

3.1.G

Laborator de Paleontologie

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ȘEDINȚELOR

VOL. LXI
1973 - 1974

2. ZĂCĂMINTE

94796

BUCUREȘTI
1975



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE
ŞEDINTELOR

VOL. LXI
(1973—1974)

2. ZĂCĂMINTE



BUCUREŞTI
1975



Institutul Geologic al României

2. ZĂCĂMINTE

DE LA REGISTRUL DE PROBE LA BĂNCI DE DATE GEOLOGICE¹

DE

VIRGIL IANOVICI,² ALEXANDRU DIMITRIU³

Abstract

From test records to banks of geological data. There are presented the main stages of the banking data and the programmes written in FORTRAN IV for I.C.L. 1905 by one of the authors (Al. Dimitriu). The elimination of alpha errors (GEL0 programme) and of the logical errors (GEFI programme) the determination of the structure of the datum file and the extractions at request, of a selection of data (BAMS programme) and the bringing up-to-date of the file. With the help of these programmes there have been carried out banks of geological data on more polymetallic phylonian deposits and with Cu dispersal mineralization; they are exploited for various geochemical, metalogenetic and economical researches.

Admitem ca un adevăr de necontestat că fiecare activitate, indiferent de domeniul în care ea se produce, este inițiată pe baza analizei informațiilor acumulate asupra obiectului ce interesează. Amintim că această analiză a informațiilor, care precede punerea în practică a oricărei activități, este cunoscută cu numele general de *analiza de decizie*.

Fiecare dintre noi vedem în succesul sau insuccesul unei activități caracterul realist sau nerealist al deciziei ce a determinat inițierea activității respective. Din păcate, această convingere unanimă dovedește nu rareori o concepție îngustă, făcută în grabă, asupra analizei de decizie.

Care este cauza acestei greșeli?

Această greșală o facem atunci când considerăm că analiza de decizie constă *numai* din prelucrarea matematică a informațiilor.

Oare greșim cu mult dacă gândim astfel?

Știm că decizia este rezultatul aplicării unui anumit model matematic și că veridicitatea modelului influențează direct caracterul realist al deciziei. Dar mai știm că aplicarea oricărui model matematic înseamnă în practică introducerea în calcule a unei selecții de informații. Precizia cu

¹ Comunicare în ședința din 19 aprilie 1974.

² Ministerul Minelor, Petrolului și Geologiei, str. Mendeleev nr. 36—38, București.

³ Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



care au fost obținute aceste informații, gradul lor de reprezentativitate a obiectului respectiv constituie surse de erori asupra deciziei, cel puțin la fel de importante ca și modelul matematic. Greșeala pe care o facem de a acorda atenție numai prelucrării matematice înseamnă, deci, ignorarea celorlalte momente ale activității decizionale.

Dorim să subliniem prin aceasta că analiza de decizie reprezintă o vastă activitate; ea începe cu construirea ipotezei de lucru, continuă cu selecția caracteristicilor ce au capacitate informațională maximă, cu măsurarea acestor caracteristici și acumularea informațiilor obținute, având ca moment final prelucrarea matematică a informațiilor în vederea luării deciziei.

Prezenta lucrare este dedicată momentelor, din activitatea decizională în geologie, ce preced prelucrarea matematică, adică: organizării, stocării și regăsirii informațiilor cu ajutorul calculatorului.

R o b i n s o n , directorul Comitetului de stocare, regăsire și prelucrare automată a datelor geologice din Canada, afirma, la simpozionul „Zece ani de calcul numeric în industria minieră” de la Tucson, din anul 1969: „gestionarea informațiilor nu mai poate fi concepută decât ca o profesie a calculatorului” (R o b i n s o n , 1969).

Această remarcă poate fi justificată suficient prin două argumente.

Primul argument: cantitatea mare de informații pe care o produce societatea noastră, fără de care nu se poate organiza prezentul și nici evalua viitorul posibil, solicită o capacitate de memorare imensă și extrem de rapidă, pe care numai calculatorul o are.

Al doilea argument: aplicarea metodelor matematice de decizie comportă calcule complicate care pot fi obținute în timp scurt numai cu ajutorul calculatorului, ceea ce obligă de asemenea ca informațiile ce sînt prelucrate să fie prezente în memoria calculatorului.

În legătură cu capacitatea de memorare a calculatorului, unii specialiști și-au pus întrebarea, care e rolul mai important al acestei mașini: de a face calcule sau de a memora? În acest sens, denumirea acestei mașini drept „calculator” nu evidențiază decât capacitatea ei de a face calcule. Se pare însă că ambele calități, de a memora și de a face calcule, sînt la fel de importante și sînt exploatate de altfel în același scop: de a face ordine. De aceea nu este de mirare că Academia Franceză a înlocuit denumirea de „calculator” cu aceea de „ordinator”, adică de instrument care face ordine, subliniind prin aceasta și calitatea de memorare a acestei mașini. Înțelegem semnificația adîncă a acestei denumiri, dar deoarece în literatura de specialitate românească s-a introdus denumirea de calculator electronic, vom utiliza și noi în continuare aceeași denumire.

Revenind la sarcina ce o încredințăm calculatorului de a administra gestiunea informațiilor, se observă că dispar, în adevăr, dificultățile în memorare, în schimb apar alte dificultăți.

Folosind limbajul academicianului C r . M o i s i l , am spune că dificultățile sînt generate de faptul că informațiile trebuie „citite” de calcula-



tor, iar calculatorul trebuie „învățat” să înmagazineze informațiile, în așa fel încît să le poată regăsi la cerere într-un timp scurt.

Prin memorarea informațiilor în calculator nu ne gîndim, desigur, la stocarea unui set de informații care apoi sînt chemate în bloc. O asemenea activitate este insuficientă față de numeroasele probleme ale geologiei moderne. Ne referim la stocarea unui ansamblu organizat de informații, cerut de prelucrarea unei familii de aplicații, care să poată fi actualizat și explorat de diferiți beneficiari. Adică, avem în vedere gestionarea informațiilor în așa numite *baze de date* sau *bănci de date*.

Activitatea de constituire a băncilor de date înseamnă parcurgerea mai multor etape.

Prima etapă : stabilirea listei de descriptori, codificarea informațiilor și întocmirea machetelor cartelei perforate.

A doua etapă : introducerea informațiilor în foi de perforare, împărțite în cimpuri, conform machetei cartelei.

A treia etapă : perforarea și controlul cartelelor.

A patra etapă : înregistrarea informațiilor în calculator prin transferarea lor de pe cartele pe disce sau pe bandă magnetică ; controlul allanumerie și logic al informațiilor.

A cincea etapă : organizarea informațiilor în fișiere și crearea unor grupe secundare de informații cu privire la structura, modul de organizare a fișierelor, care să permită scurtarea timpului de interogare.

A șasea etapă : actualizarea fișierelor.

