteristici, care au participat la edificarea paleofitocenozei. Așa este cazul amprentelor foliare de *Osmunda regalis*, găsite exclusiv în asociație cu rămurele de *Glyptostrobus*, dovedind prin aceasta că în etajul ierbaceu al paleofitocenozei cu *Glyptostrobus* existau uneori ferigi.

Faptul că nu putem stabili toate elementele ce alcătuiau paleofitocenoza, nu ne poate împiedica să utilizăm acest termen, atâtă vreme cât întreaga paleobotanică se bazează pe studiul speciilor de organ, deci a unui singur element dintr-un întreg. Pe cînd determinarea unui rest vegetal, chiar și bine conservat, poate uneori să fie îndoelnică, dominantă unui taxon fosil, în cazul în care dispunem de suficiente date pentru prelucrarea statistică, devine o chestiune de certitudine.

Paleofitocenozele enumerate mai sus se dispuneau în cadrul mlaștinilor carbogeneratoare în funcție de prezența permanentă sau periodică a apelor în substrat și adincimea acesteia. Astfel o serie ecologică începea cu mlaștina cu tufișuri de *Salix*, continua cu mlaștina cu *Braunia*, ambele din zona periodic inundată. Urma zona cu apă permanentă, unde la adâncimi cuprinse între cîțiva centimetri și 2m dominau pădurile de *Glyptostrobus*. În trepătruns pe marginile acestora din urmă, sau ocupînd zone cu adâncimi similare dar în care *Glyptostrobus* nu se instalase încă, dominau ariile acoperite cu *Phragmites*, la care se putea asocia sau nu *Typha latissima*, ale cărui resturi foliare sunt destul de des întîlnite în depozitele cu cărbuni cercetate.

Ca urmare, în zonele cu apă liberă, avînd adâncimi mai mari de 2 m, se dezvoltau paleofitocenoze constituite din plante acvatice cum sunt : *Stratiotes*, *Nelumbium*, *Potamogeton*, *Ceratophyllum* și altele. Tot aici, după Țicleanu et al. (1985), formațiunea vegetală plutitoare, plaurul, putea să participe la constituirea fitomasei carbogeneratoare în cazul fixării plaurului și acoperirii rapide a acestuia cu depozite terigene.



Analizînd dezvoltarea actuală, a fitocenozei cu *Phragmites communis* din Delta Dunării, Rudescu et al. (1965) arată că această specie poate să apară în zece biotopi care pot fi cuprinși în patru grupări reprezentative :

- 1 — stuful de pe grindurile neinundabile și inundabile,
- 2 — stuful crescut pe mlaștină,
- 3 — stuful crescut pe plaur,
- 4 — stuful crescut pe soluri saline.

Dintre acestea, pentru formarea cărbunilor interesează grupele 2 și 3 care au și cea mai mare producție de biomasă, volumul acesteia fiind de  $1 \cdot 10^5 - 1,64 \cdot 10^5$  mm<sup>3</sup>.

Prezența impresiunilor de *Sequoia abietina* constituie o dovedă că pe bordura mlaștinilor carbogeneratoare, unde apă nu apără la suprafața solului, se dezvoltă o fișie îngustă de pădure cu *Sequoia*, cu importanță redusă în constituirea fitomasei necesare formării cărbunilor.

Sintetizînd datele privind paleofitocenozele carbogeneratoare, constatăm că din punct de vedere al naturii elementelor paleofloristice, patru aparțin exclusiv angiospermelor și două gymnospermelor. Dintre cele patru, două se găsesc constant în apă și sunt ierbacee, iar celelalte două se suprapun zonelor periodic inundate și cuprind arbori și arbuști. Toate acestea prezintă o deosebită importanță, deoarece compoziția chimică a angiospermelor diferă de cea a gymnospermelor, iar prezența constantă a apei în substrat asigură condițiile necesare humificării turbei, în timp ce acolo unde apă nu este permanentă o mare parte din fitomasă se descompune și se degradează subaerian.

### 3. Caracteristici petrografice

La alcătuirea unui strat de cărbune participă mai mulți litotipi, care reprezintă unități petrografice distințe și au grosimi mai mari de 5 cm. Aceștia apar fie ca lentile, fie ca benzi și se deosebesc unii de alții prin textură, structură, culoare, grad de gelificare, prezența resturilor vegetale și a substanțelor minerale.

În cadrul stratelor de lignit din Oltenia am deosebit următorii litotipi : xylit (xylain), cărbune xylitic, cărbune slab xylitic, cărbune detritic, cărbune fibros, cărbune argilos și argilă cărbunoasă.

*Xylitul* (= xylain) reprezintă lemnul fosil, provenit din rădăcini, tulpini sau ramuri. Acesta apare de obicei ca lentile, dispuse în cuprinsul cărbunelui detritic și este mai abundant în cărbunii care alcătuiesc stratele V—VII și X, care se exploatează în carierele Tismana, Poiana, Gîrla, Peșteana, Roșia de Jiu, Poiana Seciului și altele. Acest litotip se poate distinge ușor după aspectul său lemnos, culoarea galbenă sau brună și exfolierea puternică, desfăcîndu-se în fibre lungi.

O evaluare procentuală a xylitului din stratul V de cărbune arată că acesta participă cu 7—12%.

*Cărbunele xylitic* (= cărbune lemnos) apare mai frecvent în compoziția ligniilor din Oltenia, întlnindu-se strate în care acesta reprezintă peste 50% din cărbune. Este alcătuit din 30—90% xylit și restul cărbune detritic. Acest litotip a fost recunoscut în aceleasi strate în care apare și xylitul ; predomină mai ales în stratul V din zona cuprinsă între valea



Jiului și valea Cernișoara, unde se întâlnește sub formă de benzi sau lentile, este fibros, slab stratificat cu spărtură neregulată și cu culoarea brun-gălbuiie, brună sau neagră, în funcție de gradul de transformare.

*Cărbunele slab xylitic* este alcătuit dintr-o alternanță de benzi de cărbune detritic cu grosimi sub 5 cm, cu șuveți milimetrice rar pînă la un centimetru de xylit. Este legat de arile de apariție a xylitului.

*Cărbunele detritic* este litotipul predominant în ligniții din Oltenia, observîndu-se procente ridicate în toate stratele de cărbune. Acesta apare sub formă de benzi cu grosimi de peste 5 cm și pînă la 50 – 60 cm, cu stratificație clară, aspect mat, spărtură neregulată și culoare brun încisă în stare umedă și brun spre neagră cînd este expus la aer. În cuprinsul lui se recunosc numeroase fragmente de resturi vegetale provenite predominant din plante hidrofite și mai puțin higrofite.

*Cărbunele fibros* (= fusainul) se observă mai rar în compoziția straterelor de lignit din carierele din Oltenia. Acesta apare sub formă de lentile, cuiburi și fulgi, este foarte sfărîmicioas, prăfos, dispus pe fețele de desfacere ale cărbuncelui detritic. Astfel a fost recunoscut un nivel de cărbune fibros în partea superioară a stratului V (Cariera Cicani) și în stratul VI din cariera Poiana. Fusainul apare nestratificat, moale, cu aspect mătăsos.

În afară de litotipii menționate, în compoziția straterelor de lignit mai apar intercalării subțiri de cărbune argilos, stratificat (carierele Gîrla, Poiana, Cicani și altele) și de argile cărbunoase, în special în carierele Gîrla și Tismana.

În urma celor menționate se constată că, macroscopic, stratele de cărbuni exploatare în carierele existente între valea Jiului și valea Amaradiei sunt alcătuite predominant din cărbune detritic și cărbune xylitic.

Analiza microscopică a fost efectuată pe fiecare litotip în parte, prin probe prelevate din toate stratele de cărbuni exploatare în carierele dintre Jiu și Amaradia.

În compoziția litotipilor se recunosc macerale aparținînd grupelor huminit, liptinit și inertinit. În general în toți litotipii predominant maceralele huminitice.

*Xylitul* (= xylain) este constituit aproape în exclusivitate din maceralele subgrupei humotelinit reprezentate, mai ales, prin textinit și mai puțin prin ulminit (texto-ulminit). Acestea apar în procente ce variază între 56–88%. Cel mai ridicat procent de humotelinit îl conține xylitul din cuprinsul straterelor V – VII. În afară de maceralele amintite, în compoziția acestui litotip, subordonat, mai apare și humodetrinitul (5 – 12%), humocollinitul (0,1%) și sporadic liptinitul. De asemenea se recunosc componente minerali (cca 17%), reprezentați prin minerale argiloase și pirită. Acestea apar în structurile celulare de textinit.

