

B. I. G.

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LVII
1969 - 1970

2. ZĂCĂMINTE

67832

BUCUREȘTI
1971



Institutul Geologic al României



INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LVII
(1969—1970)

2. ZĂCĂMINTE



BUCUREȘTI
1971



Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚII CHIMICO-STATISTICE ASUPRA GENEZEI
MINERALIZAȚIEI DE LA ALTÎN TEPE¹

DE

VIRGIL IANOVICI², ALEXANDRU DIMITRIU, PETRE ANDĂR³

Abstract

Chemical-Statistical Considerations on the Genesis of the Altin Tepe Mineralization. By means of the statistical mathematics methods there have been determined the character of the statistical distribution and the parameters (arithmetical mean \bar{x} , geometrical mean \bar{g} , square mean deviation, s , variation degree, v , and the heterogeneous coefficient ϕ) of copper and sulphur contents (Table 1 and 2, Plate I). Both the copper and the sulphur present a marked heterogeneousness within the deposit. Systematically the distribution of sulphur is asymmetrical; by using the parabole method it may be proved that it constitutes associations of two or three normal distributions (Fig. 1—3). The heterogeneous character of the distribution of sulphur is an important argument in favour of the hypothesis implying a mixed genesis for the mineralization, and namely the volcanogenous-sedimentary genesis, followed by other processes among which the hydrothermal ones have displayed a large development.

În vederea unei cunoașteri mai aprofundate a geochimiei zăcămintului de la Altin Tepe, care să conducă îndeosebi la precizarea trăsăturilor esențiale ale variabilității conținuturilor în componente utili (cupru și sulf) și, de asemenea, a genezei mineralizației, au fost interpretate statistic datele de analiză chimică (conținuturile de Cu și S) figurate în rapoartele privind situația rezervelor^{4, 5, 6}.

Rezultatele obținute, cu privire atât la mineralizația compactă, cât și de impregnație, precizează trăsăturile caracteristice ale geochimiei

¹ Comunicare în ședința din 9.I.1970.

² M.I.M.G. — D.G. Bd. Maghera 33 București.

³ Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55, București.

⁴ C. Roșca. Raport de rezerve. 1965. Arh. M.I.M.G. București.

⁵ Z. Albu, I. Udrea. Raport geologic minier. 1965. Arh. M.I.M.G. București.

⁶ Elena Dumitru. Raport geologic minier cu situația rezervelor de pirită cuprifără de la zăcămintul Altin Tepe. 1965. Arh. M.I.M.G. București.



cuprului și sulfului în zăcămint și fundamentează statistic ipoteza genezei mixte a mineralizației.

Mineralizația din zona Altin Tepe, localizată în partea superioară a zonei metamorfice în apropierea contactului cu seria șisturilor verzi, se prezintă sub două aspecte: compactă, constituind corpuri lenticulare, și de impregnație, asociată sau nu mineralizației compacte.

Corpurile de minereu cu forme lenticulare sînt concordante cu șistozitatea principală a rocilor înconjurătoare și plonjează spre SE conform structurii regionale a acestor roci. Ele sînt constituite, în principal, din pirită și magnetit, cărora li se asociază calcopirita și în mod cu totul subordonat, oligistul, blenda, bornitul, galena, pirofina, covelina. Participarea diferită a piritei și a magnetitei determină existența unor zone predominant piritose sau magnetitice, dintre care primele dau caracteristica zăcămintului.

Zonele de impregnație sînt caracterizate prin abundența piritei, care apare fie în cristale milimetrice, fie în filonașe și cuiburi alungite, dispuse paralel cu șistozitatea rocilor gazdă. Uneori apar lentile mici de pirită și calcopirita cu aceleași caracteristici ca ale minereului piritos compact. Magnetitul apare rar, ca granule și filonașe subțiri. Calcopirita apare frecvent ca plaje și filonașe în ganga de cuarț.

Cunoașterea geologiei și petrografiei zăcămintului de la Altin Tepe au făcut obiectul a numeroase cercetări încă de la începutul secolului (Pascu, 1904). Cele mai recente cercetări au fost efectuate de către Ionescu et al.⁷ și Dimitriu, Andăru.⁸

În ceea ce privește geneza mineralizației au fost emise cîteva ipoteze: ipoteza injecției, care atribuie minereului o origine magmatică (Pascu 1907); ipoteza „dublei geneze”, care consideră că magnetitul și pirita sînt sedimentogene, iar că calcopirita, blenda, galena și alte minerale au fost depuse din soluții hidrotermale într-o fază postmetamorfică (Codarcea, Petruțian, 1948)⁹; ipoteza originii sedimentare (Georghiu, 1958), și ipoteza vulcanogen sedimentară (Kräutner 1965; Mureșan 1967).

Au fost cercetate statistic îndeosebi două probleme: a) variabilitatea conținuturilor de cupru și sulf și b) omogenitatea repartiției conținuturilor de sulf în cuprinsul zăcămintului. Metodele utilizate au fost

⁷ C. Ionescu, V. Ignat, Venera Codarcea, M. Mureșan, R. Ciocănelea, V. Botoran, G. Griceșcu. Raport geologic asupra regiunii Altin Tepe-Clamura de Sus. 1966. Arh. M.I.M.G. București.

⁸ Al. Dimitriu, P. Andăru. Studii statistico-matematice asupra geochimiei zăcămintului de la Altin Tepe. 1967. Arh. Com. Stat. Geol., București.



TABELUL 1

Tipul și parametrii distribuției Cu % în mineralizația de sulfuri și magnetit de la Altin Tepe

Mineralizație compactă					Mineralizație de impregnație						
Natura distribuției		\bar{X}	$S_{\lg x}$	v	p	Natura distribuției		\bar{X}	$S_{\lg x}$	v	p
$H_0 = \lg n$						$H_0 = \lg n$					
K	E					K	E				
Lentila I orizontul - 300 m											
3,00	1,16	2,26	1,08	47,79	0,72	3,40	2,00	0,62	1,09	115,27	0,63
Lentila I orizontul 350 - 400 m											
2,73	0,74	1,72	1,15	66,86	0,75	1,62	0,24	0,37	0,75	283,78	0,59
Lentila I orizontul - 400 m											
13,40	2,11	1,26	1,20	95,24	0,71	—	—	—	—	—	0,70
Lentila I											
7,45	5,52	2,05	1,12	54,63	0,71	3,69	0,38	0,46	1,12	243,48	0,59
Lentila II *											
0,53 (2,33)	2,58 (0,19)	1,79 (2,04)	1,06 (1,04)	50,22 (50,98)	0,68	1,15	1,56	0,61	1,14	186,88	0,57
Lentila III											
6,04	8,55	2,87	1,07	37,23	0,72	0,75	0,83	0,62	1,07	172,58	0,55
Lentila IV											
1,27	1,13	1,69	1,08	63,90	0,66	—	—	—	—	—	—

* Distribuția statistică s-a verificat atât ca lognormală, cât și ca normală (valorile sînt figurate în paranteză).



descrie în mare parte în lucrările anterioare (I a n o v i c i, D i m i t r i u, 1965, 1966, 1967).

a) Variabilitatea conținuturilor de cupru și sulf a fost caracterizată prin următoarele aspecte cantitative: caracterul distribuțiilor statistice, parametrii centrului de grupare (media aritmetică, \bar{x} , media geometrică, \bar{x}) și parametrii de împrăștiere (abaterea medie pătratică, s , gradul de variație, v , și coeficientul de neuniformitate, ρ).

În vederea stabilirii trăsăturilor esențiale ale distribuțiilor au fost contruite histogramele de repartiție (pl. I). În cazul sulfului a fost cercetată distribuția valorilor aritmetice, iar pentru cupru — valorile logaritmice în baza zece — corespunzător modelelor geologice ale distribuției acestor componente, evidențiată de cercetările petrografice și mineralogice¹⁰. Rezultatele verificării lognormalității distribuției cuprului (metoda momentelor) și valorile parametrilor statistici sînt prezentate în tabelul 1.

b) Omogenitatea repartiției conținuturilor de sulf a fost cercetată prin metoda parabolei (I a n o v i c i, D i m i t r i u, 1967) și metoda inter-

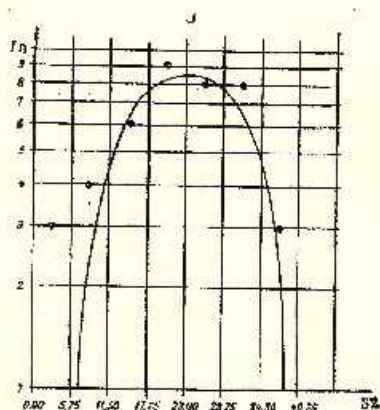


Fig. 1. — Caracterul omogen (prezența unei singure colectivități) al distribuției sulfului în mineralizația compactă din lentila IV, pus în evidență prin metoda parabolei (număr de valori = 41).

Caractère homogène (la présence d'une seule collectivité) de la distribution du soufre dans la minéralisation compacte de la lentille IV, mis en évidence par la méthode de la parabole (nombre de valeurs = 41).

valelor de încredere (Dimitriu)¹¹. Cercetările au fost restrânse la omogenitatea repartiției sulfului ținând seama de particularitățile pe care le prezintă repartiția acestui element.

Cu ajutorul metodei parabolei, bazată pe notarea frecvențelor absolute pe hîrtie semilogaritmică, au fost separate, două pînă la trei subcolec-

⁹ A. I. Codarcea, N. Petruțian, Zăcămintul de pirită cupriferă de la Altin Tepe, 1948, Arh. Inst. Geol. București.

¹⁰ Op. cit. pct. 7.

¹¹ Al. Dimitriu, Observații asupra preciziei analizei dispersionale. Sesiunea științifică a Centrului de Calcul economic și cibernetică economică 1968, București.

tivități (A, B, C) (fig. 1-3). Fiecărei subcolectivități, corespunzător lentilelor cercetate, s-au calculat parametrii statistici (tab. 2).

În ceea ce privește aprecierea asemănării chimismului sulfului s-a adoptat o metodă bazată pe intersecția intervalelor de încredere ale mediei

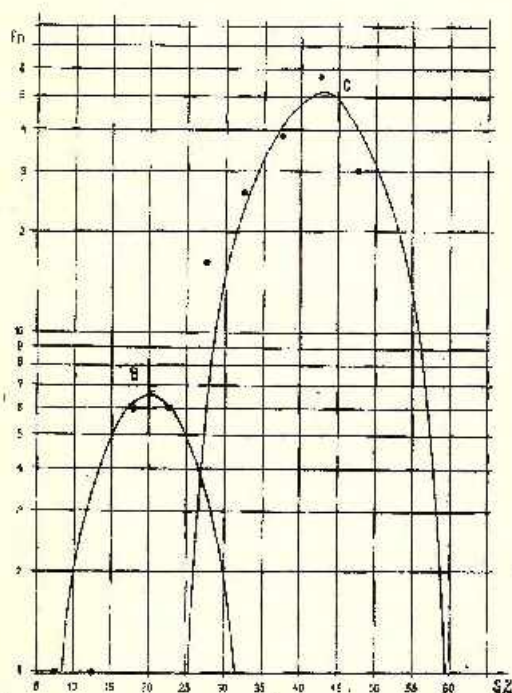


Fig. 2. — Caracterul eterogen (asocierea a două subcolectivități B și C) al distribuției sulfului în mineralizația compactă din lentila I, pus în evidență prin metoda parabolii (număr de valori = 181).

Caractère hétérogènes (l'association de deux sous-collectivités B et C) de la distribution du soufre dans la minéralisation compacte de la lentille I, mis en évidence par la méthode de la parabole (nombre de valeurs = 181).

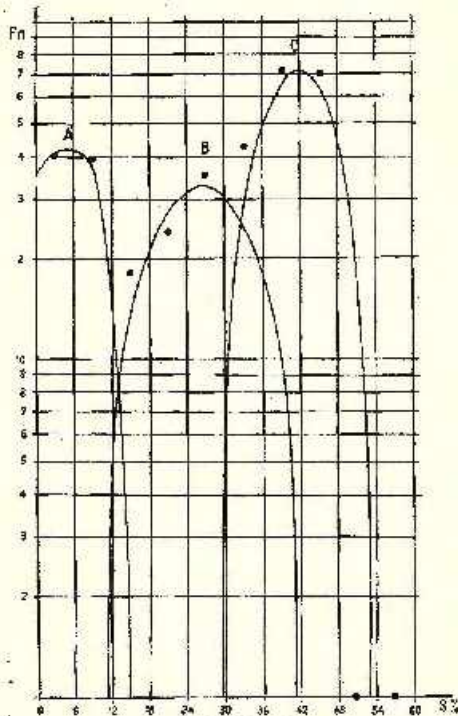


Fig. 3. — Caracterul eterogen (asocierea a trei subcolectivități A, B și C) al distribuției sulfului în mineralizația compactă din lentila II, pus în evidență prin metoda parabolii (număr de valori = 341).

Caractères hétérogènes (l'association de trois sous-collectivités A, B et C) de la distribution du soufre dans la minéralisation compacte de la lentille II, mis en évidence par la méthode de la parabole (nombre de valeurs = 341).

aritmecice și dispersiei (Dimitriu 1968). Stabilirea intervalelor de încredere s-a obținut cu ajutorul formulilor:

$$\begin{cases} \bar{x}_I = \bar{x} - t_{1-\alpha/2} \cdot s/\sqrt{n} \\ \bar{x}_B = \bar{x} + t_{\alpha/2} \cdot s/\sqrt{n} \end{cases}$$

respectiv,

$$\left\{ \begin{array}{l} s_1^2 = \frac{(n-1) \cdot s^2}{\chi_{\frac{\alpha}{2}; n-1}^2} \\ s_2^2 = \frac{(n-1) \cdot s^2}{\chi_{1-\frac{\alpha}{2}; n-1}^2} \end{array} \right.$$

în care: \bar{x}_1 și s_1^2 reprezintă limitele inferioare ale intervalului în care se găsește speranța matematică, respectiv dispersia teoretică; \bar{x}_2 și s_2^2 — limitele superioare ale intervalului; $t_{1-\frac{\alpha}{2}}$ — mărimea criteriului Student la un risc $\alpha = 0,05$; χ^2 — mărimea criteriului χ^2 la un risc α și $1 - \alpha$; n — volumul selecției.

În acest mod s-au calculat intervalele de încredere atât pentru media aritmetică și dispersia conținuturilor de sulf în fiecare lentilă, cât și pentru media aritmetică și dispersia generală — parametrii statistici ai ansamblului lentilelor I, II și III.

Rezultatele obținute evidențiază următoarele trăsături caracteristice ale geochimiei și genezei mineralizației:

1 — Distribuția statistică a cuprului în mineralizația compactă se abate în general de la lognormalitate — proprie elementelor chimice care se prezintă sub forma unui singur mineral — argumentînd asupra prezenței în zăcămint a calcopiritei de două generații (cazul lentilelor I, II și III) și uneori, a încă unei serii de minerale (lentila II, în care este dezvoltată o zonă de oxidație) (pl. I; tab. 1).

Potrivit datelor mineralogice, cele două generații de calcopirită reflectă două stadii principale de formare a acestui mineral¹².

2 — Distribuția statistică a cuprului în mineralizația de impregnație este în mod sistematic lognormală (pl. I; tab. 1), argumentînd asupra prezenței în mod preponderent a calcopiritei de o singură generație. Considerăm, pe baza variației pronunțate a indicatorilor statistici (tab. 1) și a datelor mineralogice că, în zonele de impregnație, calcopirita este posibil să fie depusă din soluții hidrotermale.

3 — Repartiția în zăcămint a cuprului este neuniformă, reflectînd îndeosebi depunerea sa prin procese care se desfășoară spațial în funcție de numeroși factori — cazul proceselor hidrotermale. În acest sens interpretăm fluctuațiile parametrilor statistici de la o lentilă la alta, mai ales

¹² Op. cit. pct. 7

TABLETA 2
Parametrii distribuției S % la mineralizarea de sulfuri și cupru de la Albuș Tepe

p	Mineralizată compactă														Mineralizată de înlocuire																																							
	distribuție parțială							distribuție parțială							distribuție parțială							distribuție parțială																																
	$\frac{S_0}{S}$	$\frac{S_1}{S}$	$\frac{S_2}{S}$	$\frac{S_3}{S}$	$\frac{S_4}{S}$	$\frac{S_5}{S}$	$\frac{S_6}{S}$	$\frac{S_7}{S}$	$\frac{S_8}{S}$	$\frac{S_9}{S}$	$\frac{S_{10}}{S}$	$\frac{S_{11}}{S}$	$\frac{S_{12}}{S}$	$\frac{S_{13}}{S}$	$\frac{S_{14}}{S}$	$\frac{S_0}{S}$	$\frac{S_1}{S}$	$\frac{S_2}{S}$	$\frac{S_3}{S}$	$\frac{S_4}{S}$	$\frac{S_5}{S}$	$\frac{S_6}{S}$	$\frac{S_7}{S}$	$\frac{S_8}{S}$	$\frac{S_9}{S}$	$\frac{S_{10}}{S}$	$\frac{S_{11}}{S}$	$\frac{S_{12}}{S}$	$\frac{S_{13}}{S}$	$\frac{S_{14}}{S}$																								
0,84	2,77	-	-	-	-	-	-	31	30,05	6,38	(21,29; 31,00)	(25,84; 72,20)	20,74	86	47,90	9,94	(43,26; 243,62)	(5,32; 119,33)	6,86	(27,64; 39,80)	(22,77; 62,01)	0,31	5,07	61	2,23	1,25	(1,81; 2,63)	(1,26; 3,03)	61,88	117	15,85	9,33	(4,14; 17,27)	(0,03; 499,03)	53,21	9,43	(2,00; 13,59; 19,45)																	
Lentila I extinsă - 300 m																																																						
0,84	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	59	28,91	7,77	(31,65; 15,08)	(2,83; 95,41)	25,40	(37,19; 46,11)	(22,53; 46,96)	0,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	47	7,37	3,41	(0,77; 8,77)	(0,65; 19,33)	43,99	(0,28; 15,10)	(4,38; 6,33)									
Lentila I extinsă - 400 m																																																						
0,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30	36,66	4,75	(27,88; 33,64)	(8,89; 430,78)	28,47	(30,73; 45,75)	(26,55; 25,97)	0,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	32	6,82	3,11	(2,41; 8,77)	(0,29; 19,78)	46,14	7,25; 14,33	(5,91; 2,91)						
Lentila I																																																						
0,68	0,05	-	-	-	-	-	-	18	21,29	5,76	(8,12; 21,29)	(10,09; 74,05)	20,03	163	39,38	5,87	(36,47; 102,98)	(9,17; 45,09)	11,88	(27,70; 39,32)	(20,13; 41,19)	0,37	10,90	26	1,17	6,28	(0,91; 1,49)	(9,21; 6,37)	49,87	103	12,40	6,28	(1,67; 15,34)	(62,21; 79,80)	68,00	9,80; 11,20	(7,12; 33,50)																	
Lentila II																																																						
0,72	1,47	81	6,14	3,31	(3,28; 6,89)	(11,58; 21,59)	63,68	164	27,09	6,97	(25,65; 28,30)	(30,15; 62,94)	20,61	152	16,98	4,26	(39,25; 44,70)	(34,41; 37,64)	11,17	(27,70; 30,73)	(21,09; 41,60)	0,30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	120	7,84	7,09	5,36	(0,28; 41,81)	(19,02; 106,28)	9,22; 12,58	(11,64; 15,83)							
Lentila III																																																						
0,82	2,64	-	-	-	-	-	-	89	18,30	5,82	(17,18; 15,07)	(40,11; 43,94)	21,74	283	19,52	6,37	(38,37; 31,29)	(28,43; 37,19)	14,86	(21,97; 20,22)	(21,74; 49,41)	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	90	8,91	4,95	(3,90; 9,98)	(36,57; 33,36)	63,44	(0,01; 12,43)	(8,29; 11,80)				
Lentila I și II																																																						
0,73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	371	38,68	5,61	(38,19; 39,44)	(37,32; 36,79)	14,21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	419	10,74	8,07	(10,40; 11,40)	(22,21; 18,24)	75,14	-	-

a celor care informează direct asupra neuniformității: gradul de variație, v și gradul de neuniformitate, ρ (tab. 1).

4 — Distribuția statistică a sulfului în mineralizația compactă prezintă, de regulă, asimetrie de dreapta, sugerînd explicarea acesteia prin modelul distribuțiilor asociate (Ivanovici, Dimitriu 1967). Testarea omogenității distribuțiilor prin metoda parabolei a arătat că, în adevăr, ele constituie asociații a cîte două sau trei subcolectivități, distribuite normal: cazul lentilelor I și III, respectiv lentilei II (tab. 2; fig. 2 și 3).

Atribuim subcolectivitățile din domeniul conținuturilor de sulf relativ mari (subcolectivitățile C) ca aparținînd unor sulfuri de origine vulcanogen-sedimentară, iar subcolectivitățile caracterizate prin conținuturi mijlocii (subcolectivitățile B) eventual unei origini hidrotermale. În ceea ce privește subcolectivitatea cu valorile cele mai mici (subcolectivitatea A), ea ar corespunde proceselor secundare de mineralizare cu sulfuri din zona de oxidație (bornit, covelină, calcozină), prezente în lentila II, care are în mod evident această particularitate¹³.

5 — Amploarea proceselor ulterioare (probabil hidrotermale) variază de la o lentilă la alta, ea fiind cea mai mare în cazul lentilei III și minimă în lentila I; atribuim o amploare mijlocie în ceea ce privește lentila II. În acest sens argumentează participarea diferită a subcolectivităților B, presupus ca fiind în legătură cu procesele ulterioare, față de subcolectivitățile C, aparținînd posibil proceselor vulcanogen sedimentare (valorile raportului n_C/n_B , tab. 2).

Concluziile mai importante sînt următoarele:

a) Geneza mineralizației compacte este mixtă și anume, vulcanogen-sedimentară, căreia i-au urmat alte procese, dintre care cele hidrotermale au avut probabil un rol important;

b) Mineralizația de impregnație constituie propriu-zis un aport al proceselor ulterioare;

c) Distribuția spațială a cuprului, cît și a sulfului este neuniformă.

BIBLIOGRAFIE

Gheorghiu C. (1958) Considerații asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice și sturle cristaline din R.P.R. *An. Univ. C. I. Parhon, seria St. Nat.*, 18, București.

¹³ Op. cit. pct. 7.



- Ianovici V., Dimitriu A. I. (1965) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geologie*, X/1, București
- Dimitriu A. I. (1967) Natura statistică a distribuțiilor asimetrice în geochimie. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geologie*, XII/1, București.
- Dimitriu A. I. (1968) Fundamentarea concluziilor în geochimie cu ajutorul statisticii matematice. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/3, București.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr.*, X/1, București.
- Mureșan M. (1969) Studii asupra zăcămintului de pirită cu magnetit de la Altin Tepe. *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIV/2, București.
- Pascu R., (1904) Studii geologice și miniere în județul Tulcea. *Bul. Minist. Agric., Ind., Com. și Domen.*; Serv. Mlnel, București.
- (1907) Zăcămintul de minereuri de la Altin Tepe, județul Tulcea, Dobrogea. *Mîn. Petr. Rom.*, VIII, București.

CONSIDÉRATIONS CHIMIQUES-STATISTIQUES SUR LA GENÈSE DE LA MINÉRALISATION D'ALTIN TEPE

(Résumé)

Cet exposé s'occupe de la géochimie et de la genèse de la minéralisation d'Altin Tepe, en interprétant du point de vue statistique les données d'analyse chimique concernant les teneurs en Cu et en S.

On a étudié statistiquement deux problèmes :

- 1) la variabilité des teneurs en Cu et en S
- 2) l'homogénéité de la répartition des teneurs en S dans le gisement.

La variabilité des teneurs en Cu et en S a été caractérisée à l'aide des méthodes statistiques mathématiques concernant l'établissement du type de distribution et l'estimation des paramètres du centre de groupement (la moyenne arithmétique \bar{X} , la moyenne géométrique \tilde{X}) ainsi que des paramètres de dissémination (l'écart type s , le degré de variation, et le coefficient de non uniformité) des teneurs en Cu et en S (tableau 1 et 2, pl. I).

L'homogénéité de la répartition des teneurs en S a été étudiée par la méthode de la parabole (Ianovici, Dimitriu, 1967). La distribution du soufre est systématiquement asymétrique; elle constitue des associations de deux ou trois distributions normales (fig. 1-3). Pour estimer la ressemblance du chimisme du soufre dans de différentes lentilles de minerai, on a adopté une méthode fondée sur l'intersection des intervalles de confiance de la moyenne arithmétique et de la dispersion (Dimitriu, 1968).

Les résultats obtenus à l'égard de la minéralisation compacte, ainsi que de l'imprégnation, précisent les traits caractéristiques de la géochimie du Cu et du S dans le gisement et confirme du point de vue chimique-statistique l'hypothèse de la genèse mixte de la minéralisation (Codarcea, Petruțian, 1948).

Les conclusions les plus importantes sont les suivantes :



a) La genèse de la minéralisation compacte peut être considérée comme volcanogène-sédimentaire, suivie d'autres processus parmi lesquels ceux hydrothermaux ont eu probablement un rôle important ;

b) La minéralisation d'imprégnation constitue proprement-dit un apport des processus ultérieurs ;

c) La distribution spatiale du Cu et du S est non uniforme.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Distribution statistique du Cu % et du S % dans le gisement d'Altin Tepe.

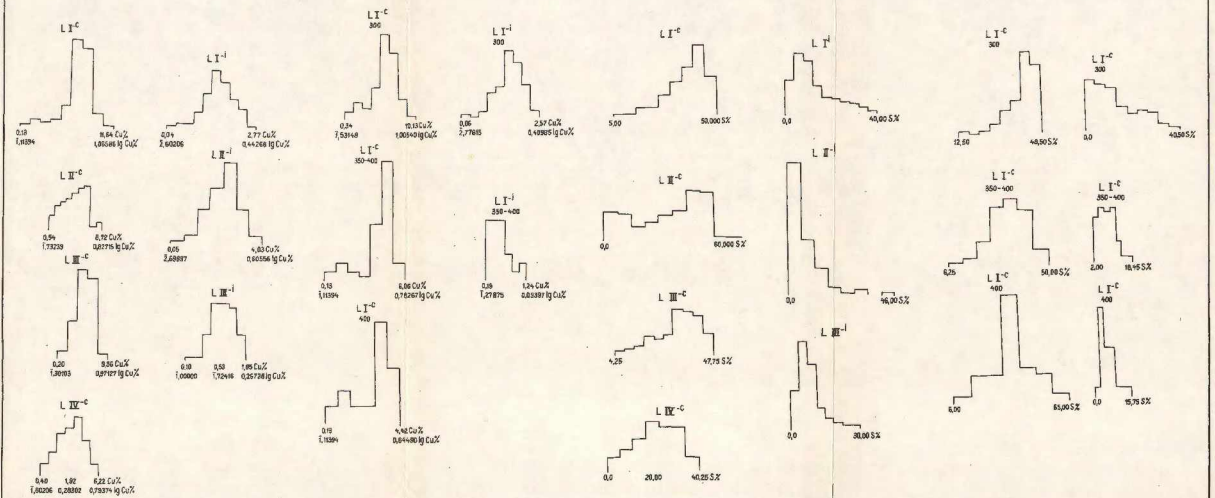
L - lentille ; C - minéralisation compacte ; i - minéralisation d'imprégnation.





DISTRIBUȚIA STATISTICĂ A $Cu\%$ ȘI $S\%$ ÎN ZĂCĂMÎNTUL DE LA ALTIN TEPE

L - LENTILĂ C - MINERALIZAȚIE COMPACTĂ I - MINERALIZAȚIE DE IMPREGNAȚIE



2. ZĂCĂMINTE

DETERMINAREA CONȚINUTULUI MEDIU ÎN COMPONENTE UTILE A REZERVELOR DE SUBSTANȚE MINERALE UTILE ÎN FUNCȚIE DE LEGEA DE DISTRIBUȚIE A ELEMENTELOR CHIMICE ÎN ZĂCĂMINTE¹

DE

VIRGIL IANOVICI², IULIU SILAȘI³

Résumé

Détermination de la teneur moyenne en composants utiles des réserves de substances minérales utiles par rapport à la loi de distribution des éléments chimiques dans les gisements. Pour évaluer les réserves de substances minérales utiles, on calcule les teneurs moyennes en composants utiles et nocifs à l'aide de la moyenne arithmétique, sans tenir compte de la loi de leur distribution dans les gisements. De cette manière, à cause du nombre réduit d'échantillons, les moyennes de sélection obtenues diffèrent vis-à-vis de celles réelles. Dans cet exposé, on indique une méthodologie pour calculer les composants chimiques qui consiste dans l'établissement de la loi de distribution et le calcul de la moyenne correspondante. En vue d'obtenir la loi de distribution, on indique d'effectuer certains changements de variable qui mènent à des distributions théoriquement connues. On présente comme exemple le cas où le changement de variable indiquée conduit à la distribution normale. Ainsi, hormis la distributions log-normale on introduit deux nouvelles distributions: exponentielle-normale et p-normale. En tous ces cas on indique le procédé à suivre pour calculer la teneur moyenne.

Scopul final al lucrărilor de cercetare geologică este stabilirea cât mai aproape de realitate — a cantității și calității rezervelor de substanțe minerale utile. Cunoașterea cu o precizie avansată a rezervelor are o importanță deosebită la dimensionarea investițiilor, planificarea producției și realizarea planului în industria minieră.

Cu toată atenția care se acordă determinării rezervelor, din experiența practică rezultă că între rezervele calculate în urma lucrărilor

¹ Comunicare în ședința din 23 ianuarie 1970

² M.I.M.G. — D.G. strada Mendelcev 34

³ C.R.R.G. strada Dionisie Lupu 68



geologice executate și a celor obținute prin exploatare există totdeauna o diferență. Uneori această diferență se înscrie în limite acceptabile din punct de vedere practic. Dacă însă aceste diferențe sînt prea mari, ele pot avea consecințe economice grave.

Prin calcule simple (M u r g u 1963) se poate arăta că în cazul zăcămintelor de minereuri, neadeverirea prin exploatare a conținutului în componenți utili, stabilit anterior, are urmări mult mai grave decît neconfirmarea cantității rezervelor. De aceea în cele ce urmează ne vom ocupa de problema stabilirii conținutului în componenți utili.

În general, conținutul rezervelor extrase este mai mic decît acela calculat în zăcămint, datorită în primul rînd pierderilor de minereu și diluării cu roci sterile în procesul de exploatare. Diluția și pierderile conduc la o diminuare firească a conținutului în componenți utili și nu reflectă o neadeverire a calității rezervelor, stabilită prin lucrările geologice. Există însă alți factori care pot conduce la denaturarea conținutului mediu real din zăcăminte.

Dintre aceștia, în literatura de specialitate sînt analizați următorii: insuficiența desimii lucrărilor geologice sau a punctelor de probare; folosirea unor metode necorespunzătoare de probare sau aplicarea defectuasă a unor metode adecuate; utilizarea unei scheme necorespunzătoare de pregătire și reducere a probelor în vederea efectuării analizelor chimice; erori de analiză chimică.

Existența acestor cauze, cît și influența lor asupra conținutului mediu calculat se poate stabili. Dacă numai acești factori ar influența exactitatea conținutului mediu calculat, aceasta ar fi întotdeauna apropiat de conținutul real din zăcăminte. Deseori însă, lucrurile se petrec altfel. Cu toate precauțiile luate, cu toată analiza temeinică a factorilor menționați, conținutul mediu calculat, deseori nu se adeverește în procesul de exploatare, chiar dacă se ține seama de diluție și de pierderi. Cauza principală a diferenței dintre conținuturile medii calculate și cele reale este — în afara celor menționate — utilizarea unor metode de calcul necorespunzătoare distribuției reale a componentilor chimici în zăcăminte.

În practica evaluării rezervelor de substanțe minerale utile, conținuturile medii se calculează prin media aritmetică simplă sau ponderată a datelor de analiză chimică, indiferent de legea de distribuție a componentilor utili în fiecare zăcămint în parte.

În prezenta lucrare ne propunem să indicăm modul de calculare a conținutului mediu, în concordanță cu legea de distribuție a componentilor utili.



Conținutul într-un anumit component util al unui zăcămint oarecare este o variabilă aleatoare. Conținuturile tuturor probelor care s-ar extrage dintr-un zăcămint, pînă la epuizarea lui, constituie o colectivitate generală sau populație statistică.

Prin lucrările de cercetare geologică care se execută, se determină conținutul într-un număr relativ redus de puncte izolate. Conținuturile probelor recoltate reprezintă o selecție din populația statistică. Pe baza conținutului probelor recoltate se estimează conținutul mediu pe zăcămint. Prin urmare, din punct de vedere teoretic, determinarea conținutului mediu al rezervelor este echivalentă cu estimarea mediei unei populații statistice din datele unei selecții.

Media de selecție se calculează ca medie aritmetică. În baza teoremei limită centrală, media de selecție estimează absolut corect media colectivității generale, dacă volumul selecției tinde la infinit, indiferent de legea de distribuție a variabilei aleatoare considerate. Există un caz — distribuția variabilei aleatoare se supune legii normale Gauss-Laplace — cînd media de selecție estimează absolut corect media colectivității generale, chiar dacă volumul selecției este mai mic. Rezultă deci că media aritmetică a conținutului probelor recoltate dintr-un zăcămint reprezintă conținutul mediu real în două cazuri: conținutul se distribuie după legea normală; numărul probelor este foarte mare (tinde la infinit), iar distribuția conținutului este oarecare.

În realitate, aceste condiții nu sînt îndeplinite, în majoritatea cazurilor. Astfel, conținutul foarte rar se distribuie după legea normală, iar numărul probelor recoltate este relativ mic, nefiind rațională din punct de vedere economic, îndeșirea lucrărilor geologice peste o anumită limită. În această situație trebuie găsite alte căi pentru determinarea conținutului mediu real, renunțîndu-se la media aritmetică. Intrevedem două posibilități de rezolvare a problemei, pe care le prezentăm în cele ce urmează.

Calculul conținutului mediu în funcție de abaterea distribuției reale de la distribuția normală

După cum am arătat, dacă distribuția conținutului în zăcămint corespunde legii normale, conținutul mediu pe zăcămint este dat de media aritmetică a conținuturilor probelor recoltate. Cu cît mai mult se abate distribuția conținutului de la legea normală cu atît mai mult diferă media aritmetică de conținutul mediu real. Abaterea unei distribuții (unimodale) de la distribuția normală se caracterizează prin doi indicatori: asimetria



și excesul. Rezultă că din punct de vedere teoretic, conținutul mediu real este o funcție de media de selecție, asimetrie și exces :

$$c_0 = F(\bar{c}, A, E) \quad (1)$$

c_0 — conținutul mediu real

\bar{c} — media de selecție (conținutul mediu aritmetic al probelor recoltate)

A — asimetria

E — excesul

Parametrii \bar{c} , A și E se calculează cu ajutorul datelor selecției după relațiile.

$$\bar{c} = \frac{\sum_{i=1}^n c_i}{n}; \quad A = \frac{m_3}{\sigma^3}; \quad E = \frac{m_4}{\sigma^4} - 3 \quad (2)$$

c_i — conținutul probei

m_3, m_4 — momentele centrate de ordinul 3, respectiv 4

σ — abaterea medie pătratică

Pentru determinarea conținutului real ar fi necesară stabilirea expresiei analitice a funcției (1). Odată această funcție stabilită, relația (1) se poate aplica oricărui zăcămint, condițiile concrete fiind cuprinse în parametrii \bar{c} , A și E care diferă de la un zăcămint la altul. Considerînd că stabilirea expresiei analitice a funcției (1) este dificilă, vom rezolva problema în a doua variantă.

Calculul conținutului corespunzător distribuției reale a componentilor utili

Fie x o variabilă alcatoare, cu funcția de frecvență (densitatea de probabilitate) $f(x)$. Media x_0 a colectivității generale este dată de expresia :

$$x_0 = \int_{-\infty}^{+\infty} x f(x) dx \quad (3)$$

Rezultă că pentru calcularea conținutului mediu real dintr-un zăcămint trebuie rezolvate două probleme : a) Aflarea funcției de frecvență $f(c)$ a conținutului ; b) Calcularea integralei (3)

În principiu, funcția de frecvență (densitatea de probabilitate) se va determina introducîndu-se în locul conținutului c o nouă variabilă x , prin schimbarea $x = g(c)$, astfel ca distribuția variabilei x să se supună unei legi de distribuție cunoscute. Pentru a face o alegere, vom determina funcția $x = g(c)$, astfel ca distribuția variabilei x să fie normală.



Funcția de frecvență a distribuției normale este :

$$n(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\bar{x})^2}{2\sigma_x^2}} \quad (4)$$

unde :

\bar{x} - media aritmetică a variabilei x
 σ_x - abaterea medie pătratică a variabilei x

Fie deci $f(c)$ funcția de frecvență a conținutului, funcție pe care nu o cunoaștem și ne propunem să o determinăm. Să presupunem că există o funcție $g(c)$, astfel ca în urma schimbării de variabilă :

$$x = g(c) \text{ sau } c = g^{-1}(x) \quad (5)$$

distribuția variabilei x să fie normală, avînd funcția de frecvență (4). În aceste condiții, funcția de frecvență căutată a conținutului c este :

$$f(c) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{[g(c)-\bar{x}]^2}{2\sigma_x^2}} g'(c) dc \quad (6)$$

Ținînd seama de relația (3), conținutul mediu real, corespunzător repartiției în zăcămint a componentelor utili este :

$$c_0 = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_0^{+\infty} c \cdot e^{-\frac{[g(c)-\bar{x}]^2}{2\sigma_x^2}} g'(c) dc \quad (7)$$

Deoarece conținutul nu poate lua valori negative, limita inferioară a integralei s-a luat 0.

Pentru ușurarea calculării integralei (7), uneori este utilă efectuarea schimbării de variabilă :

$$\frac{g(c) - \bar{x}}{\sigma_x} = t \quad (8)$$

Din (8) rezultă :

$$c = g^{-1}(\sigma_x t + \bar{x}); g'(c) dc = \sigma_x dt \quad (9)$$

Înlocuind (8) și (9) în (7) se obține :

$$c_0 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{t_1}^{t_2} g^{-1}(\sigma_x t + \bar{x}) e^{-\frac{t^2}{2}} dt \quad (10)$$

unde :

$$t_1 = \lim_{c \rightarrow 0} \frac{g(c) - \bar{x}}{\sigma_x} \text{ și } t_2 = \lim_{c \rightarrow +\infty} \frac{g(c) - \bar{x}}{\sigma_x}$$

În (5) și (10) s-a notat cu $g^{-1}(y)$, funcția inversă a funcției $g(y)$.

Pentru a afla explicit densitatea de posibilitate $f(c)$ trebuie găsită expresia analitică a funcției $g(c)$ pe care o vom numi funcție de normalizare.

Graficul funcției de frecvență a distribuției normale este o curbă simetrică față de medie, avînd modulul, mediana și media egale. În majoritatea cazurilor conținutul în componenți utili se distribuie asimetric,

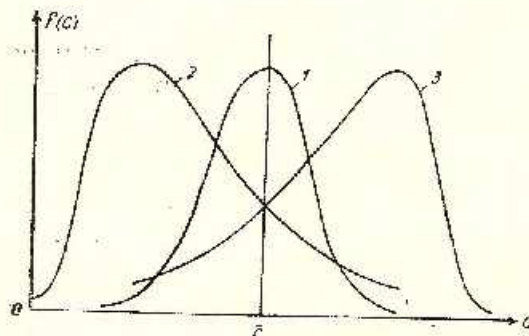


Fig. — Reprezentarea grafică a trei funcții de frecvență, una normală și două asimetrice (pozitivă și negativă).

Plotting of three functions of frequency, one normal and two asymmetrical (positive and negative).

adică maximumul funcției de frecvență este deviat fie spre dreapta fie spre stînga față de media aritmetică. O distribuție prezintă o asimetrie pozitivă sau dreaptă, dacă media aritmetică se află la dreapta punctului de maxim al funcției de frecvență și negativă sau stîngă în cazul invers. În cazul asimetriei pozitive, media aritmetică supraestimează conținutul mediu real, iar în cazul asimetriei negative îl subevaluează.

Din figura 1 reiese că pentru transformarea unei distribuții asimetrici pozitive sau negative într-una simetrică, trebuie efectuată o schimbare de variabilă care să deplaseze maximumul curbei spre dreapta, respectiv spre stînga.

În cele ce urmează vom indica unele funcții de normalizare.

Distribuții asimetrici pozitive. Deplasarea spre dreapta a maximumului unei curbe se poate realiza prin următoarele schimbări de variabile:

1) $x = \lg_a c$	$(a > 0; \neq 1)$	
2) $x = c^p$	$(p < 1)$	(11)
3) $x = a^c$	$(0 < a < 1)$	

Distribuții asimetrici negative. În acest caz se pot folosi următoarele funcții de normalizare:

1) $x = c^p$	$(p > 1)$	(12)
2) $x = a^c$	$(a > 1)$	



Pentru a normaliza o distribuție asimetrică se procedează astfel: se repartizează probele recoltate din zăcămint pe clase de conținuturi, formându-se astfel distribuția empirică, care reprezentată grafic indică sensul asimetriei (pozitivă sau negativă). În funcție de sensul asimetriei se efectuează o schimbare de variabilă corespunzătoare $x = g(c)$, stabilindu-se distribuția empirică a variabilei x . Dacă în urma acestei schimbări de variabilă se obține din nou o distribuție asimetrică, se continuă procesul de normalizare. Când — prin procesul de normalizare — s-a ajuns la o distribuție aproximativ simetrică, se verifică normalitatea ei printr-un criteriu oarecare de semnificație (ex. Kolmogorov, hi-pătrat etc.). Dacă s-a ajuns la o distribuție care nu diferă semnificativ de distribuția normală se scrie expresia funcției de frecvență $f(c)$ după formula (6) care introdusă în integrala (7) sau (10) conduce la conținutul mediu real pe zăcămint.

În continuare se va determina funcția de frecvență și conținutul mediu corespunzător fiecăreia din funcțiile de normalizare indicate.