A șaptea și ultima etapă : regăsirea informațiilor la cererea diferiților beneficiari.

Se poate afirma că activitatea de organizare a informațiilor în bănci de date are complexitatea unui proces tehnologic. Evident, ea nu poate fi realizată întîmplător, între două alte activități, ci numai de colective de specialiști care se ocupă în mod special de această problemă. Înființarea în acest scop a organismelor denumite GEOFOND sau a comitetelor naționale, cum este acela din Canada, sînt o dovadă convingătoare în acest sens.

Care sînt progresele obținute la noi în acest domeniu ?

Primul progres a fost prezentat în partea introductivă a acestei comunicări ; el se referă la natura psihologică — am zice — a problemei, adică ne-am însușit o serie de convingeri sau teze ce animă în tot mai mare măsură pe geologii din alte țări.

Prima teză : nu se poate utiliza calculatorul în activitatea geologică la scară națională fără a organiza informațiile geologice în bănci de date. Am putea afirma că înființarea băncilor de date reprezintă calul troian al informaticii.

A doua teză : organizarea băncilor de date înseamnă parcurgerea unor tehnologii complexe, însă ea începe printr-o acțiune simplă, dar indis-



pensabilă: modificarea registrului de probe și a carnetului de teren al geologului în așa fel încât ele să poată fi „citite” și de calculator. Această schimbare în evidența datelor geologice constă numai în înlocuirea unor formulare cu altele formulare (care reprezintă macheta cartei perforate), observațiile trebuind să fie introduse în noile formulare sub formă codificată. Poate pare operația prea simplă, dar ea se realizează practic cu destulă greutate.

A treia teză: acumularea atentă a informațiilor este strict necesară pentru luarea deciziilor în problemele activității zilnice, dar ea este în egală măsură o chestiune de etică profesională, de respect pentru generațiile viitoare. Dacă în chimie, de exemplu, procesele chimice pot fi reproduse oricând este nevoie, în ceea ce privește domeniul geologiei intervine un factor negativ: timpul, ștergerea treptată, uneori până la dispariție a proceselor geologice. Cel mai sugestiv exemplu îl constituie desigur zăcămintele care, potrivit destinului lor economic, sînt exploatate și, pe măsură ce se consumă cîte un zăcămint sau părți din el, asistăm la dispariția a cîte unui proces geologic de acumulare a substanțelor minerale utile.

Al doilea progres pe care l-am realizat constă în scrierea programelor de calculator, astfel încît etapele cerute în organizarea băncilor se realizează automat; programele sînt în număr de patru:

Un program (denumit GELO) servește la scrierea pe bandă magnetică a cartelelor și la controlul alfa. El semnaleză prezența literelor și a semnelor de punctuație în cîmpurile numerice, care constituie greșeli de perforare a cartelelor. Programul permite, de asemenea, înlocuirea înregistrărilor eronate, crearea unor noi generații ale fișierului.

Al doilea program (GEFI) realizează controlul logic, cum ar fi: succesiunea în fișier a lucrărilor geologice și miniere (foraje, puțuri, galerii etc.), a poziției strict crescătoare a probelor sau controlului lungimii minime și maxime a valorii caracteristicilor geologice măsurate (de exemplu: conținutul în metale, conținutul în minerale etc.). Același program permite eliminarea sau înlocuirea înregistrărilor greșite și inserția înregistrărilor omise.

Al treilea program (BAMS) organizează pe disc fișierele și stabilește structura lor. Totodată el asigură regăsirea informațiilor, extragerea la cerere a oricărei selecții prin regăsirea de subfișiere pînă la clasa 3 (de exemplu: zăcămint-filon-orizont-panou).

Al patrulea program (LAZI) dă posibilitate să se actualizeze fișierele de date primare și să modifice corespunzător fișierul secundar ce conține informații cu privire la structura fișierelor primare.

Cu ajutorul acestor programe au fost realizate băncile de date ale mai multor zăcăminte de minereuri. Astfel, este cazul unor zăcăminte filonice polimetalice din zona minieră Baia Mare (zăcămintele Herja, Baia Sprie, Cavnic, Băiuț, Tarna-Mare, Nistru, Șuioar, Ilba, Săsar) — bănci de date ce au fost exploatate și sînt exploatate în scopul cercetărilor geochemice și metalogenetice. De asemenea, în cazul unor zăcăminte cuprifere din Banat (zona Moldova Nouă) și Munții Apuseni (Roșia-Poieni) datele geologice au fost organizate în bănci, în scopul efectuării calculului rezervelor ce a stat la baza proiectării exploatării acestor zăcăminte în cariere.



Programele au fost elaborate de Al. Dimitriu în limbajul FORTRAN IV pentru calculatorul ICL 1905 (Dimitriu, Dumitriu, 1973).

Experiența dobândită, prezentată pe scurt în această comunicare, ar putea constitui o bază suficientă pentru dezvoltarea unei activități sistematice de organizare a băncilor de date geologice.

Avem convingerea că această experiență privind băncile de date fotografice, cuplată cu experiența acumulată în problema băncilor de date documentaristice, poate să însemne un start bun în modernizarea activității Fondului Geologic în țara noastră.

BIBLIOGRAFIE

- Robinson S. C. (1969) International aspects of geologic data storage and retrieval. Symposium: A decade of digital computing in the mineral industry, A. Weiss. Edit. Port City Press, 319, Baltimore.
- Dimitriu Al., Dumitriu Cristina (1973) Geologic data processing in Romania. *J. math. geology*, Plenum Publishing Corporation. 5, 3, 313, New York.
- * * * (1971) Data processing in biology and geology, Academic Press, Londra.

A PARTIR DU REGISTRE D'ÉCHANTILLONS — AUX BANQUES DE DONNÉES GÉOLOGIQUES

(Résumé)

Ce qui fait l'objet de cet ouvrage sont les moments de l'activité décisionnelle en géologie, qui précèdent le traitement mathématique des informations, notamment : l'organisation, le stockage et le dépistage d'informations à l'aide de l'ordinateur.

L'emmagasinage des informations dans l'ordinateur est discutée dans l'hypothèse du stockage d'un ensemble organisé d'informations, à même de permettre le traitement d'une famille d'applications, leur exploitation par les divers bénéficiaires et, également, leur actualisation. Les auteurs mettent en évidence l'importance de la solution de ce problème par le stockage des informations à partir des données ou des banques de données.

On fait l'analyse des principales étapes de l'activité de constitution des banques de données et des programmes pour l'ordinateur élaborés dans le langage FORTRAN IV par l'un des auteurs (Al. Dimitriu) : enregistrement des cartes perforées sur ruban magnétique des fichiers de données et l'élimination des erreurs alpha (programme GELO) ; contrôle logique, élimination des enregistrements erronés et l'intercalation des questions éludées (programme GEFI) ; détermination de la structure des fichiers de données, emmagasinage de ces informations dans un fichier secondaire, de même que la sortie sur demande de toute sélection par la consultation du



fichier des données sur la structure (programme GEFI); actualisation des fichiers de données et la modification conforme du fichier secondaire (programme LAZI).