*Cărbunele xylitic* (= cărbune lemnos) se caracterizează de asemenea printr-un conținut ridicat de macerale humotelinitice (27–64%), reprezentate prin textinit și ulminit. Maceralele humodetrinitice apar mai des, în proporție ce variază între 11–38%. Se remarcă apariția în cantitate redusă a liptinitului și inertinitului (tabelul 1). Substanțele minerale sunt prezente de asemenea în structurile celulare.

*Cărbunele slab xylitic* este alcătuit din macerale humodetrinitice (32–72%) și humotelinitice (14–39%). În compoziția lui mai participă și liptinitul în proporții egale cu inertinitul (mai puțin de 3%).



TABELUL 1

*Compoziția petrografică a lito tipilor din stratele de cărbuni din Oltenia (Jiu-Amaradia)*

Litotipul	Stratul	Huminit			Liptinit %	Fuzinit %	Subst. miner. %
		Humotelinit %	Humodetrinit %	Humocoilinit %			
1	2	3	4	5	6	7	8
Nylit	V	65,0	15,0	—	—	—	20,0
	VI	80,0	5,5	0,4	1,4	0,4	12,3
	VII	65,9	18,3	—	—	5,3	10,5
	VIII	75,0	10,0	—	—	—	15,0
	X	67,5	7,0	—	—	—	25,5
	XI	56,0	20,6	—	—	—	23,4
Cărbune lemnos (cărbune xylitic)	V	54,0	29,8	0,3	1,5	5,2	9,2
	VI	49,6	38,8	0,6	—	0,9	10,1
	VII	50,0	20,0	—	—	—	30,0
	VIII	67,0	18,5	—	—	—	14,5
	IX	49,5	11,6	—	1,2	6,5	7,8
	XII	27,5	36,2	3,8	16,2	6,7	9,6
Cărbune slab xylitic	V	19,2	53,5	4,8	—	3,8	18,7
	VI	16,9	69,6	1,0	—	3,6	8,9
	VIII	50,5	42,5	1,2	0,6	—	5,2
	X	14,6	69,2	0,4	0,4	2,6	12,8
	XI	29,0	32,5	2,0	20,8	3,9	11,8
	XII	39,4	33,0	—	1,0	4,6	2,0
Cărbune detritic	V	11,2	63,8	—	—	—	25,0
	VI	24,0	51,1	6,1	1,7	5,8	11,3
	VII	21,0	65,7	0,9	—	1,0	11,4
	VIII	30,8	50,7	11,9	4,2	11,1	3,2
	X	5,6	77,3	—	1,6	3,5	12,0
Cărbune fibros	VI	13,8	32,6	1,5	—	44,0	8,1
Cărbune argilos	V	5,6	54,7	—	—	2,1	37,6
	VIII	17,7	46,8	0,6	—	—	34,9
Argilă cărbunoasă	V	—	40,0	—	—	—	60,0
	VI	—	42,5	—	—	—	57,2

*Cărbunele detritic* este constituit predominant din humodetrinit (49–77%) și puțin humotelinit (5–30%), precum și cantități reduse de liptinit și inertinit. Acestea din urmă apar mai des decât ceilalți litotipi, dar în cantități reduse, sub formă de cuticule, resturi de spori mineralizați, sclerotii, toate răspândite în attrinit sau densinit.

*Cărbunele fibros* (fuzinit) întâlnit rar în cărbunii studiați, conține un procent însemnat de fuzinit (44%) precum și humodetrinit (32%).

*Cărbunele argilos* se caracterizează printr-un procent ridicat de humodetrinit (attrinit) și de componente minerali.

În argila cărbunoasă, intercalată între bancurile de cărbune ale unui strat predominant mineralele argiloase (> 50%), urmate de humodetrinit (Tabelul 2).



TABELUL 2

*Compoziția petrografică medie a litotipilor din cărbuni din Jiu și Amaradia*

Litotipul	Huminit			Liptinit %	Incr. litinit %	Subst. miner. %
	Humotelinit %	Humodetrinit %	Humocollinit %			
Xylit	68,2	12,7	0,1	0,2	1,2	17,6
Cărbune lemnos	27,5	36,2	3,8	16,2	6,7	9,6
Cărbune slab xylitic	27,8	51,8	1,3	3,5	2,7	12,9
Cărbune detritic	18,5	61,7	3,7	1,5	4,2	10,4
Cărbune fibros	13,8	32,6	1,5	--	44,0	8,1
Cărbune argilos	11,6	50,7	0,3	--	0,7	36,7
Argilă cărbunoasă	--	41,2	--	--	--	58,8

În urma celor menționate putem conchide că cel mai impur litotip este cărbunele detritic, făcind abstracție de cazurile rare, cînd apar și cărbunele argilos sau argila cărbunoasă. Conținutul cel mai bogat în humotelinit îl au xylitul și cărbunele xylitic, iar în humodetrinit este cărbunele detritic.

#### 4. Litotipi și paleofitocenoze

Prin coroborarea datelor paleobotanice cu cele de petrografia cărbunilor, Ticleanu și Bițoianu (sub tipar) au pus în evidență, pentru prima dată în România, relațiile ce există între paleofitocenozele carbogeneratoare și caracteristicile petrografice și fizico-chimice ale cărbunilor. Pe baza acestor relații a fost posibilă elaborarea hărții humito-genetice pentru zona Mihăița-Predești.

Xylitul reprezintă de fapt (peste 95%) lemnul unui singur taxon, coniferul din familia Taxodiaceae - *Glyptostrobus europaeus*. Motivul păstrării doar a lemnelor de *Glyptostrobus* urmează să fie discutat la capitolul referitor la chimism.

Prezența frecventă a xylitului ca litotip, deci avînd grosimi mai mari de 5 cm, constituie un indiciu sigur al provenienței sale din paleofitocenoza cu *Glyptostrobus* și arată largă dezvoltare a acesteia.

Din aceeași paleofitocenoză cu *Glyptostrobus* provine și litotipul cărbune xylitic, care în unele strate de cărbuni poate să depășească 40%, cum este cazul stratului V (= I nomenclatură Albeni-Cucești).

Analiza paleobotanică a cărbunelui xylitic arată că uneori în etajul inferior, pe oglinda apei dintre arborii de *Glyptostrobus*, existau intinse covoare de *Stratiotes*, ale cărui semințe lemnoase apar frecvent în anumite strate, asociate cu xylit; un exemplu în acest sens îl constituie stratul V din cariera Poiana.



Litotipul cărbune slab xylitic își are originea probabilă în zona de contact între paleofitocenoza cu *Phragmites* și cea cu *Glyptostrobus*, fiind posibilă și existența unor zone întinse, în care arbori rari de *Glyptostrobus* erau diseminati în aria de dezvoltare a paleofitocenozei cu *Phragmites*.

Referitor la originea litotipului cărbune detritic, după opinia noastră, acesta ar putea să provină atât din paleofitocenoza cu *Phragmites*, cât și din paleofitocenozele cu *Braunia* și *Salix*, sau alte foioase. Datorită compozitiei chimice și amplasării paleofitocenozelor cu foioase (angiosperme arbustive sau arborescente) în zone temporar inundate, lemnul acestora nu s-a păstrat, transformându-se în detritus și acizi humici. Cât privește paleofitocenoza cu *Phragmites*, cu toate că aceasta s-a dezvoltat în cea mai mare parte în zone acoperite permanent cu apă, lemnul acestora nu s-a păstrat datorită dimensiunilor sale reduse, ce au permis transformarea rapidă în acizi humici.

Cărbunele argilos apare în general legat de biotopul ochiului de apă, unde se dezvoltă paleofitocenozele plantelor acvatice aparținând genurilor : *Potamogeton*, *Ceratophyllum* și altele. Astfel de asociații am întîlnit la nivelul tuturor stratelor de cărbuni, dar una dintre cele mai caracteristice este legată de dezvoltarea stratului VIII din partea de NV a carierei Poiana, unde fructe de *Stratiotes*, *Potamogeton*, *Trapa* și *Spirematospermum wetzleri* sunt frecvente și cuprinse într-un cărbune argilos tipic.

În general, zona cu apă liberă este străbătută de curenti care transportă mult material argilos, depășind adesea în volum materialul fitogen, ceea ce determină ca frecvențele plantelor acvatice să apară în strate de argile cărbunoase ; de aceea ele dau mai rar cărbuni argiloși și foarte rar cărbuni în strate subțiri. Acest fapt reflectă participarea în proporție redusă a biomasei plantelor acvatice la formarea cărbunilor.