După natura funcției de normalizare utilizate vom numi distribuțiile respective log-normale, p-normale și exponential-normale.

Distribuția log-normală Dacă funcția de normalizare este $x = \log_a c$, atunci distribuția conținutului se numește log-normală.

Funcția de frecvență

$$\text{Fie } x = \log_a c. \text{ Avem } g(c) = \log_a c = \frac{\ln c}{\ln a}; g'(c) = \frac{1}{c \ln a}$$

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n \ln c_i}{n \ln a} = \log_a \bar{c}; \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\ln c_i - \bar{x})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\log_a c_i - \bar{x})^2}{n-1}}$$

Înlocuind aceste valori în relația (6) se obține expresia funcției de frecvență a distribuției log-normale:

$$f(c) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi c \ln a}} e^{-\frac{(\log_a c - \bar{x})^2}{2\sigma_x^2}} \quad (13)$$



5832

Conținutul mediu

Înlocuind în integrala (10) $g^{-1}(\sigma_x t + \bar{x}) = e^{(\sigma_x t + \bar{x}) \ln a}$ și $t_1 = \lim_{c \rightarrow 0} \frac{\log_a c - \bar{x}}{\sigma_x} =$

$-\infty$: $t_2 = \lim_{c \rightarrow \infty} \frac{\log_a c - \bar{x}}{\sigma_x} = +\infty$, se obține:

$$c_0 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{(\sigma_x t + \bar{x}) \ln a} e^{-\frac{t^2}{2}} dt$$

$$c_0 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{\frac{(t - \sigma_x \ln a)^2}{2}} + \frac{(\sigma_x \ln a)^2}{2} + \bar{x} \ln a dt$$

$$c_0 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{\frac{(\sigma_x \ln a)^2}{2}} + \bar{x} \ln a \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{(t - \sigma_x \ln a)^2}{2}} dt$$

Notind $\frac{t - \sigma_x \ln a}{\sqrt{2}} = u$, se obține:

$$c_0 = \frac{1}{\sqrt{\pi}} e^{\bar{x} \ln a + \frac{(\sigma_x \ln a)^2}{2}} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-u^2} du$$

Dar $\int_{-\infty}^{+\infty} e^{-u^2} du = \sqrt{\pi}$, deci:

$$c_0 = e^{\bar{x} \ln a + \frac{(\sigma_x \ln a)^2}{2}} \quad a = \text{data } \log \quad (14)$$

Cazuri particulare

Pentru $a = e \rightarrow x = \ln c \rightarrow c_0 = e^{\bar{x}} e^{\frac{\sigma_x^2}{2}}$ (15)

Pentru $a = 10 \rightarrow x = \lg c \rightarrow c_0 = e^{\bar{x} \ln 10 + 2,05 \frac{\sigma_x^2}{2}}$ (16)

Distribuția p-normală (normală de gradul p). Numim distribuția variabilei c p-normală sau normală de gradul p , dacă distribuția variabilei $x = c^p$ este normală.

Funcția de frecvență

Înlocuind în (5): $x = g(c) = c^p$; $\frac{dx}{dc} = g'(c) = p c^{p-1}$ se obține funcția de frecvență a distribuției p-normale:

$$f(c) = \frac{P}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} c^{p-1} e^{-\frac{(c^p - \bar{x})^2}{2\sigma_x^2}} \quad (17)$$



Conținutul mediu

Înlocuind (17) în (7) se obține :

$$c_0 = \frac{p}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} c^p e^{-\frac{(c^p - \bar{x})^2}{2\sigma_x^2}} dc \quad (18)$$

Integrala (18) nu poate fi calculată prin cuadraturi, decât în anumite cazuri. Ea se poate obține totdeauna prin aproximare (metoda trapezilor, metoda lui Simpson etc), cu orice precizie dorită. În cele ce urmează se va integra prin cuadraturi, în cazul că $p = \frac{1}{n}$, unde n este un număr natural.

Făcînd în (18) schimbarea de variabilă :

$$c^p = y \rightarrow c = y^{\frac{1}{p}} = y^n; \quad dc = \frac{dy}{p c^{p-1}}; \quad y_1 = 0; \quad y_2 = \infty, \text{ se obține}$$

$$c_0 = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} y^n e^{-\frac{(y - \bar{x})^2}{2\sigma_x^2}} dy \quad (18')$$

Notînd integrala (18') cu I_n și integrînd prin părți se ajunge la formula de recurență :

$$c_0 = I_n = \bar{x} I_{n-1} + (n-1) \sigma_x I_{n+2} \quad (n = 2, 3, \dots, n) \quad (19)$$

$$\text{Cu } I_0 = \frac{1}{2} \text{ și } I_1 = \frac{1}{2} \bar{x} + \frac{\sigma_x}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\bar{x}^2}{2\sigma_x^2}}$$

Din (19) se obține succesiv valoarea conținutului mediu c_0 pentru cazurile $n = 2, 3, 4, 5, 6, \dots$:

$$\left[\begin{array}{l} I_2 = \bar{x}^2 + \sigma_x^2 \\ I_3 = \bar{x}^3 + 3 \bar{x} \sigma_x^2 \\ I_4 = \bar{x}^4 + 6 \bar{x}^2 \sigma_x^2 + 3 \sigma_x^4 \\ I_5 = \bar{x}^5 + 10 \bar{x}^3 \sigma_x^2 + 15 \bar{x} \sigma_x^4 \\ I_6 = \bar{x}^6 + 15 \bar{x}^4 \sigma_x^2 + 45 \bar{x}^2 \sigma_x^4 + 15 \sigma_x^6 \\ \vdots \end{array} \right. \quad (20)$$

Relațiile (20) permit calculul conținutului mediu real c_0 pentru orice valoare a lui n . În aceste relații :

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N c_i^{\frac{1}{n}}}{N}; \quad \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (c_i^{\frac{1}{n}} - \bar{x})^2}{N-1}}$$



Distribuția exponențial-normală. Numim exponențial-normală distribuția variabilei c , dacă distribuția variabilei $x = a^c$ ($a > 0$; $a \neq 1$) este normală

Funcția de frecvență. Înlocuind în (6): $x = g(c) = a^c = e^{c \cdot \ln a}$;
 $dx = \ln a \cdot e^{c \cdot \ln a} dc$ (21)

se obține funcția de frecvență a distribuției exponențial normală:

$$f(c) = \frac{\ln a}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{c \cdot \ln a - \bar{x}}{2\sigma_x^2}} \quad (22)$$

$$\text{În relația (22): } \bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N a^{c_i}}{N}; \quad \sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (a^{c_i} - \bar{x})^2}{N-1}}$$

Conținutul mediu. Înlocuind (22) în (7) se obține conținutul mediu:

$$c_0 = \frac{\ln a}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_0^{\infty} c \cdot e^{c \cdot \ln a - \frac{c \cdot \ln a - \bar{x}}{2\sigma_x^2}} dc \quad (23)$$

sau efectuând schimbarea pe variabilă:

$$\frac{e^{c \cdot \ln a} - \bar{x}}{\sigma_x} = t \rightarrow c = \frac{\ln(\sigma_x^2 t + \bar{x})}{\ln a}; \quad \ln a \cdot e^{c \cdot \ln a} dc = \sigma_x dt, \text{ conținutul mediu devine:}$$

$$c_0 = \frac{1}{\ln a \sqrt{2\pi}} \int_{\frac{\bar{x}}{\sigma_x}}^{\infty} \ln(\sigma_x t + \bar{x}) e^{-\frac{t^2}{2}} dt \quad (24)$$

Integralele (23) și (24) nu pot fi calculate prin cuadraturi. Valoarea conținutului se poate obține din aceste relații cu orice precizie fixată dinainte, calculând integralele respective prin aproximație.

Concluzii

1. În prezent, calculul conținutului mediu în componenți utili a rezervelor de substanțe minerale utile se face prin media aritmetică sau ponderată a datelor de analiză chimică. Calculul rezervelor efectuându-se — în general — pe panouri de exploatare sau blocuri geologice, volumul fiecărei selecții este mic. De asemenea, conținutul în componenți utili nu se distribuie normal în zăcăminte. Din această cauză, media aritmetică denaturează conținutul mediu real, impunându-se tot mai mult depășirea acestei rutine.



2. În lucrarea de față se indică căile de determinare a conținutului mediu, corespunzător repartiției reale a componentilor utili în zăcămint. Procedul propus constă în următoarele: stabilirea legii de distribuție a componentilor utili; calculul conținutului mediu corespunzător distribuției reale.

Pentru stabilirea legii de distribuție a conținutului s-a indicat efectuarea unei schimbări de variabile $x = g(e)$, astfel ca variabila x să se supună unei legi de distribuție teoretice cunoscute. Pentru exemplificarea considerațiilor teoretice făcute, s-a considerat cazul când distribuția variabilei x devine normală, introducându-se în acest fel, pe lângă distribuția log-normală, indicată în literatura de specialitate, două distribuții noi, p -normală și exponențial-normală. Menționăm faptul că în locul distribuției normale, se poate ajunge și la alte legi de distribuție cunoscute, prin schimbările de variabile indicate sau prin altele. Având în vedere multitudinea legilor de distribuție teoretice cunoscute și a schimbărilor de variabile posibile, rezultă că metoda indicată are un domeniu de aplicabilitate practic nelimitat, permițând stabilirea legii de distribuție a componentilor utili din fiecare zăcămint și calculul conținutului mediu real. Metoda indicată este deci generală. Distribuția normală și log-normală apar drept cazuri particulare ($p = 1$, respectiv $x = 1$ nc) care de altfel sînt foarte rare în practică.

3. Calculul integralei care dă conținutul mediu se face prin cuadraturi — dacă e posibil — sau prin metode de aproximare (metoda trapezelor, metoda parabolei etc.).

4. Legea de distribuție a componentilor utili și dăunători trebuie stabilită separat pe diferitele tipuri de mineralizație din același zăcămint. De asemenea, în cadrul aceluiași tip de mineralizație, legea de distribuție stabilită odată, trebuie verificată periodic, pe măsura extinderii lucrărilor de cercetare geologică.

5. În cazul zăcămintelor cu mai mulți componenți utili și dăunători, legea de distribuție trebuie stabilită pentru fiecare în parte. Pentru componenții însoțitori, care au o importanță economică secundară, se poate admite calculul conținutului mediu prin medie aritmetică. Dacă între anumiți componenți există o legătură corelativă, se poate renunța la stabilirea distribuției unora, conținutul mediu pentru aceștia calculându-se cu ajutorul ecuației regresiei, în funcție de conținutul mediu stabilit prin metodologia indicată pentru ceilalți componenți.

6. La calculul conținutului mediu real pot exista diferite situații.

Dacă distribuția componentilor este normală, conținutul mediu se calculează prin medie aritmetică, indiferent de numărul probelor.



În cazul că distribuția componentelor utili și dăunători nu se supune legii normale trebuie stabilită funcția de frecvență a acestora, calculându-se conținutul mediu corespunzător. Menționăm faptul că în această situație prezintă importanță numărul probelor. În majoritatea cazurilor, rezervele se calculează pe panouri sau blocuri de exploatare, ori pe blocuri geologice. Chiar dacă pe tot zăcămintul există un număr mare de probe (sute sau mii), pe unități de calcul revin de obicei numai câteva zeci de analize chimice. Datorită acestui fapt, conținuturile medii aritmetice calculate pe panouri nu reflectă realitatea. Deoarece conținutul mediu al rezervelor pe zăcămint se determină prin ponderarea mediilor aritmetice pe panouri, nici acest conținut nu coincide cu cel real. Problema stabilirii conținuturilor medii pe panouri și pe total rezerve poate fi rezolvată astfel: se calculează conținuturile medii aritmetice \bar{c}_i pe panouri de exploatare, iar prin ponderarea acestora, după cantitățile de rezerve, media pe zăcămint \bar{c} ; pe baza legii de distribuție se calculează conținutul mediu real pe zăcămint c_0 ; se calculează un coeficient de corecție $k = \frac{c_0}{\bar{c}}$, cu ajutorul căruia se determină și conținuturile medii reale pe unități de calcul $c_{0i} = k \bar{c}_i$.

Dacă numărul probelor este mare chiar și pe unități de calcul (de exemplu în cazul stocurilor și corpurilor lenticulare de dimensiuni mari), în baza teoremei limită centrală, media aritmetică poate coincide cu conținutul mediu real, fapt ce trebuie dovedit, folosind metodologia indicată.

7. Metodologia indicată conduce la stabilirea conținutului mediu real, prezentând o importanță deosebită la fundamentarea investițiilor și planificarea producției în industria minieră. În același timp ea reclamă un volum mai mare de calcule decât stabilirea mediei aritmetice. Problema poate fi însă simplificată folosind coeficientul de corecție $k = \frac{c_0}{\bar{c}}$, calculat o singură dată pentru perioada și zona de valabilitate a funcției de frecvență stabilite.

BIBLIOGRAFIE

- Ianovici V., Dimitriu A., Zorilescu D. (1969) Repartiția lognormală în geologie. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geologie*, 14 București.
- Murgu M., Bădulescu I., Braniște P., Gurău A., Mercea E., Răduță T., Silași I., Dobre Gh. (1983) Considerații asupra alegerii distanței optime dintre lucrările de explorare la zăcămintele de minereuri. *Revista minelor*. București.



- Mihoc Gh, Urseanu V. (1962) *Matematice aplicate în statistică*. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Mihăilă N. (1965) *Introducere în teoria probabilităților și statistică matematică*. Ed. *didactică și pedagogică*, București.
- Rancu N, Tăvisși L. (1963) *Statistica matematică, cu aplicații în producție*. Ed. Acad. R.P.R. București.
- Sarapov L. P. (1968) *Utilizarea statisticii matematice în geologie*. Ed. *Tehnică*, București
Traducere din limba rusă.

DETERMINATION OF THE AVERAGE CONTENT OF VALUABLE COMPONENTS IN THE RESERVES OF MINERALS ACCORDINGLY TO THE DISTRIBUTION LAW OF CHEMICAL ELEMENTS IN ORE DEPOSITS

(Summary)

A correct determination of the quantity — and mainly of the quality — of mineral reserves has a great importance for the judicious investment and planning of the mining industry. Between the content of the already mined out reserves, and the content calculated on the basis of geological researches, some differences are often noticed which cannot be explained only by dilution. These differences are due, among other things, to the fact that in determining the average content, the real distribution of the chemical components in ore deposits is not taken into account.

In the practice of the reckoning of mineral reserves, the average contents are evaluated by means of the simple arithmetical mean of the chemical analysis data or by their ponderation in respect with the thickness of the mineralization.

The content of the specimens extracted from a mineral deposit is an aleatory variable. The amount of all the specimens collected in an ore deposit up to its exhaustion, form a statistical population or general collectivity. With the purpose of determining the reserves, a reduced number of specimens are collected from the geological workings. The amount of these specimens, forming the calculation basis of the average content, represents a selection. Consequently, from a theoretical point of view the problem of determining the average content of valuable components comes to an estimation of the average of a general collectivity from the data of a selection.

In most cases the selection average does not coincide with the average of the general collectivity. On the basis of the central limit theorem, the selection average estimates in an absolutely correct manner the average of the general collectivity if the volume of the selection tends to infinite. In the case of a normal distribution too, the selection average represents the average of the general collectivity. In fact, these conditions are not fulfilled in all cases. So, the real distribution of the chemical components in ore deposits does not follow the normal distribution law. The reserves are generally reckoned for each ore block or geological block. The number of specimens extracted from such a unit of reckon is comparatively small,



and usually remains under a hundred. These are the principal reasons leading to the difference between the reckoned average content and the real one.

In order to eliminate the influence of the causes leading to an alteration of the quality of the reserves, the authors suggest a new method to find the average content of the chemical composition. This method solves the problem of reckoning the average content in two stages, as follows:

- determining the frequency function of the content for each component;
- reckoning the average contents accordingly to the established distribution laws.

As a rule, in order to find out the analytical expression of the frequency function (density of probability), it has been suggested a change of the variable $x = g(c)$, where c represents the content of the investigated element, so that the new variable x has to follow an already known theoretical distribution law. To illustrate the suggested proceeding, the authors examine the case in which the variable x follows the normal law of distribution, after the modification of the variable has been performed. The function $g(c)$, by which has been obtained the change of the variable leading to the Gauss-Laplace distribution of the variable x , is called a „normalizing function”. The authors indicate the analytical expression of some normalizing functions for the empirical distribution presenting a positive asymmetry (11), as well as for the asymmetrical negative ones (12). In this way, besides the log-normal distribution which can be found in the literature, two new theoretical distributions, normal- p and normal-exponential, are introduced. The analytical expressions of these functions are represented by the relations (13), (17), respectively (22).

The mentioned process of normalization consists in the following:

- All the specimens collected from the portions of the same type of mineralization are distributed by classes of contents, thus being obtained the empirical distribution, which graphically indicates the sense of the asymmetry (positive or negative).

- Depending on the sense of the asymmetry, one of the modifications of the variable $x = g(c)$ is performed, thus being obtained the empirical distribution of the variable x . If by this change of the variable an asymmetrical distribution is once again obtained, the normalizing process has to be continued and $g(c)$ becomes a function of a function.

- When by the normalizing process one comes to an approximately symmetrical distribution, the normality is verified accordingly to some criterion of significance (for instance, Kolmogorov, square of) (etc.).

- When reaching a distribution which does not significantly differ from the normal, the expression of the frequency function is written by introducing the function $g(c)$ in the relation (6).

After establishing the frequency function of the content c , the average content is calculated by means of the integral (7) or after performing the change of the variables (8), by means of the relation (10). If possible, the integrals (7) and (10) would be calculated by means of the quadrature, and if not, by some methods of approximate integration, not withstanding the expected accuracy. The average contents corresponding to the log-normal (14), (15), (16) normal- p (18), (19), (20) and normal-exponential (24) laws, are calculated in this work.

By the above described procedure there are calculated the real average contents for each ore deposit or area having the same type of mineralization. To plane the output it is necessary to know the real average contents by ore blocks. For this purpose one calculates the



arithmetical means by ore blocks which are afterwards multiplied by a coefficient of correction established as a ratio between the average contents by ore deposit calculated accordingly to the distribution law and that obtained as a balanced average of the arithmetical means by ore blocks.

The authors point out that the distribution law once established has to be periodically verified as the workings of geological researches are proceeding.

For the ore deposits with several valuable or deleterious components the distribution law and the corresponding average contents are to be set up for each of them. For the accessory components with a low economic value, the accuracy provided by the arithmetical mean is considered as being satisfactory.

If there is a correlative connexion between certain components, the distribution law is suggested to be established only for part of the components, while the average contents for the others are to be calculated by means of the regressive equation.

The calculation procedure proposed by the authors is most important for the substantiation of the investments and for the planning of the output in the mining industry, since it allows to determine average contents very close to the real ones. This method has an unlimited area of application due to the great number of the known theoretical distribution laws and to the changes of the extremely various possible variables. If this method is by far superior to the arithmetical mean as for the accuracy, it requires in exchange a greater volume of calculations.



DESPRE UN PROCES DE EROZIUNE ÎN COMPLEXUL CĂRBUNOS
DE LA MINA VÎRGHIȘ (BAZINUL BARAOLT)¹

DE

ZOLTÁN KISGYÖRGY²

Abstract

On an Erosion Process in the Coaly Complex within the Virghiș Mine (Baraolt Basin). It is for the first time that traces of an erosion process displaying the shape of a trough have been observed in the lignite deposits of Romania. The zone which has undergone erosion was controlled both by the exploration works and the exploitation ones. The phenomenon described is connected with neotectonical movements which have taken place at the beginning of the Quaternary. This paper yields data on the paleogeography of the region studied and on the age of the coaly complex. The traces of the erosion process display a negative economical consequence affecting the estimation and the mining of the deposit.

Descrierea fenomenului

Forajele de explorare executate în perioada 1952-1960, în zona zăcămintului de lignit de la Virghiș, au arătat că grosimile stratului de lignit exploatabil (stratul nr. III) nu se mențin constante, mai ales în zona axei sinclinalului. Același fenomen s-a constatat și cu ocazia îndesirii gabaritului de la rețeaua de 600-800 m (pentru rezerve de categoria C) la rețea de 400 m. (pentru rezerve de categoria B). Sondele plasate în centrul cuvelei au indicat subțierea zăcămintului (1,5-2,2 m), față de grosimile evidențiate pe flancurile sinclinalului (16 m). Acest fapt, a impus de la început o urmărire atentă a lucrărilor miniere de deschidere și de pregătire.

¹ Comunicare în ședința din 6.II.1970.

² Intreprinderea Minieră „Căpeni”, Jud. Covasna.



Cu ocazia săpării planelor înclinate de deschidere (nr. 156 și 157) și a galeriei principale de transport (nr. 159), au fost întâlnite grosimi ale stratului de lignit, cuprinse între 1,00—2,20 m, în timp ce grosimea normală a stratului din zona deschiderilor era de 13 m. Din analiza situației s-a putut constata că este vorba despre un proces de eroziune, care a cauzat micșorarea grosimii stratului, substituind rocile acoperișului cu

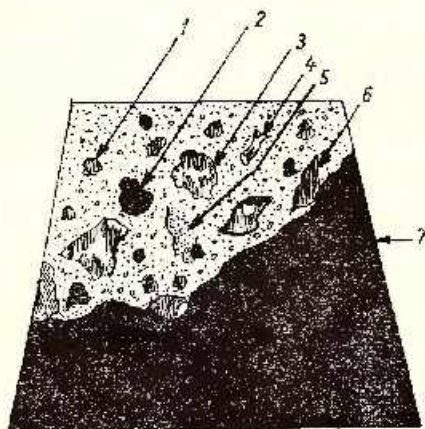


Fig. 1. — Aspectul zăcămintului erodat dintr-un front de lucru.

1, elemente de gresii cretacee; 2, bulgărf de cărbune; 3, marne cenușii din acoperiș; 4, trunchiuri de copaci; 5, pungi de nisip fin; 6, elemente de calcare jurasice; 7, stratul III de lignit.

Aspect du gisement érodé dans un front d'abattage.

1, éléments de grès crétacés; 2, morceaux de charbon; 3, marnes grisées du toit; 4, troncs d'arbres; 5, incurvations de sable fin; 6, éléments de calcaires jurassiques; 7, couche III de lignite.

un material specific aluvionar, heterogen din punct de vedere structural și litologic. În cele ce urmează, redăm unele aspecte ale acestui proces de eroziune, conturat pe baza observațiilor și cartărilor desfășurate, executate în lucrările miniere de deschidere și abataje în perioada 1960—1969.

Galeria principală de transport a minei, a înaintat în materialul depus după eroziune. Acest material, constituind acoperișul fals al stratului de cărbune neerodat, este alcătuit dintr-un amestec de nisip andezitic grosier și pietrișuri semirulate, în care se găsesc pungi de nisip cu apă, apoi blocuri de gresii, bucăți rulate de cărbune, bulgări de marne cenușii și de calcare, trunchiuri de copaci slab carbonizate sau silicifiate. Aspectul general al acestui material redat în fig. 1, este al unui amestec de roci într-un nisip grosier, micaceu, de culoare cenușie, bogat în resturi de moluște.

Aceste depozite au fost cercetate pe verticală, prin suitori și puțuri de cercetare executate în lucrările miniere existente, care au confirmat de asemenea componența litologică a acestui material. În unele zone, stratul de cărbune a fost erodat total, depunerile fiind așezate direct pe fundamentul cretacic al bazinului, constituit, probabil, din stratele de Sinaia. Litostratigrafia zonei afectate de eroziune, s-a conturat și mai

precis prin analiza ulterioară a carotelor obținute din forajele de explorare și este redată prin coloanele stratigrafice din fig. 2.

Paralel cu avansarea lucrărilor de exploatare, s-a putut contura, cu o destul de mare precizie, zona largă afectată de acest proces de eroziune în perimetrul minci. Deci este vorba, de o vale a unui curs de apă,

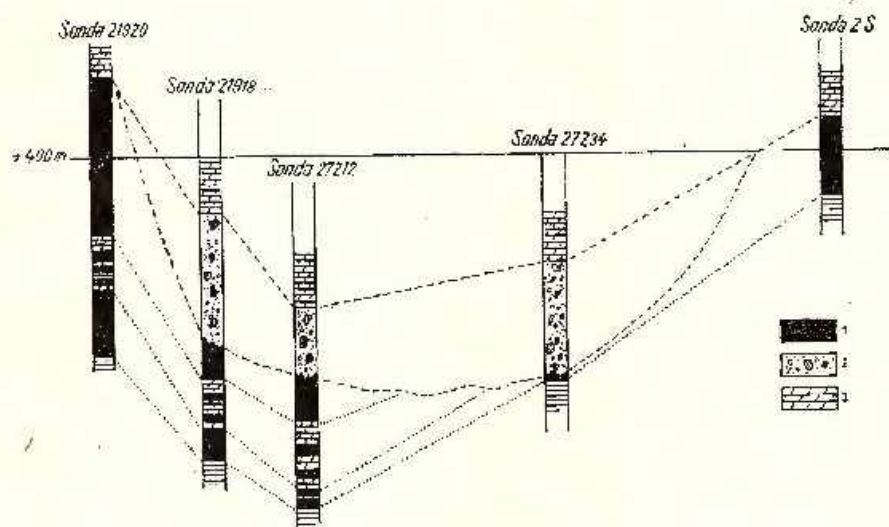


Fig. 2. - Secțiune litologică prin zona afectată de eroziune
(Scara L = 1:5.000, I = 1:500).

1, stratul de lignit; 2, materialul depus în urma eroziunii; 3, acoperiș născut de eroziune.

Section lithologique de la zone affectée par l'érosion (échelle L = 1:5.000, I = 1:500).

1, couche de lignite; 2, matériel sédimenté dû à la suite de l'érosion; 3, toit qui n'a pas souffert l'érosion.

destul de considerabilă, cu o direcție de curgere SW-NE și cu o viteză de curgere, probabil, mare, deoarece în depozitele aluvionare au fost puse în evidență blocuri cu dimensiuni de peste 0,6 m diametru, precum și trunchiuri de copaci. Este demn de amintit că blocurile de gresii și calcarele din materialul depus de apele torențiale, macroscopic arată o asemănare cu gresiile și calcarele mezozoice de pe rama muntoasă a munților Perșani, singura direcție din care au putut veni apele torențiale.

Pe baza lucrărilor de descoperire de la cariera Virghiș (același zăcămint) și a acelor din subteran, s-a putut întocmi coloana stratigrafică a zonei, delimitând eroziunea în spațiu.

Astfel, s-a constatat că stratul III din zonele erodate, are sedimentat deasupra, stratul IV de lignit. Eroziunea deci, a avut loc în intervalul de timp după depunerea stratului III și înaintea depunerii stratului

IV. Prezența blocurilor de lignit în materialul depus de eroziune — provenite din stratul III — denotă încheierea procesului de carbonizare. Vârsta eroziunii, deci, este sincronă cu aceea a complexului de steril, situat între stratul nr. III și nr. IV al complexului cărbunos.

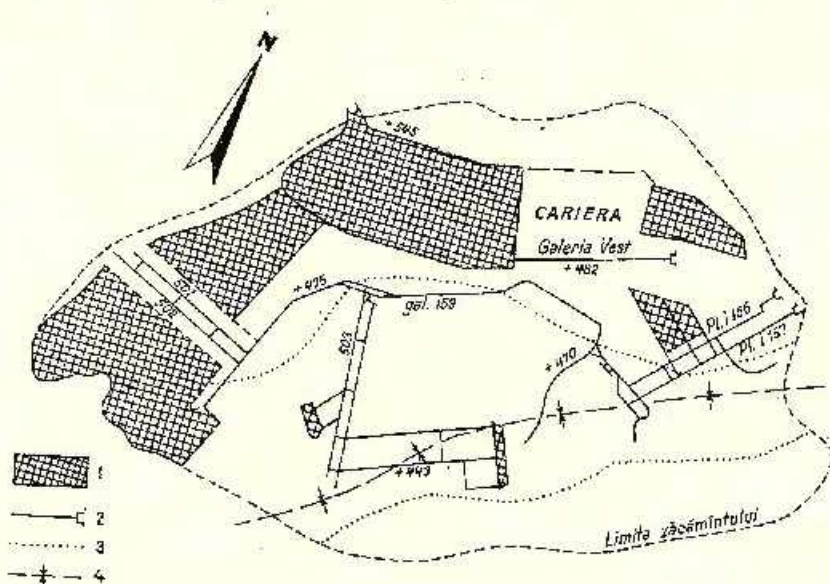


Fig. 3. — Extinderea zonei afectată de eroziune în perimetrul minii Virghiș I (scara 1 : 20.000).

1, zăcămint exploatat; 2, lucrări miniere; 3, zona eroziunii; 4, axul sinclinalului.

Délimitation de la zone affectée par l'érosion dans le périmètre de la mine Virghiș I. (échelle 1 : 20.000).

1, gisement exploité; 2, travaux miniers; 3, zone de l'érosion; 4, axe du synclinal.

Considerații asupra vârstei și genezei

Considerăm necesar, a reaminti rezultatele ultimelor cercetări, privind vârsta complexului cărbunos. Aceste cercetări, s-au efectuat asupra unui material fosilifer reprezentat prin mamifere, colectat din complexul cărbunos, în perioada 1960—1969 de autor.

Liteanu et al. (1962), consideră fauna complexului cărbunos, echivalentă cu cea de la Berești și „complexul faunistic moldavian”, atribuind-o unui interval stratigrafic, echivalent *Levantinului superior* (= *As-tian superior*).

Kretzoi (1956), sincronizează această faună, cu cea cuaternară veche, de pe teritoriul R. P. Ungare (Rákoskeresztúr și Pestszentlőrincz) și, sub denumirea de *etaj barotic*, o atribuie Cuaternarului.



Paralelizarea făcută de K r e t z o i, ultimele cercetări întreprinse de colectivul de la Institutul de Speologie „Emil Racoviță”, S a m s o n și R ă d u l e s c u (1965), precum și fauna colectată de autor în ultimii ani, (*Zygodolophodon borsoni* H a y s., *Anancus arvernensis* O r. et I o b., *Dicrorhinus* cf. *leptorhinus* C u v., *Parabos* sp.) indică vârsta complexului

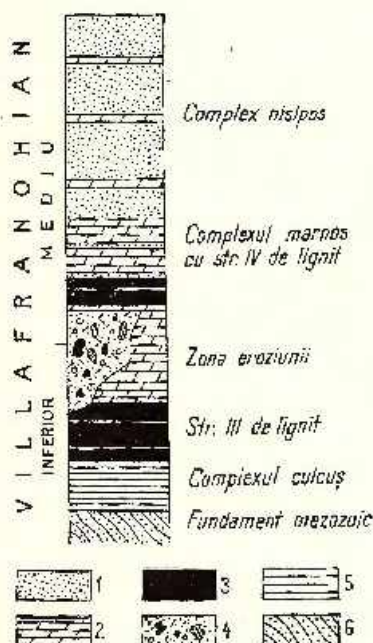


Fig. 4. — Coloana stratigrafică a zonei cu eroziune de la Virghis (scara 1:2.000).

1, nisip auriferă; 2, marnă; 3, lignit; 4, material după eroziune; 5, argile; 6, fundament mezozoic.

Colonne stratigraphique de la zone érodée de Virghis (échelle 1:2.000)

1, sable aurifère; 2, marnes; 3, lignite; 4, matériel apporté par l'érosion; 5, argiles; 6, socle mésozoïque.

cărbunos din Virghis ca Pleistocen inferior (= Villafranchian inferior) caracterizată prin două faze faunistice succesive: faza I-a (Biber) și faza II-a (Biber — Donau).

După sincronizările efectuate de S a m s o n și R ă d u l e s c u formarea straturilor nr. III și IV a avut loc deci în *Villafranchianul inferior*.

Intemeiați pe aceste considerente, ne exprimăm părerea că procesul de eroziune din acest complex cărbunos, a avut loc în intervalul de tranziție a celor două faze faunistice a *Villafranchianului inferior*.

Geneza acestui fenomen, este în legătură cu exondarea terenului în urma mișcărilor neotectonice din această zonă, mișcări care constituie o preocupare veche a geologilor și geografilor, care au studiat această parte a țării noastre.

Perioada în care s-au format aceste depozite productive, este de parte de a prezenta o fază liniștită, din punct de vedere al mișcărilor tec-

tonice. Sefundarea părții centrale a bazinului, precum și alte fenomene de această natură, reprezintă rezultatele mișcărilor tectonice a așa numitei *fazei valahe*.

Cuveta Virghiș, este situată spre W de falia principală vestică din bazin, pe fundamentul mezozoic piemontan al munților Perșani. Această zonă, deci, este o zonă de interferență la limita acestor două unități tectonice. Existența mișcărilor tectonice, se reflectă și prin liniile de dislocații interceptate de lucrări miniere, dintre care unele au luat naștere înaintea procesului de eroziune, iar altele după acest proces.

Băspindire și efecte economice

În minele de lignit din țara noastră, se semnalează pentru prima oară un astfel de fenomen. În alte țări, astfel de eroziuni, sînt cunoscute în numeroase zăcăminte de cărbune.

În Anglia, o întreagă rețea subterană de albie fluviale, umplute cu un amestec de roci din depozite învecinate, mai tinere a fost urmărită prin lucrări miniere. O albie cu o lățime de 170—300 m a fost identificată pe o lungime de 9000 m; în dreptul albici zăcămintul a fost complet erodat, în timp ce în zonele de confluență s-au produs eroziuni parțiale.

Asemenea procese de eroziune s-au identificat în: R. P. Ungară (Vadász 1952), în zăcămintele din Miocenul inferior de la Salgotarján, în bazinele carbonifere de la Niederlausitz (R. D. Germană), Westfalia (R. F. Germană), Silezia (R. P. Polonă), Platoul Central (Franța) și în S.U.A.

Aspectele economico-miniere ale acestor procese de eroziune, au fost analizate de Șerbănescu și Kisgyörgy (1966) într-un raport preliminar.

Dintre acestea amintim următoarele: micșorarea volumului de rezerve, calculat inițial pentru suprafața respectivă; greutatea în executarea lucrărilor miniere, care necesită lăsarea unui banc de protecție de cărbune la acoperiș; măsuri speciale tehnice și de securitate la lucrările de exploatare, toate acestea ducînd la cheltuieli suplimentare pentru susțineri corespunzătoare în cazul tavanului necoerziv.

BIBLIOGRAFIE

- Kretzoi M. (1956) A Villányi hegység alsó — pleisztocén gerinces — faunái. (Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges), *Geol. hung. Pat.*, 27, Budapest.



- Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962) Contribuții la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt), *Stud. Cerc. Geol.* VIII/13-4, București.
- Rădulescu G., Samson P., Mihăilă N., Kovács A.I. (1965) Contributions à la connaissance des faunes de Mammifères pléistocènes de la Dépression de Brașov (Roumanie), *Eiszeitalter und Gegenwart*, 16, Öhr./Württ.
- Rădulescu G., Kisgyörgy Z. (1971) Nouvelles données sur la faune de Mammifères du Villafranchien inférieur de Căpeni - Virghiș (Dépression de Brașov, Roumanie) *Eiszeitalter und Gegenwart*, 21, Öhr./Württ.
- Samson P., Rădulescu G., Kovács A.I. (1969) Faunele de mamifere și stratigrafia cuaternarului în Depresiunea Brașov. *Alala. Rev. Muz. Ști. Gheorghe, I. Sf. Gheorghe*.
- Șerbănescu I., Kisgyörgy Z. (1966) Influența fenomenelor de eroziune fluvială fosilă din bazinul de lignit Căpeni - Baraolt asupra evaluării și exploatării zăcămintului, *Rev. Minelor*, XVII/4, București.
- Vadász E. (1952) *Köszénföldtan*, Akad. kiado, Budapest.

CONCERNANT LE PROCESSUS D'ÉROSION DANS LE COMPLEXE CHARBONNEUX DE LA MINE VIRGHÎȘ (BASSIN BARAOLT)

(Résumé)

Les travaux d'exploration dans la zone de la mine de lignit Virghiș ont indiqué l'amin-cissement du complexe charbonneux dans l'axe du synclinal. Le phénomène a été étudié pen-dant les travaux miniers des années 1960 - 1969. Il résulte des observations effectuées qu'il s'agit des traces d'un processus d'érosion à caractère fluvial-torrentiel. Le lit créé par ces torrents a été délimité dans le périmètre de la mine. Dans la zone respective, la couche a été érodée partiellement ou totalement et les roches du toit ont été remplacées par un maté-riel spécifique alluvionnaire, hétérogène du point de vue structurale et lithologique. Ce maté-riel est constitué par des sables andésitiques grossiers, des graviers sémiroulés, des blocs de grès, des morceaux roulés de charbon, des mottes de marnes caractéristiques au toit initial, des calcaires, des troncs d'arbres faiblement carbonisés et silicifiés. Au microscope, les blocs de grès et de calcaires présentent une certaine ressemblance avec les grès et les calcaires mé-sozoïques des monts Perșani, le seul lieu où les eaux ont pu arriver.

En considérant toutes les observations on a figuré la colonne litho-stratigraphique de la zone, en délimitant aussi l'érosion dans l'espace. Ainsi on a constaté que le processus d'éro-sion avait eu lieu dans l'intervalle compris entre la sédimentation de la couche III et avant la sédimentation de la couche IV de lignite.

En tenant compte des dernières recherches (Kretzoi 1956; Rădulescu et al. 1965), fondées sur l'étude des mammifères fossiles, le complexe charbonneux a été attribué au Quaternaire inférieur, de telle façon que le processus d'érosion du complexe charbonneux de Virghiș a eu lieu dans l'intervalle de transition des phases fauniques successives Biber et



Biber-Donau du Villafranchien inférieur. Ce sont les mouvements néotectoniques de commencement du Quaternaire qui ont essentiellement contribué à la genèse de ce phénomène.

Ce phénomène, signalé pour la première fois dans notre pays, est déjà connu dans plusieurs bassins carbonifères de l'Europe et des Etats-Unis.

Le processus d'érosion a des effets économiques négatifs pour l'évaluation et l'exploitation des réserves de lignite.



CONSIDERAȚII PETROGRAFICE ȘI GEOCHIMICE ASUPRA UNOR
MINERALIZAȚII DE SULFURI POLIMETALICE DIN REGIUNEA
MESTECĂNIȘ-FĂRĂOANE, MUNȚII BISTRIȚEI CARPAȚII
ORIENTALI¹

DE

ALGIBIADE IOAN MUȘAT, OLIMPIA VASILESCU, ȘTEFAN VANȚEA²

Abstract

Petrographical and Geochemical Considerations on some Mineralizations of Polymetallic Sulphides from the Mestecăniș-Fărăoane Region, Bistrița Mountains, East Carpathians. The authors have studied from the petrogenetical and geochemical standpoints the hydrothermal polymetallic sulphide mineralizations from the Mestecăniș-Fărăoane Zone localized along deep-seated fractures within the aureole of some intrusions of basic rocks. On the basis of chemical and spectrochemical analyses, the presence in these mineralizations of „minor elements” such as: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Co, Ni, Hg, Bi, Sb, Cr, W, Mo, Sn, V, etc. was determined. Parageneses of elements, and not of minerals, were established inferring from the above mineralizations. The fact is underlined that the aforesaid minor elements are syngenetic with the sulphuric minerals from the second deposition phase, and that there exist relationships directly proportional to the amount and depth of such elements. In conclusion, the Neogene age of these sulphidic mineralizations is established.

Mineralizațiile de sulfuri, care constituie obiectul comunicării de față, se află localizate începînd din comuna Pojorîta, la est, trecînd prin Obcina Arsenesei, versantul estic al Obcinei Mestecăniș și ambii versanți ai Muntelui Suhardul, din dreptul vârfului Fărăoane, la vest.

Prezența acestor mineralizații numai pe fracturi adînci dar ascunse, în marea lor majoritate, observației directe și întotdeauna în aureola unor

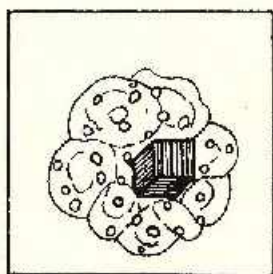
¹ Comunicare în ședința din 9.I.1970.

² Intreprinderea Geologică de Prospekțiuni, București, calca Griviței nr. 64.



instruziuni de roci bazice, precum și caracterul lor morfologic specific, au impus o serie de cercetări complexe. Acestea au condus la obținerea unor rezultate interesante din punct de vedere petrografic și genetic, pe care noi considerăm util să le expunem în această lucrare.

În cele ce urmează, ne vom referi la mineralizațiile din cariera „Pe-ciștea” (comuna Pojorita), Obcina Mestecănișului, Obcina Arsenesei, pîrîul Clementi, Bitca Domnească (ultimele două de pe Muntele Suhardul), ca și culmile și văile cuprinse între ele. Alături de acestea, vom face



a

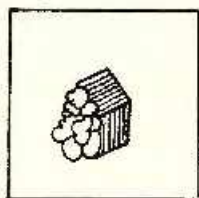


Aspecte ale depunerilor de sulfuri hidrotermale.

a. Agregat de sulfuri colomorfe „în ciorchine” pe care se văd indivizii ce au parțial contururi cristalografice sau numai cu începuturi de contururi cristalografice; b. Cristal cubic de pirită ce se termină cu o „față” pe care apare un agregat de sulfuri colomorfe; c. Plajă de sulfuri colomorfe dispusă de-a lungul direcției de curgere a soluției.

Aspects des dépôts de sulfures hydrothermales

a. Agregat de sulfures colomorphes „en grappe” on l'en remarque des individus ayant partiellement des contours cristalographiques ou seulement des commencements de contours cristalographiques; b. Cristal cubique de pyrite qui se termine par une „face” présentant un agrégat de sulfures colomorphes; c. Plage de sulfures colomorphes le long de la direction d'écoulement de la solution.



b

c

cîteva observații și asupra datelor obținute în forajul 35. 914 Mestecăniș, care pe un anumit interval, a traversat o brechie tectonică, din vecinătatea unei zone mineralizate.

Întrucît scopul lucrării de față este prezentarea unor noi considerații petrogenetice și geochimice asupra acestor mineralizații, nu vom aborda probleme de geologie stratigrafică sau tectonică ale rocilor gazdă, care se găsesse expuse în alte lucrări ale noastre (M u ș a t, V a s i l e s c u 1969).