On fait entrer les programmes dans un ordinateur ICL 1905. En base de ces programmes, on a réalisé des banques de données géologiques sur plusieurs gisements filoniens polymétalliques de la région de Baia Mare et sur des gisements à minéralisation dispersée de cuivre (Moldova Nouă, Roșia Poieni). Ces banques de données sont employées à l'occasion des recherches diverses : géochimiques, métallogéniques et économiques.



2. ZĂCĂMINTE

INDICAȚII ASUPRA ACTIVITĂȚII HIDROTERMALE ÎN DEPOZIȚELE SEDIMENTARE NEOGENE DIN CULOARUL SĂLAJULUI¹

DE

IOAN KALMĂR²

Abstract

Indications on the hydrothermal activity within Neogene sedimentary deposits from the Sălaj chute. There are described silicification, sideritization, argillization and sulphide sediments along some fractures which pierce the Neogene deposits between the Ticău and Bie (NW of Transylvania) massives. The source of the hypogene fluids should be the covered magmatism along some regional fractures, unknown up to now.

Culoarul Sălajului este zona depresionară, cu relief colinar, ce desparte masivele cristaline insulare Ticău și Bie din partea NW a Transilvaniei. Drenat de afluenții stîngi ai Someșului și în special de pîrul Sălajului, cu văi largi intens colmatate, Culoarul Sălajului realizează, atît sub raport geologic cît și din punct de vedere geografic, legătura dintre depresiunea Sălajului și cea a Băii Mari (pl. I.).

Sectorul la care se referă prezenta notă a fost cercetat de Roth v. Telegd (1919) și apoi de Apostol³, Stan⁴, Bulgaru⁵, Paucă (1964), Zotta-Lubenescu et al. (1965) ș.a. Autorul prezentei lu-

¹ Comunicare în ședința din 12 aprilie 1974.

² Intreprinderea de Prospekțiuni și Explorări Geologice „Maramureș” Baia-Mare, str. victoriei nr. 146.

³ L. Apostol. Neogenul de la W de Someș. Compania 1952. Raport + harta geol. a reg. Ticău—Benesat—Săsiș sc. 1: 20.000, Arh. Inst. Geol. București.

⁴ M. I. Stan. Prospekțiuni pentru marne la Turț și Ulmeni/Baia Mare, harta Ulmeni—vicea sc. 1: 20.000, 1957 Arh. Inst. Geol. București.

⁵ N. Bulgaru, Mihaela-Doina Gherghian, M. Gherghian, Magdalena Radu. Raport geologic asupra prospekțiunilor geologice pentru hidrocarburi în N Bazinului Transilvaniei, în zona V. Lăpușului (Coaș), V. Tîrlîșua, completarea prospekțiunilor din jurul cristalinelui Munților Făget (Bie), harta Benesat — Jibou 1: 10.000. Arh. Inst. Geol. Buc.



crări a efectuat prospecțiuni⁶ în partea estică a Culoarului Sălajului între Benesat, Cehu Silvaniei, Ulciug-Haltă și Arduzel, rezultatele fiind concretizate, printre altele, prin harta anexată prezentei lucrări (pl. II).

1. Situația geologică

Sectorul de est al Culoarului Chioarului cuprinde depozite paleogene, tortoniene, sarmațiene, pannoniene și cuaternare.

Paleogenul este reprezentat prin argile vârgate inferioare (cu intercalații de nisipuri și pietrișuri) ce aflorază la N de Benesat.

Tortonianul (Badenianul) aflorază doar în imediata apropiere a limitei estice a sectorului, reprezentată prin cele două fracturi paralele între ele.

Aici apare o succesiune de gresii tufacee calcareoase, calcare grezoase și un nivel de tuf rioidacitic de 8 – 10 m grosime desemnat de Ghiurca (1970) sub denumirea de „tuf de Benesat”, echivalentul tufului de Dej.

Sarmațianul succede în continuitate de sedimentare, prin intermediul unui pachet de marne bituminoase, cu un pachet de 10 – 70 cm de tuf andezitic la bază. Aici, Babea⁷ a determinat o asociație micropaleontologică de foraminifere (în special, elphizi) caracteristice Volhyanianului.

Peste marnele brun-închise, bine dezvoltate atât pe pârâul Pietros (Țicău) cât și pe valea Spinătului, la confluența acestuia cu pârâul Covaci (locul denumit „La Vii”) amonte de stațiunea IMA. Benesat, apar marne foioase gălbui cu intercalații decimetrice de gips (pl. I, fig. 1).

Partea superioară a Sarmațianului este constituită din marne nisipoase cărbunoase cenușii, cu intercalații de nisipuri polimictice; acestea apar și în fundul văii Arduzelului, într-o butonieră de eroziune.

Menționăm că în hărțile publicate și în manuscris (1963, 1967) în această parte nu sînt figurate depozite sarmațiene; nici Ghiurca (1970) nu le menționează.

Pannonianul este termenul stratigrafic cu aria cea mai întinsă de apariție, acoperind depozitele sarmațiene în lungul unei ușoare discordanțe, vizibile în fundul văii Arduzelului și a Spinătului.

Depozitele pannoniene debutează printr-un orizont discontinuu de argile gălbui cu fragmente centimetrice de marne sarmațiene și de gresii tortoniene (badeniene), cu o microfaună remaniată de globigerinide și de elphizi.

Urmază un complex gros de peste 400 m alcătuit din argile plastice cenușii, cu intercalații de nisipuri prăfoase gălbui cu zone gresificate. Intercalațiile marnoase cenușii sînt destul de rare. Ele conțin o microfaună săracă de ostracode (cyprideide) caracterizînd zona C + D + E a Pannonianului. Succesiunea se încheie cu un pachet de cea 200 m grosime de

⁶ I. Kalmár, Doina-Orania Ionescu. Prospecțiuni geologice pentru pegmatite cu muscovit și roci utile în sectorul Ţemecioara și în munții Țicăului (județul Maramureș și Sălaj). 1969. Arb. M.M.P.G. București.

⁷ Laboratorul de Micropaleontologie al IPGSMS București.



argile nisipoase și argile prăfoase gălbui în care singurele resturi organice sînt fructificațiile de Characee, tuburile de viermi și stărnăturile de cochilii fin costate (probabil, limnocardiide).

Cuaternarul este reprezentat prin depozite de terasă, luncă, conuri de dejecție și alunecări de teren. Peticile de depozite psefitice, acoperite de un strat de lehm argilos de pe culmea dealului Bikerd și Cîreșeg, sînt de vîrstă villafranchiană.

2. Tectonica

Cele două falii care delimitează compartimentul căzut al culoarului Sălaului de horstul Țicăului fac parte din sistemul „Para-Mezeș” (P a u e ș , 1964) cu săritura de cel puțin 400 m, evidențindu-se și printr-un șir de izvoare cu debit mare și cu apă ușor mineralizată.