### 5. Principalele caracteristici fizico-chimice ale litotipilor

În vederea stabilirii principalelor proprietăți fizico-chimice ale litotipilor ce alcătuiesc cărbunii din Oltenia, între valea Jiului și valea Amăradiei, au fost prelevate 60 de probe, provenind din stratele V – VIII și X – XII și repartizate pe litotipi după cum urmează : 12 pentru xilit, 23 pentru cărbune xylitic, 8 pentru cărbune slab xylitic, 13 pentru cărbune detritic, 2 pentru cărbune fibros și 2 din argile cu frunză de *Glyptostrobus*.

În prezenta lucrare ne ocupăm în special de litotipii seriei xyliticărbune xylitic-cărbune slab xylitic-cărbune detritic.

Analizele fizico-chimice au arătat deosebiri evidente (Tabelul 3) între termenii extreni ai seriei xyliticărbune detritic și treceri gradate pentru ceilalți doi litotipi intermediari, fapt firesc având în vedere că proprietățile acestora depind de cantitatea de xilit care participă la edificarea lor.

Prima dintre proprietățile fizico-chimice care prezintă deosebiri evidente de la un litotip la altul este cenușa la anhidru (A anh.) care crește de la media de 5,64 % la xilit, la 35,91 % la cărbunele detritic.

Conținutul în materii volatile, raportat la proba de analiză (fără umiditate de îmbibăție), scade de la 57,73 % cît este pentru xilit, la 35,70 % pentru cărbunele detritic.



TABELUL 3  
*Compoziția chimică a litotipilor*

Litotipul	Aanh	Rezultate medii și limite de variabilitate							Qs la Wt = 40% Kcal/kg
		Wh	A	V	C <sub>fix</sub>	C <sub>ocs</sub>	S <sub>c</sub> %	Q <sub>s</sub> Kcal/Kg	
Xylit	2,94—10,45 5,64	3,38—8,06 5,0	3,19—9,61 5,34	47,67—68,36 57,73	24,87—44,27 31,70	28,07—44,27 37,05	1,19—3,35 1,81	5042—6034 5552	3025—3620 3620
Cărbune xylitic	8,58—17,82 13,27	5,03—17,65 9,72	7,67—17,76 12,01	38,98—52,20 44,62	27,23—38,50 33,60	41,60—54,20 45,67	0,81—4,94 2,01	4340—5378 4841	2604—3226 2904
Cărbune slab xylitic	16,79—28,00 22,56	7,43—14,70 10,82	15,28—24,68 20,09	36,25—46,96 40,95	18,73—31,60 28,19	42,92—51,89 48,20	1,12—2,85 2,06	3874—4871 4239	2324—2922 2543
Cărbune detritic	22,11—48,45 35,91	3,89—14,39 8,63	18,92—42,33 32,90	27,85—38,79 35,69	17,11—30,14 22,75	48,71—59,83 55,66	0,85—4,76 1,48	2503—4012 3500	1501—2407 2100



Puterea calorifică superioară ( $Q_s^a$  med.) este de 5552 Kcal/Kg la xylit și de 3500 Kcal/Kg pentru cărbunele detritic.

Având în vedere că xylitul, prin natura sa are conținut scăzut în cenușă și putere calorifică mare, parte din aceasta datorindu-se și conținuturilor interesante în bitumene și gudroane evidențiate de Ticleanu et al. (sub tipar), prezența xylitului conferă cărbunelui putere calorifică mare, proporțional cu participarea acestuia, fapt ce se poate observa din descreșterea acesteia în cadrul seriei de litotipi.

În același timp, datorită proprietăților sale mecanice, printre care elasticitatea ocupă primul loc, xylitul se macină greu la prepararea combustibilului pentru termocentrale, răminind adesea sub formă de aşchii milimetrice, care nu ard decât într-o proporție redusă în focarele termocentralelor (Mocanu et al., 1973), fiind evacuat în cenușă carbonizat doar parțial. Acest fapt conduce la un paradox: stratele cu putere calorifică cea mai mare, datorită xylitului, realizează randamente termice reduse.

Prin stabilirea unor conținuturi medii pentru principalele proprietăți fizico-chimice ale litotipilor este posibilă aprecierea valorilor pentru proba medie a unui strat de cărbune în cariere, foraje și deschideri naturale prin măsurarea grosimilor litotipilor în secțiune transversală și calcularea mediei ponderate.

Din cele expuse în capitolul anterior rezultă că la formarea litotipilor au participat diferite paleofitocoze: pentru xylit și cărbune xylitic paleofitocenoza cu *Glyptostrobus*, un gimnosperm; pentru cărbunele slab xylitic și cărbunele detritic, paleofitocoze constituie mai ales din angiosperme (copaci și ierburi). Această diferență dintre fitomasele carbogeneratoare constituie baza deosebirilor între principalele proprietăți fizico-chimice ale litotipilor. Evident, nu se exclude faptul că diferențele menționate sunt legate și de natura mediului în care s-a acumulat fitomasa: condiții aerobe sau anaerobe, PH, cantitatea de apă, prezența sau absența ciupercilor și bacteriilor, constituenți minerali, etc., dar pecetea caracteristică o imprimă compoziția chimică originară, aceasta determinând și modul de transformare al resturilor vegetale, supuse mai întâi humificării și apoi carbonificării.

Pornind de la importanța tipului de fitomasă carbogeneratoare, pentru comparație prezentăm un tabel orientativ cu compoziția chimică a unor specii vegetale din flora actuală a R. S. România în mare măsură comparabile, pe grupe de plante, cu cele fosile (Tabelul 4).

Din tabelul amintit rezultă că principala deosebire din punct de vedere al compoziției chimice între gimnosperme și angiosperme se referă la conținutul în pentozane, care este de 2 – 3,5 ori mai mare la angiosperme decât la gimnosperme. În cadrul angiospermelor se constată conținuturi maxime în pentozane la monocotiledonate.

Deși conținuturile în lignină pot atinge și valori comparabile pentru cele două mari grupe de plante, totuși se observă că lignina scade la angiosperme, atingând valori mici mai ales la monocotiledonate.

În afara deosebirilor cantitative, există numeroase deosebiri calitative între celulozele, pentozanele și lignina gimnospermelor și angiospermelor, diferențieri cu rol important în transformarea materialului vegetal. În acest sens, studiind compoziția chimică a lemnelor fosile din



TABELUL 4

*Compoziția chimică a unor plante din flora actuală a R.S.România (după Simionescu et al. — 1964 și Simionescu și Rozmarin — 1966)*

Specia	Cenușă %	Extract cu :			Celuloză %	Lignina %	Pento- zane %	Ușor hidro- lizabile %	Greu hidro- lizabile %
		apă caldă %	NaOH 1 %	eter etilic %					
<b>GYMNOSPERMAE</b>									
<i>Picea excelsa</i>	0,18	1,78	10,65	0,55	51,17	29,29	7,20	13,12	63,77
<i>Abies alba</i>	0,32	2,15	9,79	0,89	52,88	32,84	7,33	—	—
<i>Pinus silvestris</i>	0,17	2,29	11,19	1,49	54,96	27,02	8,21	13,06	47,48
<b>ANGIOSPERMAE</b>									
Dicotyledonate									
<i>Betula verrucosa</i>	0,42	4,91	22,0	1,13	48,18	18,28	18,05	19,69	62,31
<i>Populus alba</i>	0,47	2,39	21,81	1,11	48,24	20,61	13,20	—	—
<i>Salix alba</i>	1,01	8,33	21,58	1,71	46,16	28,64	17,02	—	—
<i>Salix caprea</i>	0,28	2,67	17,87	0,65	50,24	22,64	17,01	—	—
<i>Alnus glutinosa</i>	0,38	1,81	17,35	1,07	47,28	21,61	16,17	17,60	46,14
Monocotiledonate									
<i>Phragmites communis</i>	2,81	3,22	27,14	1	52,30	19,29	25,70	—	—

Japonia pentru intervalul Miocen-Actual, N. Kagemori (1973) a ajuns la următoarele concluzii : lemnul angiospermelor este mai transformabil decât lemnul gimnospermelor, în special datorită conținutului în pentozane și tipul acestora ; lignina se transformă mult mai lent decât celuloza și hemi-celuloza ; există evidente deosebiri în ce privește compozitia zahărului din hemicelulozele lemnului de angiosperme și cel al gimnospermelor, ceea ce determină ca primele să se transforme mai repede, în zeci de mii de ani pe cînd celelalte în sute de mii de ani.