În toate zonele la care ne referim, apar brechi tectonice, filoane de minereu și impregnații. Brechiile tectonice au elemente de roci cristaline,

eruptive, uneori sedimentare și sînt cimentate cu cuarț și sulfuri, mai rar cu carbonați și sulfuri. Numai brechiile și impregnațiile apar uneori la zi.

La nivelele superioare, la care au putut fi interceptate pînă acum, filoanele, brechiile și impregnațiile, sînt constituite preponderent din pirită sau/și marcasită, printre care se strecoară vinișoare milimetrice de calcopirită, blendă și mai rar galenă într-o gangă de cuarț, feldspați, clorit, biotit, muscovit, mai rar carbonați. La aceste nivele raportul dintre cantitatea de sulfuri și gangă este 1/9, dar în adîncime el se schimbă în favoarea sulfurilor, ajungînd ea la cea 200 m sub actualul nivel de eroziune, să fie de 1/1. La aceste adîncimi, printre sulfuri, începe să crească simțitor cantitatea de calcopirită, mai puțin de blendă și galenă și să apară mispichelul, bornitul și bournonitul.

Studiul microscopic indică depunerea sulfurilor în două faze, cu următoarea succesiune: în prima fază pirită sau/și marcasită în gangă de cuarț alb-lăptos; în a doua fază pirită, calcopirită, mispichel, blendă, bornit, galenă și bournonit (alteori ordinea poate fi pirită, mispichel, calcopirită, blendă, galenă), cu ganga constituită din cuarț, feldspați, biotit, sericit, sau din carbonați. Uneori biotitul este cloritizat și feldspați argilizați.

Analizele microscopice cantitative (planimetrice) indică preponderanța piritei în toate cazurile și la toate nivelele, ea atîngînd procente între 50—100%, în funcție de caracterul, nivelul și localizarea mineralizației.

Analizele chimice cantitative, au indicat prezența aurului și argintului prinse probabil sub formă de incluziuni sau dispersiuni fine, în rețelele sau cristalosolii piritelor, mispichelului, galenei, calcopiritei, etc. La nivelele superioare aurul s-a întîlnit în cantități ce variază între urme și pînă la grame la tonă, iar argintul pînă la procente la tonă, dar în profunzime — din datele ce le avem pînă acum — cantitățile se micșorează mult.

Cuprul, prezent în cantități începînd de la urme pînă la procente exploatabile la nivelele superioare, ajunge în unele cazuri la valori mari la adîncimi de cea. 200 m sub actualul nivel de eroziune.

Semnalam de asemenea prezența cobaltului, a nichelului și a arsenului, ale căror valori cresc cu adîncimea.

Deoarece nu era necesar să se facă analize chimice cantitative și pentru elementele minore din ivirile de minereuri întîlnite, prezența lor s-a urmărit cu analize spectrografice semicantitative efectuate pe minereu omogenizat, sau uneori pe pirite selecționate sub lupa binoculară. În



acest fel a fost pusă în evidență prezența următoarelor elemente: Ag, Cu, Pb, Zn, As, Co, Ni, Mo, Sn, Hg, Bi, Sb, Cr, V, W, etc. Cum unele dintre acestea (Ag, Cu, Pb, Zn) au fost determinate și prin analize chimice cantitative, nu le vom mai discuta aici.

Cobaltul, prezent în toate sectoarele, a fost detectat de la valori cuprinse între câteva ppm. până la 250 ppm. la nivelul actual de eroziune și între 400—1090 ppm. la adâncimi de 100—200 m sub acest nivel.

Nichelul, prezent și el în toate sectoarele, a fost încadrat între valori de la câteva ppm. la 150 ppm. la suprafață, iar în adâncime între 15—2600 ppm.

Arsenul, prezent în toate sectoarele, apare la suprafață având valori scăzute, care însă cresc ușor spre adâncime.

Molibdenul și staniul apar în cantități foarte mici și numai în câteva locuri.

Mercurul, bismutul, stibiul, etc., apar în cantități foarte mici în unele probe, iar în altele deloc.

Forajul nr. 35.914 Mestecăniș, săpat în versantul estic al Obceinei Mestecănișului, nu a întâlnit mineralizația de sulfuri căutată, ci numai câteva mici apofize ale acesteia, pătrunse în breșia tectonică, pe care a traversat-o oblic, între metrii 185 și 385. Pe carotele extrase, s-a efectuat un studiu geochimic pentru determinarea unor eventuale aureole primare de dispersie. În cazul acesta este vorba de aureole epigenetice, ce s-au format prin dispersia treptată a elementelor în rocile gazdă din vecinătatea zăcămintului, chiar în cursul procesului de formare a acestuia. În timpul formării zăcămintului, soluția mineralizatoare se difuzează în rocile gazdă, fie integral depunând mineralele metalice caracteristice, fie parțial conducând la alterarea hidrotermală a acestora.

Analizele efectuate indică între metrii 200—250, concentrații de Cu, Zn, Ag, W, Co, Ni, care nu reprezintă o mineralizație propriu-zisă, ci numai o zonă de dispersie (pl. I și II). Între metrii 320—420, a apărut o aureolă de dispersie pentru Cu, As, Ni, Cr, Zn, Co, W, care reprezintă probabil concentrația maximă a acestor elemente în dreptul forajului (pl. 1 și 2).

Analizele probelor de roci colectate din sectoarele susmenționate, arată că la nivelele superioare, pe orizontală, cele mai mari cantități de aur și argint au fost întâlnite în zona de la nord-est de Pasul Mestecăniș, spre Obcina Arsenesci, iar cele mai mici cantități la Pojorita. Cele mai mari cantități de cupru s-au întâlnit în zona Bîtea Domnescă-Mușuleac (Subardul); cele mai mari cantități de cobalt au fost întâlnite în zona Muntelui Suhardul; cele mai mari cantități de nichel s-au întâlnit în ve-

cințateea tunelului de cale ferată de la Mestecăniș și a carierei „Peciștea” (comuna Pojorita), iar cele mai mici la Obcina Arsencsei.

Arsenul apare în cantități foarte mari acolo unde sînt mari și conținuturile de nichel sau cobalt, îndeosebi în apropiere de tunelul de cale ferată de la Mestecăniș. Prezența celorlalte elemente este sporadică și în cantități foarte mici, încît nu se pot face corelări între ele din acest punct de vedere.

Din cele de pînă acum se desprinde ideea, că deși în toate zonele cercetate, minereul este predominant piritos (chiar și acolo unde cuprul apare în conținuturi economice), apariția unor elemente minore este remarcabilă atît din punct de vedere calitativ cît și cantitativ.

Prezența acestor elemente în minereurile sulfurice, ridică o serie de probleme importante din punct de vedere genetic.

Astfel, asociația de elemente din minereurile sulfurice ale unei regiuni, poate constitui un diagnostic în vederea stabilirii unui anumit tip genetic de mineralizare, sau unei perioade mineralizatoare.

Se știe că față de sulfurile singenetice rocilor gazdă (generate în condiții termodinamice și fizico-chimice oarecum monotone), sulfurile hidrotermale sînt puternic influențate din punct de vedere termodinamic și fizico-chimic în timpul depunerii lor.

Astfel existența unor anumite elemente specifice, grupate într-o anumită parageneză, dar în cantități variabile atît pe verticală, cît și pe orizontală (Au, Ag, As, Co, Ni, Hg, Bi, Sb, W), indică schimbările aspectului geochemic din cadrul acestor mineralizații, sub acțiunea diferiților factori, ce au influențat soluțiile mineralizatoare în timpul evoluției lor. Acești factori, în cazul nostru, pot fi: variațiile de temperatură și presiune; schimbările fizico-chimice ale soluției datorite pH-ului, potențialului Redox, prezenței (invaziei sau dispariției) anumitor ioni; influența pulsației hidrotermale; influența activă a rocilor gazdă; caracterul, forma, dimensiunea și dispoziția crăpăturilor sau căilor de acces, prin care circulă soluțiile mineralizatoare; adîncimea la care are loc depunerea; contactul cu apele descendente, etc.

În fine, prezența unor elemente și minerale specifice sulfurilor hidrotermale (Au, Ag, As, Sb, Bi, Hg, W, mispichel, bourmonit), ca și a unor structuri și texturi tipice pe de o parte și lipsa altor elemente (V, Ti), existența unor cantități mari de Co, Ni, As, ca și neuniformitatea răspîndirii lor în întreaga aric, pe de altă parte, pot constitui de asemenea criterii pentru diagnoza petrogenetică hidrotermală.

Din studiile petrogenetic și petrografic, se observă că mineralizațiile respective sînt constituite din: cristale de amestec izomorf (omogen),



în care elementele străine participă la construcția rețelei cristaline a „gazdei”, elementele apărând ca înlocuitori izomorfi, ion cu ion, sau moleculă cu moleculă; cristale de amestec anormal (eterogen, false soluții solide), în care elementele străine pătrund în rețeaua cristalului „gazdă”, dar fără a constitui înlocuiri izomorfe; cristale „gazdă” cu adsorbție internă, în care elementele minore au fost reținute pe suprafețele cristalului în creșterea, încât ele apar ca „purtate” în interiorul cristalului, în defectele de structură ale rețelei (reținerea acestor elemente depinde de sarcina electrică a precipitatului, compoziția soluției, pH-ul soluției, etc.).

Totuși, toate aceste moduri de reținere a unor elemente străine rețelei mineralului gazdă, nu pot justifica cantitățile mari de Au, Ag, Co, Ni, As, etc., prezente în minereuri. Dacă uneori prezența mispichelului explică cantitatea mare de arsen, dacă o temperatură ridicată de formare (depunere) a mineralizației, poate sugera prezența unei cantități mai mari de cobalt reținut izomorf în rețeaua piritei, nu se poate spune același lucru și despre celelalte elemente (îndeosebi despre nichel, care nu apare sub forma unor minerale specifice).

Cercetările făcute pînă acuma în acest sens (H e g e m a n n, 1943; F l e i s c h e r, 1955; G o l d s c h m i d t, 1954; M c K i n s t r y, 1955; C a m b e l, J a r k o v s k y, 1967), nu ne-au dat un răspuns clar la această problemă.

Se știe că introducerea unor elemente străine în rețeaua unui mineral, duce la modificarea structurii și chiar a formei cristaline a acestuia.

Cercetările noastre ne-au permis observarea a numeroase agregate de sulfuri, cu o parte avînd forme sau începuturi de forme cristaline și continuîndu-se cu porțiuni ce au aspect de „ciorchine”. Determinarea cantităților de sulf și fier din piritele cu astfel de aspecte, ne-au indicat întotdeauna valori neconforme cu conținuturile stoichiometrice. Remarcăm faptul că aceste pirite se găsesc tocmai acolo, unde apar cele mai mari cantități de elemente minore. Credem că alături de incluziunile izomorfe, sau adsorbția din rețeaua piritelor, elementele prezente în aceste parageneze, în cantitate foarte mare, sînt incluse și sub forma unor germeni cristalini, sau ca atare, în agregatele colomorfe. Pe de altă parte, prezența unor cantități atât de mari de Au, Ag, Co, Ni, etc., în minereu, indică existența unei soluții cu o compoziție complexă, aflată la temperatură înaltă și care a fost nevoită să precipite rapid sub influența unor condiții termodinamice și fizico-chimice deosebite.

Prezența mineralelor de arsen implică existența unei soluții mineralizatoare alcaline. Din acest punct de vedere vrem să accentuăm că alca-



linizarea unei soluții inițial acide, în contact cu șisturile cristaline, este posibilă numai într-un timp foarte îndelungat (circulație pe distanțe de kilometri și soluție apoasă). Aceasta ne face să presupunem că soluția a fost alcalină de la început, iar în apropierea suprafeței a fost suficientă doar diluarea ei pentru a se ajunge la o precipitare rapidă a sulfurilor.

Pe de altă parte ganga tipică depunerilor hidrotermale de minerale calcofile, constituită din cuarț, feldspați, biotit, muscovit, sericit, caolinit sau alteori din carbonați, este prezentă, parțial sau aproape în totalitate, în depunerile la care ne referim, având un caracter evident alcalin.

Prezența sulfurilor și îndeosebi a piritelor colomorfe, este caracteristică zăcămintelor asociate genetic de complexe magnetice de vîrste relativ tinere. În această regiune există magmatite bazice alcaline, de vîrstă neogenă și nu se poate nega apariția fazei volatile în cursul diferențierii acestora.

Caracterul distilatelor este în funcție de variațiile continue de temperatură și presiune, căci pe măsură ce are loc diferențierea și cristalizarea produselor inițiale magnetice, reziduul se îmbogățește treptat-treptat în elemente calcofile. De aici nu se deduce că o magmă bazică, unică, trebuie să genereze neapărat derivate magmatice din ce în ce mai acide și abia la urmă să se producă și soluția hidrotermală. Deși în unele regiuni de pe glob acest lucru se confirmă, aici nu se cunosc produse magmatice acide.

Precipitarea mineralelor și elementelor, prezente în paragenezele citate, din soluții nedisociate și îndeosebi prezența Co, Ni și As, alături de Au, Ag, Cu, pe lângă care apar cantități mici de Zn, Pb, Bi, Sb, Hg, W, Cr, Ge, In, etc., indică expulzarea unei soluții hidrotermale alcaline, sub influența diferiților factori, ca de exemplu; concentrația variabilă a diferitelor elemente în timpul evoluției reziduului magmatic, polarizarea ionilor, reducerea energiei cristaline a mineralelor ce se formează, micșorarea valențelor elementelor calcofile pe parcursul depunerilor, creșterea razelor ionice și atomice ale elementelor, modificarea tipului de rețea la minerale, creșterea tensiunii vaporilor, ca și o serie de procese secundare.

Noi nu putem cita aici seria întreagă a depunerilor, urmărită spațial și conformă cu factorii de mai sus, căci acest lucru nu se poate observa în întregime nici în alte zăcămintele. Am putut observa fenomene pulsatorii, cu soluții de compoziții diferite, depuneri diferențiate pe întreaga arie citată, atât pe orizontală cît și pe verticală, prezența mineralizațiilor numai pe fracturi, alterarea rocilor gazdă sub influența soluțiilor mineralizatoare, etc.



TABEL 3

Analizate spectrochimice efectuate asupra probelor din zona Mesteacăniș-Vârdozne

Zona	Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Ni	As	Cr	Bi	Sb	Ge	Mo	Su	Hg
Pojorâta	0.00002	0.0200	0.0008	0.0050	0.0097	0.1450	0.1500			0.0050	Urme	Urme		
"		0.0200	0.0001	0.0050	Urme	0.120	0.1000			0.0030	Urme	Urme		
Arsoneasa	Urme		Urme	Urme		Urme	Urme				Urme	Urme		
"	0.0010	0.00150	0.0025	Urme	0.0250	0.0150	Urme			Urme	Urme	Urme		Urme
"	0.0010	0.3000	0.0025	0.0180	0.0010	Urme	0.0300			Urme	Urme	0.0010	0.0025	
"		0.3000	0.0025	0.0200	Urme	Urme	0.0300			Urme	Urme	0.0100	0.0030	
"		0.0010			0.0100	0.0125	0.1700				Urme	Urme		
"					0.0014	0.0001	0.1700					Urme		
"					0.0070	0.0005	0.1700					Urme		
"					0.0025	0.0001	0.1700					Urme		
"					0.0137	0.0188	0.1700					Urme		
"					0.0010	0.1000	0.1700					Urme		
"					Urme	0.0003	0.1700					Urme		
Mesteacăniș	1.000	0.3000	0.0400	0.0500	0.0150	0.0125	0.0700	Urme				0.0001	0.0010	
"		0.0012		Urme	0.0100	0.0130	0.1700					Urme		
"		0.0012		Urme	Urme	0.0003	0.1700					Urme		
"	0.0004	0.1200	0.0085	0.0500	Urme	0.0003	0.3000			0.0035	Urme	0.0004	0.0015	
"	0.0004	0.1000	0.0040	0.045	Urme	0.0086	0.3000			0.0040	Urme	0.0004	0.0015	
"	0.0001	0.0300	0.0001	Urme	0.0100	0.0086	0.450		0.0003		Urme	Urme		Urme
"	0.0001	0.0300	0.0001	Urme	0.0100	0.0100	0.0300				Urme	Urme		Urme
"	0.0001	0.0600	0.0001	Urme	0.0120	0.0310	0.3000				Urme	Urme		Urme
"	0.0001	0.0500	0.0001	Urme	0.0100	0.0005	0.3000				Urme	Urme		Urme
"	0.0003	0.0350	0.0001	Urme	0.0120	0.0005	0.3000			0.0003	Urme	Urme		
"	0.0003	0.0300	0.0001	Urme	0.0125	0.0003	0.3000			0.0003	Urme	Urme		
"	0.0012	0.3000	0.0002	Urme	0.0100	0.0002	0.3000			0.0003	Urme	Urme		
"	0.0085	0.3000	0.0002	Urme	0.0085	0.0002	0.3000			Urme	Urme	Urme		
"	0.2500	0.0300	0.3000	0.3000			0.1000	Urme			Urme	0.0001		
"	0.1500	0.3000	0.1200	0.0250	0.0050	0.0200	3.0000	0.0020			Urme	0.0005	0.0012	
"	1.0000	0.3000	0.1000	Urme	0.0030	0.0100	1.0000	Urme			Urme	0.0003	0.0100	
"					0.0446	0.9510								
"					0.0461	0.0050								
"					0.0039	0.0017								
"					0.0017	—								
"					0.0045	0.0004								
"					0.0159	0.0007								

În consecință se desprind următoarele concluzii :

Elementele minore citate sînt singenetice cu mineralele sulfurice din parageneze și depuse sincron cu cea de a doua venire de soluții, la nivelele cunoscute pînă acuma. Ele constituie o dominantă în cadrul mineralizațiilor de sulfuri din această regiune.

Creșterea cantității unor elemente cu adîncimea de depunere, indică raporturi direct proporționale între temperatura depunerilor și conținuturi.

Prezența numărului mare ca și a cantității mari de elemente minore din sulfurile respective, arată că soluția hidrotermală a avut o compoziție foarte complexă, cel puțin în timpul unei pulsații.

Modul de distribuție și depunere al acestor elemente în mineralizații confirmă existența unei temperaturi ridicate a soluțiilor, care au fost nevoite să precipite rapid în apropierea actualului nivel de eroziune.

Cantitatea mare de Cu, Co, Ni, ca și prezența Cr, W, indică derivarea soluțiilor respective dintr-o magmă bazică, iar creșterea conținuturilor de Cu, Co, Ni, cu adîncimea poate conduce la ideea că în profunzime acestea s-ar putea concentra în cantități economice.

Parageneza comună a mineralelor și îndeosebi a elementelor, ca și structura asemănătoare a tuturor zonelor mineralizate, citate în această lucrare, pot constitui un diagnostic pentru încadrarea lor la o singură provincie metalogenetică.

Faptul că geochimia n-a lămurit pînă astăzi pe deplin rolul elementelor minore dispersate în mineralele sulfurice, nu constituie un impediment în folosirea lor ca factori informativi în acest sens, mai ales cînd cantitatea în care se găsesc ele aici este remarcabilă.

Prezența lor se explică tocmai prin faptul că procesele de diferențiere ale produselor magmatice nu pot fi nelimitate, cu atît mai mult în cazul unei răcirii rapide a soluției. Se știe că nici în procesele tehnologice și analizele chimice de mare finețe, executate în laboratoare, nu se pot separa întotdeauna complet unele elemente de amestecuri sau combinații complexe.

Depunerile din zonele citate nu au conținuturi importante din punct de vedere economic la nivelele superioare, sau chiar dacă uneori le au, cantitatea de minereu este mică. Totuși este posibilă o îmbogățire în adîncime — în unul sau altul dintre elemente — ținîndu-se seama de parageneza elementelor și nu a mineralelor din minereul respectiv.

Prezența mineralizațiilor de sulfuri numai pe fracturile din aureola intruziunilor de roci bazice și nu pe toate fracturile din regiune, implică o legătură genetică între acestea și cuptorul magmatic, care a pus în loc

rocile bazice. Este normal să se admită că soluțiile mineralizatoare să fi ieșit din cuptorul respectiv pe cele mai accesibile căi posibile.

Fracturile respective la care ne referim sînt discordante pe structura majoră a rocilor cristaline gazdă și au fost reluate, sau chiar create, în timpul fazei savice din orogeneza alpină (Mușat, 1969; Mușat, Vasilescu, 1969).

În lumina acestor date, noi considerăm că aceste mineralizații de sulfuri polimetalice sînt depuneri hidrotermale (Papiu, 1963; Socolescu, 1961) și de vîrstă neogenă (Mușat, 1969; Mușat, Vasilescu, 1969)

BIBLIOGRAFIE

- Ahrens L. H. (1954) The lognormal distribution of the elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 5. Paris.
- Ahrens L. H. (1954) The lognormal distribution of the elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 6. Paris.
- Cambel B., Jarkovsky J. (1967) Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakci. *Vydavatelstvo Slovenskej Akadémie vied Bratislava*, Bratislava.
- Fleischer M. (1955) Minor elements in some sulfide minerals. *Fiftieth Anniversary Econ. Geol.*, 2.
- Goldschmidt M. V. (1954) *Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente*. Oxford.
- Hegemann Fr. (1943) Die Geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel in Pyrit. *Zeitschrift f. angew. Minn.* 4 2-3.
- Ivanov S. N. (1964) Geneza zăcămintelor de minereuri de tip sulfuri piritoase, legată de dezvoltarea magmatismului și metamorfismului geosinclinal. *NEDRA*, Moscova.
- McKinstry H. E. (1955) Elementele minore în unele sulfuri. *Fiftieth Anniversary Econ. Geol.*, 2.
- Mușat I. A. I. (1969) Asupra prezenței unor minereuri de sulfuri în zona Obceinci Mestecăniș-Carpații Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LIV/2 București.
- Mușat I. A. I., Vasilescu Olimpia. (1969) Asupra prezenței unor elemente de roci bazice în brechiile tectonice de la Arșița-Iacobeni, Carpații Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LIV/2 București.
- Mușat I. A. I., Vasilescu Olimpia (1969) Mineralizațiile de sulfuri de la Fărăoane și Arșița, Munții Bistriței-Carpații Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LIV/2. București.
- Papiu V. Corvin (1963) *Geologie și Drumetrie*. Ed. Științ. București.
- Raguin E. (1961) *Géologie des Gîtes Minéraux*. Troisième Edition. Ed. Masson et Cie. Paris.
- Saukov A. A. (1954) *Geochemie*. Ed. Teh. București.
- Schneiderlöhn H. (1962) *Die Erzlagerstätten*, 4. Auflage. Gustav-Fischer-Verl. Jena.
- Socolescu M. (1961) Observații asupra metalogenezei și zonalității în provinciile metalogenetice din Carpații Orientali și Baia Mare. *Rev. Min.* XII/1. București.

- Stiopoi V. (1962) Studiu mineralogic și geochimic al complexului filonian din Munții Țibleș. Ed. Acad. București.
- Stiopoi V. (1963) Geochimie. Ed. Did. și Ped. București.
- Winchell A. N., Winchell H. (1964) Elements of optical mineralogy. John Wiley and Sons Inc. New York.

CONSIDÉRATIONES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES SUR QUELQUES MINÉRALISATIONS DE SULFURES POLYMÉTALLIQUES DE LA RÉGION DE MESTECĂNIȘ-FĂRĂOANE, MONTS BISTRITȚEI (CARPATES ORIENTALES)

Résumé

Dans cet exposé les auteurs présentent une série de considérations pétrogénétiques et géochimiques concernant quelques minéralisations de sulfures polymétalliques hydrothermales de la zone Pojorita-Mestecăniș-Fărăoane (monts Bistriței), localisées dans les fractures profondes de l'auréole de certaines intrusions de roches basiques.

Les minéralisations se présentent sous forme de filons, brèches et imprégnations dans lesquelles les sulfures sont prépondéramment représentées par pyrite, ou/et marcassite, accompagnées de chalcopryrite, blende et galène dans une gangue de quartz, feldspaths, chlorite, biotite, muscovite, parfois carbonates.

Aux niveaux supérieurs, le rapport entre la quantité de sulfures et la gangue est 1/9 mais, en profondeur, il devient 1, et le mispickel, la bornite et la bornonite apparaissent à côté d'autres sulfures.

L'étude microscopique de ces minéralisations a démontré que la sédimentation des sulfures s'était consommée en deux phases successives.

Dans ces sulfures, on a étudié la présence des éléments mineurs à l'aide d'une série d'analyses chimiques et spectrochimiques effectuées sur le minerai homogénéisé ou sur des pyrites, le plus possible sélectionnées. Le but de la recherche a été d'établir la paragenèse des éléments et non des minéraux métalliques qui forment la minéralisation. On a aussi étudié la détermination d'éventuelles auréoles primaires de dispersion autour des zones minéralisées.

A la suite de ces recherches on a mis en évidence la présence des éléments suivants: Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Co, Ni, Hg, Bi, Sb, Cr, W, Ba, Sn, V, etc.

Les auteurs sont arrivés à la conclusion que les éléments mineurs ci-dessus décrits étaient syngénétiques avec les minéraux sulfuriques des paragenèses et sédimentés en mêmes temps que la seconde venue de solutions, aux niveaux connus.

On souligne qu'il y a des rapports directement proportionnels entre la température de sédimentation et la paragenèse des éléments, en tenant compte du fait que la quantité de certains éléments augmente en même temps que la profondeur.

La présence de ces „éléments mineurs" en grand nombre et quantité dans les sulfures respectives, démontre que les solutions hydrothermales ont eu une composition très complexe et une haute température de sédimentation qui se reflètent dans leur distribution et sédimentation.



La paragenèse commune des minéraux et surtout des éléments des zones minéralisées, citées dans cet exposé, peut constituer un diagnostic pour les placer dans une province métallogénique unique.

L'étude de la paragenèse des éléments du minéral respectif peut conduire à l'idée que l'enrichissement — vers la profondeur — d'un de ces minerais serait possible, car les sédimentations qui aux niveaux supérieurs n'ont pas de teneurs importantes, peuvent atteindre des valeurs économiques en profondeur.

En conclusion on montre que les minéralisations de sulfures polymétalliques, présentes seulement dans certaines fractures de l'aurole des intrusions de roches basiques, sont en rapport génétique avec le foyer magmatique qui a mis en place les roches basiques aussi. Les fractures étant reprises ou même créées pendant la phase saevique de l'orogénèse alpine, ces minéralisations seraient des dépôts hydrothermaux néogènes.

Planche I

Distribution de la concentration des éléments chimiques dans le forage no. 35.914 — Mestecăniș.

Planche II

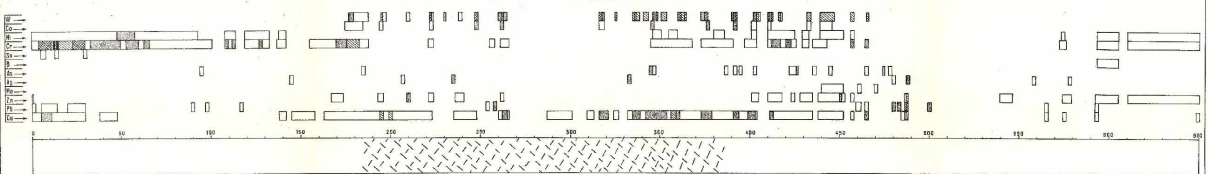
Distribution des éléments chimiques dans le forage no. 35.914 — Mestecăniș.



MUNȚI ȘTEFAN TAMBORA - OLIMPIA VULCANICĂ - ȘTEFAN TAMBORA

REPARTIȚIA CONCENTRAȚIEI ELEMENTELOR CHIMICE ÎN FORAJUL 35.914 MESTECĂNIȘ

0 20 30m

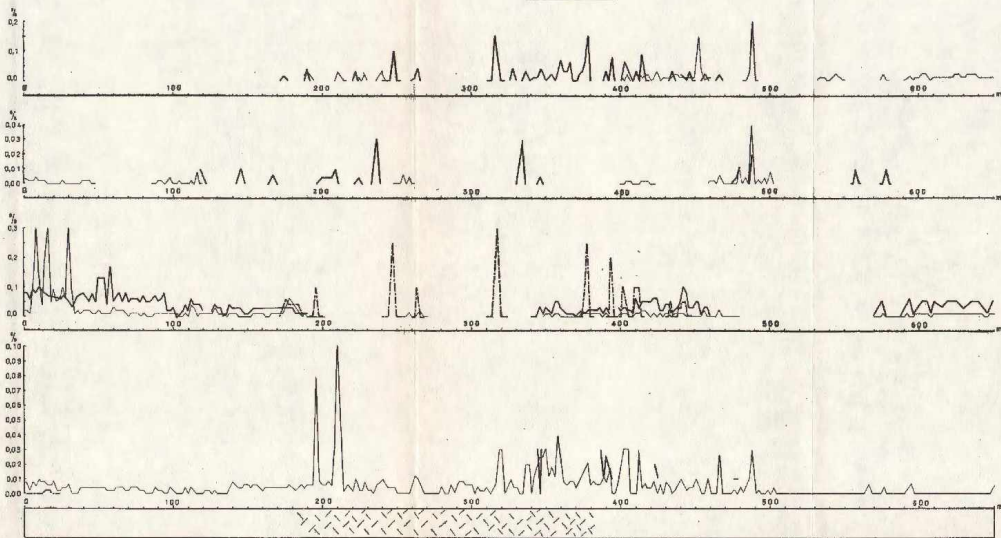


Cu	Fe	Zn	Mo	Ba	Sr	S	Se	Cr	Ni	Co	W
0 - 100 ppm	0 - 10 ppm	10 - 200 ppm	10 - 20 ppm	0.5 - 1.5 ppm	10 - 200 ppm	10 - 200 ppm	10 - 20 ppm	10 - 100 ppm	20 - 100 ppm	10 - 50 ppm	10 - 20 ppm
100 - 200 ppm	10 - 50 ppm	200 - 500 ppm	20 - 50 ppm	1.5 - 3 ppm	20 - 50 ppm	20 - 50 ppm	20 - 50 ppm	100 - 200 ppm	100 - 200 ppm	20 - 50 ppm	20 - 50 ppm
200 - 500 ppm	50 - 100 ppm	500 - 1000 ppm	50 - 100 ppm	3 - 6 ppm	50 - 100 ppm	50 - 100 ppm	50 - 100 ppm	200 - 500 ppm	200 - 500 ppm	50 - 100 ppm	50 - 100 ppm
500 - 1000 ppm	100 - 200 ppm	1000 - 2000 ppm	100 - 200 ppm	6 - 12 ppm	100 - 200 ppm	100 - 200 ppm	100 - 200 ppm	500 - 1000 ppm	500 - 1000 ppm	100 - 200 ppm	100 - 200 ppm
1000 - 2000 ppm	200 - 500 ppm	2000 - 5000 ppm	200 - 500 ppm	12 - 24 ppm	200 - 500 ppm	200 - 500 ppm	200 - 500 ppm	1000 - 2000 ppm	1000 - 2000 ppm	200 - 500 ppm	200 - 500 ppm
> 2000 ppm	500 - 1000 ppm	> 5000 ppm	> 500 ppm	> 24 ppm	> 500 ppm	> 500 ppm	> 500 ppm	> 2000 ppm	> 2000 ppm	> 500 ppm	> 500 ppm

MUŞAT ION ALCIBIADE - OLIMPIA VASILESCU - ŞTEFAN VANCEA

DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR CHIMICE ÎN FORAJUL 35.914 MESTECĂNIȘ

0 20 40 60m



LEGENDA

— Zn
— W

— Pb
— Ag
Ag. de 10x < Pb

— Cr
— Co
— Ni
Co. si Ni de 10x < Cr

— Cu
— As
— Sn

GENEZA FORMAȚIUNII BAUXITIFERE DIN BAZINUL
HAȚEGULUI¹

DE

VICTOR CÔRVIN PAPIU, SILVIA MÎNZATU, VAȘILE IOSOF²

Abstract

Genesis of the Bauxite-Bearing Formation of the Hațeg Basin. Several genetical conclusions related to bauxite-bearing complexes (or associations bauxite-argillaceous rocks) of the Gargasian-Albian age, located on the Mesozoic paleokarst of the Hațeg Basin (South Carpathians Romania), are presented. It is admitted that these deposits were generated by the detrital-chemical sedimentation processes and that they display a clear allochthonous character. The total absence of the granular detrital material, as well as the presence in argillaceous levels of more or less kaolinized detrital micas are arguments allowing to presume the existence of two stages of sedimentation genesis, as follows: (1) the first, of decantation during which the allogenic granular material would have marked a gravitational sorting, concentrating in the lower part of the basin, being divided in the superjacent liquid phase into two zones: a lower ferro-bauxite and an upper argillaceous-micaceous, and (2) the sedimentation stage proper, when the definitive accumulation would have occurred due, as presumed, to their overspreading on the paleokarst relief. There results an inverted succession: argillaceous deposits followed by bauxites. The macroclastic material sorted in the first phase is torrentially accumulated over the preceding ones generating an upper sandstone-conglomerate horizon. Numerous local variations modify this standard scheme. In this paper there are concomitantly presented the characters of the diaspore autochthonous bauxites from the Pădurea Craiului Massif (Apuseni Mountains), and those of the Hațeg Basin, the possible derivation of the latter from the autochthonous bauxites mentioned above being critically formulated.

Prezenta lucrare conține concluziile genetice desprinse din studiul chimico-mineralogic al bauxitelor și rocilor însoțitoare din bazinul Hațegului care au format obiectul unei comunicări anterioare (P a p i u et

¹ Comunicare în ședința din 27.II.1970.

² Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55, București.



al. 1971 b) în care au fost prezentate: ocurența, forma de zăcămint, chimismul și litologia atit pentru rocile bauxitice și rocile argiloase asociate lor în zăcămint (asociație pe care am denumit-o „complex bauxitifer”) cît și pentru calcarele din fundamentul și grezo-conglomeratele din acoperișul lor.

Problema genezei bauxitelor și în mod special a bauxitelor legate de un substrat carbonatat (calcaros sau dolomitic) a comportat numeroase discuții și continuă să se găsească în centrul preocupărilor cercurilor de specialitate.

Studiile sistematice și complexe întreprinse în ultimii ani de către colectivul nostru din cadrul Institutului Geologic au condus la o seamă de concluzii genetice privind bauxitele noastre, care au fost inserate într-o suită de rapoarte geologico-miniere, ca și de articole și comunicări prezentate în diverse foruri din țară și de peste hotare, ultimele fiind cele de la Congresul Internațional de Geologie de la Praga (P a p i u et al. 1968) și de la Conferința Internațională asupra geologiei bauxitelor de la Budapesta din septembrie 1969 (P a p i u et al. 1970).

I. Poziția sistematică a bauxitelor din bazinul Hațegului

Examind bibliografia de specialitate, constatăm că, încă din 1927, F o x întocmește o clasificție a bauxitelor, simplă și logică, a cărei valabilitate este încă actuală. Acest autor deosebeste de o parte bauxite de tip „terra rossa”, cuprinzind două subgrupe „primare” și „resedimentate”, și de altă parte, bauxite de „tip lateritic” formate pe roci aluminosae care, la rîndul lor pot fi de asemenea primare sau generate și păstrate „in situ” sau, ca și precedentele, resedimentate. După 45 ani clasificarea bauxitelor a luat un aspect deosebit, în sensul corelației directe dintre cele două domenii, fundamentul carbonatat avînd doar rolul de suport mai mult sau mai puțin „activ” în procesul de sedimentare și bauxitizare. B u s h i n s k y, (1964) distinge, în clasificția sa, trei grupe genetice: 1, bauxite lateritice (zăcăminte reziduale pe roci aluminosilicatate); 2, zăcăminte sedimentare pe roci aluminosilicatate; 3, zăcăminte sedimentare pe roci carbonatate, cu două subgrupe și anume: zăcăminte de contact și zăcăminte areale. Aceste două subgrupe sînt denumite de B a r d o s s y (1969) bauxite cu alcătuire petrografică complexă și respectiv bauxite cu compoziție petrografică simplă, corespunzînd „bauxitelor carstice” — *str.s.* — ale autorilor francezi, în ale căror forme de zăcămint se asociază bauxite și argile. În ultimele două subgrupe se situează bauxite a căror origine se admite în genere că este



legată de roci silico-aluminoase lateritizate sau de remaniere a unui material bauxitic preexistent, ajungându-se la concepția potrivit căreia substratul calcaros sau dolomitic joacă un rol pasiv (Nicolae 1969, Roch 1967, în parte).

Bardossy propune și o a patra grupă a „zăcămintelor reziduale pe fundament carbonatat”, intermediară între bauxitele lateritice și cele carstice. Exemplul dat sînt bauxitele din Ariège care Combes (1969) apreciază că s-au format pe seama unui material argilos acumulat pe fundament carbonatat.

Deosebirea fundamentală dintre modul de interpretare în clasificările vechi și în cele actuale constă deci în originea materialului primar, admitîndu-se, de către majoritatea cercetătorilor, că, deși sînt placate peste roci carbonatate, bauxitele au la origine un material provenit din roci silico-aluminoase, prin procese de lateritizare alitică sau de „feralitizare” (Millot 1964), sau că provin din zăcăminte bauxitice preexistente. Termenul de lateritizare *Ls.* a fost extins și pentru domeniul carstic (Caillère și Pobeguîn 1964).

În ceea ce privește originea materialului primar al bauxitelor carstice, trei concepții se formulează în prezent și anume: teoria autohtoniei sau autohtoniei absolute, teoria paraautohtoniei sau alohtoniei relative și teoria alohtoniei sau alohtoniei absolute.

Prima admite acumularea în loc a bauxitei rezultate din rezidurile calcarelor și dolomitelor conform formulării ei primordiale de către ingoslavii Tucan (1912) și Kišpačić (1912), fără intervenția de aporturi de altă natură și a fost aplicată în Pădurea Crainului de Pauls (1913) și apoi de Rozlosznik (1918).

În interpretarea noastră, caracterul autohton (în sens local) se menține, dar geneza este legată de piroclastite diabazice (ipotetice), placate peste calcare și apoi desilicate, eventual pe cale hidrotermală sau lateritizate, solubilizate în ape cu pH acid și apoi precipitate chimic prin amestec cu apele carstului (Papiu, Minzatu 1967; Papiu et al. 1969). Asocierea primară calcar-piroclastit le apropie, în privința ocurenței, de bauxitele autohtone rezultate din lateritizarea bazaltelor și tufurilor placate peste dolomitele din Skopelas (Grecia) (Papastamatiou 1965) ca și de unele bauxite din U.R.S.S. (Kalugin) și din Caraibe-Jamaica (Burns 1961, Chubb 1963). Deosebirea constă în concepția solubilizării integrale în cazul nostru urmată de precipitare, punct de vedere întâlnit printre alții, la Gedeon (1952), Caillère și Pobeguîn (1964—1965) Ruttner (1969). Pentru minereurile



oxidate de fier, teoria precipitării este aplicată de R o u s s e t (1967) în Haut-Var Franța. Se înțelege că originea primară a cineritelor are caracterul alohton. Solubilizarea și precipitarea le imprimă însă specificul unei autentice origini autohtone sau, în definiția lui G r a b a u (din P e t t i o h n 1956) „endogene”, în sensul de formare prin forțele aflate în însăși materia care participă la mineralogeneză din soluție.

Noțiunea de „parautohton” se referă la proveniența materiei prime din însăși masa calcaroasă înconjurătoare (B o n t e 1969, d e W e i s s e 1964). Această concepție nu-și are aplicativitatea în interpretarea noastră. În sensul „paraalohton” dat de R o c h (1968) ea poate fi acceptată presupunând deplasarea materialului primar alogen spre zonele depresionare. Acciași origine au și unele bauxite din Siberia (A b d u l a e v 1969 L i s a l e k, R o d i n 1969). În fine oca de a treia grupă genetică se referă la originea alohtonă, cu proveniența materialului în afara ariei de sedimentare și de ocurență actuală. Pentru partizanii acestei opinii, agentul de transport pentru bauxitele alohtone a fost considerat a fi vântul (R o c h 1968) sau cursurile de apă (D e m a n g e o n 1969, N i c o l a s 1969 etc.), iar starea de agregare, cea de suspensii detritice, de particule coloidale (B u s h i n s k y 1964, V a l e t o n 1964 etc.) sau chiar cea ionică (G e e d e o n 1952, C a i l l è r e, P o b e g u i n 1965, R u t t n e r 1969 etc.).

Dacă încercăm să situăm bauxitele noastre în clasificția citată, nu găsim loc efectiv decât pentru cele din Bazinul Hațegului care corespund grupei bauxitelor areale sau de alcătuire simplă (bauxită-argilă). Într-o măsură mai mică, bauxitele de la Cîmpeni-Sohodol se încadrează în grupa bauxitelor cu compoziție complexă — fără însă a fi legate de complexe variate de roci argilo detritice și fără a i se găsi în apropiere depozitul lateritic primar, care le-a generat, cum cere definiția dată de B u s h i n s k y. Bauxitele din Pădurea Craiului, prin caracterul lor net de precipitare chimică, se situează într-o grupă cu totul aparte. Foarte asemănătoare lor sînt bauxitele diasporice din regiunea Parnas-Kiona (Grecia) după N i a (1968) atît ca ocurență cît și mineralogic. Din acest motiv, considerăm că bauxitele carstice de pe teritoriul nostru trebuie împărțite în două mari grupe și anume: (1) bauxite autohtone sau de precipitare chimică-tip Pădurea Craiului și Poiana Ruscă (2) bauxite alohtone sau detrito-chimice tip Hațeg și Cîmpeni-Sohodol. Li se adaugă un al treilea tip de depozit alitic reprezentat prin sedimentele periglaciare continentale cuaternare, actuale ale lehmului carstic de pe platoul calcaros al masivului Pădurea Craiului, analog depozitelor de „terra rossa”.