Noi am evidențiat existența și a altor falii ce străbat terenurile pliocene, aflîndu-se în mișcare și în zilele noastre, așa cum reiese din observațiile efectuate asupra luncilor principalelor văi. Compartimentul care „cade” se evidențiază prin faptul că profilul văii suferă o adîncire sensibilă în dreptul său, lunca este dezvoltată, înmlăștinată iar pîrîiașul divaghează în ne-numărate coturi sau chiar dispăre în mlaștini cu o asociație vegetală caracteristică.

În ansamblu depozitele cad lin ($3 - 12^\circ$) spre NW sau N, doar în apropierea faliilor amintite se observă o creștere a valorilor înclinării pînă la 40° .

3. Indicații asupra circulației hidrotermale

În lungul liniilor de fracturi apar, în loc sau ca fragmente, roci care aduc mărturie circulației unor fluide hipogene de temperaturi suficient de ridicate și cu chimism corespunzător.

3.1. *Filonul de cuarț hidrotermal de la Benesat — La Vii.* Pe traseul faliei NE — SW în sol apar fragmente de cuarț alb, constituit din cristale cu forme de trapezodru trigonal concrescute paralel sau în geode.

Practicînd o săpătură, la 2 m sub nivelul solului, în marnele gălbui foioase sarmațiene, am întîlnit o zonă intens zdrobită, străbătută de vine de calcit, lamele de gips și cuiburi sau geode de cuarț hidrotermal.

În aceasta, în secțiuni subțiri se constată existența unor paiete de hidromice sau de illit, (pl. I, fig. 3) iar marnele din jur sînt întărite, odată cu apariția în masa lor a unor fibre de calcedonie și a unor cuiburi de hidromice bine vizibile la microscop. Cu totul sporadic apar cuiburi de pirită intens limonitizată.

Din determinările de temperatură de omogenizare a unor incluziuni bifazice rezultă valori de $170-185^\circ$ în cuarț și 95° într-o lamelă de gips.

Analiza spectrală a unui eșantion este redată în tabel (proba 55 II și 57 H). Se remarcă prezența molibdenului, arsenului, bariului, a plumbului, zincului, a cuprului și a argintului, elemente care în mod obișnuit intră în compoziția depozitelor de natură hidrotermală.

3.2. *Opalizările în tuful de Benesat.* În amonte de IMA-Benesat, într-o mică carieră se observă numeroase bancuri de tufuri fine, care, în



secțiune subțire se dovedesc a fi transformate intens, fragmentele de sticlă și rarele cristaloclaste de plagioclaz fiind aproape integral înlocuite cu opal.

Gresiile tufacee din culcuș suferă și ele invazia unor vinișoare milimetrice cu umpluturi de opal. Se observă de asemenea separarea de calcedonie pe testele de foraminifere din gresii (pl. I, fig. 2). Este posibil ca și procesul de opalizare să fi avut loc sub acțiunea unor soluții hipogene ascendente.

3.3. *Concrețiunile grezo-limonitice.* Pe interfluviul Ulcug — Sălaj, respectiv Ulcug — Horoat, pe traseul faliiilor dar și în alte locuri din apropierea lor, apar numeroase concrețiuni de 0,5 — 5 cm, constituite din mineralele ce formează nisipurile panoniene (cuarț metamorfozen, microclin, muscovit etc) într-un ciment feruginos — silicios (pl. I, fig. 4). Masa ci-

TABEL

Analiza spectrală (p. p. m.) a unor roci transformate hidrotermal și a unui cuarț hidrotermal din culoarul Sălajului

Nr.	55H	57H	59 H	63 H
Locul	La Vii Benesat	La Vii Benesat	Dealul Cireșeg Ulcug	Halta Ulcug
Roca	Marnă breșfiată, silicifiată, calcitizată și fin impregnată cu pirită	Cuarț hidrotermal	Concrețiune grezo-limonitică	Concrețiune grezo-limonitică
Ti	180	150	900	1000
Mn	300	900	250	140
Cr	—	—	50	prezent
Ni	23	45	prezent	20
Co	prezent	16	prezent	—
Mo	10	prezent	prezent	—
As	100	1800	400	100
Ba	200	150	500	150
Sr	1000	300	300	1000
Pb	300	500	300	100
Zn	50	100	prezent	500
Cu	500	1000	100	500
Ag	1	5	1	—

Analize efectuate la Laboratorul I.G.P. București.

mentului este constituită din floccule de goethit și fibre de calcedonie. În secțiune lustruită, la o mărire suficientă acele fine de goethit formează o pislă deasă întretăiată de vine de gangă (calcedonie).

În versantul sudic al dealului Cireșeg, într-o mică excavație pentru extracția nisipului, am întâlnit câteva astfel de concrețiuni „in situ”, de o parte și de alta a unei fisuri cu umplutură brecioasă, de 1 — 3 cm, străbătută de vine de limonit.

Analiza spectrală a unor astfel de concrețiuni este prezentată în tabel (probele 59 H, 63 H). Observăm din nou prezența unor elemente caracte-



ristice depozitelor de natură hipogenă: arsenul, plumbul, zincul, cuprul, moliбdenul și argintul sînt metale comune în sulfurile hidrotermale iar bariul, stronțitul și manganul apar frecvent în gangă (baritină, rodocrozit).

În versantul sudic al dealului Uliciugului apar de asemenea concrețiuni limonitice dar masa de bază este de natură argiloasă. În secțiune apar, pe fondul aparent omogen al argilei, paiete de hidromice și șiraguri de cristale ovoidale de sideroză intens sau total limonitizate.

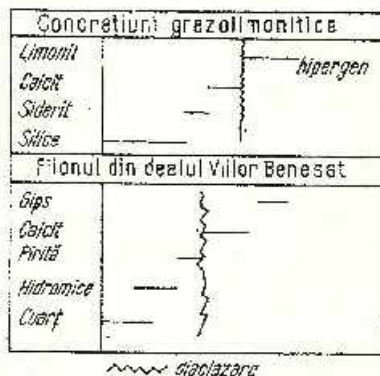
Prezența limonitului format pe seama siderozei, a fibrelor de calcedonie, a hidromicelor bine cristalizate și a oligoclementelor hidrotermale ne face să punem pe seama unor soluții hipogene formarea acestor concrețiuni, în special prin sideritizarea carbonatului din cimentul gresiiilor și aport de silice.

4. Concluzii

În sectorul cercetat, în lungul unor falii apar manifestări ale proceselor hidrotermale, manifestări traduse prin depuneri de silice, sideroză (ul-

Successiunea de formare a mineralelor și a transformărilor hidrotermale din culoarul Sălajului.

Succession de formation des minéraux et des transformations hydrothermales du couloir du Sălaj.



terior limonitizată), formare de hidromice larg cristalizate și mobilizări de calcit și de gips (acele unde există).