Rezistența mai mare la transformări în acizi humici a celulozei și ligninei din conifere, la care se adaugă și disponerea gimnospermelor, în special *Glyptostrobus*, în biotopul de mlașină cu apă permanentă, care permite humificarea și nu descompunerea rapidă sau distrugerea în mediul aerob a lemnelor (Teichmüller, 1975), explică de ce în depozitele dacian-romaniene din Oltenia, ca de altfel în toate zăcămintele pontian-romaniene din întreaga țară, s-au conservat în proporție de peste 95% numai lemnale aparținind taxonului *Glyptostrobus*.

Conținutul ridicat în cenușă al monocotiledonatelor (Tabelul 4) ajungind pînă la de 30 ori mai mare decât cenușa gimnospermelor explică diferențele ce există între cenușa litotipilor xilit și cărbune xylitic și cea a cărbunelui detritic. Presupunem că cenușa cărbunelui detritic permite recunoașterea paleofitocenozelor din care acestea provin. Dacă considerăm că îmbogățirea reziduală în cenușă este de cca 6–8 ori mai mare decât cenușa inițială a fitomasei, rezultă că începînd aproximativ de la 30% A anh. în cărbune detritic, acesta poate să fi provenit din diferite monocotiledonate : *Phragmites*, *Typha*, *Carex* și altele. Această ipoteză pare să concorde cu probele 0157 și 0156 provenite din paleofitocenoza cu *Salix*,



reprezentate tot prin cărbune detritic, dar având un conținut de A anh., la ambele probe, de numai 22%.

În afara litotipilor din seria xylit-cărbune detritic am avut posibilitatea să facem analiza chimică a două probe de fusain (= cărbune fibros) provenind din carierele Poiana și Berbești vest, care se deosebesc de toți ceilalți litotipi prin conținutul foarte ridicat în cărbune fix, raportat la materia combustibilă (62,28% și respectiv 60,31%). Toate celelalte analize efectuate asupra altor litotipi arată conținuturi de cărbune fix, la materia combustibilă, de maximum 45%. Procentul ridicat de cărbune fix demonstrează că fusainul probelor analizate provine din incendierea accidentală (prin trăznete) a pădurilor de mlaștină cu *Glyptostrobus*, compoziția chimică a acestui litotip fiind apropiată de cea a mangalului.

Alte două probe au avut în vedere un „litotip” aparte, frecvent în depozitele cu cărbuni din Oltenia, în special în cele argiloase, argila cu *Glyptostrobus*. Acest litotip constă dintr-un amestec de argilă și argilosiltică de 35—45%, cu rămurele imbrăcate în frunze solzoase de *Glyptostrobus*, uneori se întâlnesc și conuri piriforme. Datorită valorii puterii calorifice ridicate a frunzelor și rămurelelor carbonificate, argilele cu *Glyptostrobus* au puterea calorifică superioară ( $Q_s^a$ ) de 2931—3413 Kcal/Kg. Cele două probe sint prelevate din cariera Pesteana Sud la nivelul strătelor XI — XII de cărbune, unde au fost întâlnite argile cu *Glyptostrobus*, având 0,5 — 1,0 m grosime.

## 6. Concluzii

În urma analizei paleofitocenozelor carbogeneratoare și a litotipilor cărbunilor din sectorul valea Jiului — valea Amaradiei a rezultat că între aceștia există următoarea corespondență genetică (tabelul 5) :

TABELUL 5

litotipul	paleofitocenoza cu :
— xylit	— <i>Glyptostrobus</i>
— cărbune xylitic	— <i>Glyptostrobus</i>
— cărbune slab xylitic	— <i>Phragmites</i> la limita cu <i>Glyptostrobus</i>
— cărbune detritic	— <i>Phragmites</i>
— cărbune argilos	— <i>Braunia</i> — <i>Salix</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> , etc. — plante acvatice

Deosebirile dintre principalele proprietăți fizico-chimice ale litotipilor sunt cauzate în primul rînd de chimismul materialului genetic și apoi în al doilea rînd de condițiile de mediu în care a avut loc acumularea fitomasei carbogeneratoare, turbifierea acesteia și carbonificarea.

Dintre deosebirile mai importante între proprietățile fizico-chimice ale litotipilor remarcăm :



— cenușă anhidră (A anh.) medie crește de la 5% la xylit, la 35,69% la cărbunele detritic;

— conținutul în materii volatile ( $V_a$ ) scade de la xylit (57,73%) la cărbune detritic (35,69%);

— puterea calorifică superioară ( $Q_s^a$  medie) este de 5552 Kcal/Kg la xylit și 3500 Kcal/Kg. la cărbunele detritic (Puterea calorifică la Wt = = 40% este de 3620 pentru xylit și 2110 Kcal/Kg pentru cărbunele detritic.).

Deosebirile puse în evidență au importanță în aprecierea calității stratelor de cărbuni prin analize macropetrografice de detaliu și permit ca pe baza datelor fizico-chimice să fie reconstituit mediul carbogenerator cu ajutorul hărților humito-genetice.

## BIBLIOGRAFIE

- Andreescu I., Țicleanu N., Pană I., Pauliuc S., Pelin M., Barus T. (1985) Stratigraphic des dépôts pliocènes à charbons-zone est d'Oltenie (secteur Olt-Jiu). Analele Univ. București XXXIV, București.
- Barbu I. Z. (1932) Flora fosilă de la Timișani, județul Gorj. Not. Bot., 1, 2, București.  
— (1954) Flora fosilă din terțiarul Olteniei. An. Com. Geol., XXVIII, București.
- Cârăc D. (1959) Explorări geologice pentru cărbuni între Otășău și Cernișoara (Oltenia). St. tehn. econ., A, 5, București.
- Dănilă N. (1914) Zur Kenntnis der rumänischen Braunkohlen. Braunkohlen, XII, 45, p. 755—759, Frankfurt am Main.
- Francis W. (1961) Coal. Its Formation and Composition.. London
- Ilie S., Bițoianu C. (1967) Studiul petrografic al cărbunilor de la Rovinari. St. tehn. econ. A, 7, București.
- Kagemori N. (1973) Study of the Fossil Woods from Cenozoic strata in Japan. Journal of Geosciences, 16, 2, Osaka.
- Murchison D., Westoll T. S. (1968) Coal and Coal-Bearing Strata. Edinburgh-London.
- Preda I., Todiră V., Greblă M., Anghel C. (1981) Depozitele pliocene cu lignit din zona Hirneala — Bolbocești — Linia Magheru. Analele Univ. București, XXX, București.
- Protescu O. (1932) Părțire generală asupra rezervelor de cărbuni din România. St. tehn. econ., III, 8, București.
- Rădulescu L., Niculescu C., Chivu I. P. (1965) Monografia stufului din Delta Dunării. Edit. Acad. R. S. R., București.
- Simionescu C., Grigoraș M., Cernătescu-Asandei A. (1964) Chimia lemnului din R.P.R. Edit. Acad. R.P.R., București.
- Simionescu C., Rozmarin Gh. (1966) Chimia stufului. Edit. Tehnică București.
- Stach E., Mackowsky M. Th., Teichmüller M., Teichmüller R., Taylor C., Chandra D. (1982) Coal petrology. Stuttgart.
- Țicleanu N. (1986) Date preliminare privind studiul paleobotanic al unor foraje de referință pentru cărbuni din Oltenia. D.S. Inst. Geol. Geofiz., 70—71/3, București.  
— Roman Șt., Givulescu R., Bițoianu C. (1982) Contributions à la connaissance de la paléoflore et la pétrographie des charbons de secteur Rovinari (District Gorj). Symp. Paléobot. Palyn., Cluj-Napoca.



- (1985) Considerații paleofloristice și petrografice privind geneza lignișilor din vestul Olteniei. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* LXIX/2, București.
- , Andreeșcu I., Bițoianu C., Pauliu S., Crăciun P., Barus T., Popescu A., Diaconu C., Nicolae V., Nicolae Gh., Grigorescu G., Grigorescu Șt., Țicleanu M., Moisescu V., Roman Șt., Iva M., Păslaru T., Rădan M., Rădan S., Enciu P. (1986) Raport, arhiva Inst. Geol. Geofiz., București.
- , Bițoianu C., Ianc I., Munțiu O., Prodănescu I. (sub tipar) Xilitul în cărbunii din Oltenia, conținut în bitumene, produse de pirogenare și posibilități de valorificare superioară. *D. S. Inst. Geol. Geofiz.* București.