II. Asemănări și deosebiri între bauxitele autohtone și cele alohtone din România

Considerând bauxitele din Pădurea Craiului (P.C.) drept litotipul bauxitelor noastre autohtone și pe cele din Hațeg (B.H.) al celor alohtone, am considerat deosebit de util să le comparăm din diferite puncte de vedere, pentru ca, pe baza acestor caractere să putem trage concluziile genetice și eventual filogenetice :

A) Ocurența și forma de zăcămint.

Ambele tipuri de bauxite mulează fundamentul paleocarstic peste care repauzează și au limita superioară plană.

P.C. : corpuri lentiforme de dimensiuni reduse (maximum cîțiva zeci de metri) ;

B.H. : alcătuiesc o placă discontinuă pe zeci de hectare ;

P.C. : calcare recifale jurasice superioare în fundament și calcare lacustre neocomiene în acoperiș ;

B.H. : calcare stratificate jurasice și calcare recifale urgoniene în fundament sedimente detritice grosiere, nestratificate, de vîrstă aptian superioară în acoperiș ;

B) Caractere litologice.

P.C. : zăcămintele alcătuite exclusiv din bauxită, nestratificate, lipsite de orice fel de adaosuri detritice și de resturi organice, fără nici o corelație laterală cu sedimente argilo-detritice sau organogene sincrone. Structuri ooidale.

B. H. : complexe bauxitifere nestratificate alcătuite din orizonturi continue, alternanțe sau zone cu tranziție gradată de la bauxită la argilă cu material detritic. Structuri geloide fără diferențieri. Rocile argiloase prezintă recristalizări de caolinit.

C) Caractere geochimice.

Remarcabilă asemănare în chimismul celor două tipuri de bauxite atît în ceea ce privește conținutul în elemente majore (tab. 1) și conținutul în elemente minore (tab. 2).

P.C. : bauxitele ferice ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} > 20$) predomină (cca 95%). Subordonat două serii genetice în tipuri de bauxite fero-ferice ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} = 8-5$) și feroase ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} = < 4$). Conținut în silice subordonat (tab. 1) și aproximativ constant.



TABELUL 1

Tabel comparativ privind conținutul mediu în Al, Fe, Ti și Si din principalele noastre bauxite ferice

Număr de probe		Masivul Pădurea Craiului 7	Sohodol-Cimpeni 8	Bazinul Hațegului 10
Component				
SiO ₂	a	1,2—7,0	2,4—18,9	0,6—8,6
	b	3,80	10,5	3,36
Al ₂ O ₃	a	45,2—59,6	42,9—56,0	46,6—54,8
	b	50,80	50,65	50,27
Fe ₂ O ₃	a	20,9—38,7	24,4—34,8	24,4—34,8
	b	29,37	20,31	29,46
TiO ₂	a	2,0—3,4	2,4—2,9	2,4—5,2
	b	2,78	2,66	3,51

a - limite de variație; b - medie.

TABELUL 2

Conținuturile medii de elemente minore (ppm) în bauxitele ferice din R.S.R.

Bauxite	Nr. probe	Ni	Cr	V	Bc	Zr	Sn	Pb	Ga	Ba	Sr
Pădurea Craiului	13	138	405	372	10,7	808	11,9	118	43	38	117
Bihor	2	79	407	357	8,1	697	10,5	84	44,5	16	30—40
Sohodol	10	130	134	238	13	625	34	202	51	130	603
Hațeg	10	134	216	370	7,0	733	8,2	115	46	51	337

B.H. : bauxite exclusiv ferice. Conținut în silice variabil, funcție de adaosul de minerale argiloase care pot ajunge la exclusivitate (argile).

P.C. : corelație inversă între conținutul de fier și cel în aluminiu¹.

B.H. : corelație directă între procentele celor două metale

D) Caractere mineralogice

În ambele grupe predomină hematitul, iar titanul este legat sub formă de anataz.

P.C. : alumina liberă în majoritatea covârșitoare a cazurilor (bauxite ferice), sub forma de diaspor. Boehmitul cu totul subordonat, prezent în bauxitele cu fier feros.

¹Al. Dimitriu, V. Corvin Papiu și Anca Andăru. Stabilirea parametrilor geochemici ai bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (perimetrul Zece Hotare) și stabilirea modului caracteristic pentru bauxitele din zona Ohaba Ponor. (1969) Arh. Inst. Geol. București



- B.H. : alumina liberă exclusiv sub forma de boehmit.
- P.C. : variația mineralogică vastă funcție de adaosurile de minerale cu Fe^{2+} (clorite, pirită) și de goethit primar.
- B.H. : alcătuire simplă, fierul exclusiv sub forma de hematit, minerale feroase (leptoclorite, sideroză, pirită), cu totul sporadice și formate secundar. Goethit numai secundar.
- P.C. : minerale argiloase exclusiv caolinit, în cantități subordonate (sub 8%).
- B.H. : amestecuri în toate proporțiile între boehmit și caolinit. În rocile argiloase apare pînă la exclusivitate dickitul.

E) Alterare superficială

- P.C. : zăcămintе puternic fisurate, mai ales pe limita cu calcarele și apoi pătrunse de lehmul carsfic din exterior. Avansate procese de deferrizare periferică.
- B.H. : zăcămintе continue, puțin alterate, deferrizări rare; frecvente în masa gresilor din acoperiș.

F) Influențe hidrotermale

- P.C. : fisuri umplute uneori cu pirită, cuarț, diaspor recristalizat sau caolinit, indicînd activitate hidrotermală, corelată probabil magmatismului banatic.
- B.H. : nici un indiciu de hidrotermalism. Goethitul și caolinitul de pe fisuri depuse de apele de infiltrație, exogene.

G) Vîrsta geologică

- P.C. : vîrsta neocomian inferioară, formațiune în facies siderolitic wealdian.
- B.H. : vîrstă aptian superioară sau albiană.

III. Originea materialului primar

Datele prezentate anterior arată în mod indubitabil originea alohtonă a materialului din care au luat naștere complexele bauxitice, avîndu-și sursa fie în zăcămintе preexistente de bauxită primară, fie în depozite lateritice transportate de la o oarecare distanță în bazinul de acumulare continental, aflat pe un paleocarst aptian superior. Remarcabila asemănare în privința chimismului și a conținutului în elemente minore dintre bauxitele din masivul Pădurea Craiului și bauxitele din Hațeg, cons-



tituie un serios argument geochimic pentru afirmarea filiațiunii celor două tipuri de bauxite. Argumente contrare peremptorii sînt prezența diasporului în marea majoritate a bauxitelor din Pădurea Craiului față de prezența exclusivă a boehmitului în complexe bauxitice din bazinul Hațegului, ca și marile adaosuri de argilă și de material detritic din ultimele. Acestor argumente li se adaugă faptul că nu au fost recunoscute nicăieri pe platoul carstic de pe versantul vestic al munților Sebeșului sau în altă parte bauxite de tip autohton sau asemănătoare. Acest fapt se poate natural explica prin supoziția unei totale demantelări, prin eroziune, a zăcămintelor originare. Fragmentele de bauxită găsite în masa caolinitică din baza complexului de la Murgoi, care ar putea fi considerate eventual ca materialul de origine a acestor bauxite (R a i r a T ȳ r n o v e a n u⁵) prezintă caractere asemănătoare bauxitelor superioare, fiind boehmitice și cu mari adaosuri de hematit (pl. fig. 1). Este posibil ca bauxitogeneza să nu fi fost riguros sincronă în toate punctele și ca aceste fragmente să provină de fapt din depozite penecontemporane remaniate în imediată apropiere. Cantitatea foarte mare de caolinit curat și primar recristalizat în care se găsesc înglobate fragmentele menționate, în baza complexelor bauxitice, rezultă, după opinia noastră, dintr-o remaniere detritică din zăcăminte preexistente de caolinit. Admițînd o origine analogă pentru argilă, ca și pentru materialul detritic (exclusiv muscovit) pe care-l conține, ar însemna, în această accepțiune, să presupunem cel puțin originea dublă: pentru boehmit și pentru caolinit.

Cum materialul din sedimentele detritice acoperitoare își are originea, în mod îndubitabil în fundamentul cristalofilian mezometamorfic al Sebeșului, putem admite că ne găsim în prezența unei sedimentări complexe în care materialul putea proveni din zăcăminte de bauxită preexistente și din demantelarea sincronă a unei scoarțe lateritice (fersialitice) cu mult caolinit, provenind din alterarea fizică a masivelor cristalofiliene (material elastic).

Pentru explicarea prezenței boehmitului, a cărui participare la alcătuirea bauxitelor de tip Pădurea Craiului, am arătat că este nesemnificativă, se pot face trei supoziții: boehmitul provine din alt tip de zăcămint în care preexistă (cum sînt de exemplu bauxitele primare din munții Bihorului — V. Galbina), roci cu origine și caractere petrologice apropiate celor din Pădurea Craiului în care am avut însă ocazia să arătăm prezența boehmitului în cantități ridicate (P a p i u et al. 1970 b); în supoziția derivării metamorfice a diasporului din boehmit în zăcămintele

⁵ Comunicare verbală.



din Pădurea Craiului, trebuie să presupunem o remaniere anterioară proceselor de transformare. Această ipoteză pare însă puțin probabilă deoarece diasporul din suscitările bauxite este în mod sigur primar (Papiu et al. 1971 a); întregul material provine din laterite formate pe seama fundamentului cristalin, al căror chimism este asemănător cu al bauxitelor din Pădurea Craiului.

În accepțiunea oricărei ipoteze dintre cele formulate, procesul de sedimentare ne apare alimentat, în ansamblu, într-o primă etapă, de un amestec de material bauxitic și argilo-detritic (mai exact argilo-micacu, muscovitul și biotitul fiind singurele minerale detritice aflate frecvent, intercalațiile argiloase; cuarțul și feldspații lipsesc integral), iar într-o a doua etapă, de un material detritic grosier care a acoperit complexele bauxitice subjacente. Prezența sporadică, alături de mice, a rutilului, turmalinei și zirconului granular, indică o corelație a complexelor bauxitice cu cristalinul subjacent. Chiar dacă admitem că rutilul, ca și anatazul, ar putea fi corelate cu titanul din bauxite (deși granutul pare remaniat), iar zirconul, cu biotitul din care ar fi fost eliberat prin alterare (care de asemenea par remaniate), argumentele nu sînt cu nimic contrazise, rămînînd un semn de întrebare doar asupra modului în care s-au menținut în serie, mai ales turmalina, atunci cînd granule din alte minerale mai rezistente la alterare nu se mai întîlnesc. Asupra acestei chestiuni, ca și asupra prezenței turmalinei de neformațiune, vom reveni pe parcursul lucrării.

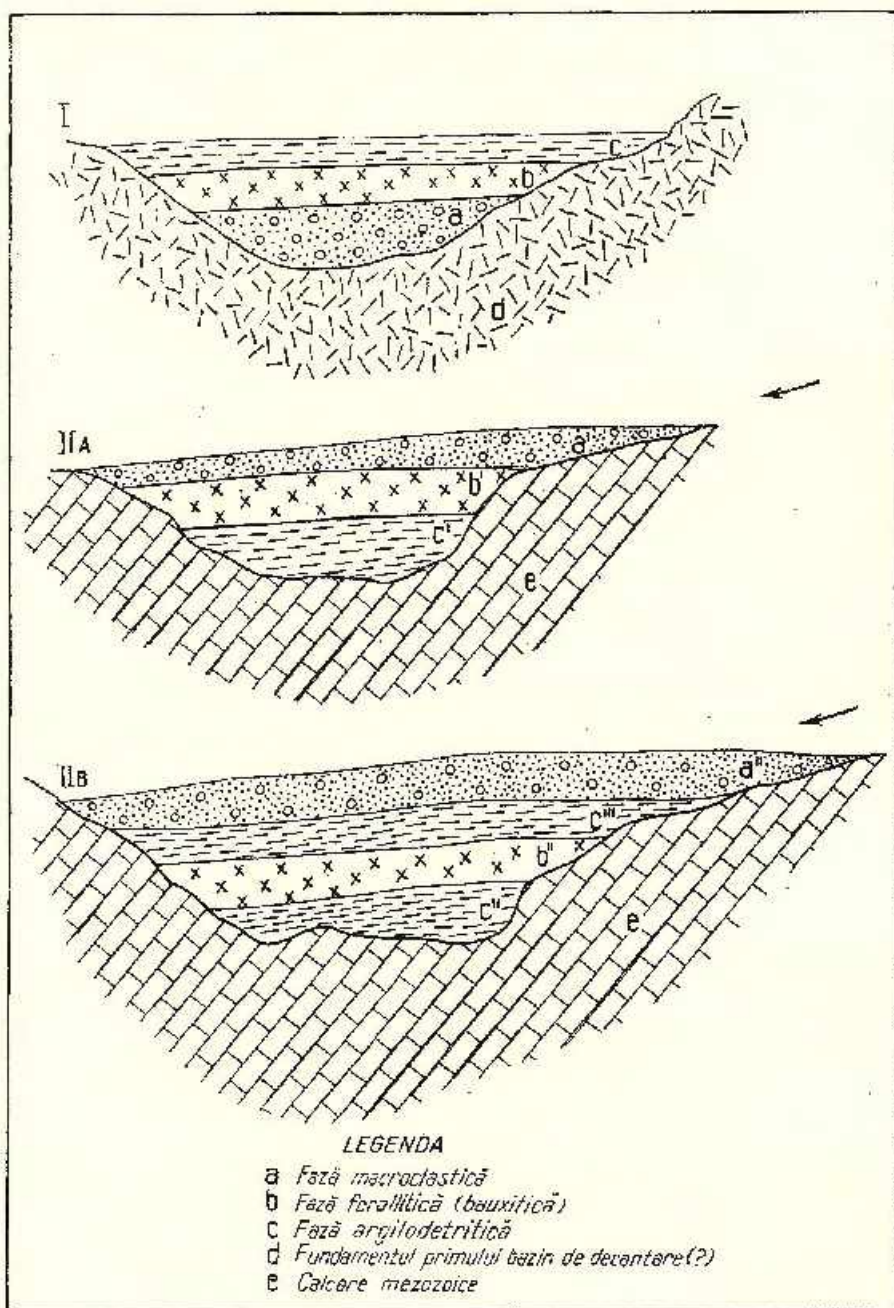
În ceea ce privește materialul detritic, foarte heterogen de altfel, ce apare sporadic în orizontul de bază, el pare generat de alunecarea și acumularea pe fundul depresiunilor carstice a unor sedimente preexistente, antrenate de pe versanți. În acest fel se poate explica și prezența fragmentelor preexistente de bauxită în masa compactă de caolinit detritic.

IV. Sedimentarea complexelor argilo-bauxitice

Am arătat anterior care este succesiunea pe verticală a depozitelor ce alcătuiesc complexele bauxitice din bazinul Hațegului, scoțînd în evidență faptul că, în ansamblu, ordinea poate fi considerată următoarea (tipică în sectoarele Comarnic și Murgoi): orizont argilo-detritic (bazal); orizont bauxitic (median); orizont argilo-detritic (superior).

Uneori (Murgoi), în orizontul median, apar intercalații argilo-detritice; alteori lipsesc orizontul argilos superior sau cel inferior sau, în fine, bauxita se situează direct peste patul calcaros. În sectorul Fizești, întregul corp se reduce la o masă argilo-bauxitică (argilă megaluminoasă) cu





muscovit detritic, ca și când ar fi prezent doar orizontul argilos detritic bazal. Pentru a menționa premisele problemei genetice, trebuie să reamintim că practic materialul detritic decelabil se reduce la muscovit, adeseori în diferite grade de caolinizare epitaxială, și la biotit (cloritizat sau caolinizat, în genere), că materialul elastic granular lipsește cu desăvârșire și că, în rocile argiloase, apare și dickitul. Lipsa stratificației, corelată cu structura geloidă, în care se conturează uneori corpusculi opaci de diferite forme, înconjurați de caolinit, ne indică o sedimentare de tip argilo-coloidal sau argilo-chimic, dintr-un amestec inițial de suspensii și substanțe în dispersie ionică și coloidală. Gresile și conglomeratele poligene, cu ciment hematitic argilos acoperitoare se situează în directă continuitate de sedimentare peste complexele citate.

A) Prima fază a sedimentogenezei (decantarea). Pentru a da o explicație acestei succesiuni inverse se poate admite fie că, într-o primă fază, s-au acumulat cu exclusivitate bauxite și argile (sedimentare chemo-argilo-microclastice) în poziția unui relief propice și a unei clime lateritice, după care a urmat înviorarea reliefului și sedimentarea macroclastică, fie că în prealabil a avut loc un proces de decantare după care, înviorarea reliefului ar fi avut ca urmare redepunerea materialelor dar în ordinea inversă. Aporturi macroclastice anterioare sau alunecări pe pantă, ar fi determinat apariția faciesurilor grezo-microconglomeratice din baza formațiunii. Pe de altă parte, prezența constantă și exclusivă a caolinitului (+ dickit), structurile epitaxiale prezentate de muscovitul caolinizat, asocierea concomitentă a fierului trivalent cu aluminiul și titanul în proporții analoge, ca și corodarea în diferite grade a calcarelor la contact cu aceste roci constituie argumente clare, după opinia noastră, pentru a admite existența unui mediu originar acid, cu pH uneori foarte scăzut. Cu aceste elemente formulate să încercăm să reconstituim succesiunea procesului sedimentogen :

I. Stadiul ipotetic de decantare premergătoare sedimentării.

II. A. Sedimentare pe fundament carstic fără nivelul argilos superior. II. B. Sedimentare în succesiune completă.

a) fază macroclastică; b) fază ferilitică (bauxitică); c) fază argilo-detritică; d) fundamentul [primul] [bazin de decantare (?); e) calcare mezozoice.

I. Stade hypothétique de décanation précurseur à la sédimentation. II. A. Sédimentation sur soubassement karstique dans l'absence du niveau argileux supérieur. II. B. Sédimentation en succession complète.

a) phase macroclastique; b) phase ferallitique (bauxitique); c) phase argilo-détritique; d) soubassement du premier bassin de décanation (?); e) calcaires mésozoïques.



Un material bauxitic sau lateritic, adus la un grad de mare dispersie, a fost transportat, fie pe cale eoliană, numai pentru pulberi, (R o c h 1959, 1968) fie pe cale fluvială (N i c o l a s 1969, D e m a n g e o n 1969, etc.), fie în fine — și poate mai curînd astfel — prin scurgeri de nămol pe versanți (R u s h i n s k y 1964) și depozitat într-unul sau în mai multe bazine întinse și cu ape liniștite. În aceste bazine ar fi avut loc o sortare foarte avansată, potrivit cu coeficientul hidraulic, în cazul materialului clastic și funcție numai de greutatea specifică în cazul mlurilor bauxitice și argiloase. Ca urmare a avut loc o primă etajare: pe fundul cuvetei s-a acumulat un strat de nisip și pietriș fin (a). Peste acestea s-au creat apoi două zone în care suspensiile mlurilor s-au concentrat potrivit greutateii specifice și anume o zonă hematito-bauxitică inferioară (b) și o zonă fero-caolinitică superficială (c) în care, în apele dense determinate de suspensiile caolinitice mai mult sau mai puțin asociate cu oxizi ferici, se mențineau în suspensie miclele detritice. Gradul mare de dispersie a suspensiilor din aceste două faze fluide superioare depozitului de bază nu permitea însă o separare riguroasă și de aici, după cum se va arăta, au rezultat caracterole mixte argilo-bauxitice ale rocilor intermediare. O sedimentare analogă, cu indicii de granoclasare, se realizează sub ochii noștri în bazinele de decantare ale spălătorii de bauxită de la Chistag și Dobrești (Pădurca Craiului), unde mlurile hematito-bauxitice indică o evidentă stratificație și chiar granoclasare. Apele sînt limpezi populate de pești la suprafață, iar în mluri își implintă rădăcinile plante superioare, hidrofitice.

Plecînd așadar de la premiza existenței unei atare sortări inițiale, trebuie să presupunem că, în apele „mlaștinilor ipotetice” (cu mluri fero-aluminoase), avea loc o activitate bacteriană avansată care crea pH-uri foarte acide, datorită cărora trecea chiar în soluție o parte din fier, aluminiu și titan. Fierul este probabil să fi fost adus mai întii în forma bivalentă și să se fi oxidat odată cu sedimentarea. În faza aceasta, fragmentele de calcare pătrunse întimplător în apele acide au fost dizolvate sau corodate (Pl., fig. 2), au început să se formeze asociațiile epitaxice de muscovit și caolinît prin degradarea muscovitului de-a lungul planelor de olivaj și a început cloritizarea și caolinizarea lamelor detritice de biotit procese care s-au continuat și definitiv în faza diagenetică din bazinul de sedimentare finală. Caolinitul cu structură vermiculară reprezintă după toate probabilitățile produsul final al transformării epitaxice a muscovitului detritic în mlurile de origine, chestiune asupra căreia vom reveni în capitolul privind transformările diagenetice.

În această fază „de decantare” care precede sedimentarea definitivă se realizează așadar două faze fluide deasupra sedimentului de pe



fund : una inferioară bauxito-feruginoasă și una superioară argilo-feruginoasă. Aceasta din urmă poate conține uneori caolinit curat dar, în cele mai multe cazuri, complexe argiloase au fixat unele cantități de fier.

B) Faza acumulării definitive. Dacă în situația bazinului de decantare menționat, o regenerare a reliefului determină deplasarea apelor spre o depresiune carstică situată la un nivel inferior, faza lichidă superioară cu argilă micacee va fi prima care se va prelinge peste relieful de fund al noului bazin, de sedimentare unde se va amesteca cu sedimentele eventual preexistente, provenite din deplasări de pe versanți așa cum am arătat mai sus. Ia naștere astfel depozitul argilo-detritic bazal. O a doua mișcare, sau eventual o deplasare continuă, aduce materialul bauxito-hematitic peste precedentul, în zona mediană, pentru ca, în final, deplasarea torențială a materialului detritic bazal să acumuleze nisipurile și pietrișurile peste sedimentele depuse anterior, generând actualele depozite detritice din acoperișul complexelor bauxitifere. În felul acesta se explică succesiunea litologică din zonele în care lipsește orizontul superior argilos. Pentru explicarea însă și a prezenței acestuia din urmă, potrivit „schemei standard”, trebuie să admitem că, înaintea acumulării depozitului grosier acoperitor, a mai avut loc un aport de material argilo-hematitic care, la rîndul său, își decantase în prealabil, gravitațional, faza macroclastică (fig ; II B).

Diferitele situații deosebite de această schemă ar fi fost impuse de varietatea aporturilor succesive chiar alternative (sectorul Murgoi). Alteori decantarea materialului a avut loc înainte de sortare (lentile argilo-bauxitice de tip Fizești) sau aportul a fost aproape exclusiv bauxitic, caz citat din forajele de la Murgoi, în care bauxitele se găsesc între patul de calcar și învelișul detritic.

Trebuie să presupunem însă că și în cazul bauxitelor alohtone din Hațeg, ca și în al bauxitelor alohtone de la Sohodol sau al celor autohtone din Pădurea Craiului, apele carstice bicarbonatate au determinat precipitarea oxizilor triadei din soluții coloidale și ionice și aglutinînd suspensiile de dispersie mai mare, care au format glomeruli și agregate precipitatul funcționînd asemenea unui liant. De aici, lipsa de stratificație precum și lipsa structurii zonare ooidale care caracterizează bauxitele autohtone, de precipitare chimică, din munții Pădurea Craiului și Bihor. Tot precipitării și realizării rapide a unui depozit cu o oarecare consistență i se datorează și faptul că aporturile succesive nu au amestecat cele două faze în bazinul de sedimentare, decît cel mult local sau parțial, la

limita de joncțiune, menținându-se, în felul acesta, unitatea litologică a orizonturilor.

Modul deosebit de acumulare explică și corelația inversă dintre conținutul în fier și cel în aluminiu din bauxitele autohtone față de corelația directă din cele alohtone. În primul caz, controlul pH-ului de precipitare separă, într-o oarecare măsură, fierul de aluminiu, în timp ce, în al doilea caz, acumularea gravitațională desparte fierul și oxizii de aluminiu de argilă. În graficul ternar (boehmit-hematit-caolină) prezentat în comunicarea precedentă, proiecțiile bauxitelor se grupează în jurul a 35% Fe_2O_3 , iar proiecțiile argilelor, la 15–20% Fe_2O_3 .

Precizăm că am formulat alături de ipoteza sedimentării directe, și această complexă schemă evolutivă care la prima enunțare, poate să pară complicată și puțin forțată, din următoarele motive :

Dacă sedimentarea directă poate explica foarte bine geneza bauxitelor și precipitarea chimică (tip Pădurea Craiului), ea nu poate lămuri modul de acumulare al complexelor bauxitice alohtone de tip Hațeg. Prezența micelor detritice indică participarea unui material litoclastic alături de suspensiile argiloase și bauxitice. Nu se poate sub niciun motiv concepe că sursa generatoare din provincia distributivă cristalofiliană ar fi conținut numai biotit și muscovit atât în cazul Hațeg cât și în cazul Cîmpeni-Sohodol. Prezența turmalinei detritice, a rutilului, biotitului și zirconului, de asemenea detritice și asupra originii cărora am discutat anterior, complică și mai mult problema. Unii autori (Demangeon 1969, Lisitina, Pastuhova, din Bardossy 1969) explică absența cuarțului prin integrala sa substituție cu gibbsit. În cazurile cercetate de noi, această explicație nu poate fi aplicată din următoarele motive : mediul de alterare și sedimentare a fost, în mod indiscutabil, acid și deci nefavorabil solubilizării masive a silicei și mai ales a cuarțului ; nu se poate concepe îndepărtarea integrală a cuarțului și a feldspațiilor (mai ales a microclinului) și în același timp totala nealterare a mineralelor accesorii citate. Chiar și micelile se mențin în mare parte proaspete, caolinizarea și cloritizarea indicând după cum vom arăta un mediu net acid ; cantitatea de silice solubilizată, într-o atare situație, ar fi fost foarte mare și ea ar fi trebuit să se regăsească, silicifiind sau substituind componenții calcarelor sau altor roci din apropiere, ceea ce nu se întâmplă nicăieri.

Acest mod de a interpreta este susținut deopotrivă de cazul argilelor refractare, din regiunea Șuncuiuș (munții Pădurea Craiului), de vîrstă.



lasic inferioară, în facies de Gresten. Într-o lucrare foarte recentă⁶, am arătat că aceste roci, alcătuite în primul rând din caolin și din „caolin dezordonat” (refractar), au luat naștere în mlaștini cu ape de o aciditate foarte ridicată și cu o vegetație hidrofită bogată, pe scama căreia s-au format cărbunii conexi argilelor refractare. Aceste roci nu prezintă nici o urmă organică, ceea ce este consecința logică a mării acidități din mediul de sedimentare. În bază, ele se situează însă peste gresii cuarțitice în care se găsesc feldspați și minerale grele proaspete, fără indicii de coroziune (contururi corodate am recunoscut doar la mineralele grele din unele gresii negre cărbunoase). Micele rămân în masa argiloasă unde au fost determinate roentgenografic structuri mixte epitaxiale (leverrierit?). Considerăm că aceste cuarțite bazale corespund materialului grosier decantat pe fundul bazinului, analogabil sedimentului detritic inferior rămas însă pe locul acumulării. Caolinitul s-a format pe seama micelor sau illitelor, silicea eliberată a produs fenomenele de cuarțificare. O atare explicație este invocată de V a t a n (1962) în cazul formațiunii petrolifere de vîrstă ordoviciană din Sahara centrală.

Din aceste considerente și întrucît în evoluția geologică a unei regiuni, se știe că se pot întîlni situații specifice nesuperpozabile asupra altora cu alcătuire analogă, considerăm interpretările noastre drept ipoteze fără pretenția de a fi preremptorii dar în limitele largi ale logicii științifice, mai ales pentru faza siderolitică ce a precedat mișcările austriece, care încep în Cenomanian.

Vom da un exemplu de interpretare analogă :

E r h a r t (1962) pentru a explica prezența argilei caolinice cunoscută sub denumirea de Tonstein în bazinul carbonifer din Sarre : . . . „geneza caolinitului se înțelege perfect dacă se admite că a luat naștere în mlaștini cu ape acide. Este suficientă o mișcare epirogenică extrem de slabă pentru a aduce mlaștina în poziție de netă exondare. Vegetația hidrofită moare și solurile caolinice sînt remise eroziunii, „reexistență de exondare”. Singura deosebire constă în aceea că, în bună parte, materialul la care ne referim este feruginos. Comparația este cu atît mai elocventă cu cît zona superficială a bazinului constituie suspensia caolinitică.

Subliniem că atît ocurențe cît și parageneze asemănătoare argilobauxitice sînt citate recent de O a i l l è r e, P o b e g u i n, R o c h (1969) din regiunea Draguignan (Haut Var) aplicînd pentru geneză atît ipoteza

⁶V. Corvin Păpîn, V. Iosof, Alexandra Medeșan, Irina Bratosin, Em. Antonescu, S. Rădan „Studiul mineralogic și geochimic al argilelor refractare din Munții Apuseni, 1969. Arh. Inst. Geol.



remanierii cit și pe cea a precipitării sincrone, în totul analogă ipotezei noastre. De altfel modul în care alterează și transportă apele meteorice lateritele din India, asemănător modului imaginat de noi, a fost aplicat de Valetton (1966) pentru geneza bauxitelor din Brignoles. Nicolas et al. (1968, din Caillère, Pobeguin, Roch 1969) arată că, în zăcămintele din Haut Var, se recunoaște un „profil lateritic inversat” ceea ce este analogabil vederilor noastre.

V. Evoluția diagenetică a complexelor bauxitice din bazinul Hațegului

Începînd cu momentul sedimentării și sfîrșind cu procesele de alterare superficială cuaternar-actuale, complexele bauxitice din bazinul Hațegului au suferit o serie de transformări chimico-mineralogice, decelelabile fie microscopic fie cu celelalte mijloace de investigație.

Mîlul rezultat conținea desigur hidrogeleurile și precipitatele ionilor triadei Al-Fe-Ti care se acumulascră în condiții oxidante, alături de cantități variabile de caolinit, iar în orizonturile argiloase se adăugau unele procente de mica în diferite grade de caolinizare și cloritizare. Evoluția diagenetică și apoi cea epigenetică a hidrogeleului alumino-feric a condus, prin deshidratare, la hematogel și la boehmit. Dacă în cazul bauxitelor din Pădurea Craiului pare a exista o corelație directă între procentul de oxigen și prezența diasporului și o corelație inversă față de boehmit, în cazul bauxitelor alohtone din Hațeg formate în condiții net oxidante, găsim totuși exclusiv boehmit. Prima situație este citată de Nia (1968) din bauxitele diasporice autohtone de precipitare din Grecia (reg. Parnas-Kiona) a căror asemănare litologică și mineralogică cu cele din Pădurea Craiului este remarcabilă, iar cea de a doua din bauxitele din sudul Franței, alohtone ca și cele din Hațeg, de către Valetton (1966). Fără a avea pretenția că lămurim această contradicție, apreciem că este demnă de luat în considerație geneza diferită a celor două tipuri de bauxite. Dacă în condițiile depunerii directe din soluții, legătura cu redoxipotențialul poate fi un factor important, în cea de a doua situație materialul este probabil că s-a acumulat direct din suspensii boehmitice care au impus apoi, materialului în curs de precipitare, orientarea în structura cristalină a boehmitului.

Caolinitul este fără îndoială în bună parte detritic dar este și autigen, regenerat și format pe seama altor minerale mai ales a muscovitului. Într-adevăr caolinitul vermicular care constituie indivizi ce pot ajunge la dimensiuni milimetrice, este produsul final al diogenezei lamelor detritice de muscovit în masa mîlurilor cu pH-uri acide în apele de imbibiție.



Considerând aceste cristale ca minerale aparte, intermediare între muscovit și caolinit, Termier (1890) le-a dat denumirea de leverrierit iar Lapparent (1934) a arătat că reprezintă de fapt alternanțe epitaxice de lame de muscovit și caolinit, fapt confirmat de Kulbicki, Vetter (1956) în cazul stratelor de „Tonstein” din bazinul huilier Sarre. Acești autori au arătat că asociațiile epitaxice care conduc la caolinitul vermicular se formează în masa mîlurilor din lacurile continentale sub influența percolării continue cu ape acide (cu substanță organică). Într-adevăr, ca și în alte cazuri, am avut ocazia să constatăm și noi treceri continue de la muscovit la caolinit, lamele acestor minerale alternînd în diferite proporții, atît în bauxitele alohtone de la Cîmpeni-Sohodol⁷ cît și în cele de care ne ocupăm. Și în aceste cazuri muscovitul începe prin a se umfla mai ales la periferie și a se desface ca o armonică (Millo^t 1964) pentru ca apoi procesul să continue centripet. În unele cazuri, pătrunzînd mîlul între lame, caolinizarea nu mai poate avea loc și muscovitul se menține ca atare (Papiu et al. 1971 b). Formarea numai „în situ” a caolinitului vermicular ne conduce la concluzia că, după acumularea mîlurilor argilo-bauxitice bazinele de sedimentare au avut un caracter lacustru sau palustru cu ape în care activitatea organică a asigurat pH-uri scăzute și continue.

De altfel caolinitul vermicular a fost citat deopotrivă din depozitele lateritice din Africa Occidentală (Lapparent, Hocart 1939) și, ceea ce este deosebit de semnificativ pentru studiul nostru, din Eocenul siderolitic din bazinul Aquitaniei, unde se citează asociații de caolinit vermicular (cu originea menționată), dickit, gibbsit și haloisit (Millo^t 1964). Asociația caolinitului și dickitului în argilele asociate zăcămintelor noastre de bauxită am avut ocazia să o menționăm și la Cîmpeni-Sohodol și am reîntîlnit-o și în depozitele din bazinul Hațegului. Presupunem că dickitul este fie remaniat și apoi regenerat „în situ” într-o fază penecontemporană, fie format direct în sediment ca mineral de neformațiune ca și caolinitul. Procesul de argilizare continuă apoi în masa sedimentului înainte și după consolidare (epigenetic). Caolinitul apare mai ales în masa dintre corpusculi, indicînd căi de acces mai propice soluțiilor diagenetice și evacuarea concomitentă a fierului.

În afară de caolinit, celelalte minerale ale triadei din masa rocii nu se individualizează prin recristalizări (afară de excepționale cristale

⁷ V. Corvin-Papiu, Silvia Minzatu, V. Iosof, R. Giușcă, Constanța Udrescu, Al. Dimitriu. Studii mineralogice și geochemice asupra bauxitelor din Munții Apuseni. 1968 An. Inst. Geol.



de anataz). Este remarcabilă însă prezența turmalinei de neoformațiune în cristale idiomorfe foarte mici. K r y n i n e (1946), într-un studiu asupra turmalinei din sedimente, pune la îndoială posibilitatea neoformațiunii acestui mineral fără existența prealabilă a unui nucleu generator. În cazul nostru, apariția turmalinei detritice vine să confirme această ipoteză, minusculele cristale neoformate fiind legate probabil de foarte mici nucleoc (pulberi rezultate în timpul alterării și din abraziune în timpul transportului).

Între mineralele epigenetice trebuie situate desigur și mineralele cu fier feros: leptocloritele, prezente în câteva cazuri preponderent în rocile argiloase, sideroza (într-o singură probă) și minusculele adaosuri de pirită (în două probe). Ele au luat naștere, ca și în alte bauxite, sub acțiunea soluțiilor reducătoare exogene infiltrate în masa rocii. În sectorul Poieni-Comarnic am întâlnit bauxite pe ale căror fisuri se găseau concentrații de leptoclorit care imprimau o infiltrație cu deferizări pe traseul fisurilor de pătrundere mai mult sau mai puțin avansate (pl. fig. 3). Tot acțiunii apelor exogene se datorează spălarea fierului, localizată în zonele de fisurare și depunerea sa sub forma de goethit fibro-radial. Aceleași cauze au generat și goethitul și oxizii de fier hidratați nerecunoscuți pe cale termodiferențială.

Deferizările masive și fisurile colmatate cu argilă, caracteristice lentilelor din munții Pădurea Craiului, nu au fost însă întâlnite. Explicația rezidă în caracterul sedimentar alohton al acestor roci care alcătuiesc o placă continuă cu puține discontinuități impuse de paleorelieful cleșos în comparație cu precedentele și, de aici mult mai puține zone de minimă rezistență la efortul tectonic și la infiltrația apelor exogene.

În fine, procesele de deferizare avansată, uneori locală alteori stratiformă, ce se întâlnesc în sedimentele detritice (gresii și microconglomerate) acoperitoare, se datoresc circulației de soluții reducătoare, legate de vegetația și de mlaștinile ce se instalează la suprafața lor, documentate de altfel și de fragmentele de cărbune pe care le includ, precum și de infiltrațiile ulterioare de soluții reducătoare.

Transgresiunea cenomaniană surprinde o suprafață de eroziune continentală. În timpul ei, aceste sedimente au protejat de degradare sub acțiunea abraziunii marine, complexele bauxitifere.



BIBLIOGRAFIE

- Aldulaev A. I. (1969) Paleozoic Karst bauxites of soviet middle Asia. *Conf. sur la géol. de baux.* 4-8 septembrie, Budapesta.
- Bardossy G. h. (1969) Comparaison des bauxites de Karst. *Conf. sur la géol. de baux.* Budapesta.
- Bonte A. (1969) Mise en place et évolution des bauxites sur mur calcaire. *Conf. sur la géol. de baux.* Budapesta.
- Burns D. J. (1961) Some chemical aspects of bauxite genesis in Jamaica. *Econ. Geol.* 56, New Haven.
- Bushinsky G. I. (1964) Types of karst bauxite deposits and their genesis. *Symp. baux. Oz. Hydrox. d'Alum. I.* Zagreb.
- Caillière Simonne, Thérèse Pobeguïn (1964) Considération sur la genèse des bauxites de la France méridionale. *C.R. de l'Ac. des Sc.* 259, Paris.
(1965) Considérations générales sur la composition minéralogique des bauxites du Midi de la France. *Mem. Museum Nat. Hist. Nat. Serie C*, 12, Paris.
— Roch E. d. (1969) Caractères minéralogiques et genèse des argilites et bauxites de la région de Dragnignan (Haute Var). *Bull. Mus. d'Hist. Nat.* 2-e 41, 3, Paris.
- Chubb L. J. (1963) Bauxite genesis in Jamaica. *Econ. Geol.* 58, 2.
- Combes P. J. (1969) Observations et interprétations nouvelles sur les bauxites de l'Arriège (France). *Conf. int. géol. baux.* Budapesta.
- Demangeon P. (1969) Sur le matériau initial de la bauxite des gisements occidentaux de l'Isthme durancien. *Conf. sur la géol. de baux.* Budapesta.
- Erhard H. (1962) Témoins pédogénétiques de l'époque permocarbone. *C. R. Soc. Biogéogr.* 335-336-337. Paris.
- Fox C. S. (1927) Bauxite. London.
- Gedeon T. (1952) The possibility of bauxite formation. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* 1, 1-4, Budapesta.
- Kippatš M. (1912) Die Bauxite des Kroatischen Karstes und ihre Entstehung. *N. Jahrb. Min. Geol. u. Pal.* 34 Stuttgart.
- Krynine P. D. (1946) The Tourmaline group in sediments. *Journ. of. Geol.* LIV, 2. Chicago.
- Kubiicki G., Vetter P. (1956) Sur la présence d'argiles bauxitiques dans le Stéphaniën de Decazeville. *C. R. Acad. Sci. Fr.* 240, Paris.
- Lapparent J. de (1934) Constitution et origine de la leverrierite *C.R. Acad. Sci. Fr.* 198 Paris.
— Hocart R. (1939) La leverrierite des formations latéritiques de l'Afrique Occidentale française. *C.R. Acad. Sci. Fr.* 208 Paris.
- Lisalek N. A., Rodin R. S. (1969) On genesis of Karst bauxites in central Siberia. *Conf. int. géol. baux.* Budapesta.
- Millot G. (1964) Géologie des argiles. *Ed. Masson et Cie.* Paris.
- Nlatahim (1968) Geologische, petrographische, geochemische Untersuchungen zum Problem der Boehmit-Diasporogenese in griechischen Oberkreide bauxiten der Parnass-Klona-Zone (Dissertation). Druck bei der Uni 2 Hamburg 13.
- Ruttner A. W. (1969) Die Bauxitvorkommen der Oberkreide in den Ostalpen und deren paläogeographische Bedeutung. *Conf. sur la géol. de baux.*, Budapesta.
- Nicolas J. (1968) Nouvelles données sur la genèse des bauxites à mur karstique du sud-

- est de la France. Leur origine latéritique, leur transport et leur dépôt en milieu aqueux sous forme déjà constituée. *Mineral deposits*, 3, Paris.
- (1969) Probleme de la genèse des bauxites à mur karstique de la France. Preuves pétrographiques, paléontologiques et géochimiques de la nature sédimentaire des formations bauxitiques de Provence. Conf. Int. Baux. Budapesta.
- Papiu V. Corvin, Minzatu Silvia (1967) Geneza bauxitelor de pe teritoriul R.S.R. *Revista Minelor* XVIII, 5, București.
- Iosof V., Udrescu Constanța (1967) Etude des éléments mineurs des bauxites du massif de Pădurea Craiului. *Assoc. géol. Carpato-Balkanique VIII Congr.* Belgrad.
 - Minzatu Silvia, Iosof V. (1968) Neue Angaben über Zusammensetzung und Entstehung der rumänischen Bauxite (razumat) *Congr. Int. Geol. Sez. XXIII Sect. VIII* Praga.
 - Minzatu Silvia (1969) Ipoteză asupra genezei bauxitelor din Masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *An. Inst. Geol.* XXXVII. București.
 - Minzatu Silvia, Iosof V. (1970 a) Genetische Typen der Karstbauxiten in den rumänischen Kreideformationen. *Conf. Int. Geol. Baux.* Budapesta
 - Minzatu Silvia, Iosof V. (1970 b) Asupra caracterelor petrologice ale bauxitelor din Munții Bihorului (reg. văli Galbina). *D.S. Inst. Geol.* LVI/1.
 - (1970 c) Litologia calacarelor mezozoice asociate bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.* LVI/1 București.
 - Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanța, Giușcă R. (1971 a). Alcătuiră chimico-mineralogică a bauxitelor din masivul Pădurea Craiului. *An. Inst. geol.* XXXVIII, București.
- Papiu V. Corvin, Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanța, Giușcă R. (1971 b). Alcătuiră chimico-mineralogică a complexelor bauxitifere din bazinul Hațegului. *D.S. Inst. Geol.* LVII/2. București.
- Papastamatiou J. (1965) Quelques observations sur la genèse, des bauxites en Grèce. *Trav. du Com. Int. pour l'ét. des bauxites*, 1, Zagreb.
- Pauls O. (1918) Die Aluminmerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. *Zeitschr. f. prakt. Geol.* XXI Berlin.
- Pettijohn F. J. (1956) Sedimentary rocks. New York.
- Roch E. (1959) La genèse des bauxites de Provence et du Bas Languedoc. *An. Hébert et Haug. Trav. lab. de géol. de la Faculté de Sc. de l'Univ. de Paris*, IX, Paris.
- (1968) Les problèmes relatifs à la géologie et à la biogéographie des terrains renferment les bauxites et les ocres. *C.R. du Coll. sur la biogeogr. de Crétacé Eocene. Tr. Lab. géoch. de la biosph.* Paris.
- Roussel Cl. (1967) Sur la nature et la genèse des minerais de fer du Haut-Var; leurs relations avec la paléo-géographie locale. Rapports et différences avec les formations bauxitiques et les „terra rossa”. *Bull. Soc. Géol. de France* (7) IX. Paris.
- Rozlosznik P. (1918) Vorläufiger Bericht über die Art des Auftretens der Bauxite im nördlichen Bihar (Királyerdő). *Jahrb. d. k. ung. geol. A.*, Budapest.
- Termier P. (1890) Note sur la leverrierite. *Bul. Soc. Fr. Min.* 13, Paris
- Tucan F. (1912) Terra rossa deren Natur und Entstehung. *N. Jahrb. Min. Geol.—und Pal.*



- Valeton Ida (1964) Facies problems of boemitic and diasporic bauxites Elsevier. Publishing Company—Amsterdam.
- (1966) Sur la genèse des gisements de bauxite du sud-est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7, 8; 5, Paris.
- Vatan P. (1962) Les grès et leur milieu *C.F. Acad. Sci. Fr.* 254, Paris.
- Weisse G. de (1964) Bauxite latéritique et bauxite karstique. *Symp. baux. Ox. Hydrz. d'alum. Zagreb*, 1963. I. Zagreb.