Transformările, cu caracter de argilizare, silicifiere și sideritizare hidrotermală au avut loc la temperaturi relativ scăzute și e posibil ca ele să fi decurs în mai multe etape, așa cum am căutat să ilustrăm în figură.

Vîrsta circulației hidrotermale este mai nouă ca zonele C + D + E ale Pannonianului dar mai veche ca Villafranchianul, neafectat.

Dată fiind distanța mare față de aria vulcanismului băimărean (cca 60 km) trebuie admisă existența unor centre sau vetre magmatice de sine stătătoare în afara zonei de aflorare actuală a rocilor eruptive neogene, în profunzime, în apropierea marilor fracturi „Para — Mezeș” și „Para — Codru” active pînă după finele pannonianului, așa cum de altfel se obser-

vă mai spre sud pentru iviri de vîrstă mai veche (Răileanu et al., 1964, Iliescu, 1965).

BIBLIOGRAFIE

- Ghiurca V. (1970) Sedimentarul din bordura sudică a bazinului Baia Mare. Autoreferat Univ. București, Fac. Geol. Geogr.
- Iliescu O. (1965) Date preliminare asupra vîrstei erupțiilor de la est de Cristalinul Mezeșului (NW Transilvaniei) *D. S. Com. Geol.* LI/1, p. 31—43, București.
- Kalmár I. (1971) Asupra prezenței depozitelor postpanoniene în sudul masivului Preluca (județul Maramureș) *D. S. Inst. Geol.* LVII/4, p. 210—213, București.
- Pauca M. (1964) Bazinul neogen al Silvaniei *An. Com. Geol.* XXXII, p. 39—114, București.
- Răileanu Gr., Rusu A., Moisescu V. (1964) Relațiile tectonice ale cristalinului munților Meseș-Tișeu cu formațiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei. *St. Cerc. Geol. Geogr. (Geol.)* 9/2, p. 251—262, București.
- Zotta-Lubenescu Victoria, Crahmașiu Gloria, Radu Magdalena (1965) Observații asupra stratigrafiei și faunei depozitelor panoniene din bazinul Silvaniei. *Com. St. I.P.I.* IV, p. 20—21, București.
- * * * (1963) Harta geologică a R.P.R. sc. 1 : 100.000, foaia Șomcuta. Inst. Geol., București.
- * * * (1967) Harta geologică a R.S.R. sc. 1 : 200.000, foaia Baia Mare. Inst. Geol., București.

OBSERVATIONS SUR L'ACTIVITÉ HYDROTHERMALE DANS LES DÉPÔTS SÉDIMENTAIRES NÉOGÈNES DU COULOIR DU SĂLAJ

(Résumé)

Dans le secteur situé entre le massif cristallin de Tișeu et celui de Bic (NW de la Transylvanie), au sein des dépôts badéniens, sarmatiens et panoniens, on a mis en évidence des vestiges des circulations hydrothermales. Ceux-ci se manifestent par la présence des filons de quartz hydrothermal à hydromicas et sulfures, des zones opalisées en tufs et grès badéniens et par l'apparition des concrétions grés-limonitiques à sidérose, goethite, hydromicas, quartz, calcédoine et opale, le long des failles, dans les dépôts panoniens. Dans les roches transformées du point de vue hydrothermal, on voit apparaître des oligo-éléments spécifiques, identifiés à l'aide de l'analyse spectrale. Les transformations hydrothermales ont eu lieu à des températures basses (95—125°) et se sont déroulées probablement en plusieurs étapes.

L'âge de la circulation hydrothermale est post-panonien, mais anté-villafanchien. Vu que, dans le voisinage, on ne trouve pas des corps volcaniques au jour, l'auteur est tenté de mettre ces manifestations sur le compte des magmatites, cachés le long des lignes tectoniques régionales „para-Mezeș” et „para-Codru”.



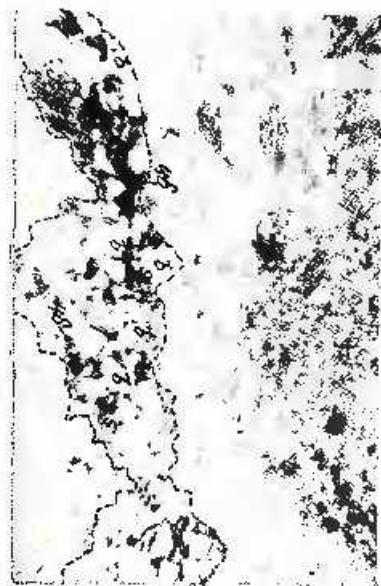
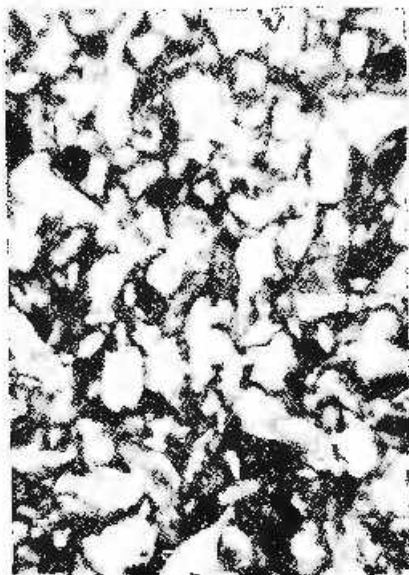
PLAȘA I



PLANȘA I



- Fig. 1. — Gips sarmațian. La Vii, Bencsat. N + , 25 x.
Gypse sarmation. A Vii, Bencsat. N + , 25 x.
- Fig. 2. — Gresie tufacee badeniană silicifiată, de la I.M.A. Bencsat. q, cuarț, fp, feldspat plagioclaz, parțial opalizat, m, teste de miliolide, l, *Lithophyllum*, f, fragment de cochilie de moluște, br, fragment de brizoar, c, calcedonie substituind cimentul bazal calcitic, o, opal. N + , 12 x.
Gres tufacé badérien silicifié, de I.M.A. Bencsat. q, quartz, fp, feldspath plagioclase, partiellement opalisé, m, tests de miliolides, l, *Lithophyllum*, f, fragment de coquille de mollusques, br, fragment de bryozoaire, c, calcedoine, substituant le ciment basal calcitique, o, opale. N + , 12 x.
- Fig. 3. — Filonul de cuarț de la Vii, Bencsat: q, cuarț hidrotermal, i, lamelile de illit, py, granule de sulfuri fin disperse. N — , 12 x.
Filon de quartz de Vii, Bencsat: q, quartz hydrothermal, i, lamelles d'illite, py, grains de sulfures finement disséminés. N — , 12 x.
- Fig. 4. — Gresie pannoniană traversată de un filon hidrotermal. Dealul Cîreșeg, Ulcioag; q, cuarț, q', cuarț hidrotermal, c, calcedonie hidromic, gh, goelăil, s, sideroză parțial limonizată. N — , 12 x.
Gres pannonien traversé d'un filon hydrothermal. Dealul Cîreșeg, Ulcioag; q, quartz, q', quartz hydrothermal, c, calcedoine + hydromic, gh, goethite, s, sidérose partiellement limonisée. N — , 12 x.





EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche II

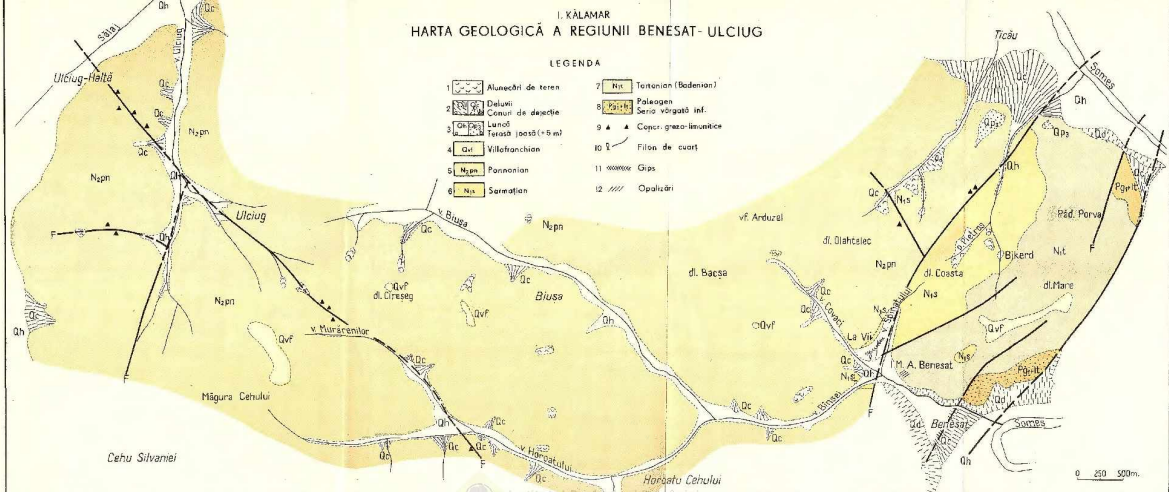
Carte géologique de la région de Beneat — Vilciug. Qd, diluviatus; Qc, cônes de déjection; Qh, prairie; Qp₃, terrasse basse (- 5 m); Qvl, Villafrauchien; N₃ pn, Pannonien; N₁s, Sarmajien; N₁l, Tortonien (Badénien); Pg₁ - Ii, Paléogène (série bigares inférieure); concrétions grésolimoniennes; q, filon de quartz;  gypse;  zone opalisée.



I. KALAMAR
HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII BENESAT-ULCIUG

LEGENDA

- | | | | | |
|---|--------------------|----|-----|-----------------------|
| 1 | Aluvieri de teren | 7 | Nis | Terționar (Badensian) |
| 2 | Daluri | 8 | Qc | Zăvoieni |
| 3 | Cămin de deșeie | 9 | Qc | Sarcă vîrgată inf. |
| 4 | Lăptos | 10 | Qc | Capul greco-limonic |
| 5 | Terasă (post-15 m) | 11 | Qc | Filon de cuarț |
| 6 | Villfranchien | 12 | Qc | Opacități |
| 1 | Pannonic | | | |
| 2 | Nis | | | |
| 3 | Sarmatian | | | |



2. ZĂCĂMINTE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL MINERALIZAȚIEI CINABRIFERE DE LA IZVORUL AMPOIULUI (MUNȚII APUSENI)¹

DE

VASILE MANILICI, LIVIU ROȘCA, RODICA APOSTOLESCU²

Abstract

Contributions to the study of the cinnabariferous mineralization from Izvorul Ampoiului (Apuseni Mts). The authors analyse the geological conditions of formation of the cinnabariferous mineralization from Izvorul Ampoiului, connected with the Neogene volcanites from the Apuseni Mts. Paragenesis: cinnabar, marcasite, pyrite, quartz, carbonates, is identical with the one of some other similar ores and the crystallization temperature of 154—204°C situates the researched mineralization among the epithermal ones. Beside Hg as a main element, one may identify hydrothermal and lithophil micro-elements.

Cadrul geologic

Mineralizația cinabriferă din apropierea localității Izvorul Ampoiului este cunoscută în valea Dobrotului, Cîrîngul Băbuia, dealul Dumbrava, satul Viltori, ș.a. fiind legată de ultimele manifestări vulcanice neogene din Munții Metaliferi.

Puterea în loc a mineralizației este controlată în ambele cazuri, în principal, de factorul tectonic, ea fiind localizată în zonele anticlinale ale celor două structuri.

În dealul Dumbrava, mineralizația apare localizată în culcușul faliei principale cu orientarea NW — SE, avînd înclinare sud-vestică de 60° (fig. 1), concentrîndu-se în complexul de șisturi marno-grezoase și marnocalcare aptiene. Intercalațiile de gresii și conglomerate, destul de frecvente în porțiunile superioare ale complexului, sînt în general lipsite de concentrații mai importante de cinabru. Zăcămintul a fost urmărit pe o lungime de cea 800 m, lărgimea lui atîngînd cea 60 — 100 m în porțiunile superioare

¹ Comunicare în ședința din 31 mai 1974.

² Institutul Politehnic, Splaiul Independenței nr. 313, București.



aceasta scăzând treptat în adâncime încet, la nivelul orizontului — 20 ea se reduce la 1 — 3 m, iar la nivelul orizontului — 45, la câțiva decimetri. Pe verticală zăcămintul a fost exploatat pe o diferență de nivel de cea 250 m.

La Băbuia, situată la cea 3 km NW de dealul Dumbrava, mineralizația cinabrifera alcătuiește mai multe corpuri dintre care patru au fost