## COAL-GENERATING PALEOPHYTOCOENOSES, PETROGRAPHY AND CHEMISTRY OF LITHOTYPES FROM PLIOCENE COALS BETWEEN JIUL VALLEY AND AMARADIA VALLEY

(Summary)

This paper analyses relations among coal-generating phytocoenoses, coal petrography and their physico-chemical features.

On account of paleobotanic investigations, it is considered that for the constitution of coal-generating phytomass took part paleophytocoenoses with *Glyptostrobus*, *Phragmites*, *Braunia*, *Salix*, *Sequoia* and aquatic plants.

From macroscopical point of view, in coals of the investigated sector, there have been distinguished the following lithotypes : xylite (= xylain), xylitic coal, weakly xylitic coal, detrital coal, fibrous coal and clayey coal, each of them having macroscopic and microscopic petrographical characteristics and distinct physico-chemical features.

Coal lithotypes in Oltenia come from one or several phytocoenoses :

Lithotype	Originary paleophytocoenosis with :
— xylite and xylitic coal	— <i>Glyptostrobus</i>
— weakly xylitic coal	— <i>Phragmites</i> at the limit with <i>Glyptostrobus</i>
— detrital coal	— <i>Phragmites</i>
— clayey coal	— <i>Braunia</i> , <i>Salix</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> — aquatic plants

Differences among main physico-chemical features of lithotypes are first caused by chemistry of genetical material and secondly by environmental conditions during which took place accumulation of coal-generating phytomass, its peat and coal formations.

Here are some important differences among physico-chemical features of lithotypes :



- anhydrous ash (A average anh.) increases from 5% at xylite to 35.69% at detrital coal;
- content in volatile matter (V<sup>a</sup>) decreases from 57.73% at xylite to 35.69% at detrital coal;
- upper calorific value (Q<sub>s</sub><sup>a</sup> media) is 5552 Kcal/Kg at xylite and 3500 Kcal/Kg at detrital coal.

Differences which were pointed out allow to appreciate quality of coal beds through detailed macropetrographical analysis and constitute a scientific basis of humitogenetical maps, making easier their drawing.

---





Institutul Geologic al României

## 2. ZĂCĂMINTE—GEOCHIMIE

### BOOK REVIEWS

D. J. DE PAOLO : *Neodymium Isotope Geochemistry, Minerals and Rocks*. Springer-Verlag, 1988, 187 p.

The paper of prof. De Paolo from Berkeley University-California talks about one of the newest and modern methods in geological sciences — Neodymium Isotope Method.

The book contains ten chapters. The first four chapters refer to the main principles and analytic technique of Sm—Nd method as well as to the use of this method in the study of the Earth evolution.

The second part of the paper within three chapters presents neodymium isotope application to sedimentary rocks and oceanography.

The last part of the paper contains three chapters which talk about the use of neodymium isotope variation in petrology : Oceanic Crust and Mantle (chapter 8) ; Continental Magmatic Arcs (chapter 9) ; Continental Mafic Rocks (chapter 10).

One of the problems concerning the authors is the application domain as well as the limits of dating rocks by means of samarium-neodymium relation, being able to be applied successfully in the case of rocks which are older than 500 m.y.

In De Paolo paper, problems with neodymium isotopes are discussed in relation with the isotopes of other elements (strontium, lead, lutetium). Also by means of the above isotopes are treated various magmatic processes namely partial melting, fractional crystallization and mixing processes. For instance, the author shows that the reinjection of continental crust in the mantle can be the prevailing cause of the oceanic basalt isotopic variation. Within neodymium isotopes is also discussed the problem of tectonic plates, their speed as well as their past and present configuration.

Other problems which are also presented in this paper are : oceanic basalts, ophiolites, oceanic arcs and problem of old mafic lavas. It is concluded that alkaline basalts are formed through the mantle melting at big depth while tholeitic basalts are born at small depth. Samarium-neodymium isotopic data suggest that in some ophiolitic complexes the source in the mantle did not change at all in the last 500 m.y. Sm/Nd ratio and variation in neodymium isotopes of precambrian basalts generally show similar values of tholeitic basalts in oceanic zones.

When discussing the problems, the author uses a lot of graphic examples and presents minor elements by means of mathematical and thermodynamic relations.

A great number of problems, high scientific level in their presentation, a big bibliography, all these characterize De Paolo book as an excellent paper.

Among numerous papers quoted by the author, we give only a few of them below :

1. Allegre C. J., Ben Othman D., Polvo M., Riehard P. (1979) — The Nd—Sr isotopic correlation in mantle materials and geodynamic consequences — Phys. Earth. Planet. Inter. 19, p. 293—306.
2. Cohen R. S., O'Nions R. K. (1982) — Pb, Nd and Sr isotopic structure of ocean ridge basalts — J. Petrol., 23, p. 299—324.



3. De Paolo D. J. (1979) — Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of the crustal and mantle — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 43, p. 201—211.
4. De Paolo D. J. (1983) — The mean life of continents estimates of continental recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications of the crust and mantle — *Geophys. Res. Lett.*, 10, p. 705—708.
5. De Paolo D. J., Wasserburg G. J. (1977) — The source of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies — *Geophys. Res. Lett.*, 4, p. 465—468.
6. Hamilton P. J., O'Nions R. K., Evensen N. M. (1977) — Sm—Nd dating of Archean basic and ultrabasic volcanics. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 36, p. 263—268.
7. Hawkesworth C. J. (1979)  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and trace element characteristics of magmas along destructive plate margins : In — *Origin of granite batholiths* — Atherton M.P., Tarney J. (Ed).
8. Mc Culloch M. T., Chappell B. W. (1982) — Nd isotopic characteristics of S and I — type granites — *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 58, p. 51—64.
9. Nelson B. K., De Paolo D. J. (1988) — Application of Sm—Nd and Rb—Sr isotope systematics to studies of provenance and basin analysis. *J. Sedim. Petrol.*, 58, p. 348—357.
10. O'Nions R. K., Carter S. R., Evensen N. M., Hamilton P. J. (1979) — Geochemical and cosmochemical applications of Nd isotope analysis — *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 7, p. 11—38.

*Ion Tiepac*

T. M. PERYT (Ed.) : *Evaporite Basins*. Lecture Notes in Earth Sciences, vol. 13, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1987, 188 p.

Evaporites may form in very different environments from continental sabkha to deep basins. Up to now, only a few evaporite basins located in Europe or North America have been studied in detail. The volume "Evaporite Basins" gathers a number of very interesting papers, dedicated to some evaporite basins, which are less-known or difficult of access, such as those located in China, Australia and even in Europe (known only from boreholes). This volume of "Lecture Notes" is prefaced by dr. T. M. Peryt from Geological Institute of Warsaw (Poland), who also wrote the introductory note.

The first paper "Facies models for Australian Precambrian evaporites" by M. D. Muir presents a large spectrum of environments from continental alkaline playas and continental sabkhas to barred basins. Desiccated deep basins have not been recognized in the Precambrian of Australia.

Evaporites from China are discussed in three papers : "Characteristic and environments of Sinian evaporite in southern Sichuan, China" by Xu Xiao Song, "Depositional models of Lower and Middle Triassic evaporites in the Upper Yangtze area, China" by Wu Yinglin and Yan Yangji and "Sedimentary models of gypsum-bearing clastic rocks and prospects for associated hydrocarbons west of the Tarim Basin (China) in Miocene" by Qiu Dongzhou. The evaporites from Sichuan area which are formed at the top of a carbonate platform are related to lagoon-salt lake model and sabkha-salt lake model. The evaporites investigated in the Upper Yangtze area are also included into two depositional models : platform sabkha and desiccation lagoon. The first model which bears analogies with recent sabkhas of the Persian Gulf, had a three stage evolution : salt pan stage, which is characterized by halite deposition, sabkha stage with gypsum, halite and polyhalite and playa lake stage which is dominated by anhy-



drite and polyhalite precipitation. The second model consists of evaporite deposition into a salt lake which is separated from a lagoon by a rapid regression. The evaporites from Tarim area were formed into a continental lacustrine basin, occasionally invaded by the sea. Such a genetical model was very seldom met up to now.

In the paper "Reef-stromatolites-evaporites facies relationships from Middle Miocene examples of the Gulf of Suez and the Red Sea", C. L. V. Monty et al. demonstrate that in this area reef complexes preceded evaporite deposition. There are also pointed out the relations among the main three components of an evaporitic basin : reefs, stromatolites and evaporites.