GENÈSE DE LA FORMATION BAUXITIFÈRE DU BASSIN DE HAȚEG

(Résumé)

L'article contient quelques considérations génétiques sur la formation bauxitifère du bassin de Hațeg (Carpates méridionales-Roumanie), formation dont la constitution chimico-minéralogique a été examinée dans un exposé antérieur. Les bauxites de ce secteur carpatique se situent parmi les bauxites karstiques str. s. des auteurs français; sin: bauxites aréales (B u s i n s k i 1967) et bauxites à constitution simple (B a r d o s s y 1969). Dans quelques exposés antérieurs, dont le dernier a été présenté à la Conférence internationale sur la géologie des bauxites de Budapest (P a p i u et al. 1969), on a démontré que ces roches sont des sédiments détrito-chimiques, se situant du point de vue génétique parmi les bauxites allochtones. De cette façon, elles ont été opposées aux bauxites autochtones qui, en Roumanie, sont représentées par les bauxites du massif Pădurea Craiului (Monts Apuseni), roches qui, à notre avis, résultent des processus de précipitation chimique, à la surface d'un paléokarst néocomien inférieur, des solutions acides dans lesquelles les ions de la triade Al-Fe-Ti étaient solubilisés, à la suite du mélange avec les eaux bicarbonatées karstiques. Les pyroclastites basiques auraient été la matière première, et la solubilisation se serait produite dans les eaux des marécages hétéromorphes avec une vaste activité bactérienne (P a p i u et al. 1967, 1968, 1969). Les bauxites de Hațeg, ainsi que celles de la région Cimpeni-Schodol (Monts Apuseni-Roumanie), résulteraient du remaniement d'un matériel latéritique ou bauxitique préexistant à la surface d'un large paléokarst d'âge crétacé inférieur.

Dans le premier chapitre, on fait une comparaison systématique des deux catégories de bauxites roumaines, en soulignant les ressemblances et surtout les différences. Du point de vue stratigraphique les bauxites du massif Pădurea Craiului (P.C.) sont d'âge néocomien inférieur (faciès sidérolitique wealdien), ayant dans le mur des calcaires jurassiques supérieurs et dans le toit des calcaires néocomiens lacustres à charophyta, tandis que les bauxites de Hațeg (B.I.L.) se sont accumulées dans une phase continentale sidérolitique gargasienne ou albienne inférieure et ont dans le mur des calcaires jurassiques supérieurs ou récifaux urgoniens et dans le toit des dépôts grés-conglomératiques, non stratifiés, continentaux, de couleur rouge ou grise, du même âge.

Mais pendant que les dimensions des premiers dépôts sont déterminées par les dimensions des anciennes dépressions karstiques, ayant un développement strictement local, les seconds constituent une couverture au-dessus des aires de 10 à 20 ha. Sous le rapport de la lithologie, les bauxites P.C. constituent des corps purs, sans aucune adjonction argilo-détriti



lique ou organogène, et plus ou moins homogènes à partir de la base et jusqu'au toit. Les bauxites B. II. sont comprises dans des „complexes bauxilifères”, terme que nous utilisons pour désigner l'association de ses roches avec des dépôts argilo-détritiques. Ces derniers apparaissent dans une succession standard (secteur Poeni-Cornaric) à la base et à la partie supérieure des complexes, les bauxites constituant un horizon moyen. Il y a des exceptions pour ce modèle car l'un des horizons peut manquer (secteur Murgoi), ou des intercalations argileuses peuvent apparaître dans la masse bauxilique (secteur Murgoi), ou, enfin, il peut se réduire à un seul horizon bauxito-détritique (secteur Fizești). Entre bauxite et argiles il y a parfois un passage gradué; les roches argileuses contiennent du matériel détritique représenté exclusivement par des micas (muscovite — parfois kaolinisée et biotite — chloritisée ou kaolinisée). Il est à remarquer que les granules de quartz et de feldspath s'y absentent totalement. Du point de vue géochimique, on constate une grande ressemblance dans la constitution des deux types de bauxites (tableaux 1 et 2). Mais tandis que dans B.H. les bauxites sont exclusivement ferriques, la quantité de Fe_2 étant pratiquement négligeable, dans les bauxites autochtones (P.C.), bien que les formes ferriques dominant nettement, apparaissent deux séries primaires ferroferriques et ferreuses caractérisées par des leptochlorites, pyrite et hydrotroïlité, liées dans le processus de sédimentation. La silice à teneurs au-dessous de 7% en P.C. arrive à de hauts pourcentages surtout dans les argilles des complexes de B.H. D'autre part, les études géochimiques, confirmées par les calculs statistico-mathématiques, ont démontré que les bauxites de précipitation chimique (P.C.) présentent un rapport inverse entre les teneurs en Al et en Fe, dans les bauxites allochtones (B.H.) il y a une corrélation directe entre l'alumine libre et le Fe total, due à l'accumulation gravitationnelle. A un autre point de vue, pendant que les premières (P.C.) se caractérisent par des structures oolitaes, la structure des bauxites B.H. est géoloïde ou peltomorphe, uniforme. Sous le rapport minéralogique, toutes les deux comprennent les oxydes libres de la triade Al-Fe-Ti à la différence que les bauxites de P.C. présentent du diaspore (subsidièrement de la boémite), et celles de B.H. seulement de la boémite (à côté de la hématite et de l'anathase.) Les premières contiennent, dans les séries mentionnées, des leptochlorites, des sulfures et de la goabite primaires, et c'est la kaolinite seule qui représente le minéral argileux; les secondes ne contiennent, hormis les oxydes de la triade, que sporadiquement des minéraux nettement secondaires (la sidérose, la pyrite), et, parmi les minéraux argileux, la dickite apparaît à côté de la kaolinite. Les influences hydrothermales ont été ressenties seulement par les bauxites P. C. (des déferisations, des kaolinisations, des recristallisations et des accumulations de nouveaux minéraux dans les fissures — le quartz, la pyrite). Les bauxites de Hațeg ne présentent pas de tels indices.

Les effets de l'altération supergène (déferisations) sont beaucoup plus évidents aux premières, surtout dans les zones limite avec le calcaire, les roches beaucoup plus fissurées et colmatées avec du lehm karstique.

Vu les faits ci-dessus mentionnés et en tenant compte du chimisme et de la répartition des oligo-éléments, on peut considérer que les bauxites allochtones de Hațeg proviennent du remaniement de celles autochtones. Mais c'est la présence de la boémite qui sert à les différencier nettement vis-à-vis de celles diasporiques de Pădurea Craiului. Pour cette raison, si l'on admet que les bauxites de Hațeg résultent du remaniement de type Pădurea Craiului, il faut supposer que le processus n'a eu lieu que dans un stade initial antérieur à l'éventuelle transformation de la boémite en diaspore (si l'on admet cette dérivation). Mais si l'on considère — comme nous l'avons déjà prouvé dans un autre ouvrage — que le diaspore est primaire, alors le matériel originare ne peut provenir que des bauxites initialement boémiques, telles que celles des monts de Bilhor (Papiu et al. 1970), ou des latérites à un chimisme analogue aux bauxites autochtones de Pădurea Craiului.



Le processus de sédimentogenèse — la partie principale de cet exposé — doit être envisagé, à notre avis, en tant que suite d'un transport aquatique plus long et d'une préalable fritturation du matériel alluvial primaire à un très haut degré de dispersion, les éléments de la triade se trouvant également en état colloïdal et éventuellement ionique dans les mêmes bassins. La succession stratigraphique qu'on constate dans les complexes bauxitifères pourrait être directement expliquée par la nature des apports dans le bassin de sédimentation. Mais cette interprétation est contredite par l'observation qu'on ne trouve, dans le matériel détritique, que de mica, ce qui indique une décanlation préalable du matériel granulaire quartzofeldspathique. Pour cette raison on a fait la supposition de l'existence d'une étape de décanlation avant la sédimentation définitive. Pendant cette étape, un avancé processus de triage aurait eu lieu, en créant trois phases conf. fig. : une phase macroclastique, dans laquelle une sédimentation au fond du bassin aurait eu lieu, une autre phase fluide pendant laquelle se sépare une zone inférieure caractérisée par des suspensions bauxito-hématitiques, et une zone supérieure argileuse, à certains apports détritiques, représentés exclusivement par des paillettes de mica qui flottaient. Un rajeunissement tectonique du relief aurait provoqué le déplacement en ordre inverse des eaux du bassin de décanlation et, donc, tout d'abord la sédimentation des dépôts argileux, et, après, des dépôts bauxitiques. Les dépôts argileux, se déposent au-dessus des sédiments préexistants au fond des dépressions karstiques, résultats des apports torrentiels ou des glissements de pente. C'est de cette manière qu'on explique la présence tout à fait locale de certains sédiments argilo-détritiques, dépourvus de stratification et à développements micriques ou les fragments de schistes cristallins et même de bauxites préexistantes ne s'absentent pas (c'est le cas du secteur Murgoi où, sous l'horizon bauxitique, on trouve des dépôts de kaoline à galets de bauxite).

Pour expliquer la sédimentation de l'horizon supérieur il faut admettre de nouveaux apports argilo-micacés, dépourvus de détritiques granulaire, et pour les horizons subordonnés argileux, intercalés dans celui bauxitique moyen, des apports alternatifs, de courte durée, argileux et bauxitiques. La lentille argilo-bauxitique de Fizești a résulté d'une sédimentation antérieure à la séparation des phases argileuse et bauxitique, ou bien les horizons supérieurs ont été ultérieurement érodés.

Il est évident que, rencontrant les eaux bicarbonatées, alcalines, du plateau karstique, au-dessus duquel ces solutions acides ont déferlé, les phases colloïdale et ionique ont précipité en fixant aussi en même temps les suspensions dans une masse commune. C'est de cette façon qu'on explique l'absence de la stratification dans les complexes bauxitifères. La muscovite des roches argileuses présente des aspects de kaolinitisation épitauxitique dûs à sa transformation continue dans la masse des limons sous l'action des eaux acides qu'ils contiennent. Lorsque des fragments de calcaires tombent dans ces eaux, ils sont dissous ou, au moins, corrodés.

Un dernier et vigoureux rajeunissement du relief est apporté par l'accumulation des dépôts macroclastiques (conglomérats et grès), transportés par les torrents, au-dessus de la plaque de bauxite antérieurement déposée. La matrice de ces roches présente une constitution identique à celle des argiles subjacentes. En commençant par le Cénomanién, c'est la transgression du Crétacé supérieur qui a lieu et qui recouvre la région entière; durant cette transgression le toit de grès et de conglomérats a protégé les complexes bauxitifères contre l'érosion marine.

On a formulé cette hypothèse de la „sédimentation inverse” pour expliquer une série d'observations et pour créer un point de départ pour les études futures.

Les processus diagenétiques qui ont lieu dans les gels des limons récemment accumulés ont provoqués l'individualisation de la boémite et des autres minéraux primaires. Les in-

fluences épigénétiques présentent deux aspects à savoir : des hydratations, conduisant à l'individualisation de la goéthite et des autres formes d'oxydes de fer hydratés, et des réductions sous l'influence de certaines solutions descendantes (substance organique) avec la formation de minéraux de fer bivalent, comme il y a les leptochlorites, la sidérose et mêmes les pyrites. Des processus de déferrisation (fig.) ont eu lieu, le long des fissures dans lesquelles ces eaux se sont insinuées. La réduction du fer et la déferrisation des grès de la couverture ont lieu de la même manière. Ces grès proviennent d'ailleurs des sédiments continentaux dans la masse desquels se développe une abondante végétation hydrofite, fait qui résulte aussi de la présence des charbons dans ces roches.



EXPLICAȚIA PLANȘEI

1. 2. 3. 4.

5. 6.

7. 8. 9. 10.

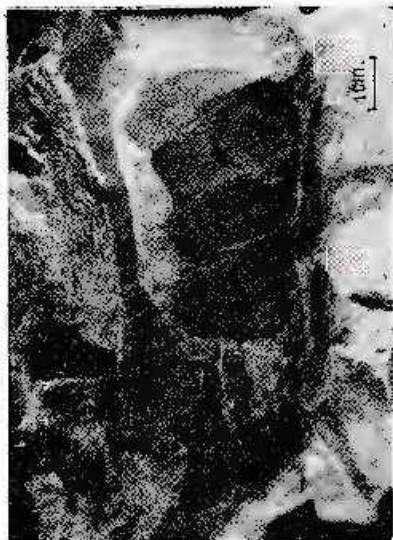


EXPLICAȚIA PLANȘEI

- Fig. 1.** — Fragment de bauxită remaniat în caolinii. Orientul bazal. Sect. Murgoi — Bazinul Hațegului.
Fragment de bauxite remanié à kaolinile. Horizon basal. Secteur Murgoi — bassin de Hațeg.
- Fig. 2.** — Fragment de calcar corodat la limita cu materialul argilo-bauxitic. Sect. Murgoi — Bazinul Hațegului.
Fragment de calcaire corrodé à sa limite avec le matériel argilo-bauxitique. Secteur Murgoi bassin de Hațeg.
- Fig. 3.** — Deferizarea și cloritzare epigenetică de-a lungul unei fisuri în bauxită. Sect. Comarnic, Bazinul Hațegului.
Déferrisation et chloritisation épigénétique le long d'une fissure dans la bauxite. Secteur Comarnic, Bassin de Hațeg.



V. PAPIU ET AL. Geneza Bauxitelor din bazinul Hăteeg



1



3



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale școlintelor, vol. LVII/2



ALCĂTUIREA CHIMICO MINERALOGICĂ A FORMAȚIUNII
BAUXITIFERE DIN BAZINUL HAȚEGULUI¹

DE

VICTOR CORVIN PAPIU, SILVIA MÎNZATU, VASILE IOSOF,
CONSTANȚA UDRESCU, RADU GIUȘCĂ²

Abstract

Chemical-Mineralogical Composition of the Bauxite-Bearing Formation of the Hațeg Basin. The karst bauxites from the Hațeg Basin (South Carpathians Romania) pertain to the allochthonous group, and are included in the „bauxite-bearing complexes” presenting, particularly in the basement and at the upper part, argillaceous horizons. These complexes are of the Upper Aptian age, and rest on Mesozoic limestones being overlain by sandstones and consanguine hematitic microconglomerates, which are in turn overlain by argillaceous detrital deposits of the Cenomanian transgression. Being accumulated under oxidating conditions, in their composition took part the oxides of the triad Al, Fe, Ti (boehmite-hemalite-analase) to which clay minerals (kaolinite and dickite in argillaceous rocks) are added. The subordinate additions of leuochlorite, siderose, pyrite display a secondary character. Of the greatest importance is the direct ratio between the content in iron, aluminium and titan, and conversely that with respect to the clay minerals. Among the detrital minerals the clear-cut predominance of the muscovite, showing different degrees of kaolinization, is to be noticed. A characteristic feature is also constituted by the presence of the authigenic tourmaline and the detrital one. The minor elements show high contents of Ni, Co, V, Zn, Sn, Ga within bauxites, and exceeding of Ba in clays, thus permitting to characterize the various mining districts.

Studiul chimico-mineralogic al bauxitelor din bazinul Hațegului, se situează pe linia cercetării sistematice și complexe a alcătuirii bauxitelor indigene, inițiată în ultimii ani la Institutul Geologic în vederea valorificării cât mai complete a acestor importante minereuri de aluminiu,

¹ Comunicare în ședința din 6.II.1970.

² Institutul Geologic, șos. Kiseleff 55, București.



abordind în aceleași timp și latura științifică ce conduce la descifrarea genezei lor. Într-o serie de lucrări anterioare am prezentat succesiv caracterile și geneza bauxitelor din masivul Pădurea Craiului, Bihor (Valea Galbina) și Cîmpeni-Sohodol², toate din Munții Apuseni, elaborind

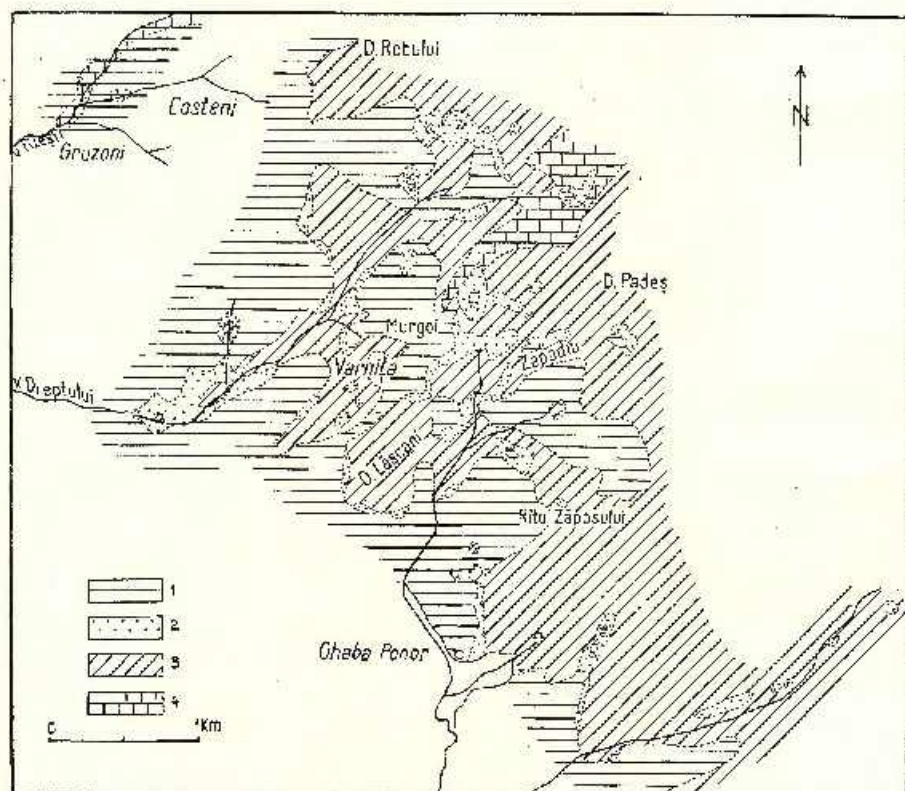


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii bauxilifere din bazinul de Hațeg

1. Cenomanian; 2. Albien; 3. Barrémian; 4. Jurasic superior.

Schéma géologique de la région bauxilifère du bassin de Hațeg.

1. Cénoomanien; 2. Albien; 3. Barrémien; 4. Jurassique supérieur.

o nouă interpretare genetică privind bauxitele earstice, a cărei valabilitate considerăm că depășește cadrul formațiunilor de pe teritoriul nostru.

Bauxitele din bazinul Hațegului se situează, în cadrul acestei scheme, în grupa bauxitelor detrito-chimice sau alohtone și se găsesc placate

²V. Corvin Papiu, Silvia Mînzatu, V. Iosof, Constanța Udrescu, Al. Dimitriu. Studii mineralogice și geochimice asupra bauxitelor din Munții Apuseni. 1968. *Arch. Inst. Geol.*

peste calcarele mezozoice care alcătuiesc vasta regiune carstică de pe versantul de SW al munților Sebeșului și rama estică a bazinului Hațegului (fig. 1) fiind asociate cu sedimente argiloase și detritice.

Parte din materialul studiat, precum și datele de explorare, ne-au fost puse la dispoziție de geologii E. A. I. R. A. T. I. R. N. O. V. E. A. N. U. și G. R. J. A. C. O. T. Ț. ă (I.F.L.G.S), iar o serie de secțiuni subțiri și indicații directe ne-au fost furnizate de A. L. S. T. I. L. Ț. ă (Intreprinderea Geologică de Prospekțiuni).

1. DATE BIBLIOGRAFICE

Bauxitele carstice din bazinul Hațegului, deși recunoscute încă din 1897 de Halavats, care le consideră cruste feruginoase, nu au fost identificate ca atare și cu atât mai puțin cercetate, decât în ultimele două decenii. Lauffer (1924) amintește doar de mici concentrații reziduale de oxizi ferici acumulate la suprafața reliefului carstic al calcarelor jurasice superioare, acoperite de sedimentele detritice ale Cretacicului superior.

Mamulea (1958) citează prezența unor corpuri lenticulare de bauxite la suprafața calcarelor jurasice superioare, ocupînd mai ales excavațiile unui vechi relief, datate stratigrafic la baza formațiunii valangian-hauteriviene. Depozitele acoperitoare sînt înglobate sub termenul de „gresii infrabarremiene” și debutează prin conglomerate mărunte și gresii de culoare roșu-vișinie. Se subliniază caracterul transgresiv al acestor roci „față de calcarele tithonice” precum și faptul că sînt acoperite, tot transgresiv, de gresiile albe infracenomaniene.

Murgeanu și Patrulius (1960) consideră că bauxitele din acest sector se găsesc în baza formațiunii albiene.

Iliescu et al. (1960)⁴ situează calcarele din baza bauxitelor în Barremian-Aptian, subliniind prezența intercalațiilor de gresii în jumătatea superioară a formațiunii peste care vin apoi calcare recifale cu orboline în facies urgonian.

Drăghindă (1963)⁵ figurează bauxitele din bazinul Hațegului peste calcarele neocomiene, considerîndu-le „produse de alterare lateritice”, în baza depozitelor albiene.

⁴ Gh. Iliescu, Maria Iliescu, Gh. Mărgărit, Maria Mărgărit, V. Nicolescu Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru cărbuni în bazinul Hațegului, 1960. Arh. Inst. Geol.

⁵ I. Drăghindă, Paula Mihalache. Asupra prospecțiunilor pentru cărbuni în bazinele Hațeg și Petroșani, 1963. Arh. Inst. Geol.



Lucrările ulterioare efectuate de Brînzaru (1955)⁶ precum și cele de explorare întreprinse de I.G.E.X. (1958)⁷ situează bauxitele din această regiune peste calcarele jurasice superioare.

Lucea (1966), într-un studiu al cărui principal obiectiv sînt bauxitele de la Cîmpeni Șohodol, se referă și la bauxitele din Bazinul Hațegului (Murgoi și Fizești) scoțînd în evidență caracterul alohton al acestor depozite.

Datele cele mai recente asupra geologiei bazinului Hațegului, cu privire specială la bauxite, se datorează însă lui Stîllă (1965, 1966)⁸. Calcările din patul bauxitelor aparțin după acest autor, atît Jurasicului superior (sect. Fizești) cît și Barremian-Aptianului (sect. Poeni-Comarnic), în sectorul Murgoi, bauxitele situîndu-se deopotrivă atît pe cele jurasice cît și pe calcările cretacice urgoniene. Depozitele jurasice superioare ar fi reprezentate printr-o succesiune de „calcări cu benzi de silice” (Oxfordian superior-Kimmerdgian-Titonic). Calcările masive din baza bauxitelor sînt atribuite Cretacicului inferior (facies urgonian). Depozitele, caracterizate prin „gresii roșii” și „roci bauxitice”, care apar placate peste calcări ar constitui în ansamblu un ciclu atribuit Albianului (?). Litologia formațiunii albiene ar fi fost determinată de dezvoltarea rețelei hidrografice, autorul admițînd caracterul secundar (de remaniere) al rocilor bauxitice din bazinul Hațegului, formulat de altfel în trecut și de noi (Papiu, Mînzatu 1967, 1969). Depozitele acoperitoare sînt prezentate prin sedimentele grezo-conglomeratice cenomaniene cu care debutează ciclul de sedimentare a Cretacicului superior.

Chiriac⁹ țînînd seama de faptul că vîrsta calcărilor recifale urgoniene din baza bauxitelor este beduliană, atribuie aceste roci Aptianului superior (Gargasianului), vîrstă pentru care opinăm și noi.

Din datele de explorare de la I.G.E.X. (1968) reiese că în genere depozitele bauxitice cu extensiuni pe sute de hectare conțin cantități ridicate de material argilo-detritic în bază și la partea superioară (exemplu: sectorul Comarnic-Poeni), uneori acest material apărînd însă și la

⁶ A. Brînzaru. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni geologice executate în 1953 pe zăcămintul de bauxită Ohaba-Ponor. 1953 M.I.M.G.M.

⁷ ISEM Zăcămintele de bauxită — Grupul Ohaba-Ponor Reg. Hunedoara. 1958. Arh. M.I.M.G.

⁸ A.I. Stîllă. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru bauxite de la Ohaba-Ponor-Pui (Mții Sebeșului). 1965. Arh. Inst. Geol.

A.I. Stîllă. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru bauxită din partea de SW a munților Sebeș (zona Pui — sectoarele Fizești-Cioclovina-Merșor). 1966 Arh. Inst. Geol.

⁹ Comunicare verbală.



orizonturi intermediare (exemplu: sectorul Murgoi). Aceste date au fost verificate și completate apoi atât prin observațiile noastre de teren cit și prin studiile de laborator.

II. OCURENȚA ȘI ALCĂTUIREA COMPLEXELOR BAUXITICE

Bauxitele din bazinul Hațegului se încadrează, sub toate aspectele, în tipul de bauxite carstice (de *W e i s s e* 1964), denumite și „bauxite de geosinclinal”, și anume în tipul de „bauxite areale” (*B u s h i n s k y* 1964), caracterizate prin larga dezvoltare peste întinsurile platourilor carstice. Într-adevăr, potrivit datelor de foraj și după aprecierile lui *J a c o t ă*¹⁰ în sectorul Poeni-Comarnic formațiunea bauxitiferă se întinde pe o suprafață de 800 m/150-200 m, iar în sectorul Murgoi pe 500 m—200 m. Această observație conduce la concluzia existenței unor bazine de sedimentare depresionare, cu suprafețe întinse asemenea unor vaste poljii în paleocarstul pe suprafața căruia a avut loc acumularea. În apropiere de Murgoi, vechiul relief determină un sistem de bazine de dimensiuni mai mici, care este vizibil de altfel și în restul regiunii, la diferite scări, începînd cu vechile poljii și avene cu pereți uneori verticali. Sub efectul eroziunii, aceste vechi forme carstice apar la zi îngăduind urmărirea limitei cu rocile bauxitice pe distanțe convenabile pentru reconstituirea paleoreliefului, principalul factor ce a impus grosimea formațiunii cu bauxită¹¹, care variază între 5 și 20 m în sectorul Comarnic și între 1 și 12 m în sectorul Murgoi (*J a c o t ă*)¹². Din aceste motive, prospecțiunea geofizică și forajele sînt singurele mijloace pentru determinarea grosimii și extensiei acestei formațiuni. Datorită aceleiași cauze, peste calcarul fundamentului, se pot dispune uneori, în imediată vecinătate unul față de altul, nivele diferite ale complexului bauxitifer.

Am utilizat termenul de „complex bauxitifer” pentru desemnarea asociațiilor strînse de sedimente bauxitice și argile, ce se dezvoltă între fundamentul calcaros și depozitele grezo-microconglomeratice de culoare roșie cu treceri spre cenușu și verzui din acoperiș, roci foarte specifice peisajului carstic din estul bazinului Hațegului. Grosimea acestor depozite acoperitoare, a căror prezență a avut o deosebită importanță pentru conservarea (ferirea de eroziune) a bauxitelor subjacente, variază între

¹⁰ Comunicare verbală.

¹¹ Al. Dimitriu, V. Corvin Papiu și Anca Andâr, Stabilirea parametrilor geochemici ai bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (perimetrul Zece Holare) și stabilirea modului caracteristic pentru bauxitele din zona Ohaba Ponor 1969. Arb. Inst. Geol. București.

¹² Comunicare verbală.

0 și 15 m după nivelul de eroziune atins. Potrivit interpretărilor noastre ele sînt consanguine cu bauxitele, deosebirea granulometrică fiind datorită unor procese speciale de sortare, după cum vom avea ocazia să arătăm într-o lucrare viitoare. Doar depozitele detritice bazale, a căror apariție este cu totul sporadică, pot avea o origine deosebită, legate probabil de acumulări de piemont sau de depuneri pe fundul crevaselor și avenelor paleocarstice, anterioare procesului de sedimentogeneză ce a generat complexul bauxitic. Și sub acest aspect, deosebirea dintre bauxitele din Hațeg și bauxitele autohtone, lipsite de adaosuri sau de orice fel de corelații cu depozite argilo-detritice din Pădurea Craiului, este evidentă.

Ca și în alte regiuni (Pădurea Craiului), pe limita dintre bauxite și calcare sau dintre bauxite și sedimentele acoperișului se insinuează lehmul bauxitifer (argilo-detritic de la suprafață).

Atît prospecțiunea de suprafață, cît mai ales profilele forajelor au indicat, pentru zăcămintele de bauxită din Hațeg, o alcătuire litologică specifică datorită acumulării de tip alohton. Caracteristica acestei acumulări o constituie dispoziția periferică a materialului argilos la partea inferioară și superioară a complexelor precum și dezvoltarea bauxitei de preferință în zona intermediară sau mediană. Această dispoziție este caracteristică „plăcii” bauxitice din sectorul Comarnic-Poeni (fig. 2) și într-o largă măsură depozitelor din sectorul Murgoi. O structură analogă se întîlnește și la unele zăcăminte de bauxită din Ungaria, cum este marele zăcămint de la Gant (Ghid 1969) și la bauxitele aptiene din sudul Franței (Provence), Ariège (C o m b e s 1969), a căror vîrstă și alcătuire sînt asemănătoare celor din bazinul Hațegului, pentru a da numai două exemple.

În cadrul acestei structuri de bază apar uneori variații de însemnătate minoră. Dintre acestea, unele privesc orizontul inferior în baza căruia se pot găsi depozite argilo-detritice.

În sectorul Murgoi, orizontul inferior este reprezentat uneori prin caolină curată de culoare albă, în masa căruia apar incluse fragmente colțuroase de bauxite dure, hematitice, cu o alcătuire mineralogică asemănătoare cu cea a bauxitelor curate. Alteori, ca în cazul orizontului bazal ce aflurează în pîrîul de la Ohaba Peștera, sub argilele bauxito-hematitice ale orizontului inferior se găsește un orizont de cca 2 m grosime, alcătuit din roci foarte variate: argile hematitice care trec la gresii argilo-hematitice cu muscovit, cuarț, feldspați și granule de șisturi cristaline, fragmente subcentimetrice de bauxit și de șisturi cristaline, într-o asociație haotică ce amintește de sedimentele rezultate în urma alunecării și prăvălirii pe versanți.



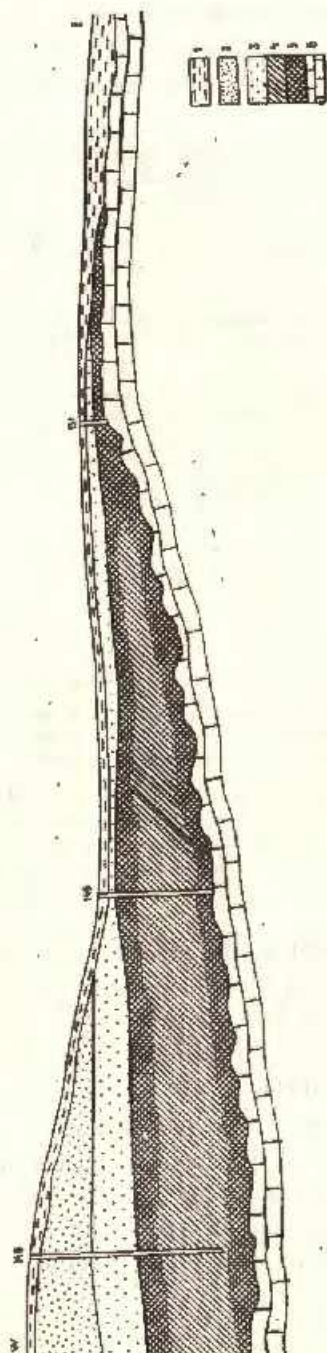


Fig. 2. — Profil schematic în formațiunea bauxitiferă din regiunea Poeni-Comarnic bazinul Hațegului (după Gr. Jacotă, IFL.GS).
 Scale 1:1.000. 1, depozite argilo-dolomitice deluviale; 2, grăni; 3, grăni roșii; 4, bauxită caolinitică (cu peste 10% SiO_2) și arșilă; 5, bauxită (cu 10% SiO_2); 6, calcar cretacic înaltor.

Coupe schématique de la formation bauxitifère de la région Poeni-Comarnic, bassin de Hațeg (d'après Gr. Jacotă, IFL.GS).
 Echelle de 1:1.000. 1, dépôts argilo-dolomitiques déluviaux; 2, grès; 3, grès rouges; 4, bauxites kaoliniques (avec plus de 10% SiO_2) et argiles; 5, bauxites (avec 10% SiO_2); 6, Calcaire crétacé inférieur.

O altă variație privește alcătuirea orizontului bauxitic median și a fost remarcată în sectorul Murgoi (J a c o t ă)¹³ unde au fost întâlnite situații deosebite constând atât în apariția de intercalații argiloase în

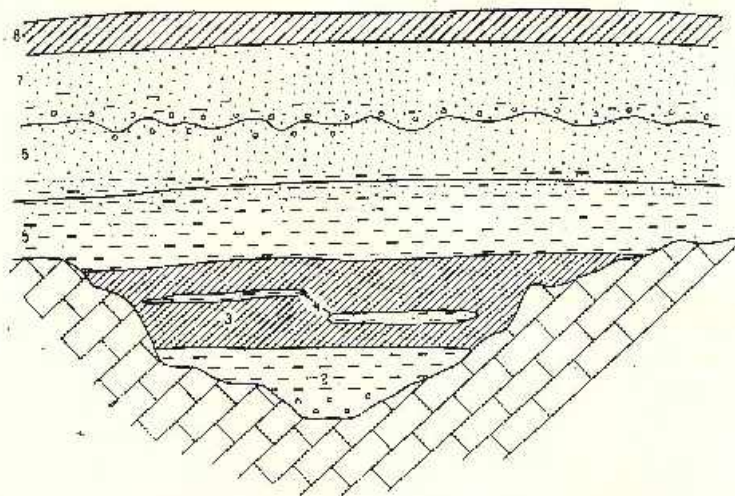


Fig. 3. Depresiunea paleocarstică bauxitiferă (bazinul Hațegului).

1, calcare mezozoice. Complex bauxitifer: 2, orizontul argilo-détritico bazal; 3, bauxită; 4, intercalații argilo-détritice; 5, orizontul argilo-détritico superior; 6, gresii și microconglomerate din acoperiș; 7, depozite transgresive eonomanene; 8, depozite aluviale recente.

Dépression paléokarstique bauxitifère (bassin de Hațeg).

1, calcare mésozoïque. Complexes bauxitifères: 2, horizon argilo-détritico basal; 3, bauxite; 4, intercalations argilo-détriticoes; 5, horizon argilo-détritico supérieur; 6, grès et micro-conglomérats du toit; 7, dépôts transgressifs éonomanens; 8, dépôts alluviaux récents.

cadrul orizontului bauxitic median (fig. 3) cât și în absența orizontului argilos superior sau bazal și începutul ciclului direct prin orizontul bauxitic. În sectorul Comarnic s-a recunoscut un orizont de bauxită direct peste calcare și acoperit de gresii (fig. 4) și desigur că un studiu amănunțit ar conduce la descoperirea a numeroase alte situații.

Un caz special îl reprezintă lentila de la Fizești (fig. 5 a și b) situată în malul stâng al pârului Văratecului la confluența cu pârul Cruzoni, care se întinde pe cea 40 m în malul drept al văii, avînd o grosime de cea 1 1/2 m. Ea este alcătuită din argile bauxitice cu muscovit și prezintă textura sistoasă în amonte (sistoizitate probabil de stratificație) și masivă în aval.

¹³ Comunicare verbală.



Fig. 4. — Strat de bauxită intercalat între calcarele fundamentului și gresile acoperitoare (puțul 148 Comarnic).

1, calcare urgențian; 2, bauxită compactă; 3, gresie; 4, argilositit; 5, gresie roșie.

Couche de bauxite intercalées entre les calcaires du soubassement et les grès qui la recouvrent (puits 148 Comarnic).

1, calcaire urgențien; 2, bauxite compacte; 3, grès; 4, argilo-siltite; 5, grès rouge.

Puțul 148 Comarnic

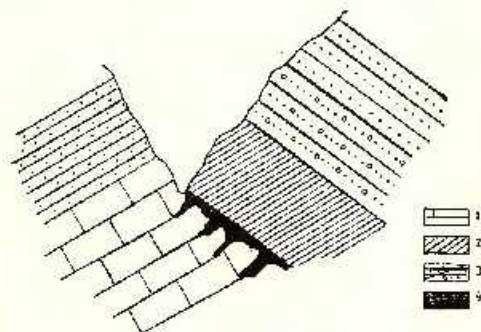
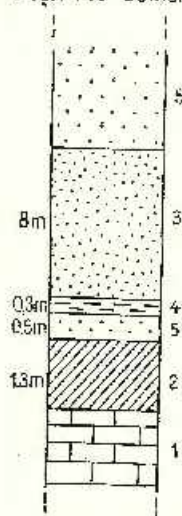


Fig. 5a. — Secțiune transversală prin lentila de la Fizești.

1, calcare jurasic; 2, argilă bauxitică; 3, gresie și microbrănciu; 4, gresie roșie pe fisuri.

Section transversale de la lentile de Fizești.

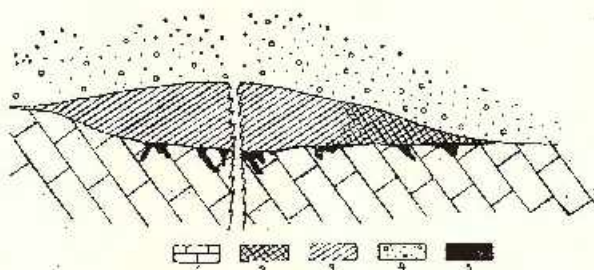
1, calcaire jurassique; 2, argile bauxitiques; 3, grès et microbrèche; 4, grès rouge dans des fissures.

Fig. 5b. — Secțiune longitudinală prin lentila de la Fizești.

1, calcare jurasic; 2, argilă bauxitică stătoasă; 3, argilă bauxitică masivă; 4, gresii și microbrănciu silicioase; 5, gresie roșie fisuri.

Section longitudinale de la lentile de Fizești.

1, calcaire jurassique; 2, argile bauxitiques schisteuses; 3, argile bauxitiques massives; 4, grès et microbrèches siliceux; 5, grès rouge dans des fissures.



Acoperișul îl constituie microconglomeratele și gresiile cuarțitice cenușii, nestratificate, cu un grad slab de agregare. La limita cu lentila subiacentă se găsește un strat de cca 10 cm grosime, de argilă plastică insinuată de la suprafață. Explicația acestei situații poate fi făcută fie admitând că orizonturile superioare au fost erodate într-o perioadă imediat următoare sedimentării lor, astfel că ne găsim doar în prezența orizontului bazal, fie că rocile orizonturilor superioare nu s-au acumulat, problemă asupra căreia vom reveni la geneză.

În fine, depozitele consanguine din acoperiș sînt reprezentate prin gresii grosiere lipsite de sortare, cu unele intercalații microconglomeratice și marno- sau argilo-siltitice, mai mult sau mai puțin lenticulare, a căror culoare este preponderent roșie, impusă de cimentul argilo-hematitic. Local, ele trec la zone pătate sau chiar la strate întregi de culoare cenușie sau verzuie, rezultată prin procese locale de deferizare.

Întreaga formațiune este acoperită de sedimentele argilo-detritice fosilifere ale transgresiunii cenomaniene, de eroziunea căreia au protejat-o depozitele detritice menționate.

A) Calcarele jurasice și rocile asociate

1. **Calcarele jurasice.** Studiul s-a efectuat asupra probelor de pe valea Văratecului (Fizești) unde bancurile calcaroase de grosimi decimetrice sînt străbătute de fisuri (pseudofiloane) cu material grezos-feruginos. Rocile sînt compacte și uneori prezintă faciesuri brecioase, bogate în oxid feric. Sub raport litologic, avem de aface cu un biocalcarenit în care resturile organice sînt rotunjite, ca urmare a unui avansat proces de abraziune și dizolvare, și reduse la un material destul de echigranular (0,15—0,30 mm) crustificat cu calcit. Conținutul de 85—90% detritus organic a propie roca de tipul „microcoquina”. Doar cca 30% (mai ales foraminifere) din acest material prezintă un grad convenabil de conservare, marea majoritate a acestor granule avînd structura și conturile șterse prin diageneză, luînd aspecte ce conduc spre formele pseudoolitice. Nu se recunoaște nici un indiciu de orientare.