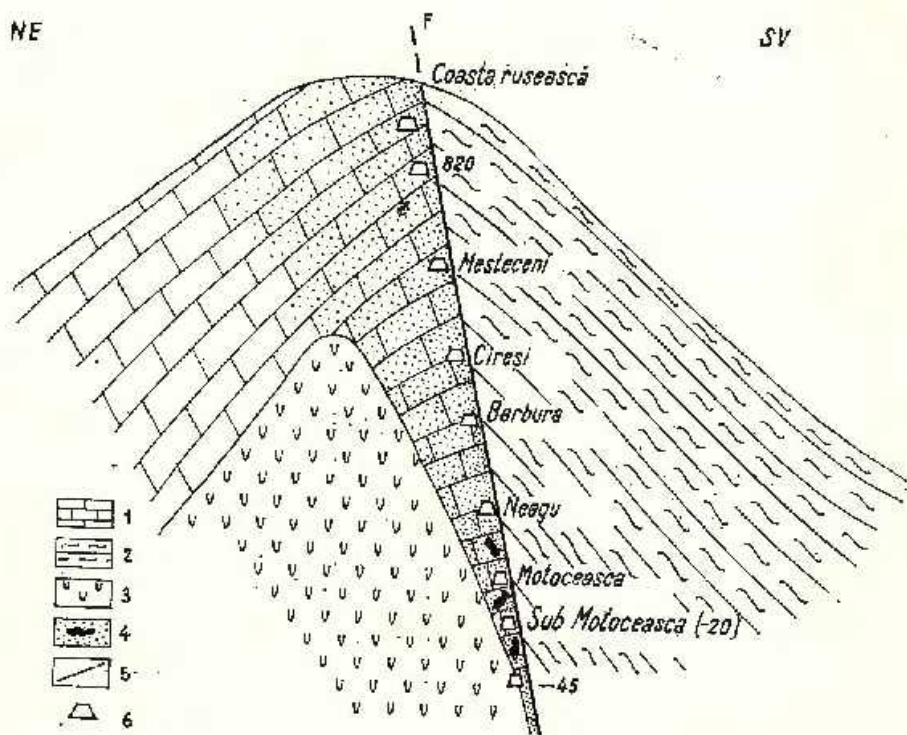


Fig. 1. — Secțiune transversală prin zăcămintul Dumbrava, după Brana, Iacobovici și Savin.

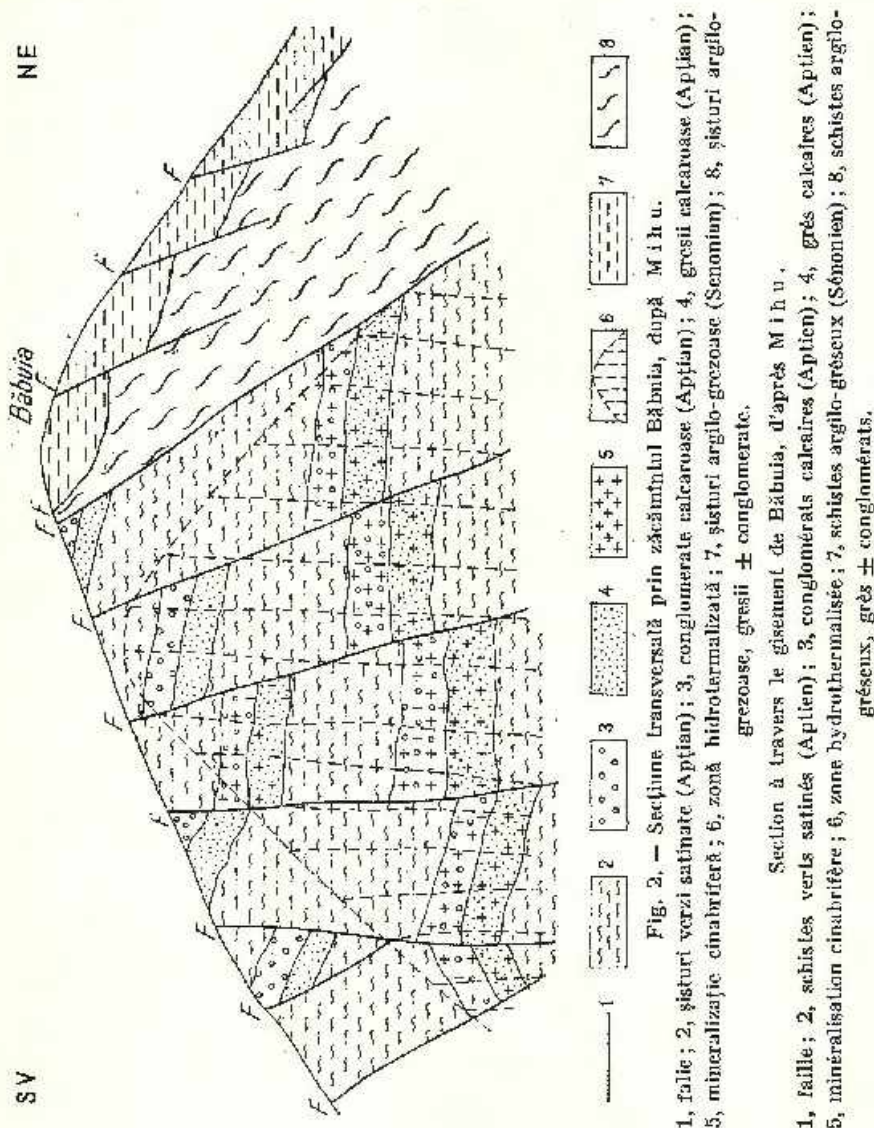
1, Aptian; 2, Barremian; 3, Triasic; 4, mineralizații de cinabru; 5, falie; 6, galerie.

Section à travers le gisement de Dumbrava, d'après Brana, Iacobovici et Savin.
1, Aptien; 2, Barrémien; 3, Trias; 4, minéralisation de cinabre; 5, faille; 6, galerie.

urmărite mai de aproape. După Cipeigan³ aici cinabru se concentrează în intercalațiile de conglomerate și gresii calcaroase ale Aptianului (fig. 2), lipsind din cele argiloase, care și în acest caz au jucat rolul de ecran protector. Gresile cu ciment silicios și argiloase care apar în cuprinsul bancurilor respective nu sînt mineralizate. La fel și gresile, respectiv conglomeratele calcaroase cu ciment silicificat. Dimensiunile corpurilor mineralizate care

³ I. Cipeigan. Raport asupra lucrărilor de explorare din zăcămintul cinabrifera Băbuia. 1960. Arch. C.R.R.G.

prezintă interes practic variază de la 30—40 m, fără să depășească 70 m, iar grosimea lor se menține la 3—4 m, atingind local 15—20 m. Contururile corpurilor mineralizate sînt foarte neregulate, ele fiind condiționate de gradul de tectonizare și de porozitate.



În ambele perimetre, mineralizația cinabrifără se prezintă, în cea mai mare parte, sub formă de impregnație, cuiburi ori filonașe milimetrice, mai rar centimetrice. Obișnuit, filonașele cu umplutură de cinabru, a căror frec-

vență atinge valori ridicate în porțiunile din imediata apropiere a faliei principale din dealul Dumbrava, sînt însoțite de o impregnare mai intensă cu cinabru, intensitatea impregnației scăzînd paralel cu depărtarea de culcușul faliei, respectiv de sistemele de filonașe. În aceste porțiuni mineralizația are aspect de volbură.

O particularitate a zăcămintului de la Dumbrava este apariția la nivelul orizonturilor inferioare, unde lărgimea rocii gazdă se reduce simțitor, a unor corpuri de cinabru compact, care după Brana (1958) puteau conține cîteva sute de kilograme de cinabru. Astfel de concentrații au fost întîlnite numai în porțiunile cu un grad ridicat de mineralizare, ele lipsind la nivelul orizonturilor superioare slab mineralizate. Asemenea concentrații sînt mai rare la Băbuia.