Less-known European evaporite basins are presented by J. M. Rouchy et al. in the paper "The Lower Carboniferous (Viscian) evaporites in northern France and Belgium : depositional, diagenetic and deformational guides to reconstruct a disrupted evaporitic basin" and by D. Geisler-Cussey in "Middle Muschelkalk evaporitic deposits in Eastern Paris Basin". In the first case the evaporitic stage was related to the fall into the sea level, which determined the apparition of a restrictive character of marine environment and generated the sulphate interbeds (gypsum changed diagenetically into anhydrite). Primary structures have been then destroyed and transformed during Hercynian deformations. In the second case, there are discussed the effects of continental influences on evaporitic sedimentation. These ones are determined by fresh waters and detrital material supplies which favour dissolution processes and cyclic evolution of salinity.

The papers from the volume "Evaporite Basins" point out the character of dynamic systems of evaporite basins, also underlining the importance of sea level changes for evaporite deposition.

Silviu Rădan

ALEXANDER A. PETROV : *Petroleum Hydrocarbons*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1987, 255 p., 90 figures, 64 Tables.

The volume comprises 225 pages divided into ten parts as follows : Introduction ; General Characteristics of Petroleum Hydrocarbons Molecular and Group-Type Methods of Analysis and Classification (Chapter 1) ; C<sub>5</sub>-C<sub>40</sub> Alkanes (Chapter 2) ; Cycloalkanes (Chapter 3) ; Aromatic Hydrocarbons (Chapter 4) ; Sources and Reactions of Petroleum Hydrocarbon Formation (chapter 5) ; Transformations of Petroleum Hydrocarbons in Nature (Chapter 6) ; Conclusion ; References ; Subject index. The volume is illustrated by 90 figures.

The present book represents a monographic analysis of the contemporary data on the composition, structure and ways of formation of various petroleum hydrocarbons. A special attention is paid to biological markers, compounds that could preserve main structural features of original biologic molecule.

The content of the volume can be useful for a wide range of specialists among which are to be included : geochemists and the chemists dealing with petroleum composition and genesis.

For the geologists working in petroleum prospecting and industry the chapters dealing with sources and reactions of petroleum hydrocarbon formation (5) as with the transformations of petroleum hydrocarbons in nature are of a special interest. We specially mentioned this chapters because they inform the geologists about the detailed phenomena during which the organic material transforms into the oil and/or gas.

Mihai Stefanescu



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

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

**Coordonator științific : dr. G. UDUBAŞA**

---

**Redactor : N. CONOVICI  
Traducători : R. NEGREA, R. CĂPITAN  
Ilustrația : V. VLAD**

---

*Dat la cules : decembrie 1988. Bun de tipar : iulie 1989  
Tiraj : 700 ex.  
Hartie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 8½  
Comanda : 955 Pentru biblioteci indicele de clasificare  
55(058)*

---

**Tiparul exocusat la Intreprinderea Poligrafică „Informația“  
Str. Brezoianu nr. 23—25, București — România**



**Institutul Geologic al României**

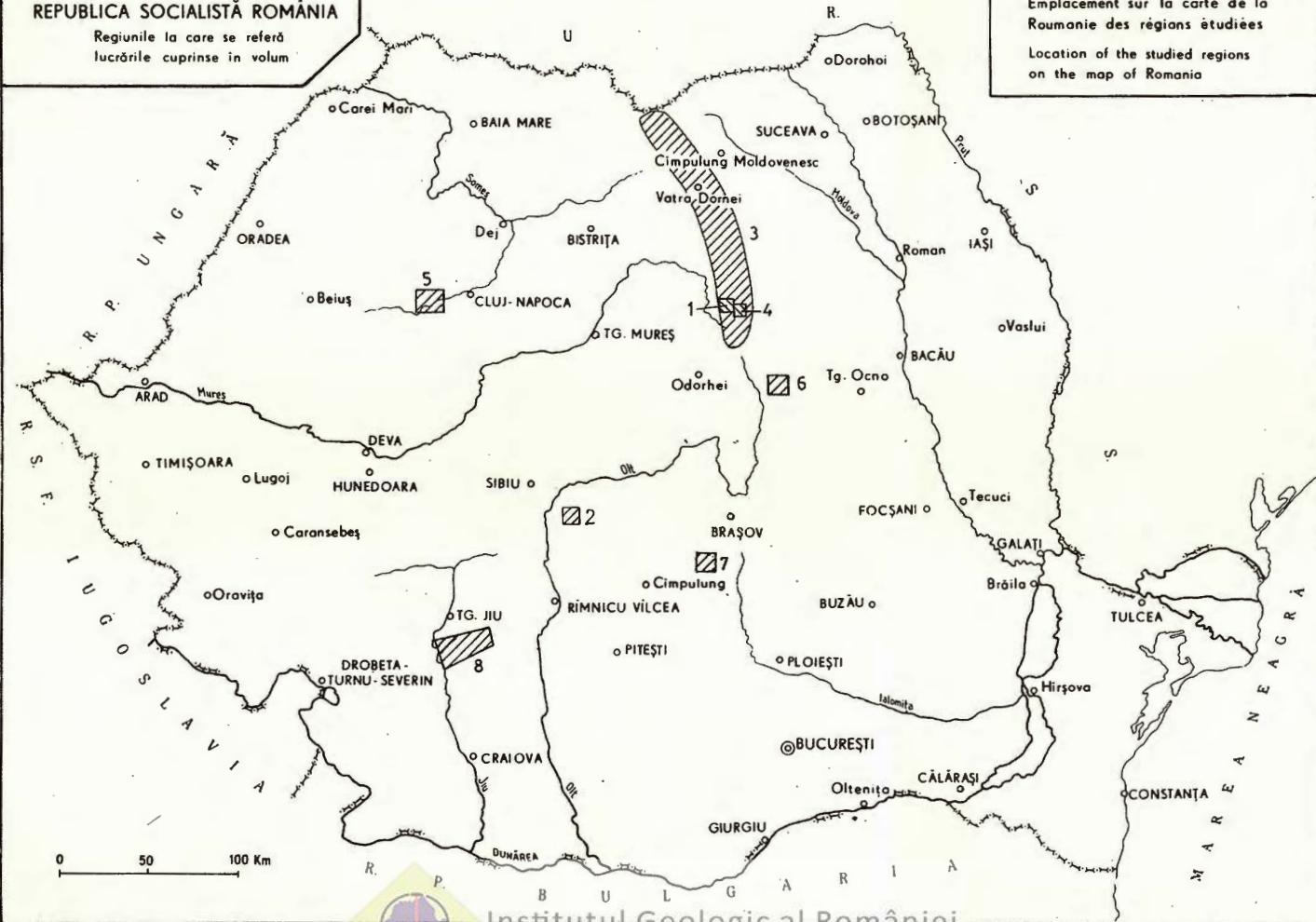


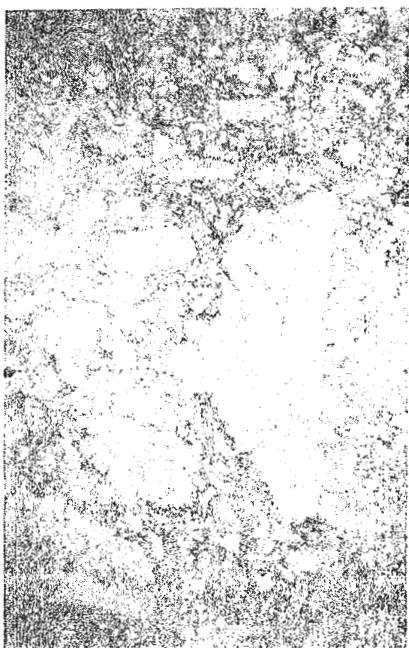
Institutul Geologic al României

REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

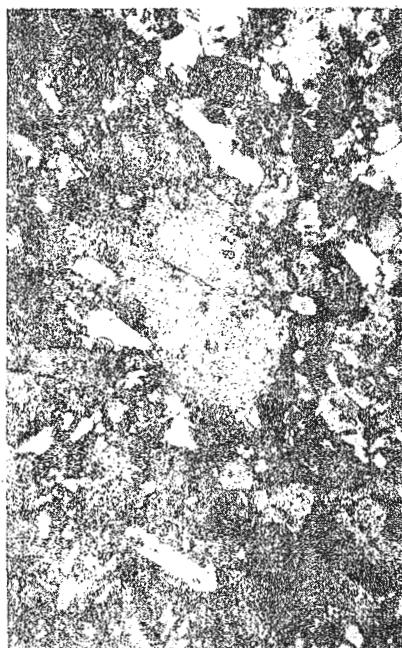
Regiunile la care se referă  
lucrările cuprinse în volum