În cazul unui bloc provenit din fragmentare tectonică și apoi înglobat în gresie carstică, gradul de diageneză este mai puțin avansat, recunoscîndu-se bine caracterul detritusului organic (bivalve, plăci de echino-derme, brahiopode). Local se constată o mare heterogenitate dimensională, formele cele mai mari aparținînd fragmentelor spatice de echinoide, care pot atinge 0,75 mm. Uneori se conturează o ușoară granoclasare cu unitățile de stratificație de grosimi milimetrice.



2. **Accidente silicioase**¹⁴. Făcînd corp comun cu calcarele, accidentele silicioase sînt rezultatul unui amestec intim de silice de origine organică și de calcit fin granular, amestec ce poate avea loc în cele mai variate proporții conducînd, de la calcarele propriu-zise, la calcare silicioase și apoi de la acestea, prin intermediul stadiului de silicolite calcaroase, la silicolite *str.s.* Acestea din urmă corespund termenului de „chaille” (Cayeux). Silicea este reprezentată printr-o masă foarte fină de calcedonie și microcuarț care se amestecă intim cu calcitul, sau tinde să rămînă în exclusivitate și care diagenetic a substituit calcarul. În masa aceasta se găsesc incluse testuri de radiolari (cea 20—30%) de tip *Spummellaria*, foarte rar *Nassellaria*, cu structura testului evidentă, umplute cu un amestec de calcit și substanță organică și cu mici adăosuri de oxizi. Cu totul excepțional, apar radiolari umpluți cu silice de tipul prezent în masa fundamentală sau chiar cu calcedonită fibro-radiară. Alteori testul este opac, iar umplutura cavității, ușor transparentă, de culoare brun închisă. Dezvoltarea acestor accidente silicioase este legată de concentrarea locală de organisme silicioase, urmată apoi de solubilizarea silicei și de substituția calcitului. Într-un depozit grezo-microconglomeratic superior, au fost recunoscute fragmente de silicolite bogate în radiolari și mai ales în spiculi de spongieri, conservați în calcedonită (spongolite cu radiolari, recristalizate), a căror proveniență presupunem că trebuie legată tot de accidente silicioase din seria calcarelor jurasice superioare.

3. **Gresiile din umplutura fisurilor**. Materialul detritic care a umplut fisurile calcarelor jurasice într-o fază siderolitică premergătoare acumulării bauxitelor a fost cimentat cu oxid feric, apărînd astăzi sub forma unor gresii imature și heterogranulare, cu ciment hematitic pelicular. Sub raport mai ales structural, au fost recunoscute două tipuri petrografice.

Primul tip este reprezentat prin gresii heterogranulare, grosiere, fără sortare, detritusul mineral colțuros avînd dimensiuni de 0,25—1,25 mm și fiind alcătuit preponderent din cuarț și din mici fragmente de cuarțite (mai ales în clasa cea mai grosieră), urmate de microclin proaspăt și de lame de mîce care pot depăși 2,5 mm diametru. Pachetele de muscovit includ uneori cristale idiomorfe de rutil și de zircon. Local, apar mici concentrații de calcit recristalizat corespunzînd poate unor fragmente inițiale de calcar sparitic.

¹⁴ Aceste roci au fost studiate pe materialul furnizat de geologul A. I. Stîlă.

Alcătuirea procentuală a acestor roci este următoarea :

cuarț + cuarțite	30—50%
microclin	20—30%
muscovit	10—20%
ciment	2—10%

Limita cu peretele calcaros al fisurii este mărcată printr-o zonă de 1 mm grosime de calcit recristalizat.

Al doilea tip litologic se caracterizează prin prezența a două fracții granulometrice și anume : o fracție grosieră compusă din mici fragmente colțuroase până la rotunjite de cuarțit, biotit elorizată și parțial opacifizată și, cu totul subordonat, granule colțuroase de microclin (de 1—2 mm), de calcare fin granulare și de roci feldspatice calcitizate. În genere granulația acestei fracții variază între 0,50 și 0,75 mm, iar participarea sa la alcătuirea rocii este de cca 60% ; o fracție fină, cu dimensiuni sub 0,30 mm, în majoritate sub 0,05 mm, alcătuită preponderent din granule de cuarț metamorfic cărora li se adaugă subordonat : muscovit, minerale opace (hematizate sau limonizate) și sporadic, granule colțuroase de granași și zircon. Această fracțiune constituie cca 20% din masa rocii.

Cimentul calcito-hematitic ($\pm 20\%$ din masa rocii) umple porii dintre granulele detritice sau le înfășoară pelicular, adescori corodându-le.

Sub raport genetic, admitem că aceste roci grezoase cu caracter pseudofilonian rezultă din cimentarea unui material detritic granular rezultat din alterarea formațiunilor mezometamorfice din munții Sebeșului, introduse de apele de infiltrație pe fisurile și pe suprafețele de separare dintre strate. El corespunde unui „paleo terra rossa” de vîrstă pregargasiană, acumulat peste paleocarst într-o perioadă puțin premergătoare formării bauxitelor. Astfel definit, considerăm că materialul primar este în totul comparabil cu lehmul bauxitifer cuaternar actual, ce se găsește pe fisurile calcarelor și la limita dintre bauxite și calcare în masivul Pădurea Craiului (P a p i u et al. 1968).

B) Calcarele urgoniene

Calcarele urgoniene alcătuiesc principalele roci peste care se situează bauxitele din bazinul Hațegului. Materialul examinat provine din sectorul Comarnic (de pe dreapta văii Peștera), din regiunea satului Ohaba și din sectorul Murgoi, din calcare masive sau ușor orientate. Caracterele microscopice arată că avem de a face în genere cu depozite recifogene sau organogene subrecifale, în care detritusul organic se amestecă cu mate-



rialul caracteristic pseudoolitic și în care activitatea diagenetică a șters, în diferite grade, structura primară, astfel că stabilirea participării procentuale a diferiților componenți este uneori imposibilă. Ca urmare a acestor procese, structurile sînt fin granulare pînă la criptogranulare. Raporturile dintre componenți conduc spre tipuri spergenetice, cu observația că materialul detritic, ca și cel argilos, sînt practic absente. Calcarele organogene, subordonat pseudoolitice, întîlnite în baza depozitelor bauxitice din regiunea satului Ohaba Peștera sînt recristalizate în proporție de cca 50%, iar componentele bioclastice, reprezentate prin fragmente de organisme recifale (dominante), foraminifere, fragmente de alge calcareoase, de bivalve și de brahiopode. Aceste fragmente prezintă uneori cruste algale.

Alteori roca este alcătuită din resturi organice (45%) înglobate într-o masă granulo-cristalină ce pare a fi provenit în urma precipitării din soluții carbonatate rezultate pe seama detritusului fin triturat. Local, prin precipitare, au luat naștere corpusculi pseudoolitici (componenți chemogen) cu \varnothing 0,08--0,20 mm. În porțiunile în care diageneza a influențat mai puțin, se recunosc foraminifere (cu predominarea textulariilor, uneori foarte bine conservate și subordonat a miliolidelor), urmate ca frecvență de bivalve de alge calcareoase (?) și de alte resturi nedeterminabile, care pot fi confundate uneori cu pseudoolitele.

Repartiția procentuală a acestor componente variază în următoarele limite:

Resturi organice	25—40%
Corpusculi organogeni parțial diagenizați	25—30%
Masă fin granulară	30—50%

Un al treilea tip de calcar urgonian (dreapta Văii Peșterea) se caracterizează prin structura fin granulară pînă la cripto-granulară în care se conturează vag corpusculi circulari, mai rar elipsoidali ($\varnothing = 0,30 - 0,75$ mm), care uneori se individualizează prin cruste fine de calcit cristalizat la periferie, alături de rare fragmente de schelete organice milimetrice sau submilimetrice (organisme coloniale sau alge calcareoase). În masa rocii se recunosc două generații de fisuri de contracție. Roca a rezultat probabil dintr-un mîl fin calcaros, organogen, în care a avut loc precipitarea corpusculilor menționați, a căror fuzionare a dat naștere structurii actuale (pseudoolite chemogene), (P a p i n 1970 a). Eforturile tectonice au condus uneori (Murgoi) la aspecte aproape breicioase, cu fisuri umplute cu calcit. În acest caz roca reprezintă un autentic calcar orga-



nogen (coquina sau lumășel alcătuit din resturi milimetrice pînă la centimetrice de crinoide, briozoare (?), polypieri, pachyodonte (?), foraminifere și pseudoolite organogene (\varnothing sub 0,5 mm) acoperite uneori cu cruste algeale.

Apariția în cadrul materialului detritic a fragmentelor de calcare, alături de resturile organice grosiere, conduce pînă la microcalcirudite (Murgoi). La alcătuirea unor atare roci participă, în procente variate, fragmente milimetrice de calcare microgranulare, pseudoolitice sau organogene (cu briozoare), intens corodate, alături de fragmente de schelete organice (entroce, bivalve cu costulație vizibilă), din a căror dezagregare, urmată de disoluție și reprecipitare, a luat naștere cimentul calcitic al rocii.

C) Chimismul calcarelor mezozoice

Din analizele chimice (tab. 1) reiese remarcabila puritate a calcarelor cercetate, mai ales a celor urgoniene. În cazul calcarelor jurasice

TABELUL 1

Analize chimice asupra calcarelor asociate bauzitelor (Hațeg)

	Jurasic superior		Cretacic inferior		
	H ₁	A ₁₆	H ₂₂	H ₂₀	A ₁₁
SiO ₂	1,35	0,60	0,80	0,11	0,20
Al ₂ O ₃	0,14	0,14	urme	urme	urme
Fe ₂ O ₃	0,25	0,30	urme	urme	urme
FeO	lipsă	—	lipsă	lipsă	—
MgO	urme	—	urme	lipsă	—
CaO	53,80	54,42	54,90	55,30	54,44
Na ₂ O	0,03	—	urme	urme	—
K ₂ O	lipsă	—	lipsă	lipsă	—
TiO ₂	lipsă	—	lipsă	lipsă	—
P ₂ O ₅	0,05	—	urme	urme	—
MnO	urme	—	lipsă	lipsă	—
S	0,12	—	lipsă	lipsă	—
CO ₂	43,29	—	43,25	43,50	—
H ₂ O ⁺	0,20	—	0,15	0,15	—
H ₂ O ⁻	0,15	—	0,12	0,20	—
		Pc=			Pc=
		43,10			42,80

A₁₆ și A₁₁ — după Al. Stănilă (1965)

H₁ — calcar stratificat din baza lentilei Fizeștii — valea Văratecului (analist Alexandra Dănciulescu)

H₂₂ — calcar masiv Comarnic-Poeni (analist Alexandra Dănciulescu)

H₂₀ — idem Ohaba — Peștera (analist Alexandra Dănciulescu)



inferioare (care dețin silicifieri) se constată prezența unei cantități subunitare de silice (supraunitare într-un singur caz), mici adaosuri de fier, alumina, din argilă, precum și alte câteva elemente (surprinzător oarecum : 0,12% S), în timp ce calcarele recifale urgoniene sînt lipsite de alte elemente (fierul și alumina apar sub forma de urme). Această diferență este perfect explicabilă dacă ținem seama că, în timp ce calcarele jurasice au caracterul unor calcarenite detritogene cu accidente silicioase, calcarele urgoniene au caracterul recifal sau recifogen, indicînd acumulare într-un domeniu prin excelență lipsit de contaminări exterioare. Silicea din calcarele jurasice se corelează cu prezența accidentelor silicioase de natură organogenă, mai mult sau mai puțin singenetice, iar alumina și fierul fie cu aporturi mici, argiloase și de oxizi sinerone procesului de sedimentare, fie cu infiltrări ulterioare de soluții descendente, cu originea în masa bauxitelor și rocilor conexe din acoperiș. Aceste date constituie un argument în plus pentru originea cu totul independentă de masa calcarelor subiacente a materialului primar, din care, au luat naștere bauxitele, chestiune care de altfel, în cazul din Hațeg, nu poate fi luată în discuție, dată fiind originea lor alohtonă.

III. STUDIUL PETROLOGIC AL COMPLEXELOR BAUXITIFERE

Din datele sumare prezentate în capitolul referitor la ocurența formațiunii bauxitifere din bazinul Hațegului s-a putut desprinde desigur faptul că, la alcătuirea sa, iau parte în primul rînd mineralele oxidate ale triadei Al-Fe-Ti (gelul feroaluminos), materialul argilos și apoi materialul detritic. Principala proveniență a tuturor celor trei grupe admitem că este alohtonă și că aceste componente își au originea într-o arie distributivă foarte apropiată. Caracterul alohton, al acestor depozite trebuie legat fie de zăcăminte preexistente de bauxită autohtonă fie de un material silicatat intens lateritizat, în care uneori s-a ajuns la hidroxizi de fier și aluminiu, iar alteleori la caolinit prin menținerea în rocă a siliceii. În primul caz se poate aplica termenul genetic de ferralitizare, iar în cel de al doilea pe cel de fersiallitizare, propuși în sinonimia celui de laterizare de către Millot (1964). Caracterele litologice ale complexului bauxitic conduc la concluzia că o parte integrantă a materialului de origine, în afară de suspensiile detritice, a fost în stare coloidală sau chiar în soluție ionică ce a precipitat înglobînd materialul detritic de mare dispersie; de aici lipsa de stratificație și lipsa unei structuri ooidale specifice în masa bauxitelor. Din a celeași motive, am considerat că termenul de „sedimente detrito-chimice” este cel mai potrivit pentru desemnarea acestor roci



alăturându-le celui de „alohtonie (bauxite alohtone detrito-chimice). În bauxite, materialul argilos este exclusiv caolinitic, în rocile argiloase adăugându-i-se dickitul. Caolinitul reprezintă „mineralul argilos cardinal” (Millo t 1964) și indică un mediu continental de formare și mai ales un pH acid (fază siderolitică). Originea sa poate fi legată și de procese de caolinizare *in situ* a materialului detritic, fapt dovedit prin structurile mixte epitaxice pe care le prezintă micel detritice din rocile complexului. Materialul detritic nebauxitic (*str.s.*) apare cantitativ numai în orizontul bazal și în porțiunea cea mai superioară de trecere spre gresii. În aceste zone cuarțul, practic absent, în seria argilo-bauxitică propriu zisă, se alătură micelilor și altor minerale de origine cristalină.

Pe de altă parte, determinările chimico-mineralogice au arătat că, în timp ce fierul (hematit) și titanul (anataz) se mențin în cantități destul de apropiate în majoritatea rocilor argilo-bauxitice, alumina liberă (boehmitul) și argila (caolinitul) variază în toate proporțiile cu o tendință de concentrare cantitativă în sectoarele extreme ale graficului (fig. 6). O parte din caolinit și dickitul sînt de origine diagenetică.

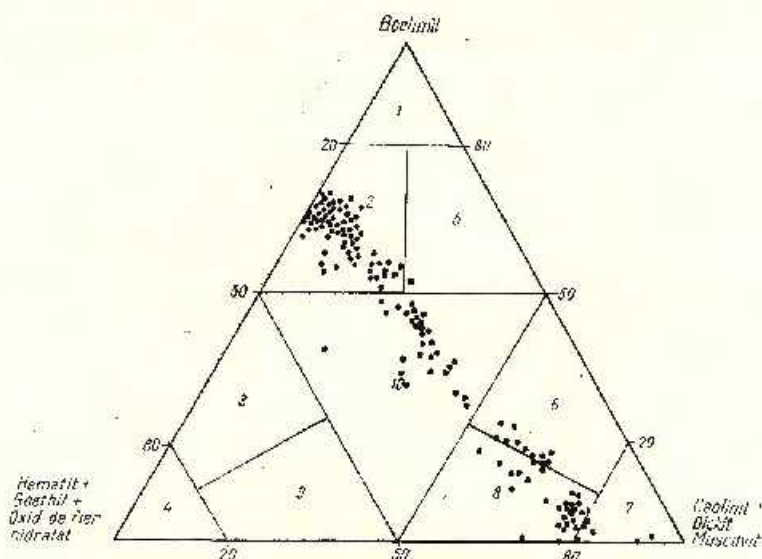


Fig. 6. — Grafic ternar cu alcătuirea chimică a rocilor bauxitice din bazinul Hațegului.

1, allite; 2, alferilita; 3, ferrallite; 4, ferrilita; 5, alsiite; 6, silite; 7, silite (silicofice); 8, siderilita; 9, ferrisilite; 10, ferrisilite.

Graphique ternaire avec la composition chimique des roches bauxitiques du bassin de Hațeg.

1, allites; 2, alferilita; 3, ferrallites; 4, ferrilita; 5, alsiite; 6, silite; 7, silite (silicofice); 8, siderilita; 9, ferrisilite; 10, ferrisilite.



Am prezentat aceste date genetice sumare, care vor fi reluate și dezvoltate, pentru a crea o bază de discuție în descrierile ce urmează și pentru a arăta că cele trei componente principale (gelul triadoi, caolinitul și materialul detritic *str.s.*), care la prima enunțare par a constitui entități mineralogice bine definite (termenii extremi ai unui eventual grafic ternar), sînt departe de a avea un caracter genetic exclusiv și nici chiar distributiv, unitar, astfel că ne vedem nevoiți să le facem descrierea în ansamblu.

Bauxitele din Hațeg prezintă o structură geloidă, criptocristalină foarte fină, nedecelabilă pe cale optică care, datorată pigmentului hematitic de mare dispersie, este adeseori opacă. În această masă cu nunațe brune, roșii sau roz, se găsește atît mineralele principale cît și bună parte dintre cele cu distribuții subordonate, astfel că, în studiul petrografic, vom fi siliți să o abordăm ca atare. Fisurile sînt umplute cu oxizi, cu caolinit sau cu leptoclorit criptocristalin. Studiul optic a fost completat cu cel termodiferențial și spectrografic, astfel că s-a putut întocmi tabelul 3 în care figurează alcătuirea mineralogică totală a rocilor.

Macroscopic, principalele roci componente ale complexului, rocile bauxitice și cele argiloase prezintă o mare asemănare între ele, neputîndu-se face în general deosebirea, deși termenii extremi sînt net deosebibili. Conținutul de hematit ridică greutatea specifică a rocilor argiloase imprimîndu-le și aspectul compact, asemănător adeseori bauxitelor pure.

În general rocile sînt dure, compacte, fără stratificație, cel mult cu o sîtozitate secundară de clivaj și mai rar, cum este cazul celor argilobauxitice de la Fizești, cu sîtozitate de stratificație. Cele cu conținut mare în argilă prezintă adăosuri mai mult sau mai puțin vizibile de muscovit. Rocile grezoase și conglomeratice-brocioase din bază au uneori indicii de granoclasare. Diferitele tipuri litologice pot prezenta tranziții laterale și caractere mai mult sau mai puțin lenticulare.

Culoarea este brună-roșie; varietățile compacte au în spărtură luciu cornos și amintesc chiar de aspectul jaspurilor. Rocile argiloase pot prezenta nuanțe de brun-gălbui datorate adăosului de caolinit și hidratării hematitului, consecință a proceselor locale de deferizare.

Procesele de reducere a fierului sub acțiunea soluțiilor care au circulat pe fisuri conduc la înverziri locale sau de-a lungul acestor fisuri (Comarnic, puț 147). Pe fisuri apare de asemenea și caolinit secundar.

Bauxitele din bazinul Hațegului sînt exclusiv boehmitice, iar fierul se găsește, în marea sa majoritate, sub forma de hematit goethitul și oxizi hidratați avînd un caracter secundar. Constant, în alcătuirea acestor complexe și alături de caolinit, în rocile bogate în argilă, apare și dickitul.

Din corelarea rezultatelor obținute cu diferite metode, mineralele complexului bauxitifer pot fi clasificate astfel (tab. 3).

Oxizii triadei Al-Fel-Ti. Aluminiu = boehmit (1); Fier: hematit (1), goethit (2), limonit (oxizi de fier hidratați recunoscuți numai termodiferențial) (1-2); Titan: anataz (2).

Minerale argiloase: caolinit (1), dickit (2), leptoclorite (2)

Minerale detritice: muscovit (2), biotit (3), rutil (3) zircon (3), cuarț (3), turmalină (3)

Minerale detritice și de neoformațiune: leverrierit (structuri epitaxice de muscovit și caolinit) (2) turmalină (3)

1 = prezent în toate probele analizate (sau cu puține excepții)

2 = prezent în 15-50% dintre probele analizate

3 = foarte rar sau sporadic în probele analizate.

4) Studiul optic (petrografie)

Secțiunile examinate în rocile întregii serii au pus în evidență trei componente principale: masa fundamentală (sau mezostoza)¹⁵, materialul detritic și umplutura fisurilor. Facem o mențiune specială pentru prezența turmalinei de neoformațiune.

În rocile în care masa fundamentală este uniform și intens pigmentată cu hematit și în care nu se găsesc incluse lame de mică — corespunzând bauxitelor *str.s.* (hematitice) — secțiunile subțiri nu permit descifrarea vreunei structuri: cîmpul este total opac, doar pe alocuri conturându-se fisuri de contracție umplute cu caolinit recristalizat (planșa I, fig. 1). Aceste fisuri, atunci cînd sînt mai numeroase, pot alcătui rețele anastomozate (pl. I, fig. 2). În alte cazuri, în masa fundamentală se conturează corpusculi în secțiune circulari, ovali sau lobați ce par a fi rezultat fie din aglutinarea suspensiilor mîlului de origine, fie prin procese de precipitare din coloizi (pl. I, fig. 3). Între aceștia, masa rocii este deferizată și apare caolinit criptocristalin (asemănător unui liant — pl. I, fig. 4). Într-un stadiu mai avansat, masa interstițială crește cantitativ, iar caolinitul se individualizează în cristale mai mult sau mai puțin marcate, cu tendințe de idiomorfism. Corpusculii sînt opaci fără structură, arareori prezentînd cruste de regenerare în situ. În aceste roci, care capătă astfel caracterul preponderent caolinic, corespunzînd definiției de „argile megaluminoase” (sinonim argile cu alumină liberă) se recunosc lame de muscovit în diferite grade de caolinizare epitaxială și chiar vermo-

¹⁵ Termenul, perfect aplicabil în cazul bauxitelor autohtone din Pădurea Craiului în care apar înglobați corpusculii ovoidali, este mai puțin adecvat în rocile din bazinul Hațegului.



izi de caolinit, neoformațiuni considerate de unii autori ca produse tipice de degradare ale muscovitului (Millet 1964).

Pe fisuri se concentrează oxizi ferici sau caolinit, niciodată calcit sau cuarț.

Descrierea mineralogică dă următorii componenți :

1. Oxizii ferici. Microscopic se constată, după cum s-a menționat, prezența oxizilor ferici în masa fundamentală, fără a li se putea preciza natura.

După datele de raze X și DTA rezultă însă că avem de a face în primul rând cu hematitul (hematogel) și, în subsidiar, cu goethitul și cu oxizii hidratați rezultați prin alterare. Aceste minerale pigmentează și fac opacă masa geloidă. Fisurile rocilor deferizate sînt adeseori colmatate cu goethit mai mult sau mai puțin recristalizat. Microscopic se constată prezența corpusculilor cu diferite nuanțe în care procesele de deferizare pot determina o zonă periferică săracă în fier și ca urmare, mai deschisă la culoare.

În cazul aflorimentului din valea Peștera Ohaba, roca argilo-bauxitică este parțial deferizată : în mezostaza hematitică se individualizează corpusculii hematitici cu forme circulare sau alungite, ce fuzionează în corpusculi complexi (pl. II, fig. 1).

Caolinurile hematitice, rezultă din creșterea cantitativă a conținutului în caolin, fiind în același timp intens feruginoase, astfel că observațiile microscopice devin posibile în cazul unor caolinuri deferizate. Cînd procesul de deferizare este avansat, aceste caolinuri sînt reduse la roci albicioase, constituite aproape exclusiv dintr-o masă cryptocristalină, total caolinitică, cu puțin pigment feruginos (pl. II, fig. 2) sau total lipsită de el și în care structura rocii devine evidentă. Local se observă individualizări aciculare rezultate din concentrarea hematitului în urma proceselor de deferizare (pl. II, fig. 3). Uneori avem impresia unor ace de ilmenit a căror apariție ar trebui pusă în legătură, eventual, cu mobilizarea odată cu fierul și a unui mic adaos de titan (pl. II, fig. 4).

2. Caolinitul este unul dintre componenții de importanță deosebită, datorită participării sale atât în constituția masei fundamentale cît și a umpluturii fisurilor tuturor tipurilor de roci din complexul bauxitifer. Natura acestui caolinit este dublă. În unele bauxite, argile bauxitice sau argile hematitice, ca urmare a procesului de deshidratare și contracție a gelului ferallitic, fisurile formate alcătuiind de obicei o rețea, au fost colmatate cu minerale noi în cursul diagenzei penecontemporane. Dintre

acestea, caolinitul în stare criptocristalină, are o mare răspîndire, atît în mezostaza opacă, feruginoasă, pe care uneori o poate cuprinde în întregime, cît și în formațiunile ooidale. El apare în stare de la criptocristalină pînă la larg dezvoltat vermiform (pl. III, fig. 1). În aceleași roci întîlnim însă și caolinit format secundar (epitaxial) pe seama muscovitului, cu sau fără faze evidente de tranziție (hidromuscovit ?).

Creșterea cantitativă a conținutului în caolinit, conduce după cum s-a mai spus, la caolinuri hematitice în care 80% din masa rocii revine caolinitului. În procesul de deferizare, astfel de roci evidențiază structura vermiformă a agregatelor de caolinit, înserisă în spații rotunde, ovale, lobate sau sinuase (pl. III, fig. 2). În aceste agregate, vermoizii variază dimensional ajungînd la dezvoltări largi, de ordinul milimetrilor, caz în care se poate admite natura lor secundară pe seama muscovitului. Această origine este mai clară în cazurile în care acești vermoizi mai mențin local culorile de birefringență ale muscovitului. Alteori, caolinurile hematitice deferizate, evidențiază o structură porfirică, impusă de cristalizarea în grade diferite a caolinitului.

3. Anatazul, fin granular (sub 0,02 mm \varnothing), dispers în mezostaza rocilor bauxitice, se individualizează ca un component de origine autigenă, vizibil în special în zonele deferizate ale acestora.

4. Turmalina, Un caz mai puțin clar (decît la caolinit), de mineral cu origine dublă, îl reprezintă turmalina. Aceasta este frecvent întîlnită în mezostaza unor roci bauxitice, avînd o foarte redusă dezvoltare (sub 0,03 mm \varnothing), culoare albastră-verzuie, cu absorbție evidentă și forma granulară sau prismatică, cu tendințe de idiomorfism. Turmalina cu aceste caractere, a fost întîlnită aproape constant, în secțiunile subțiri, frecvent 1—2 granule, excepțional 3 granule, ceea ce reprezintă o frecvență demnă de menționat, cu atît mai mult cu cît aria de răspîndire este mare: sectorul Comarnic-Poeni, sectorul Murgoi, sectorul Peștera-Ohaba și mai rar în sectorul Fizești și sectorul Zăposu. Acest tip de turmalină descris, înclinăm să-l considerăm antigen, neexistînd dovezi vizibile, cum ar fi cele de ordin cristalografic care să indice o supracreștere pe un nucleu de origine detritică. Într-o argilă bauxitică parțial deferizată a fost recunoscută o turmalină fină autigenă (pl. III, fig. 3).

Turmalina detritică întîlnită cu totul accidental în rocile argiloase bauxitice (sectorul Ohaba-Ponor N și valea Peștera Ohaba), are culoarea verzuie, conture colțuroase și frecvente fisurații în interior. Unul dintre granule, cu dimensiuni de 1,50/0,80 mm (sectorul Ohaba Ponor N), con-

ține incluziuni de rutil și apalit, care-i precizează originea eruptivă-pegmatitică (pl. III, fig. 4). În alte două cazuri (valea Peștera Ohaba), turmalina cu aceeași colorație, are dimensiuni mai reduse (0,27/0,20 mm și 0,10/0,06 mm).

Menționăm că turmalina detritică este prezentă atât în rocile cu un conținut oarecare de muscovit detritic, cât și în argilă hematitică, cu caolinit criptocristalin și vermiform alături de muscovit detritic (transformat parțial în caolinit) și de biotit eloritizat.

5. Muscovitul. Mineralul detritic cu cea mai mare frecvență este muscovitul, prezent în întreaga succesiune de roci care alcătuiesc complexul bauxitic din regiunea Hațeg, la alcătuirea cărora participă în proporții variate, mai ales în rocile argiloase. Foarte rar imprimă acestora o șistozitate, având în general o distribuție haotică atât spațială cât și granulometrică deoarece, alături de pachete de dimensiuni mari (de 1 mm \varnothing), întâlnim pachete de 0,05 mm \varnothing . În numeroase cazuri se remarcă transformări secundare ale muscovitului, trecând în caolinit prin intermediul unor faze de tranziție caracterizate prin deformări ale pachetelor și foilelor, ca și prin pierderea concomitentă și treptată a culorilor de birefrință. Ca și în cazul rocilor bauxitice de la Sohodol, faza intermediară în acest proces de caolinizare (hidromuscovitul?) se caracterizează prin umflarea la periferie a pachetelor și diminuarea intensității culorii de birefrință până la culori scăzute de ord. 1, caracteristice caolinitului (pl. IV, fig. 1). În alte cazuri, procesul de caolinizare a muscovitului are loc în zone paralele cu clivajul, ajungându-se la o alternanță de lamele de caolinit cu lamele de muscovit (epitaxie). După de L a p p a r e n t (din M i l o t 1964), acest stadiu intermediar, cu caracterele descrise mai sus, ar fi leverrieritul format în condițiile mîlului original, sub influența unei acidități întreținute de percolarea materiei organice (K u l b i c k i, V e t t e r 1955). Procentul maxim de muscovit detritic în rocile complexului bauxitic este de 30% (sectorul Comarnic-Poieni). Alături, pe planele de clivaj ale muscovitului se insinuează materialul opac al masei fundamentale, muscovitul păstrîndu-și culorile de birefrință (Pl. IV, fig. 2). Asupra acestor chestiuni vom reveni la geneză. Subliniem comparativ deosebirea evidentă între modul în care apare muscovitul detritic în rocile complexelor bauxitice de la Sohodol și din Hațeg. În cazul rocilor de la Sohodol, este remarcabilă participarea foilelor sau a pachetelor fine de muscovit, mai mult sau mai puțin caolinizat și cu un grad avansat de sortare, astfel că nu prezintă mari variații dimensionale (în jur de 0,08/0,01 mm; 0,25/0,03 mm; 0,30/0,010 mm).

În cazul rocilor argilo-bauxitice din bazinul Hațegului, muscovitul de obicei lipsește sau este slab reprezentat, pentru ca să crească cantitativ spre rocile argiloase.

Într-un caolinit hematitic cu structură porfirică, transformarea muscovitului este atât de avansată încât numai prezența locală a unor culori de birefrință ridicată, constituie în fapt mărturia existenței muscovitului detritic (pl. IV, fig. 3).

6. **Cuarțul** este unul dintre mineralele detritice cu rol important în stabilirea genezei și diagnosticarea rocii, din care decurge importanța de ordin economic pe care o prezintă complexul bauxitifer din această regiune.

Analizele chimice au pus în evidență o cantitate variabilă de SiO_2 și în același timp mult mai ridicată decât cea existentă în bauxitele propriuzise din masivul Pădurca Craiului, silice care ar fi putut fi atribuită în mod greșit în totalitate cuarțului. Observațiile microscopice au precizat însă că numai o mică parte revine acestuia și nu în rocile bauxitice, marea majoritate a silicei fiind datorată caolinitului. Prezența cuarțului în complexul bauxitifer din regiunea Hațeg este legată în mod constant de zonele bazale sau superioare ale lentilelor. Astfel, în aflorimentul din afluentul stîng al văii Peștera-Ohaba, roca cu aspect grezos-șistos din bază, este alcătuită dintr-o alternanță de microzone mai mult sau mai puțin compacte, feruginoase, cu microzone de compoziție grezo-arkoziană, cu ciment feruginos și de aceeași natură cu cel al păturilor compacte (pl. IV, fig. 4). Cuarțul, predominant, apare uneori și în păturile geloide-feruginoase, alături de caolinit. Ritmurile acestei roci au grosimi milimetrice.

În cuprinsul unor argile bauxitice bazale există rareori intercalații de material detritic, cu grosimi milimetrice, care indică sensul stratificației și care sînt constituite din cuarț, fragmente de cuarțite, microclin, clorit și muscovit, cimentate cu material argilos-hematitic (pl. V, fig. 1).

În rocile bauxitice, cuarțul nu a fost niciodată întîlnit.

7. **Biotitul.** În complexul bauxitifer, acest mineral frecvent în greșiile superioare a fost întîlnit și în argile. Colorația brună, inițială, este înlocuită, într-un prim stadiu de transformare, cu cea verde, menținîndu-se totuși culorile de birefrință. Treptat, acesta se opacitizează sau, urmînd o altă cale de transformare, se decolorează, pentru ca în final, să îmbrace aspectul caolinitului (pl. V, fig. 2).



Într-un singur caz (sectorul Murgoi Sat) într-o rocă caolinoasă hematitică cu aspect grezos datorat dezvoltării nodulare a caolinitului, biotitul verde menționat conține ace de rutil (pl. V, fig. 3).

În argilele hematitice, biotitul apare excepțional. În una dintre aceste roci, foițele și pachetele de biotit detritic cloritizat parțial, au forme rezultate din transformările chimice umflări și exfolieri specifice hidrobiotitului — consecință a proceselor de degradare.

8. **Rutilul** este prezent cu totul întâmplător în rocile bauxitice, recunoscut de două ori, odată în asociație cu o turmalină detritică (pl. III, fig. 4), pentru care am sugerat originea pegmatitică (sectorul Ohaba Ponor N) și a doua oară alături de un granul de zircon.

9. **Zirconul** este tot atât de rar ca și rutilul. Într-o probă de bauxită caolinoasă de la Murgoi (puț nr. 30 IGEX) dimensiunile maxime ale acestuia sînt de 0,175/0,080 mm (pl. V, fig. 4). El apare prins în masa de caolinit care constituie într-un fel mezostaza rocii, jucînd rolul de ciment al corpusculilor feruginoși.

B) Studiul chimico-mineralogic

Pentru a obține o imagine mai riguroasă asupra alcătuirii chimico-mineralogice a complexului bauxitifer din bazinul Hațegului au fost corolate rezultatele petrografice cu rezultatele analizelor chimice și determinărilor fizice (DTA — fig. 9), roentgenografice, analize spectrale). Analize chimice complete au fost executate pe 20 de probe alese (tab. 2), în care rocile au fost plasate în ordinea scăderii cantității de alumina, adică de la bauxite la argile. Pentru completare ne-am servit de încă cca 150 analize (numai pentru elementele principale Al-Fe-Ti-Si) din probele de carotaj continuu din forajele IGEX. După cum reiese din tabelul 2, o atenție specială a fost acordată bauxitelor mai curate, cu procente uneori subunitare de SiO_2 , provenite preponderent din sectorul Murgoi. Față de bauxitele autohtone din Pădurea Craiului, ca și față de cele alohtone de la Sohodol (Munții Apuseni), bauxitele din Hațeg prezintă o remarcabilă uniformitate chimico-mineralogică fiind cu desăvîrșire toate, bauxite ferică, în care cantitatea de fier bivalent lipsește sau se menține în conținut sub 2% (o excepție face în tabele o probă cu sidroză, mineral secundar a cărui prezență nu modifică cu nimic imaginea generală chimico-mineralogică prezentată).

TABE

Analiza chimică a rocilor

Element	Proba		Proba		Proba		Proba		Proba	
	Ușină-Zăposu Puț 27 ml 1,5-2,5	Murgoi Puț 22 A m 8,5-9,5	Murgoi Puț 22 A 7,5-8,5	Ritu Zăposu Puț 27 m 0,5-1,5	Murgoi scârșoara Puț 58 m 1,3,4 14 4	Murgoi Puț 22 A m 5,5-6,5	Murgoi scârșoara Puț 58 m 12,4-13,4	Comarnic Puț 149	Comarnic Puț 147	
SiO ₂	1,50	0,62	0,80	2,61	0,68	3,50	3,49	4,37	7,37	
Al ₂ O ₃	54,83	51,40	50,60	51,34	49,07	47,53	46,60	51,32	51,81	
Fe ₂ O ₃	28,10	30,66	30,66	28,78	35,10	30,67	34,37	25,83	21,40	
FeO	-	-	-	urme	-	urme	urme	1,15	0,59	
MgO	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02	0,03	0,10	0,09	0,10	
CaO	0,09	0,14	0,15	0,12	0,10	0,13	0,37	0,41	0,15	
Na ₂ O	0,27	0,35	0,43	0,16	0,38	0,19	0,13	0,21	0,21	
K ₂ O	urme	urme	urme	urme	urme	urme	urme	0,09	0,24	
Ti ₂ O	2,51	4,20	4,81	4,61	2,80	5,21	2,91	2,36	2,86	
MnO	0,07	0,30	0,52	0,09	0,38	0,29	0,53	0,45	0,12	
P ₂ O ₅	0,16	0,30	0,43	0,12	0,16	0,35	0,12	0,14	-	
S	0,12	urme	urme	urme	urme	urme	urme	0,09	-	
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
H ₂ O	12,24	12,00	11,48	11,90	11,34	12,23	11,18	13,21	12,10	
Total	99,92	100,01	99,91	99,97	100,03	100,23	99,80	99,72	99,95	

* Analist Alexandra Dănciulescu, I.P.G., - M.I.M.G.

În concluzie, putem considera că patru elemente (Al, Fe, Ti, Si) plus apa, alcătuiesc practic complexe bauxitifere ceea ce revine mineralogic la patru tipuri de minerale principale: boehmit, hematit (+oxizii fierii hidratați), caolinit (+ dickit + muscovit) și anataz. Cum acesta din urmă se găsește în procente ce nu se ridică decât rareori peste 3%, am considerat seria ca alcătuită practic din trei elemente Al-Fe-Si, corespunzând la trei minerale boehmit-hematit + caolinit (și minerale înrudite). Pe baza acestor componenți au fost întocmite graficele fig. 6 și fig. 7, în care au fost proiectate toate rocile analizate precum și curbele din fig. 8 și 9. În prima, se urmărește variația principalilor componenți începând cu bauxitele cele mai bogate în alumina și terminând cu argilele cele mai bogate în silice și mai sărace în alumina, pe cele 20 analize complete. În curbele din fig. 9 se urmărește variația componenților în masa complexelor bauxitifere.

LUL 2

bauxitice din bazinul Hațegului

Comarnic Puț 147	Viroaga Ohaba Peștera	Viroaga Ohaba Peștera	Comarnic Puț 150	Comarnic Puț 84	Comarnic Puț 147	Pașeș Puț 38 m 9,5	Murgoi Ponorici Puț 2 m 1,8	Murgoi Scărișoara Puț 58 m 11,3--12,4	Fizeșli	Fizeșli	Argila hața Peștera oxigenă
H 18a	H 33	H 29	H 9	H 26a	18 b				4 b	4 a	H 50
8,63	25,66	36,00	36,15	40,99	40,97	33,90	33,76	34,00	26,15	35,25	36,95
43,98	40,53	31,43	30,90	35,00	35,77	30,00	28,73	31,30	38,80	34,80	29,93
25,63	18,98	18,60	17,52	5,62	7,30	10,70	20,43	19,15	18,41	14,89	18,85
1,30	0,77	1,24	0,75	0,75	urme	4,51	urme	urme	1,55	0,68	0,90
0,16	0,07	0,07	0,05	0,04	0,02	0,05	0,30	0,03	0,47	0,48	0,23
0,18	0,20	0,31	0,19	0,10	0,06	0,25	0,88	0,20	0,19	0,18	0,17
0,21	0,29	0,21	0,08	0,21	0,08	0,38	0,22	0,16	0,21	0,21	0,29
0,22	0,48	0,36	0,24	0,15	urme	1,05	0,13	0,24	0,94	1,09	1,63
2,81	1,20	1,50	2,21	2,81	2,15	2,80	2,40	2,80	1,60	1,10	0,95
0,08	0,07	0,04	0,03	0,01	0,05	0,48	0,35	0,32	0,28	0,08	0,06
0,25	0,07	0,07	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,10	0,05	—	—
urme	—	—	—	0,22	—	—	0,08	urme	0,05	0,03	—
—	—	—	—	—	—	2,76	—	—	—	—	—
11,38	11,63	11,26	11,39	14,12	13,48	13,11	12,73	12,21	11,31	11,60	10,09
99,83	99,95	100,49	99,81	100,12	100,00	100,17	100,03	100,51	100,01	100,36	100,05

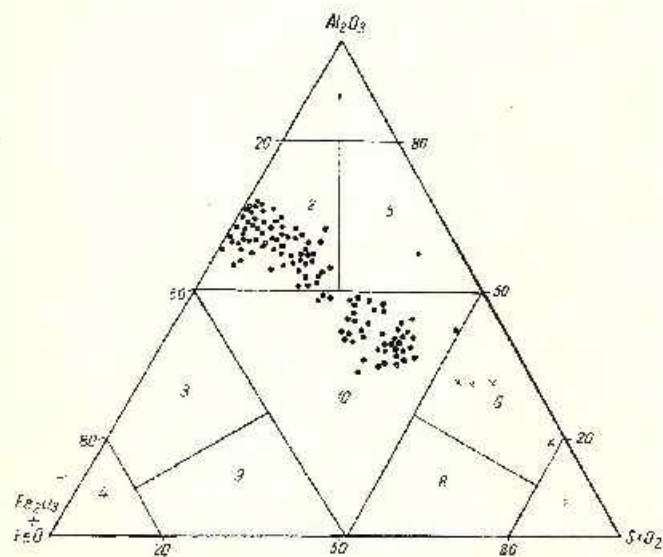


Fig. 7. Grafic ternar cu alcătuirea mineralogică a rocilor bauxitice din bazinul Hațegului.