Emplacement sur la carte de la  
Roumanie des régions étudiées  
Location of the studied regions  
on the map of Romania

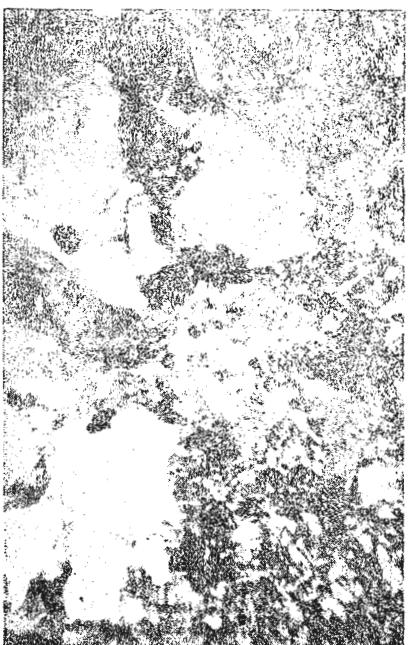




1



2



3

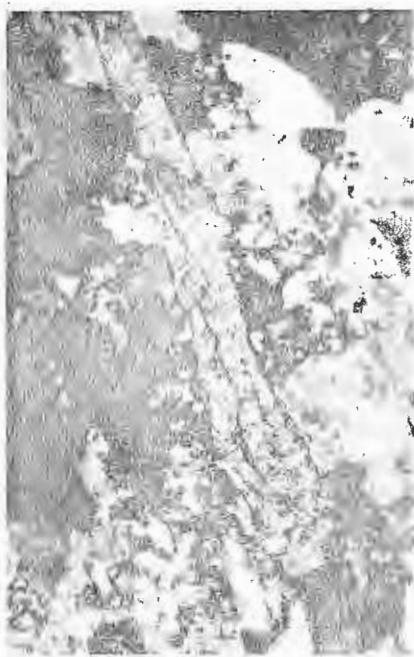


4

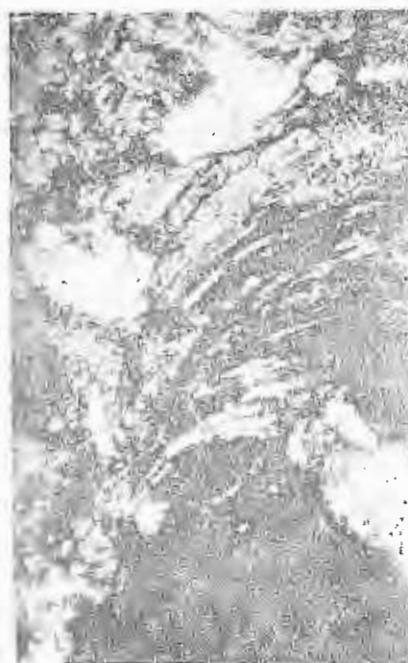
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 74/2.



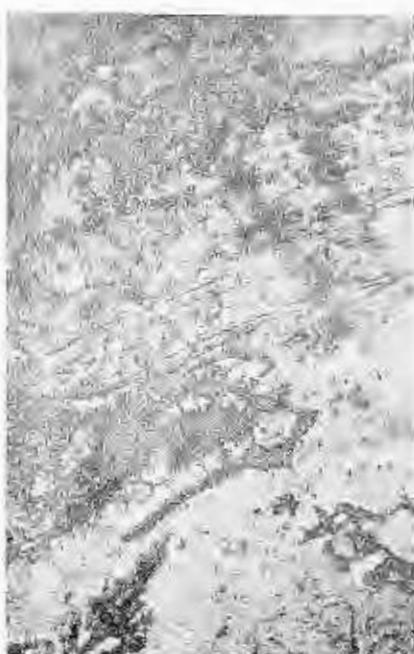
Institutul Geologic al României



1



2



3

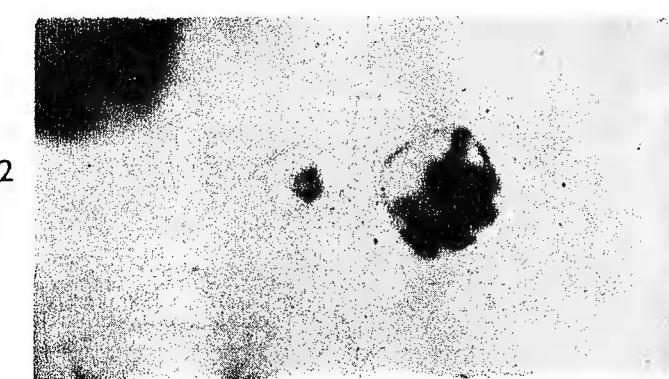


4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 74/2.



Institutul Geologic al României

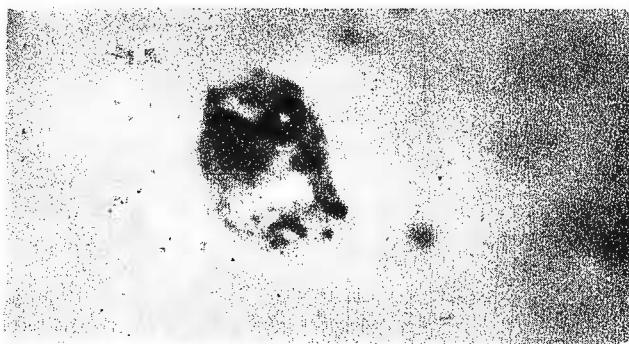


Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 74/2.

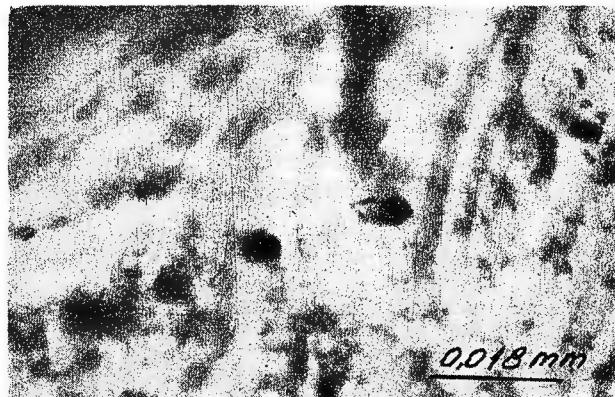


Institutul Geologic al României

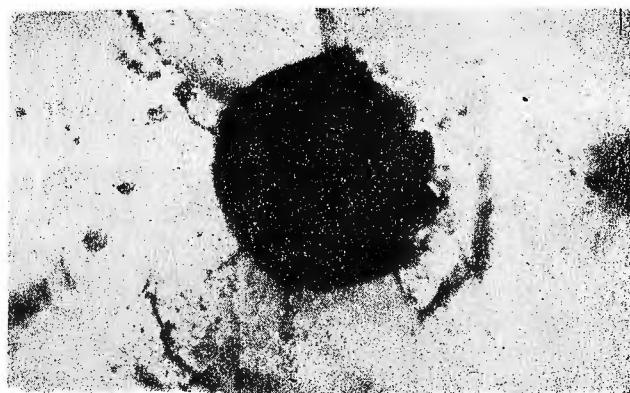
1



2



3



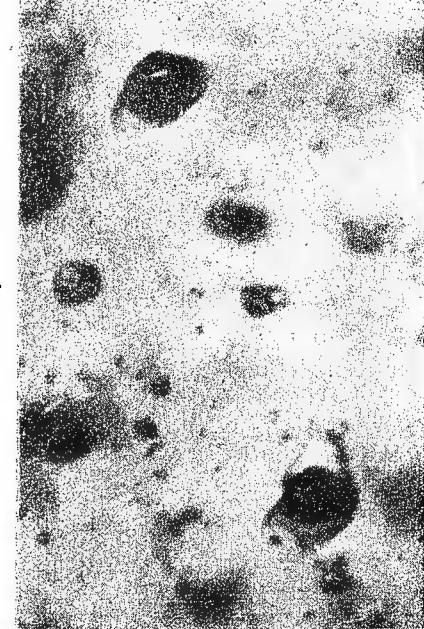
Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. 74/2.



Institutul Geologic al României

V. POMĂRLEANU. Glass and Fluid Inclusions in Bananites from Gilău Mountains

Pl. III.



2



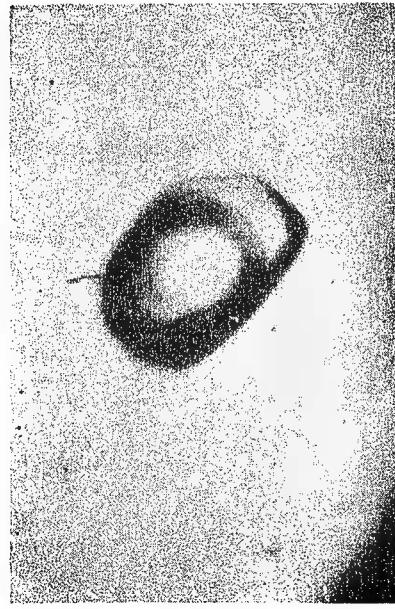
Institutul de Geologie și Geofizică, Dări de seismă ale ședințelor, vol. 74/2.



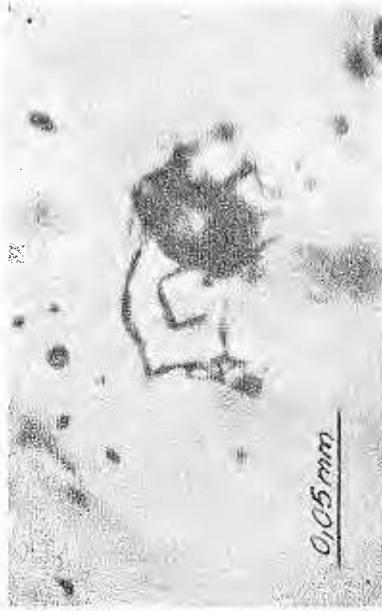
Institutul Geologic al României

V. POMĂRLEANU. Glass and Fluid Inclusions in Băňatites from Gilău Mountains

Pl. IV.



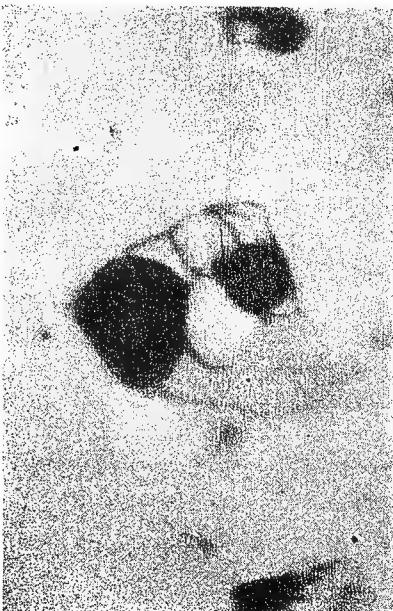
1



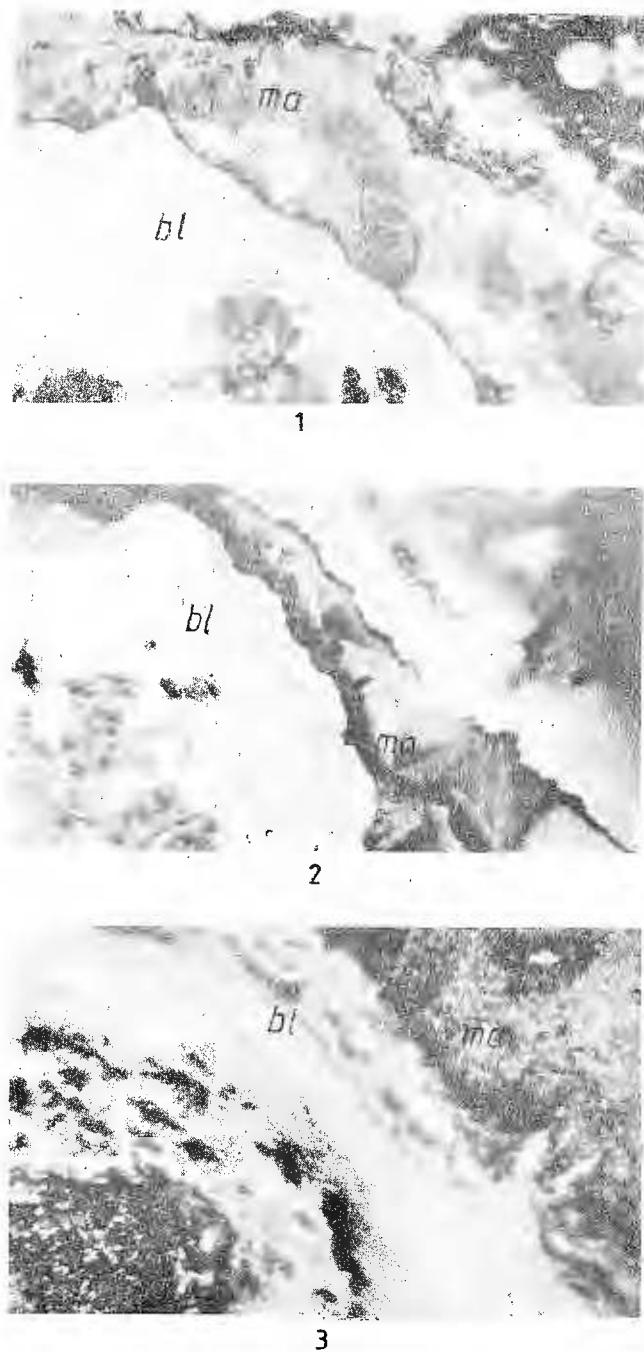
2



3

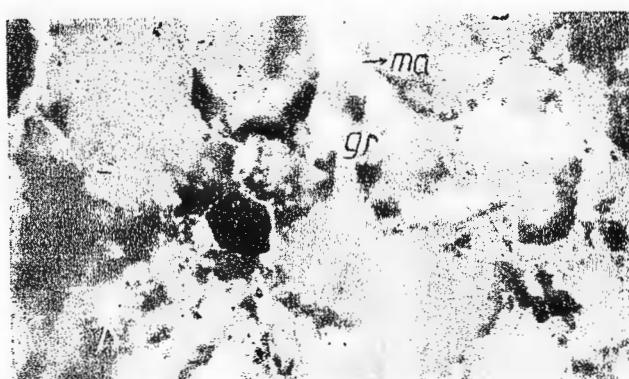


4

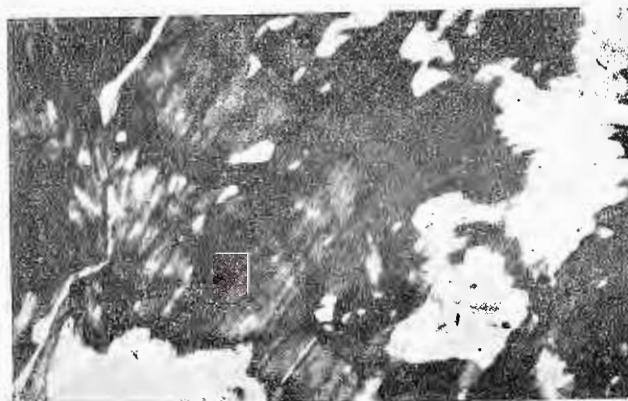




1



2



3

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-LII/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)



Institutul Geologic al României

## CUPRINS

	Pag.
P. ANDĂR, GH. N. POPA GEOCHIMIA FORMAȚIUNILOR METAMORFICE DE LA BALAN-BELCINA . . . . .	5
T. GRIDAN et al. H. G. KRAUTNER LA GÉOCHIMIE DE LA FORMATION DE SURU . . . . .	19
H. G. KRAUTNER DEPOSITIONAL MODELS FOR THE ORE DEPOSITS OF THE EAST-CARPATHIANS . . . . .	47
M. MUREȘAN BARYTINE ET WITHÉRITE DE PÎNGARATI-CAR- PATES ORIENTALES . . . . .	69
V. POMĂLEANU GLASS AND FLUID INCLUSIONS IN BANATITES FROM GILĂU MOUNTAINS . . . . .	81
M. RUNCEANU, G. VOICU M. TATU, L. ROBU MINERALISATION ON THE CERE BROOK . . . . .	89
M. TATU, L. ROBU PETROCHEMISTRY OF METAMORPHICS FROM LEAOTA GROUP . . . . .	99
N. TICLEANU et al. PALEOFITOCENOZELE SI CHIMIA CARBUNILOR PLIOCENI . . . . .	115