1, bauxită; 2, bauxite ferifere; 3, hematitite bauxitic(e); 4, hematitite; 5, bauxite argiloase; 6, argile bauxitice; 7, argile caolinose; 8, argile hematitice; 9, hematitite argiloase; 10, bauxite argilo-hematitice.

Graphique ternaire avec la composition minéralogique des roches bauxitiques de bassin de Hațeg.

1, bauxite; bauxites ferifères; 3, hematite (a) bauxitique (s); 4, hematite (s); 5, bauxite argileuse; 6, argiles bauxitiques; 7, argiles caolinenses; 8, argiles hematitiques; 9, hematite (s) argileuse (s); 10, bauxites argilo-hematitiques.



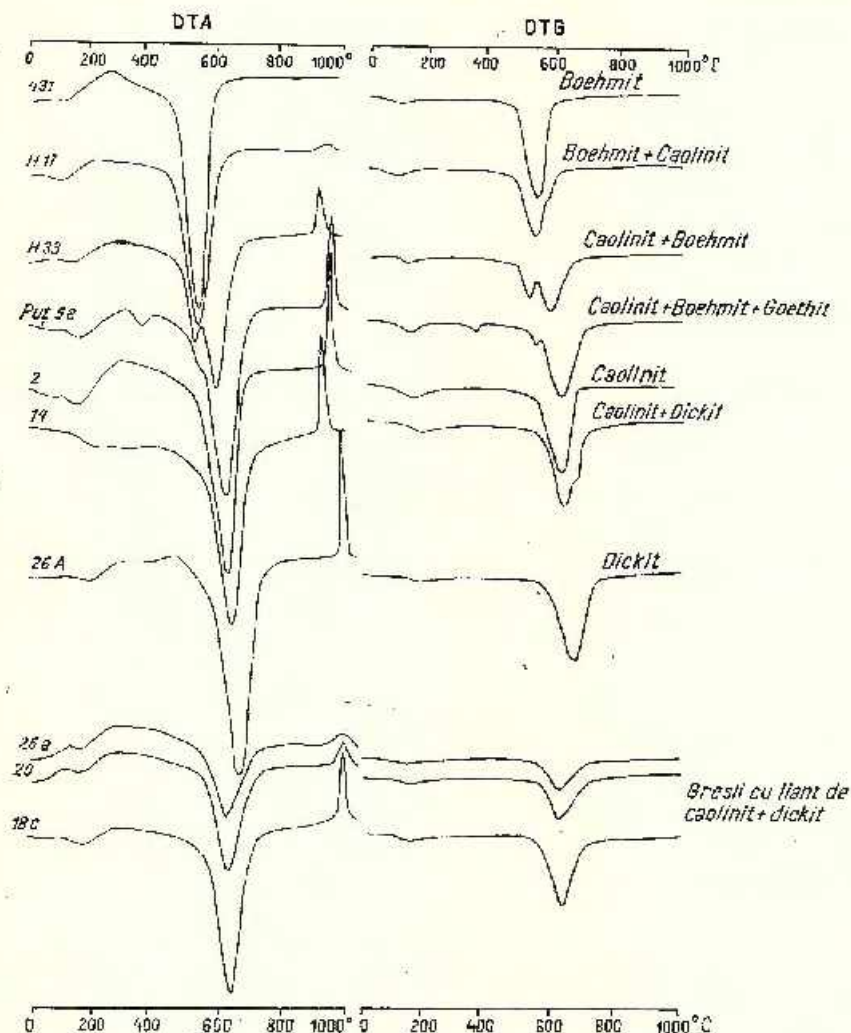


Fig. 9. — Curbe termodiferențiale (DTA) și termodiferențiale gravimetrice (DTG) în rocile bauxitice, argiloase și grezoase din bazinul Hațegului.

431, bauxită (boehmit); H 17, bauxită slab argiloasă (boehmit + puțin caolinit); H 33, argilă bauxitiferă (caolinit + boehmit); Put 58, argilă slab bauxitiferă (caolinit + boehmit + goethit); 2, argilă kaolinică (caolinit); 14, argilă kaolinică - dickitică (caolinit + dickit); 26a, argilă dickitică (dickit); 26 a = 20, 18 c = gresii hematitice cu matrice kaolinito-dickitică.

Courbes thermodifférentielles (DTA) et thermodifférentielles gravimétriques (DTG) dans les roches bauxitiques, argileuses et gréseuses du bassin de Hațeg.

431, bauxite (boehmite); H 17, bauxite faiblement argileuse (boehmite + peu de kaolinite); H 33, argile bauxitifère (kaolinite + boehmite); Put 58, argile faiblement bauxitifère (kaolinite + boehmite + goethite); 2, argile kaolinique (kaolinite); 14, argile kaolinique - dickitique (kaolinite + dickite); 26a, argile dickitique (dickite); 26 a = 20 = 18 c - grès hématitiques à matrice kaolinito-dickitique.

Alcătuirea chimico-mineralogică rezultă din tabelul 3.

Aluminiul se găsește fixat sub forma de oxid monohidratat (exclusiv boehmit), caracterizând rocile bauxitice, și sub formă de silicați, prae-

TABEL
Alcătuirea mineralogică a rocilor

Minerale	Bauxite										
	Proba	Bitu-Zaposu Puț 27 m 1,5-2,5	Murgoi Puț 22 A m 8,5-9,5	Murgoi Puț 22, A m 7,5-8,5	Bitu Zaposu Puț 27 m 0,5-1,5	Murgoi Scărișoara Puț 58 m 13,4-14,4	Murgoi Puț 22 A m 5,5-6,5	Murgoi Scărișoara Puț 58 m 12,4-13,4	Comarnic Puț 140	Comarnic Puț 146	Comarnic Puț 147
Mineral		385	431	430	382	447	428	446	H 19	H 17	H 18a
Boehmit		64,41	62,11	60,92	58,86	59,05	54,40	53,10	58,22	54,88	49,90
Caolinit		3,29	1,38	1,77	5,71	1,51	7,80	7,76	8,49	15,56	17,47
Dickit		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Clorit		—	—	—	—	—	—	—	2,45	1,24	2,71
Muscovit		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hematit		20,96	28,78	28,70	18,78	33,21	26,27	33,19	15,36	21,29	18,67
Goethit		—	—	—	—	—	3,35	—	12,72	4,14	8,21
Oxizi de Fe hidratați		8,58	3,37	3,33	11,72	3,31	2,69	2,63	—	—	—
Anataz		2,58	4,40	4,99	4,69	2,90	5,41	3,01	2,45	2,93	2,86
Alți componenți		0,20 ¹	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total		100,00	100,04	99,71	99,76	99,98	99,92	99,69	99,69	100,04	99,82

¹ conține 0,2% FeS₂; ² conține 0,4% FeS₂; ³ conține 7,3% sideroză; ⁴ conține 1,6% cuarț.

tic exclusiv în minerale argiloase (caolinit, dickit, leptoclorite) și în micul procent de muscovit în bună măsură caolinizat, caracteristic rocilor argiloase. Variația cantitativă a aluminei nu se eșalonează însă pe o scară prea întinsă întrucât scăderea cantității de boehmit este mai mult sau mai puțin compensată de creșterea celei de caolinit (în analizele din tabelul 2, Al₂O₃ = 55-29%) în bauxitele *str.s* conținutul în boehmit variază între 49-63%, și scade treptat către cele argiloase, putându-se reduce uneori total, în avantajul caolinitului (Murgoi-Ponorici). Silicea liberă este absentă în complexul bauxitifer, rezultatele analizelor punând în evidență exclusiv mineralele argiloase. Procentul de SiO₂ variază de la

valori subunitare la bauxitele curate și până la 41% în argile. Mineralele argiloase din bauxite sînt limitate la caolinit care, în bauxitele curate, scade procentual pînă la 1,33%. În aceste roci micile sau formele de con-

LUL 3

bauxitice din Bazinul Hațegului

Roci argiloase										Argilă exo- genă
Ohaba Peștera	Ohaba Peștera	Comarnic Puț 150	Comarnic Puț 84	Comarnic Puț 147	Murgoi Padiș Puț 38 m 9,5	Murgoi Ponorici Puț 2 m 1,8	Murgoi Scărișoara Puț 58 m 11,3 - 1,24	Fizești	Fizești	Ohaba Peștera
H 33	H 29	H 9	H 26 a	H 18 b	m 9,5	m 1,8	m 11,3	H 4 b	H 4 a	H 30
22,52	1,13	0,32	0,33	1,20	1,99	—	2,62	20,00	5,87	—
51,24	73,59	59,55	—	73,55	54,22	75,75	74,94	47,59	66,81	50,00
—	—	18,21	89,20	15,72	12,98	—	—	—	—	12,98
1,61	2,57	1,56	1,57	—	—	—	—	3,23	1,42	1,84
4,13	3,06	—	—	—	9,30	—	—	8,08	9,33	14,11
17,55	16,31	16,05	5,74	7,41	8,38	18,89	11,17	15,72	13,57	17,48
1,95	—	—	—	—	—	—	7,27	—	—	—
—	2,06	1,85	—	—	3,15	2,70	1,98	3,33	1,65	1,94
1,22	1,51	2,23	2,87	2,18	2,41	2,51	2,85	1,63	1,11	1,97
—	—	—	0,40 ²	—	7,63 ³	—	—	—	—	1,63 ⁴
100,22	100,23	99,77	100,11	100,06	100,07	99,85	100,83	99,58	99,76	100,92

creștere epitaxială cu caolinitul, în genere, lipsesc. În rocile argiloase, alături de caolinit, care ajunge pînă la 75%, (100% într-un caolinit bazal) apare dickitul (sectorul Comarnic și Murgoi Padiș) care poate rămîne exclusiv, atîngînd peste 89% într-o rocă argilooasă de la Comarnic. În același timp și corelabil cu aceste date se remarcă absența K_2O din bauxite și prezența sa în rocile argiloase, în procente ce ating 1% în probele de la Padiș și Fizești; sînt cele mai mari conținuturi dintre toate elementele dozate, în afară de metalele triadei și de apă. Acest fapt este legat direct de prezența muscovitului detritic în rocile argiloase, după cum s-a



mai arătat anterior, mineralul a cărui participare depășește 9% (în cazul probelor cu peste 1% K_2O).

Fierul apare în cantități apreciabile în rocile bauxitice (25–35% Fe_2O_3) pentru a scădea pînă la 5% în rocile argiloase, existînd un raport direct între procentul de alumină liberă și cel de fier. Practic se poate afirma că aproape întreaga sa cantitate se găsește sub forma oxidată, principalul mineral fiind hematitul de mare dispersie (hematogel) pe seama cărnia, prin hidratare secundară, au luat naștere goethitul și oxizi de fier hidratați (recunoscuți pe cale termică diferențială); între hematit și aceste forme există, natural, un raport cantitativ invers. Este posibil ca, în parte, acest element să se găsească inclus în rețeaua boehmitului (boehmit ferifer, după *Caillere și Pobenin*, care au obținut și sintetic acest mineral — 1961 a și b).

Fierul feros lipsește complet în bauxitele cu conținut ridicat de alumină de la Murgoi, dar se găsește mai ales în rocile cu conținuturi mai ridicate de argilă, fiind legat mai ales în leptoclorite (0,5–1,5 FeO corespunzînd la 1,3–3,2 leptoclorit). O singură probă (Murgoi-Padeș) conține 4,5% FeO alături de 2,7% CO_2^{16} adică, 7,3% sideroză în timp ce, în alte două probe (Padeș și Comarnic) apare sulful fixat sub forma de FeS_2 (0,2 și 0,4%). Toate aceste trei minerale cu fier bivalent sînt produse secundare formate sub acțiunea soluțiilor reducătoare descendente.

Pe baza datelor prezentate și a celor privind restul bauxitelor din țară, ajungem la concluzia că bauxitele din bazinul Hațegului se aseamănă chimico-mineralogic cu bauxitele ferice din masivul Pădurea Craiului, în care valoarea raportului $Fe_2O_3 : FeO$ depășește 20 (*Papiu et al.* 1970), indicînd cele mai oxidante condiții de acumulare, și cu bauxitele ferice alohtone de la Sohodol-Cîmpeni.

Cel de al treilea element al triadei, titanul, se găsește sub forma de anataz în gelul masei fundamentale, cu conținuturi ce depășesc 5% în bauxite și scad pînă la 1% în argile, aflîndu-se de asemenea în raport direct cu conținutul în fier și în alumină (fig. 8). Ceilalți ioni recunoscuți în analizele complete, au participații procentuale sub 0,5% fiind în marea lor majoritate absorbiți în argile și geluri fero-aluminoase. Sodiu depășește cantitativ potasiul în bauxite și este comparabil cu acesta în rocile argiloase; de asemenea fosforul, care se găsește în procente superioare în bauxite față de argile, cu excepția probelor argiloase de la Ohaba Peș-

¹⁶ Singura probă cu conținut de CO_2 înfîntă pînă în prezent.



tera care au conținuturile cele mai ridicate. În rîndul ionilor absorbiți se situează de asemenea Ca, Mg și Mn care vor fi discutați în capitolul cu determinări spectrografice.

C) Concluzii litologice

Alcătuirea litologică a complexelor bauxitice din bazinul Hațegului rezultată din datele de analiză menționate, a fost proiectată în două grafice ternare (fig. 6 și 7): primul, dedus din analizele chimice, cel de al doilea, din componența mineralogică și avînd la bază elementele și mineralele triadei Al-Fe-Ti: în primul, $Al_2O_3-Fe_2O_3$ (total) - SiO_2 , iar în al doilea, boehmitul, caolinitul (+ dickit + muscovit) și oxizii ferici (hematit + goethit + oxizi ferici hidratați). Fiecare grafic a fost apoi împărțit în cîte zece cîmpuri denumite litologic funcție de raportul cantitativ dintre termenii extremi (denumiri aflate în explicația figurilor). Prima observație ce se desprinde din examinarea ambelor grafice este remarcabila concentrare a rocilor componente în sectoare bine definite. În graficul cu alcătuirea chimică, proiecțiile rocilor se concentrează în jumătatea inferioară a cîmpului 2 (alferilite) și în partea dreaptă a jumătății superioare a cîmpului 10 (ferisialite), primele corespunzînd rocilor ferobauxitice, iar secunde rocilor argiloase cu conținuturi subordonate de alumină. Din graficul fig. 7 rezultă că amestecul binar boehmit-caolinit apare în toate proporțiile, cu o concentrare evidentă la cele două extremități, adică în cîmpul 2 (bauxite ferifere) și la limita dintre cîmpurile 7 (argile caolinoase) și 8 (argile hematitice), adică o evidentă tendință de concentrare de o parte a bauxitelor și de cealaltă a argilelor. Deosebit de semnificativă este prezența hematitului¹⁷ al cărui conținut variază între 15 și 40%, avînd două zone de frecvență maximă: la cea 35% pentru bauxite și la cea 20% pentru argile. Este remarcabil faptul că rocile cu caractere intermediare între bauxite și argile conțin procente de asemenea intermediare de fier direct proporționale cu cantitatea de alumină liberă și invers proporționale cu cea de argilă. Această observație ne-a condus la anumite concluzii genetice privind sortarea diferențială gravitațională a materialului detritic primar, pe seama căruia au luat naștere complexele bauxitifere din bazinul Hațegului. Comparînd curbele de repartiție a componenților chimiei și mineralogicii a acestor complexe pe profilele din puțuri (planșa VI), cu datele graficelor ternare, ajungem la concluzia că, în zăcămintele de tip Comarnic, sedimentarea

¹⁷ Teremen generic prin care denumim întregul complex de oxizi ferici.



începe prin echilibre hematito-argiloase corespunzând cîmpurilor 7 și 8 din graficul din fig. 7, spre a evolua destul de rapid, cu sau fără stadii intermediare, (prin cîmpurile 7, 8, 10) spre cîmpul 2, specific rocilor hematito-bauxitice, iar de la acesta, caracteristic orizontului median, sedimentarea suferă o deplasare reversibilă prin revenirea la orizontul argilo-detritic superior. În corpurile bauxitice de tip Murgoi, procesul se poate repeta de mai multe ori în cadrul orizontului bauxitic median (pl. VI). În același timp, studiile noastre s-au îndreptat și asupra argilelor cu material detritic introduse recent din afara zăcămintelor, pe calea apelor de infiltrație exogene. O argilă exogenă de la Ohaba Poștera, se încadrează perfect în chimismul menționat al rocilor argiloase, fiind însă lipsită de P_2O_5 , avînd cel mai mic conținut în TiO_2 și cel mai mare procent de K_2O (datorat adaosului de muscovit); nu conține boehmit iar mineralele argiloase sînt atît caolinitul cît și dickitul. Originea exogenă, o prezintă și un mic procent de cuarț detritic (1,5%).

În concluzie, din examinarea graficelor și mai ales a curbelor din fig. 8, concludem la un raport direct între conținutul în fier și cel în alumina liberă și titan și un raport invers între acești componenți și silicații aluminosi și potasici (minerale argiloase, clorite, muscovit). Acest fapt se constată și în cazul altor bauxite asemănătoare cum sînt cele din Ariège (S. Franței) (C o m b e s 1969). Raportul invers dintre hematit și oxizii ferici hidratați, indică originea secundară a acestora (ca și a unor minerale cu fier feros—leptoclorite, sideroză, pirită).

D) Conținutul în elemente minore

Elementele minore din bauxitele și din rocile argiloase din bazinul Hațeg sînt prezentate în tabelul 4, probele analizate fiind mai puțin cu două față de cele asupra cărora s-au făcut analize chimice și cărora li s-a calculat și alcătuirea mineralogică. În același tablou au fost notate și conținuturile în boehmit, caolinit (+ dickit), Fe_2O_3 și FeO , fără a se denumi roca. Din examinarea sa rezultă anumite caracteristici în repartiția elementelor minore, legate atît de alcătuirea chimico-mineralogică a rocii cît și de sectorul de proveniență¹³ precum și unele asemănări între roci argiloase dintr-un sector, cu rocile bauxitice din altul. Aceste observații pot fi sistematizate astfel:

bauxitele sînt în general mai bogate decît rocile argiloase în următoarele elemente: Ni, Co, V, Zr, Sn, Ga;

¹³ care au fost corelate cu datele chimice redată mai sus.



rocile argiloase conțin mai mult Ba, decât cele bauxitice;

ambele tipuri de roci prezintă conținuturi mai mult sau mai puțin analoge din următoarele elemente: Be, Ca, Cu, Sr;

cromul variază în limite analoge în rocile de ambele tipuri, excepție făcând bauxitele din sectorul Comarnic, în care conținutul este aproximativ dublu decât în toate celelalte;

magneziul atinge conținuturile cele mai ridicate în rocile argilo-bauxitice de la Fizești, urmate de bauxitele de la Comarnic și în final, de bauxitele din sectorul Murgoi;

litiul prezintă fluctuațiile recunoscute și în celelalte bauxite și roci argiloase asociate (Pădurea Craiului, Săhodol) dar caracterizează în mod deosebit sectorul Murgoi, prin conținuturi de același ordin de mărime și în general, de cel puțin 10 ori mai mici decât în celelalte tipuri litologice;

manganul apare în cantități superioare în bauxite față de rocile caolinoase, cu excepția celor din lentila Fizești, în care ordinul de mărime este același cu al bauxitelor;

plumbul este în genere superior cantitativ în bauxitele de la Murgoi față de toate celelalte tipuri litologice care prezintă procente sensibil apropiate între ele.

Încercând acum o caracterizare a fiecărui sector în parte, funcție de conținuturile de elemente minore și ținând seama de datele menționate și în capitolul precedent, ajungem la următoarele concluzii:

1. **Sectorul Murgoi** (bauxitele cele mai curate) se caracterizează prin cantitățile cele mai mici de Mg și mai ales de Li, la care se adaugă lipsa de Fe^{2+} și K.

2. Sectorul Comarnic-Obaba Ponor.

a) *bauxitele* prezintă cele mai ridicate conținuturi de Cr, conținuturi foarte ridicate de Mg și conținuturi de Ca superioare bauxitelor de la Murgoi;

b) *rocile caolinice* se încadrează în cele menționate, cu observația că dețin mai puțin magneziu decât bauxitele din același sector dar superioare față de Murgoi.

3. **Rocile caolino-bauxitice** de la Fizești prezintă cele mai ridicate conținuturi de Mg și Sr dintre toate tipurile de roci analizate precum și concentrații de Mn de ordinul de mărime al bauxitelor.

TABELUL 4

Conținutul în elemente minore al basaltelor și rocilor argiloase asociate din bazinul Hagătuțului

Nr. probei	Proveniența	Boehmit %	Caolinit + Dicitit %	V ₂ O ₅ %	FeO %	p.p.m.															
						Ni	Co	Cr	V	Mn	Bc	Zr	Sn	Cu	Pb	Ga	Ba	Lj	Sr	Ca	Mg
385	Rău Zăposu Puț 27 m 1,5-2,5	63	3,2	28	—	113	60	155	370	680	7,0	480	8	14	150	44	85	23	190	370	325
431	Murgoi Puț 22 A m 8,5-9,5	60	1,3	31	—	136	65	163	375	1000	6,2	1050	8	5	132	47	35	33	280	620	400
430	Murgoi Puț 22 A m 7,5-8,5	59	1,7	31	—	150	74	185	380	1000	6,0	970	6	14	123	38	44	37	390	660	350
382	Rău Zăposu Puț 27 m 0,5-1,5	58	5,6	29	urme	93	74	180	325	880	6,3	710	9,5	12	122	42	154	44	138	560	380
447	Murgoi Scărișoara Puț 58 m 13,4-14,4	57	1,5	35	—	84	19,5	102	310	1000	10,3	890	11	4	123	60	11	6	268	445	300
428	Murgoi Puț 22 A m 5,5-6,5	52	7,5	31	urme	132	60	175	330	1000	5,8	1080	8	17,5	136	42	33	21	350	540	330
446	Murgoi Scărișoara Puț 58 m 12,4-13,4	51	7,5	34	urme	115	17,5	110	415	1000	10	420	5,3	4	104	46	17,5	26	250	440	310
H 33	Ohaba Peștera Viroagă	22	50	19	0,77	81	17	183	260	670	8,5	300	4,4	115	90	33	134	470	610	700	710
H 29	Ohaba Peștera Viroagă	1,2	76	18	1,24	58	8,5	136	134	420	7,6	470	4,4	42	75	24	140	156	830	1300	750
			C=50 D=13																		
H 30	Ohaba Peștera	—		18,85	0,80	48	10	115	112	600	7,0	265	7,2	40	68	32	470	145	530	1700	2300
H 119	Comarnic Puț 149	56	8,2	26	1,15	95	48	315	390	1000	5,3	710	9,5	55	67	43	45	140	820	2600	860
H 117	Comarnic Puț 146	54	15,2	24	0,5	180	30	425	350	1000	6,3	790	10,5	27	104	54	42	630	615	620	1200
H 18a	Comarnic Puț 147	49	17,2	25	1,3	245	53	355	460	790	6,9	760	7	14,5	92	43	48	625	570	700	1600
			C=50 D=18																		
H 9	Comarnic Puț 150	0,32		17	0,75	38	7	153	160	230	4,3	400	4,4	31,5	92	22	81	300	535	740	500
H 26A	Comarnic puț 84	0,32		3,6	0,75	35	4	260	156	81	6,0	400	5,6	32	110	23	46	1000	230	1000	420
			C=72 D=15																		
H 18b	Comarnic Puț 147			7,3	urme	52	20	262	80	530	3,6	270	7	14	50	27	97	800	250	100	180
H 45	Fizeșli	22	50	18,48	1,55	270	54	100	222	1000	8,2	325	6,2	70	86	38	127	730	680	510	3900
H 4a	Fizeșli	5,8	66	14,39	0,68	158	18,5	105	154	835	5,8	255	5,3	31	83	30	200	1050	940	170	2800

C — Caolinit; D — dicitit

Conținuturile în elemente minore încadrează argila exogenă de la Ohaba Peștera între rocile argiloase, de care se deosebește însă prin procente cu mult mai ridicate de Mg, Ca și Ba, primul element apropiindu-se de rocile de la Fizești; barinul (mai ales) și calciul depășesc net toate rocile analizate. Acest fapt este poate legat direct de originea sa exogenă și de calcarele carstului înconjurător.

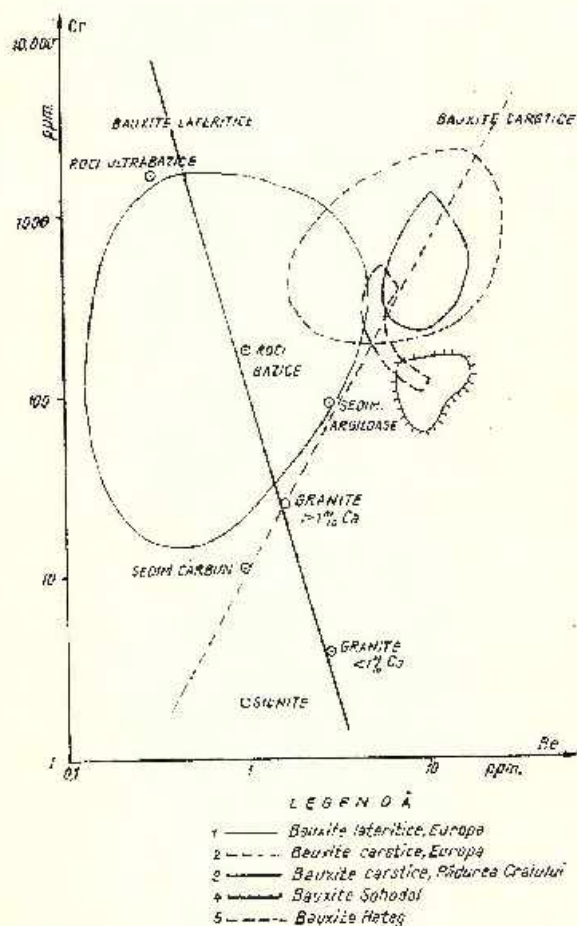


Fig. 10. - Diagrama Cr-Be (după Schroll 1964) cu proiecțiile cimpurilor bauxitelor și argileto asociate, din România.

1, bauxite lateritice, Europa; 2, bauxite carstice, Europa; 3, bauxite carstice, Pădurea Craiului; 4, bauxite Schodol; 5 bauxite Hațeg.

Diagramme Cr-Be (d'après Schroll 1964) avec les projections des champs des bauxites et des argiles associées de Roumanie.

1, bauxites latéritiques, Europe; 2, bauxites karstiques, Europe; 3, bauxites karstiques, Pădurea Craiului; 4, bauxites Schodol; 5, bauxites Hațeg.

Încadrându-le în diagrama Cr-Be (fig. 10 și 11) (Schroll 1964), se constată că bauxitele din Hațeg ocupă o zonă situată, în marea sa majoritate, în afara cimpurilor afectate bauxitelor carstice și lateritice și

chiar deosebită de propriile noastre bauxite din Munții Apuseni. Atribuim această situație caracterului alogen, special al acestor roci, precum și unei surse de origine deosebită.

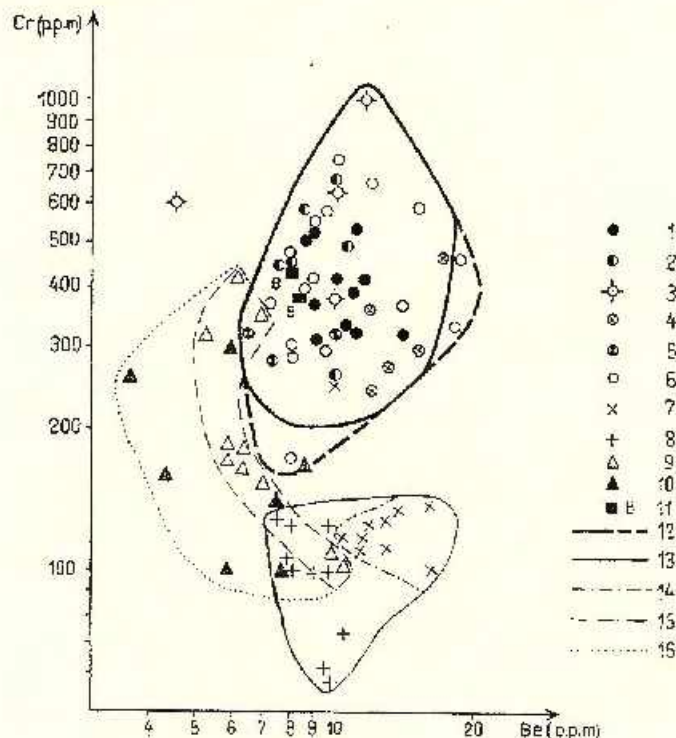


Fig. 11. — Diagrama Cr-Be (după Schroll 1964) cu detalieria pe probe analizate

1, bauxite ferice, Pădurea Craiului; 2, bauxite fero-ferice vișinii (Pădurea Craiului); 3, bauxite fero-ferice negre (Pădurea Craiului); 4, bauxite fero-ferice esteni (Pădurea Craiului); 5, bauxite ferice verzi (Pădurea Craiului); 6, bauxite deferrizate (Pădurea Craiului); 7, bauxite ferice (Sohodol); 8, bauxite ferice (Sohodol); 9, bauxite ferice (Hateg); 10, roci argiloase (Hateg); 11, bauxite (Bihor); 12, câmpul bauxitifer (Pădurea Craiului); 13, câmpul bauxitifer (Sohodol); 14, câmpul bauxitelor ferice (Sohodol); 15, câmpul bauxitelor ferice (Hateg); 16, câmpul rocilor argiloase (Hateg).

Diagramme Cr-Be (d'après Schroll 1964) détaillé par échantillons analysés.

1, bauxites ferriques, Pădurea Craiului; 2, bauxites ferroferriques violettes (Pădurea Craiului); 3, bauxites ferriques noires (Pădurea Craiului); 4, bauxites ferroferriques brunes (Pădurea Craiului); 5, bauxites ferriques vertes (Pădurea Craiului); 6, bauxites déferrisées (Pădurea Craiului); 7, bauxites ferriques (Sohodol); 8, bauxites ferriques (Sohodol); 9, bauxites ferriques (Hateg); 10, roches argileuses (Hateg); 11, bauxites (Bihor); 12, champ bauxitifère (Pădurea Craiului); 13, champ bauxitifère (Sohodol); 14, champ des bauxites ferriques (Sohodol); 15, champ des bauxites ferriques (Hateg); 16, champ des roches argileuses (Hateg).



IV. CARACTERELE LITOLOGICE ALE DEPOZITELOR ACOPERITOARE

Gresile și microconglomeratele acoperitoare

Depozitele care acoperă direct formațiunea bauxitiferă din bazinul Hațegului sînt reprezentate, printr-o stivă de gresii, uneori fin conglomeratice, cu intercalații argilo-siltitice, lipsite de stratificație, de culoare roșie sau cenușiu-verzuie, a cărei grosime variază de la cîțiva metri pînă la cea 15 m. Este remarcabilă, în mod deosebit, relația dintre aceste două culori complimentare care se întrepătrund lateral sau apar una pe fondul celeilalte sub forma unor zone fie lenticulare fie cu contururi neregulate, păstrînd însă o oarecare orientare pe direcția căreia, în genere, se efilează. În majoritatea cazurilor, intercalațiile cenușiu-verzui apar în masa de culoare roșie, acestea din urmă pîrînd a reprezenta depozitul primar din care au rezultat, prin procese de reducere, de deferizare, gresile cenușiu-verzui.

Aceste roci prezintă un grad de agregare destul de slab, probele ușor alterate putînd fi sfărîmate între degete, precum și o porozitate evidentă și ea. Prin umețare culorile se intensifică și apoi se închid, cele roșii ajun-gînd pînă la brun, iar cele cenușiu-verzui pînă la negru-cenușiu. Prin uscare avansată culoarea roșie virează spre portocaliu gălbui, iar cea cenușiu-verzuie, spre verde și albicios.

1. Gresile roșii și cenușiu-verzui. Studiul microscopic al acestor roci a fost corelat cu rezultatele studiilor termodiferențial și roentgeno-grafic cum și cu patru analize chimice totale, trei efectuate pe probe de culoare roșie și una pe gresia cenușie, obținîndu-se în felul acesta imaginea chimico-mineralogică din tabellele 5, 6 și 7.

După cum s-a menționat, primul caracter care reține atenția la aceste roci este lipsa stratificației și variația uneori pe distanțe foarte mici (centimetrice) a culorii. La acestea se adaugă totala lipsă de granoclasare sau sortare. Raportul între materialul detritic și liant variază uneori chiar pe distanțe foarte mici, pe o scară întinsă, de la gresii cu ciment pelicular și pînă la roci în care masa matricială constituie pînă la 90%. Studiul chimico-mineralogic al matricei (tab. 7) arată în primul rînd prezența mineralelor argiloase — caolinitul și dickitul — fapt ce le apropie de argilele asociate bauxitelor și, spre deosebire de acestea, totala absență a aluminei libere. Matricea gresiilor roșii conține în plus adaosuri importante de hematit și, subordonat, de goethit. În matricea gresiilor cenușii și verzui se constată prezența aceluiași minerale argiloase, și ma-

siva scădere a cantității de fier. Deferizarea este consecința unor procese de levigare sub acțiunea apelor de infiltrație încărcate cu substanță organică.

TABELUL 5

Alcătuirea chimică a gresiiilor suprabauzitice

Oxizi	II 180	H 20	H 25a	II 25b
SiO ₂	45,89	47,04	52,30	76,57
Al ₂ O ₃	25,10	26,28	22,69	17,10
Fe ₂ O ₃	7,97	10,48	7,71	2,12
FeO	0,77	1,94	1,80	0,48
MgO	2,00	0,22	0,70	1,20
CaO	0,94	1,13	1,32	0,60
Na ₂ O	3,12	0,13	0,29	0,30
K ₂ O	0,27	0,01	4,63	3,14
TiO	2,28	1,28	0,95	0,65
OMn	0,08	0,15	0,14	0,09
P ₂ O ₅	0,04	0,12	0,15	0,11
S	0,30	urme	0,12	0,05
CO ₂	—	—	—	—
H ₂ O	10,70	8,39	6,96	4,06
Total	100,44	100,17	99,56	10,0 47

Analist Alexandra Dănciulescu
 H 180 = gresie roșie. Puțul 147 Comarnic; H 20 = gresie roșie. Puțul 150 Comarnic; II 25 = gresie roșie cu zone cenușii de deferizare — Puțul 83 Peștera-Obaba
 a = roșie; b = cenușie

TABELUL 6

Alcătuirea mineralogică a gresiiilor din acoperișul bauzitelor (analize planimetrice)

Minerale	Cenușie H 25 - b		Roșie II 25 - a		Roșie H 20	Cenușiu-verzuie H 35	
	limite de variație	media	limite de variație	media		limite de variație	media
Cuarț	31,27 - 38,35	34,78	46,40 - 27,50	37,00	47,5	40,50 - sub 20	± 30
Microclin	8,55 - 5,36	6,99	3,60 - 0,90	2,20	—	Sp - Sp	Sp
Biotit	7,60 - 4,70	6,16	—	—	—	— 25 - 30	± 10 - 15
Biotit ± cloritizat	10,53 - 15,98	13,16	11,00 - 8,50	9,80	13,0	1,5 - Sp	± 0,5 - 1
Muscovit-sericit	27,54 - 24,44	26,03	20,50 - 14,10	17,30	11,0	28,50 - 40,00	34,25
Alte materiale detritice	4,15 - 5,17	4,88	2,50 - 1,00	1,70	1,5	1,5 - Sp	±
Liant argilo-hemalitic	—	—	18,00 - 48,00	32,00	27,0	—	—
Liant argilo-leptocloritic	10 - 6	8	—	—	—	29,50 - 10	20



TABELUL 7

*Alcătuirea chimico-mineralogică a matricei gresiilor
suprabauzitice¹*

Minerale	Numărul probei			
	H 18c	H 20	II 25 a	II 25 b
Caolinit	55,5	58,1	30,1	32,2
Dickit	25,2	15,3	39,4	4,8
Leptoclorit	—	5,7	4,5	—
Hematit	11,4	18,6	18,5	10,1
Gochit	5,3	—	4,8	—
Anataz	2,8	2,3	2,7	2,9
	100	100	100	100

¹ Din corelarea datelor chimice, DTA și raze X.
H 18c = gresie roșie Puțul 147 Comarnic;
H 20 = gresie roșie Puțul 150 Comarnic;
H 25 = gresie roșie cu zone cenușii de deferizare.
a = roșie; b = cenușie.

Prezența leptocloritelor chiar și în matricea gresiilor roșii, considerăm că trebuie legată deopotrivă de atare aporturi reducătoare exogene, insuficiente însă pentru a produce deferizarea sau cel puțin pentru a determina schimbarea parțială a culorii gresiilor. Este notabilă de asemenea apariția sporadică a cimentului calcitic produs diagenetic ce înlocuiește uneori masa argilo-feruginoasă.

Materialul detritic își are originea în masele de roci mezometamorfice ce alcătuiesc cristalinul Sebeșului și prezintă un grad redus de sortare și rotunjire, granulele fiind în genere colțuroase sau subcolțuroase, rar subrotunjite, cu raportul dintre sfericitate și rotunjire ($S:R = 0,3 - 0,7$; $0,1 - 0,3$).

Gradul de maturitate al sedimentelor este de asemenea foarte redus; conținut redus de cuarț (în genere sub 50%) și conținut ridicat de miche, feldspați și mai ales minerale accesorii (ultimele variind cantitativ între 1,50 și 5,17%). Remarcabilă este mai ales marea cantitate de biotit, adeseori în diferite grade de cloritizare și de caolinizare (pl. V, fig. 1).

În microconglomerate, conținutul în material detritic se poate ridica până la 80–90%, fragmentele fiind incluse într-o matrice cu caracter pelicular sau de umplere a porilor. Materialul detritic este reprezentat, în acest caz, prin roci cristaline diferite, mai ales prin cuarțite cu dimensiuni în genere subcentimetrice.

Conținutul în TiO_2 al gresiilor analizate prezintă fluctuații între 0,65 și 1,28%. Fără a exclude ca o parte să provină din mineralele remaniate, marea sa majoritate ne apare legată de materialul argilos matricial, sub formă de anataz, ca și în rocile bauxitice. Conținutul minim aparținând într-o gresie cenușie deferizată, avansăm ipoteza că, odată cu îndepărtarea fierului, sedimentul de origine a pierdut și o parte din titanul fixat în acumulare.

În cele ce urmează prezentăm caracterele mineralelor detritice pe baza studiului optic, cu unele aprecieri genetice desprinse din aceste caractere :

Cuarțul este, în toate cazurile, de natură metamorfică sau filoniană, lipsit în genere de incluziuni și cu caracterele structurale menționate. În unele cazuri, i se adaugă procente variate de granule de cuarțite. Raportul dintre diferitele clase dimensionare este variabil. Astfel, într-o probă din sectorul Comarnic repartiția granulometrică este aproximativ următoarea :

granule peste 1 mm = $\pm 20\%$ (cuarț filonian)

granule de 0,25—0,75 mm = 40—50%

granule sub 0,10 mm = 10—40%

Din aceste date rezultă unele domenii granulometrice fără participarea (în general) a fracțiilor de 0,75—1 mm și 0,1—0,25 mm. Într-o gresie fin conglomeratică de la limita dintre seria argilo-bauxitică subiacentă și stiva de gresii și conglomerate fine superioare de la Comarnic, cuarțul detritic se repartizează în trei clase granulometrice astfel : granule lithice (70—80% cuarțite din conținutul de fragmente de roci cristalofiliene) — D. 1—2,5 mm ; granule de cuarț psamitic — D. peste 0,5 mm ; granule de cuarț siltice — D. sub 0,1 mm ; lipsește clasa granulometrică 0,1—0,5 mm.

Aceste elemente indică surse variate de proveniență, majoritatea caracterelor dimensionale fiind mai mult sau mai puțin moștenite de la rocile de origine și după un transport redus și probabil agitat (torrențial).

Micile alcătuiesc în genere principalul component detritic, conținutul lor depășind procentul de cuarț sau fiind analog cu acesta. Caracterele le apropie, din toate punctele de vedere, de micile întilnite în argilele bauxitice de la Sohodol¹⁹. Este evident că, în cazul gresiilor, procesul de sortare nu a avut loc, amestecul cu restul de material detritic indicând fie o geneză comună, fie aporturi care „au ajuns din urmă” micile

¹⁹ Op. cit. pct. 3.



provenite din aporturi anterioare, dar aflate încă în suspensie în apele domeniului de sedimentare.

Ca și argilele consanguine bauxitelor, micile din gresii sînt reprezentate prin muscovit și biotit, putînd prezenta grade diferite de caolinizare, în primul caz, de cloritizare, și caolinizare, în cel de al doilea. Sericitul provine în primul rînd prin remaniere; este probabil că, în parte, își are originea și în diageneza materialului argilos. Lamelle de muscovit au dimensiuni variabile, apropiindu-se uneori de 1 mm. În cazul unei gresii cenușiu-verzui de pe vîrcaga de la Ohaba-Ponor, dimensiunile variază între 0,16–0,70 mm. Prin caolinizare continuă, ea și în cazul rocilor subjacente, muscovitul își pierde adesea culorile de birefringentă, în diferite grade și în diferite porțiuni. Fenomenul se manifestă mai ales la periferia lamelor și, de aici, evoluează în mod general sau numai de-a lungul unora dintre ele mergînd pînă la totala caolinizare (epitaxie).

Biotitul, uneori în cantitate apreciabilă în stare proaspătă (cu 25–30%), prezintă în general grade diferite de alterare. Alterarea conduce la o serie de minerale noi al căror produs final este în unele cazuri caolinitul. Astfel, se recunosc: treceri la hidrobiotit cu umflare și mularea granulelor de cuarț și feldspat; uneori hidrobiotitul evoluează spre caolinit (pl. V, fig. 2); decolorarea în diferite grade cu formarea de muscovit, în unele pachete constatîndu-se alternanța acestor două minerale; formarea mineralului verde cu culori ridicate de birefringentă care evoluează pînă la clorite magneziene propriu zise (cu slabe culori de birefringentă) care pot evolua apoi spre caolinit; transformarea directă în caolinit a „biotitului verde”, care se manifestă la marginea lamelor, pachetele desfășurîndu-se larg și dînd, în secțiune, aspectul de evantai. Trecerea de la culoarea verde la incolor (caolinit) se face gradat. Oxizi de fier eliminați se concentrează uneori la suprafața plăcuțelor componente sau în interstițiile vermoizilor de caolinit; opacitizarea biotitului prin impregnarea cu oxizi sau prin simpla depunere a acestora pe fețele de clivaj.

De multe ori lamelle de mică sînt despărțite și deplasate prin pătrunderea între ele a materialului din liant, argilă + oxizi sau calcit.

Feldspatii sînt reprezentați, în probele analizate de noi, exclusiv prin microclin proaspăt, în granule colțuroase în genere sub 0,5 mm atîngînd procentul maxim 9,5% într-o gresie (pl. IV, fig. 4), ceea ce imprimă caracterul de gresie arkoziană.

Mineralele accesorii, mai mult sau mai puțin denaturate de abraziune, sînt reprezentate în primul rînd prin turmalină verde, turmalină

galben-brună, rutil, zircon și foarte rar staurolit. Aceste accesorii ating uneori procente surprinzător de ridicate (5,50% în proba de la Ohaba Peștera), indicând un grad redus de maturitate a sedimentului.

În concluzie, caracterele mineralogice apropiate aceste roci de tipul grauwaacke-subgrauwaacke, însă totala lipsă de granoclasare ca și caracterul lor continental ne conduc la o formare cu mult mai comprehensivă și mai simplă: „gresii și microconglomerate heterogene cu ciment argilo-feruginos”.

2. Gresiile și microconglomeratele de la Fizești. Rocile au caracterul unor gresii cuarțoase grosiere, friabile cu treceri la porțiuni microconglomeratice. Studiul microscopic arată structuri ce conduc spre microbreccii și ortocuarțite. Este curioasă apariția gresiilor cuarțitice în această regiune într-un bazin de sedimentare a cărui arie de alimentare, alcătuită din roci cristalofiliene variate, cum este la cristalinelul Sebeșului, cu atât mai mult cu cât microconglomeratele asociate remaniază o variată gamă de roci metamorfice care le imprimă un caracter polimictic autentic.

Microbreccia este alcătuită din fragmente milimetrice și din granule psamitice grosiere și medii, colțuroase până la așchioase uneori având forme alungite, aproape rubanate și chiar filiforme. Aceste granule de forme neregulate se întrepătrund; între ele apar granule fine de cuarț ce se orientează pe anumite direcții, indicând zone de neoformare. Cimentul nu se recunoaște, ca atare, granulele aderând probabil datorată unor pelicule foarte fine de silice. Extincția ondulatorie prezintă o mare variație în modul de manifestare dând impresia uneori a unor efecte optice de maculare și prezentând „dunșurile lui Boehm”.

Microconglomeratele conțin fragmente de șisturi cristalofiliene, de dimensiuni milimetrice, bine rotunjite, între care se deosebesc în primul rând cuarțite, urmate de șisturi cloritice blastodetractice, slab metamorfizate, de tipul șisturilor verzi piroclastogene, acestea conținând romboedri idiomorfi de sideroză și pirită limonitizată periferic. În abundentul material granular, s-au recunoscut următoarele minerale: cuarț, albit proaspăt, microclin (granule mari, colțuroase, pătrunse de calcit pe fisuri sau clivaj), lame de muscovit îndoite sau fracturate între granulele de cuarț. Cimentul conglomeratelor este calcitic și cu caracter de peliculă sau de umplere a porilor. În masa friabilă a acestor roci se găsesc uneori fragmente centimetrice de cărbuni. Prezența cărbunilor, lipsa de stratificație și caracterul litologic al formațiunii indică, și în acest caz, depunerea continentală în regim torențial.



B) Formațiunea cenomaniană

Depozitele aparținând Cenomanianului au fost examinate la confluența văii Văratecului cu pârâul Gruzoni, în aval de lentila de caolinii bauxitică descrisă, de la Fizești. Seria este alcătuită dintr-o succesiune de gresii siltitice în bancuri centimetrice alternuând cu șisturi grezoase și argiloase fosilifere, cu minuscule fragmente cărbunoase și prezintă numeroase falii și deranjamente tectonice rupturale locale. Gresile fin șistoase au culoarea cenușiu-negricioasă și conțin mult material organodetritic. Alcătuirea variază în următoarele limite :

Detritus organic	30—40%
Detritus mineral	30—50%
Ciment calcaros	20—30%

Ele corespund astfel termenului de subgrauwacke calcaroase până la calcare grezoase.

Datorită procesului de autocimentare pe seama detritusului organogen, uneori între acești doi componenți nu se poate face deosebirea. Materialul detritic mineral este reprezentat prin granule de cuarț psamitic fin, colțuros, prin muscovit și biotit în parte cloritizat. Detritusul organogen cuprinde resturi de alge calcaroase, de lamelibranhiate și de amoniți, în diferite grade de transformare diagenetică, precum și mici fragmente de țesuturi vegetale carbonificate. Între resturile organice au mai fost întâlnite fragmente și uneori chiar schelete întregi de viermi serpulizi, forma *Humulus*, atestând vîrsta cenomaniană, ca și fragmentul de amonit (*Calicoceras* sp.) colectată cu aceeași ocazie (det. Patrulius).

Varietățile siltitice conțin muscovit și biotit mai mult sau mai puțin cloritizat cu separare de oxizi ferici sau transformat în hidrobiotit. Mineralele accesorii, cu totul subordonate cantitativ, sînt magnetitul, rutilul, zirconul și granații. Masa argilo-siltitică a rocii este pigmentată de substanță organică (asociată poate cu hidrotroilitul).

BIBLIOGRAFIE

- Bushinsky B. I. (1964) Types of Karst bauxite deposits and their genesis. *Symp. Baux. Ox. Hydrox. Alum.* t. 1963, Zagreb.
- Gaillière S., S. Henin (1961 a) Sur les minéraux ferrifères des bauxites C.R. Acad. Sci. Fr. 253, Paris.
- (1961 b) Préparation d'hydroxydes mixtes d'aluminium et de fer. C.R. Acad. Sci. Fr. 254, Paris.
- Combes P. J. (1969) Observations et interpretations nouvelles sur les bauxites de l'Arriège (France). *Conf. int. géol. baux.* Budapesta.



- Halavats J. (1897) Das Kreidegebiet von Ohaba-Ponor. I.U.G.A.
- Kulbicki G., Vetter P. (1956) Sur la présence d'argiles bauxitiques dans le Stephanien de Decazeville. *C.R. Acad. Sci. Fr.* 240 Paris.
- Lauffer F. (1924) Studiul geologic al imprejurimilor oraşului Haţeg. *An. Inst. Geol. Rom.* X, 1921—1924, Bucureşti.
- Lucas J. (1962) La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.—Lor.* 23
- Mamulica A. (1958) Studii geologice în regiunea Simpetru-Pui (Bazinul Haţeg). *An. Com. Geol.* XXV. Bucureşti.
- Millot B. (1964) Géologie des argiles. Ed. Masson et Cie. Paris.
- Murgescu Gh., Patruşius D. (1960) Les formations mésozoïques de la Roumanie. *An. Inst. Geol. Hong.* 49/2, Budapest.
- Papiu V. Corvin (1970) Litologia calcarelor mezozoice asociate bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munţii Apuseni). *D.S. Inst. Geol.* LVI/1 Bucureşti.
- Silvia Minzatu, V. Iosof (1970) Asupra caracterelor petrologice ale bauxitelor din Munţii Bihorului (regiunea văii Galbina) *D.S. Inst. Geol.* LVI/1. Bucureşti.
- Schroll E., Sauer D. (1964) Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elemente in Bauxiten. *Symp. Baux. ox. Hydrox. d'Atum.* I. Zagreb.
- Weisse G. De (1964) Bauxite latéritique et bauxite karstique. *Symp. Baux. Ox. Hydrox. d'Atum.* I. Zagreb.
- * * * Guide d'excursions (1969) La géologie de bauxite de la montagne centrale de Transdanubie. *Conf. int. géol. baux.* Budapesta.

CONSTITUTION CHIMICO-MINÉRALOGIQUE DE LA FORMATION BAUXITIFÈRE DU BASSIN DE HAŢEG

(Résumé)

Les bauxites du bassin de Haţeg (Carpathes méridionales-Roumanie) qui font l'objet de cette étude chimico-minéralogique appartiennent au type de bauxites karstiques : des dépôts d'âge aptien supérieur ou albien, cantonnés à la surface d'un paléokarst, creusé dans des calcaires jurassiques supérieurs et crétacés inférieurs en faciès urgonien. Le soubassement de la région est représenté par les schistes cristallophilliens de la série de Sebeş. Nous avons déjà démontré, dans nos exposés antérieurs, que ces dépôts ont un caractère allochtone, résultant de l'accumulation détrito-chimique d'un matériel bauxitique préexistant ou latéritiquement transporté et resédimenté sur le soubassement actuel. L'occurrence de ces roches est variée : elles sont associées avec des dépôts argilo-hématitiques à matériel détritique, presque exclusivement micacé ; l'horizon basal présente parfois de aspects locaux macroclastiques. Le toit de ces "complexes bauxitifères" est constitué de dépôts grésomicroconglomératiques rouges à liant argilo-hématitique qui passent localement à des zones de déferrisation grises ou verdâtres à quelques intercalations argilo-silitiques. Ces dépôts qui ont protégé les complexes bauxitifères contre l'érosion continentale et marine en les recouvrant, ont résulté de la transgression cénomaniennne.

La constitution lithologique de la formation varie dans le cadre des différents secteurs de la région. La structure est généralement caractérisée par un horizon basal argileux.



ou argilo-détritique, surmonté par l'horizon bauxitique moyen et par un autre horizon argileux, supérieur, recouverts à leur tour par les dépôts grés-conglomératiques (secteur Poeni-Comarnic et Ohaba-Peștera). Quelquefois, la formation se réduit même à un ou deux horizons (secteur Murgoi); d'autres fois le schéma se complique par l'apparition des intercalations argileuses dans l'horizon bauxitique; il en résulte des associations à caractère plus ou moins rythmique (section Murgoi). Dans le secteur Fizești, les roches argilo-bauxitique se disposent dans un horizon unique au-dessus des calcaires jurassiques. L'épaisseur totale des complexes bauxitiformes varie de 1 ou 2 m jusqu'à 20 m dans le secteur Poeni-Comarnic et de 1 jusqu'à 12 m dans le secteur Murgoi en fonction du relief du soubassement qu'ils moulent. A la base des complexes bauxitiformes on trouve des calcaires jurassiques supérieurs et crétacés inférieurs. Du point de vue lithologique, les calcaires jurassiques sont représentés par des dépôts biocalcarénitiques parfois très purs (jusqu'à des types de microcoquina), d'autres fois en mélange avec du matériel détritico-calcaire et à intraclastes. Ils contiennent un très petit pourcentage de matériel argileux et d'accidents siliceux à caractères lithologiques: des calcaires siliceux jusqu'à de véritables chailles résultés des concentrations de radiolaires et de l'épis de spongiaires.

Dans les fissures et sur les plans de séparation entre couches, à la limite avec la bauxite, on trouve dans la masse du calcaire des grès grossiers feldspathiques à ciment hémalitique que les auteurs tiennent pour un ancien limon karstique grossier introduit par les eaux d'infiltration.

Les calcaires urgoniens d'âge barrémien-bédoulien ont la texture massive, spécifique aux calcaires récifaux. Ces roches ont en général un caractère sous-récifal, étant constituées d'un riche détritus organique à apports de matériel calcaire pseudoolithique dans lequel la diagenèse a effacé, en différents degrés, la structure primaire.

Les stades les plus diagenésés, sont représentés par des calcaires finement granulaire dans lesquels la structure primaire a été complètement effacée. Dans le cas où le matériel composant est grossier, les roches passent à des biocalcirudites. Du tableau 1 il résulte que tant les calcaires jurassiques que surtout ceux urgoniens présentent une grande pureté chimique; les premiers indiquent plus de 1% SiO_2 qui peut être mis en corrélation avec les accidents siliceux et avec un petit apport initial d'argile, tandis que les seconds indiquent seulement „des traces” de ces éléments.

Du point de vue macroscopique, les roches qui forment les complexes bauxitiformes sont très ressemblantes bien que les termes extrêmes (argiles et bauxites) se distinguent nettement car entre ces termes existent toutes les stades intermédiaires de mélange. L'étude optique met en évidence une masse fondamentale rouge-griotte, parfois opaque et confuse, pigmentée avec de la hématisite et où quelquefois s'individualisent des formes corpusculaires opaques à contours plus ou moins circulaires ou lobés, entourés par la kaolinite. Les fissures de contraction parfois concentriques sont aussi remplies par la kaolinite cryptocristalline. L'augmentation de la teneur en kaolinite et les processus de déferrisation permettent surtout l'étude des roches argileuses qui présentent des structures cryptocristallines. Contraire aux bauxites, dans ces roches on trouve de la muscovite détritico parfois à différents degrés de kaolinisation, processus qui se manifeste le long des plans de clivage (épitaxie). La teneur en biotite est tout à fait subordonnée; le minéral présente de différents degrés de chloritisation et kaolinisation. Les granules détritico de rutil, de zircon et de tourmaline sont sporadiques. Les leptochlorites situées dans les fissures, l'anatase et la tourmaline de néoformation sont des minéraux secondaires décelables au microscope.

Par l'étude chimico-minéralogique (DTA, rayons X) on a établi que les complexes bauxitiformes du bassin de Hatég sont constitués de deux séries de composants à savoir:

les oxydes de la triade Al-Fe-Ti (caractéristiques pour les bauxites) et les minéraux du groupe de la kaolinite (spécifiques pour les argiles). Entre ces deux types extrêmes de roches il y a tous les mélanges possibles. Celles-ci sont représentées dans le tableau 6 (le chimisme) et le tableau 7 (la composition minéralogique de la série). Les oxydes de la triade sont exclusivement représentés par de la boémite, de la hémattite (à formes pour différents degrés d'hydratation secondaire: la goëthite, la limonite) et respectivement par de l'anatase de grande dispersion. Les minéraux argileux sont représentés par de la kaolinite, de la dickite (constituée sur le compte de la muscovite) et des chlorites ferrifères. La sidérose et la pyrite, secondaires, apparaissent tout à fait sporadiquement. De l'examen des figures 5, 6 et 7 il résulte le rapport direct entre le fer, l'aluminium et le titane d'une part, et d'autre part le rapport inverse entre ceux-ci et la silice (minéraux argileux) faits attribués au processus de séparation gravitationnelle dans le bassin de sédimentation. Il est à remarquer que la plupart des roches se situent dans le champ des bauxites ferrifères et à la limite des champs des argiles kaoliniques et des argiles hémattiques, à environ 35% hémattite pour les bauxites et 20% hémattite pour les argiles. La teneur maximum des bauxites en boémite est de 63%, en kaolinite de 75% en et dickite de 89%. Exceptionnellement, la kaolinite apparaît presque pure à la base de la série à Murgoi, en englobant des fragments détritiques de bauxite. Il est à remarquer la composition chimique minéralogique très simple des bauxites de Hateg par rapport aux bauxites autochtones du massif de Pădurea Craiului (monts Apuseni).

L'étude spectrographique a conduit aux conclusions suivantes: les bauxites et les roches argileuses contiennent des pourcentages analogues de Be, Cu, Ca, Sr; les bauxites sont plus riches en Ni, Co, V, Zn, Sn, Ga et les roches argileuses en Ba, K (de la muscovite) et Cr (à l'exception que dans les bauxites du secteur Gomarnic, le pourcentage de cet élément est double). Le Mg et le Li présentent de grandes fluctuations, les moindres pourcentages étant enregistrés dans le secteur Murgoi (ou l'on trouve aussi des quantités minimums de Fe^{2+} et K).

Les argiles exogènes, infiltrées dans les complexes contiennent des pourcentages maximums de Ca, Mg et Ba; du point de vue minéralogique, elles contiennent de la kaolinite, de la dickite, des oxydes ferriques, du quartz et de la muscovite, et sont dépourvues d'aluminium libre.

Les grès et les microconglomérats qui recouvrent le complexe bauxitique sont des dépôts continentaux à degré réduit de maturité et dépourvus de classement granulométrique. Ils sont constitués de minéraux spécifiques à la série mésométamorphique de Sobeş (carpatés méridionales): quartz (au-dessous de 50%), microcline, biotite, muscovite et subordonnément de grands pourcentages de minéraux lourds accessoires (zircon, rutile, tourmaline), ainsi que de fragments arrondis de schistes cristallophiliens. Du point de vue lithologique ces roches peuvent être dénommées grès feldspathiques hétérogènes à liant argilo-hématitique. La matrice est pour la plupart hémattique associée, tout aussi que les argiles de la série sous-jacente, à la kaolinite, la dickite et à l'anatase; la boémite est absente. Il est à noter les alternances ou les passages entre les grès hémattiques et celles grisâtres, qui parfois forment des horizons indépendants. Ces derniers résultent des grès hémattiques par la déferrisation de la matrice sous l'action des solutions réductrices exogènes, avec du matériel organique (on trouve sporadiquement des fragments de charbons). Dans la région Lizești, ces dépôts sont remplacés par des grès et des brèches grises quartzitiques continentales (des accumulations torrentielles).



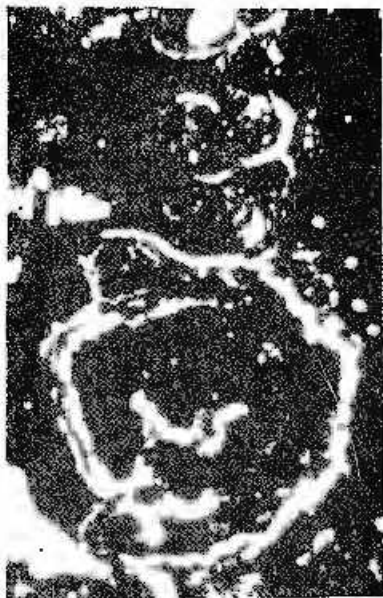
PLANȘA I



PLANȘA I

- Fig. 1.** — Fisuri de contracție circulare în bauxită virginie, compactă. 80.X. NII
Fissures de contraction circulaire en bauxite grasse, compacte. 80.X NII
- Fig. 2.** — Fisuri în rețea, umplute cu caolinite. Sectorul Ohaba-Ponor-Murgoi. 40. X. NII
Fissures en réseau, remplies de kaolinite. Secteur Ohaba-Ponor-Murgoi. 40. X. NII
- Fig. 3.** — Bauxită constituită din corpusculi sferici, ovali lobați, cu liant caolinitic. Sectorul Căpriori. 35. X. NII
Bauxite constituée de corpuscules sphérique, ovales, lobés, à liant kaolinitique, Secteur Căpriori. 35. X. NII
- Fig. 4.** — Bauxită cu liant caolinitic cimentând corpusculii feruginoși. Sectoarele Baru Mare, D. Stînghici. 40. X. NII
Bauxite à liant kaolinitique qui cimente les corpuscules ferrugineux. Secteur Baru Mare, D. Stînghici. 40. X. NII.

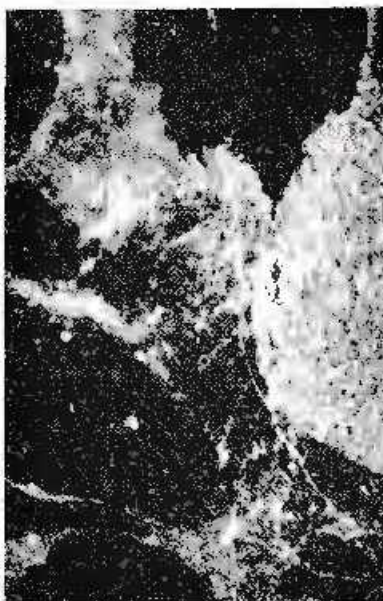




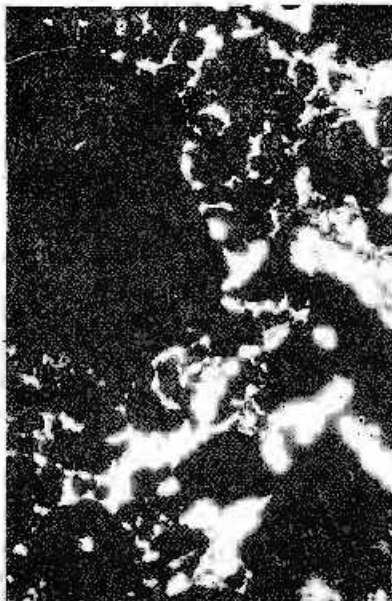
1



2



3



4

PLAȘA II

- Fig. 1. — Bauxită deferrizată. Corpusculele feruginoase sînt prinse în liantul caolinic feruginos care prin deferrizare evidențiază caracterul colomorf. Sectorul Căpriori 15 X. NII
Bauxite déferrisée. Corpuscules ferrugineux sont enveloppés dans le liant kaolinico-ferrugineux qui, par déferrisation, met en évidence le caractère colomorphe. Secteur Căpriori, 45 X. NII
- Fig. 2. — Proces de deferrizare cu aspect nebuloziform într-un caolinit hematitic. 10 X. NII
Processus de déferrisation à aspect nébuleux dans une kaolinite hématitique. 40 X. NII
- Fig. 3. — Bauxită deferrizată, albă, în care se remarcă concentrații de hematit acicular cu aspect dendritic. Sectorul Fizești, 45 X. NII
Bauxite déferrisée, blanche, dans laquelle on remarque des concentrations de hématite aciculaire à aspect dendritique. Secteur Fizești, 45 X. NII
- Fig. 4. — Bauxită deferrizată avînd relicte aciculare de ilmenit (?) în zonele incomplet deferrizate, în mezostaza de caolinit criptocristalin se remarcă individualizări de vermiculi de caolinit, I, ace de ilmenit - K, vermicul de caolinit. Sectorul Căpriori, 100 X. NII
Bauxite déferrisée à reliques aciculaires d'ilménite (?) dans les zones incomplètement déferrisées. Dans la mésostase de kaolinite cryptocristallin on remarque de individualisations de vermicules de kaolinite, I, aiguilles d'ilménite; K, vermicule de kaolinite. Secteur Căpriori, 100 X. NII





1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVII/2



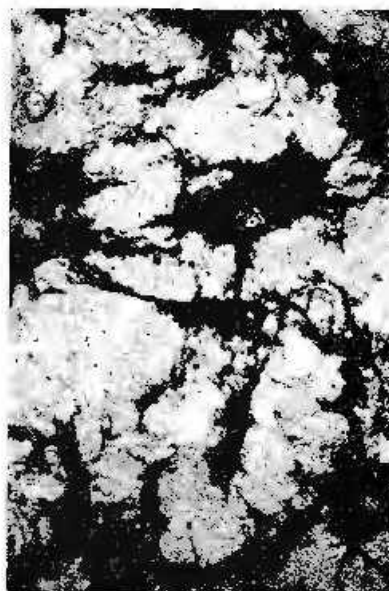
PLANȘA III

- Fig. 1. — Caolinii vermiciformi în bauxită. Sectorul Ohaba Ponor-Murgoi, P. 101, 30. 40 X. N+
Kaolinite vermiciforme dans la bauxite. Secteur Ohaba Ponor-Murgoi, P. 101, 30. 40 X. N+.
- Fig. 2. — Agregate de caolinii criptoeristalin până la cristaline în caolinii hematitic. 45 X. NII
Agregats de kaolinite criptoeristalină până la cristaline în caolinite hematitică. 45 X. NII.
- Fig. 3. — Turmalină autigenă (T) în bauxită. Sectorul Paștera-Ohaba. 200 X. NII
Tourmaline autigene (T) dans la bauxite. Secteur Paștera-Ohaba. 200 X. NII.
- Fig. 4. — Turmalină detritică în rocă argilo-bauxitică cu incluziuni: R, rutile; A, apatit. Sectorul Ohaba Ponor N. 30 X. NII
Tourmaline detritique dans une roche argilo-bauxitique à inclusions: R, rutile; A, apatite. Secteur Ohaba Ponor N. 30 X. NII.





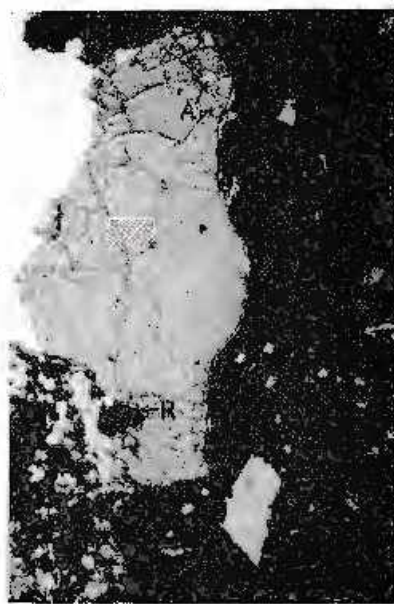
1



2



3



4

PLANȘA IV

- Fig. 1. — Muscovit (Lidromuscovit) în curs de caolitaizare, cu marginea ciză, deformată în evantai, Valea Dreptului, 230 X, N11
Muscovite (hydromuscovite) en train de kaolinisation, à bordure gonflée, en éventail, Vallée Droptului, 230 X, N11
- Fig. 2. — Muscovit cu material opac-feruginos înșirnat pe planșele de clivaj și cu extremități deformate și transformate în caolină (K). Sectoarele Murgoi, dealul Robului, 160 X, N11
Muscovite à matériel opaque-ferrugineux inséré dans les plans de clivage ayant les extrémités déformées et transformées en kaolinite (K), Secteurs Murgoi, colline Robului, 160 X, N11
- Fig. 3. — Muscovit detritic relict prins în masa de caolină secundară. M, Muscovit; K, caolină. Sectorul Murgoi, 40 X, N11
Muscovite détritique relique enveloppée par la masse de kaolinite secondaire. M, Muscovite; K, kaolinite. Secteur Murgoi, 40 X, N11
- Fig. 4. — Alternanță de microzone de gresii arkoziene cu zone compacte feruginoase, în partea bazală a lentilei de roci bauxitice. Aflamentul stâng al văii Peștera Ohaba, 50 X, N11
Alternance de microzones de grès arkosiens avec des zones compactes ferrugineuses dans la partie basale de la lentille de roches bauxitiques. Aflament de gauche de la vallée Peștera Ohaba, 50 X, N11

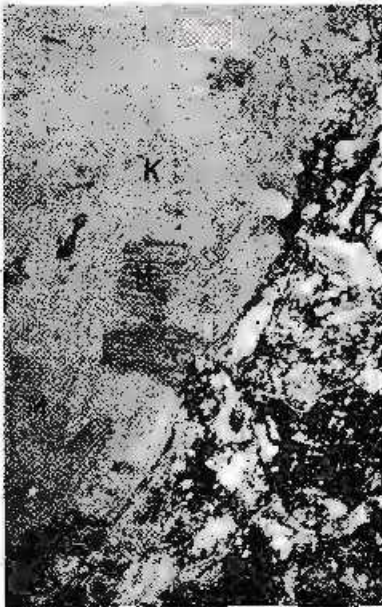




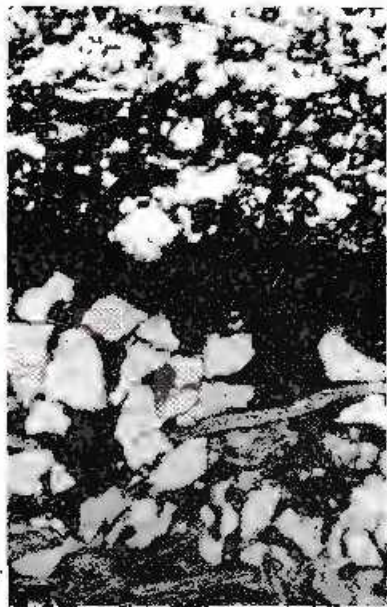
1



2



3

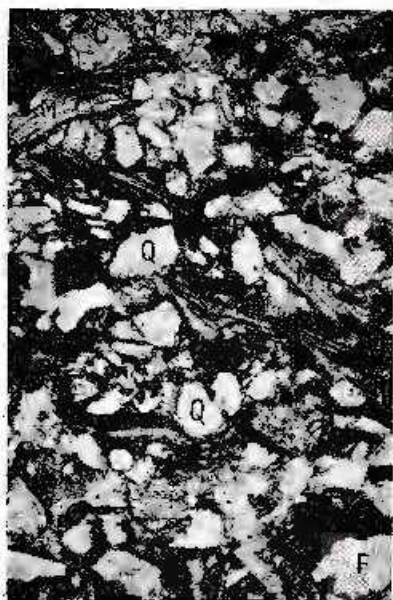


4

PLAȘA V

- Fig. 1. Gresie verde cenușie de la partea superioară a complexului bauxitic. Q, cuarț; F, microclin; M, muscovit; C, clorit; 40 X. NH
Grès vert-grisâtre de la partie supérieure du complexe bauxitique. Q, quartz; F, microcline; M, muscovite; C, chlorite; 40 X. NH
- Fig. 2. Pachet de biotit decolorat, în formă de evantai, transformat la periferie în caolinit (K), la contactul dintre o argilă bauxitică și o gresie feruginoasă. Sectorul Comarnic-Poeni. 40 X. NH
Paquet de biotite décolorée, en éventail, transformée à la périphérie en kaolinite (K), au contact d'une argile bauxitique avec un grès ferrugineux. Secteur Comarnic-Poeni. 40 X. NH
- Fig. 3. Biotit decolorat, gal verzui, cu ace de rață pe față (001), într-o gresie caolinoasă hematitică. Sectorul Murgoi Sat. 100 X. NH
Biotite décolorée, verte pâle, à aiguilles de raquette sur la face (001), dans un grès kaolinien-hématitique. Secteur Murgoi Sat. 100 X. NH
- Fig. 4. — Zircon (Z) în bauxită caolinoasă. Sectorul Ohaba-Ponor-Murgoi. 100 X. NH
Zircon (Z) en bauxite kaolinifère. Secteur Ohaba-Ponor Murgoi. 100 X. NH

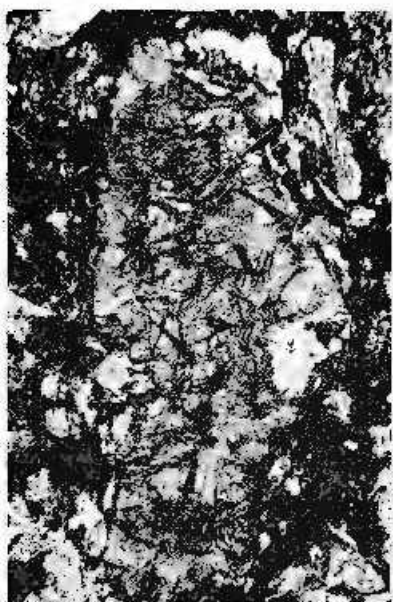




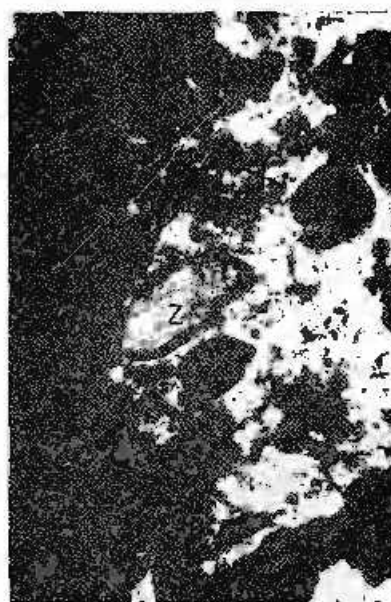
1



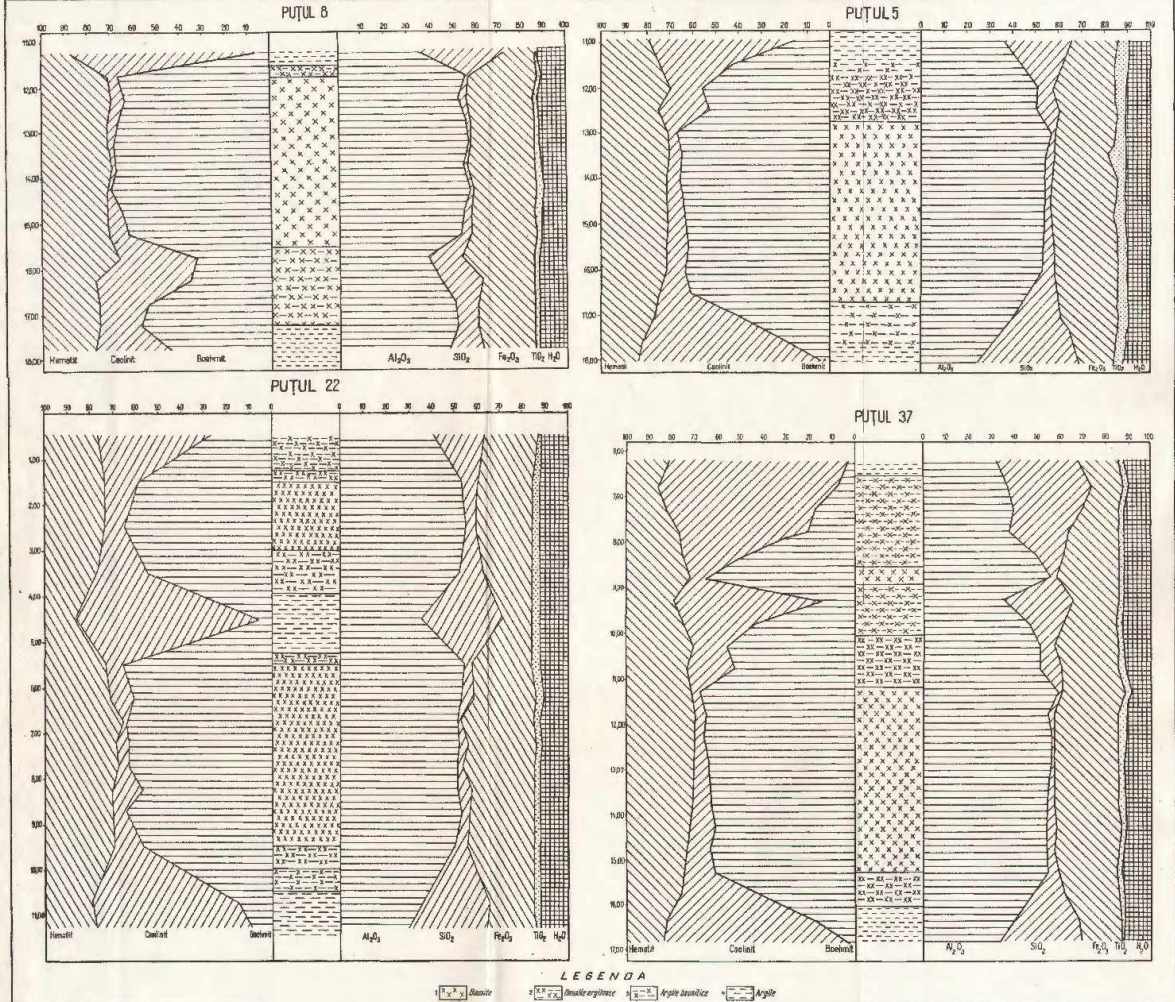
2



3



4



La serie enlière est recouverte par la formation argilo-détritique transgressive d'âge cénomanièn où l'on remarque la stratification rythmique et, lithologiquement, le caractère sub-grauwacke. Les dépôts cénomanièns sont fossilifères (*Galeocera* sp., *Humulus*) et contiennent de minuscules fragments charbonneux.

EXPLICATIA PLANȘEI

Planche VI

Fig. 1. — Puits 8, échelle 1:50

Fig. 2. — Puits, 5, échelle 1:50

Fig. 3. — Puits 22, échelle 1:50

Fig. 4. — Puits 37, échelle 1:50

Légende : 1, bauxites ; 2, bauxites argileuses ; 3, argiles bauxitiques ; 4, argiles.



CUPRINS

ZĂCĂMINTE

	Pag.
1. Ianovici V., Dimitriu A.I., Andâr P. Considerații chimico-statistice asupra genezei mineralizației de la Ailin Tepe	5
2. Ianovici V., Silași I. Determinarea conținutului mediu în componenți utili a rezervelor de substanțe minerale utile în funcție de legea de distribuție a elementelor chimice în zăcămint	15
3. Kisgyörgy Z. Despre un proces de eroziune în complexul cărbunos de la mina Virghiș (bazinul Baraolt)	31
4. Mușat A.I.I., Vasilescu Olimpia, Vancea Șt. Considerații petrografice și geochimice asupra unor mineralizații de sulfuri polimetalice din regiunea Mesteacăniș-Fărăoanc, Munții Bistriței (Carpații Orientali)	59
5. Papiu V. Corvin, Minzatu Silvia, Iosof V. Geneza formațiunii bauxitifere din bazinul Hațegului	53
6. Papiu V. Corvin, Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanța, Giușcă R. Alcătuirea chimico-mineralogică a formațiunii bauxitifere din bazinul Hațegului	77



CONTENT

(Résumés)

GISEMENTS

	Page
1. Ianoşici V., Dimitriu A. I., Andâr P. Considérations chimiques statistiques sur la genèse de la minéralisation d'Altin Tepe	12
2. Ianoşici V., Silaşi I. Determination of the Average Content of Valuable Components in the Reserves of Minerals Accordingly to the Distribution Law of Chemical Elements in Ore Deposits	27
3. Kisgyörgy Z. Concernant le processus d'érosion dans le complexe charbonneux de la mine Virghiş (bassin de Baroalt)	37
4. Muşat A. I., Vasilescu Olimpia, Vancea Ş. I. Considérations pétrographiques et géochimiques sur quelques minéralisations de sulfures polymétalliques de la région Mestecăniş-Fărăoane, monts Bistriţei (Carpates Orientales)	50
5. Papiu V. Corvin, Minzatu Silvia, Iosof V. Genèse de la formation bauxitifère du bassin Haţegului	73
6. Papiu V. Corvin, Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanţa, Giuşcă R. Constitution chimico-minéralogique de la formation bauxitifère du bassin de Haţeg	120



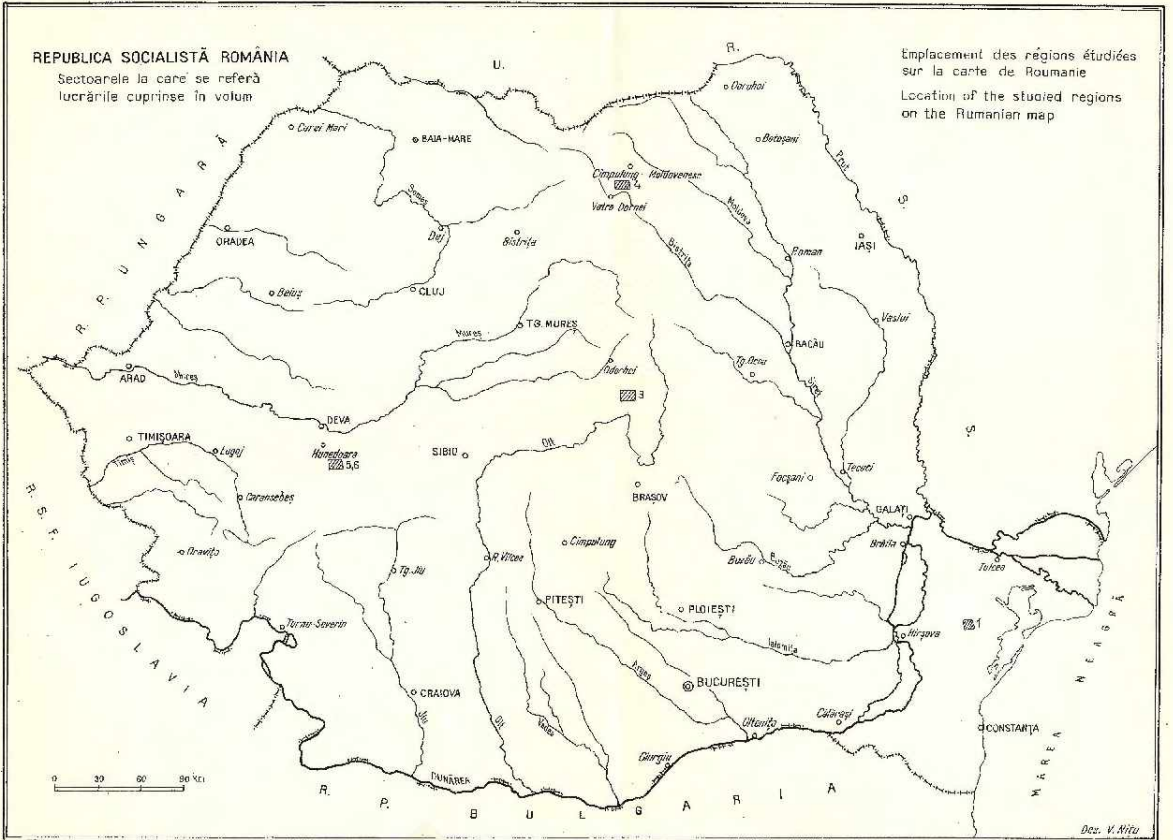


REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarea la care se referă
lucrările cuprinse în volum

Emplacement des régions étudiées
sur la carte de Roumanie

Location of the studied regions
on the Rumanian map



Redactor: MARGARETA FELTZ
Tehnoredactor și corector: OVIDIU ELEAAT
Traduceri: MARGARETA HĂRJEU, FLORIN CHIUTU
Ilustrații: VIRGIL NIȚU

*Dați la culcu; an. 1971. Ema de tipar; tierie 1971. Tiraj; 1000 ex. Hirtis
scris I.A. Format 70 x 100/55 y. Cula de tipar; 8. Comanda; 1033. Pentru
biblioteei indicale de clasificare; 55(053).*

Intreprinderea poligrafică „Informația” str. Braziuanu 28-25, București,



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LVII
1969 - 1970

2. GISEMENTS



Institutul Geologic al României