Procesul de mineralizare este însoțit în ambele cîmpuri miniere de o decalcifiere a rocii gazdă, urmată de silicifiere și ușoară piritizare, în cadrul cărora are loc mai întîi îndepărtarea cimentului, urmată de depunerea de cuarț microgranular, urmat de sulfuri, calcedonie și gips.

Parageneza mineralogică

La examenul microscopic s-au identificat: cinabru, pirită, marcasită, goethit și lepidocrocit asociate cu cuarț, calcedonie, calcit și gips ca minerale de gangă. Fărcașan (1962) semnalează, în dealul Dumbrava, prezența metacinabritului, care însă în cadrul cercetărilor noastre se dovedește a fi o varietate de cinabru.

Cinabru, componenta principală a minereului, se prezintă sub formă de agregate fin granulare care impregnează roca gazdă, mase compacte alcătuiind umplutura filonașelor sau a corpurilor lenticulare de la nivelele inferioare ale zăcămintului Dumbrava. La Băbuia cinabru înlocuiește cimentul calcaros al conglomeratelor și al gresiilor, corodînd local cuarțul detritic.

Se deosebesc două varietăți: una de culoare roșie obișnuită, cu urmă roșie și alta cenușie cu reflexe roșcate, considerată drept metacinabrit. Varietatea cenușie, prezentîndu-se sub formă de mase compacte, microgranulare, ce alcătuiesc umplutura unor filonașe care străbat varietatea roșie, ori tapițează micile goluri din minereul compact, se caracterizează prin urmă roșie și nu cenușie ca a metacinabritului.

Local, în micile goale ale masei de cinabru compact se observă apariția de cristale milimetrice de cinabru cenușiu-roșcat, fără să se poată determina formele cristalografice.

Ambele varietăți produc reflexe ale razelor X la: varietatea roșie: 4,22; 3,330; 3,134; 2,850; 2,361; 2,061; 2,009; 1,971; 1,809; 1,734; 1,729; 1,665 Å; — varietatea cenușie: 4,22; 3,351; 3,168; 2,841; 2,365; 2,065; 2,022; 1,975; 1,760; 1,729; 1,679 Å;⁴

Se constată că ambele varietăți aparțin cinabruului (fig. 3 a), deoarece lipsesc reflexele specifice metacinabritului: 3,369; 2,910; 2,035 și 1,680 Å.

⁴ Analist: G. H. Neacșu. Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni.



Singura reflexie aparținând metacinabritului, identificată la varietatea cenușie, este cea de 1,758 Å, avînd însă o intensitate slabă. Pentru comparație s-a analizat și o probă de cinabru cenușiu (fig. 3 b) de la Idria (R.S.F. Iugoslavia), obținîndu-se rezultate comparabile cu cele de la Izvorul Ampoiului.

Analiza termică diferențială a unei probe de cinabru compact, cuprinzînd ambele varietăți (fig. 4), confirmă prezența cinaburului marcată prin efectul exoterm de 418° C, asociat cu pirită marcată prin efectul exoterm de la 535—540° C și minerale argiloase reprezentate prin montmoril-

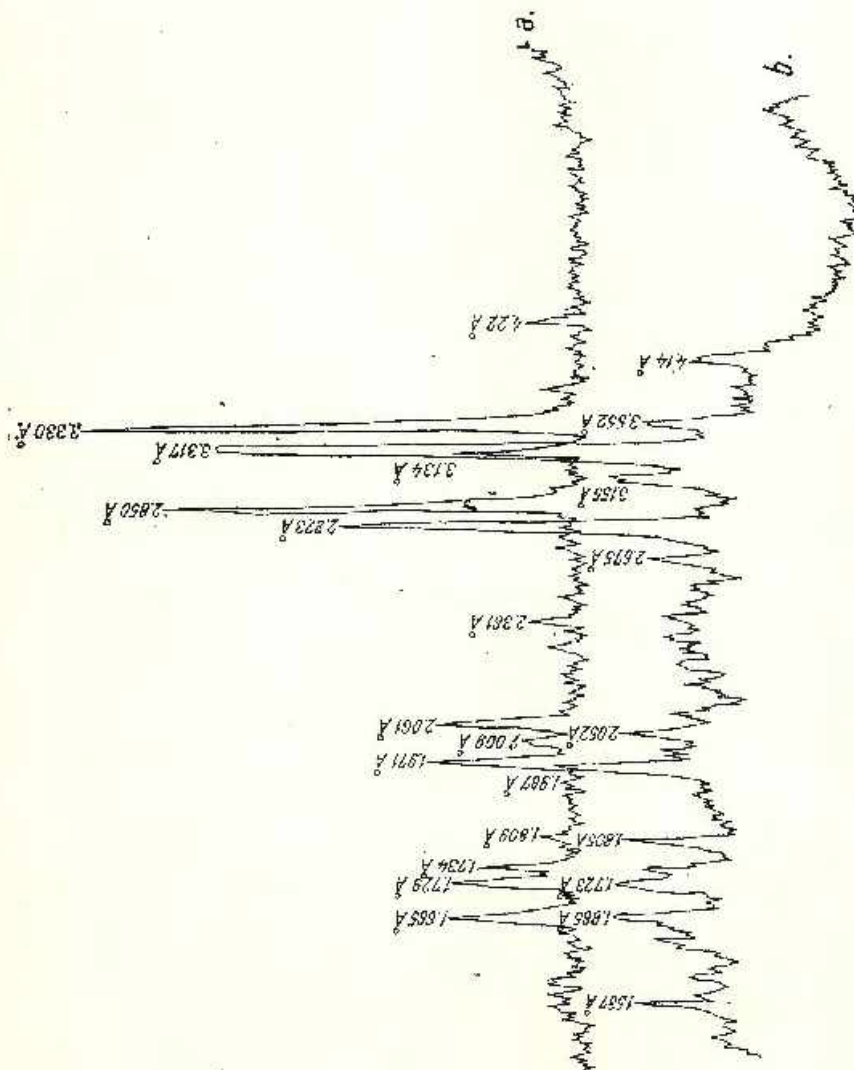


Fig. 3. — Diffractograma unor probe de cinabru de la: a) Izvorul Ampoiului, b) Idria, R. S. F. Jugoslavia. Diffractogramme des quelques échantillons de cinabre de: a) la source de l'Ampoin, b) Idria, R. S. F. Jugoslaviac.

lonit — illit ce se trădează prin efectele endoterme de la 180° și 525°C, inclusiv efectul exoterm de la 950°C. Prezența acestora din urmă se confirmă și microscopic (pl. I, fig. 1, 2, 3), ele identificându-se ca resturi neînlocuite în masa cinabruului.

Temperatura de cristalizare, determinată prin metoda dilatometrică (fig. 5), este cuprinsă între 154—204°C.

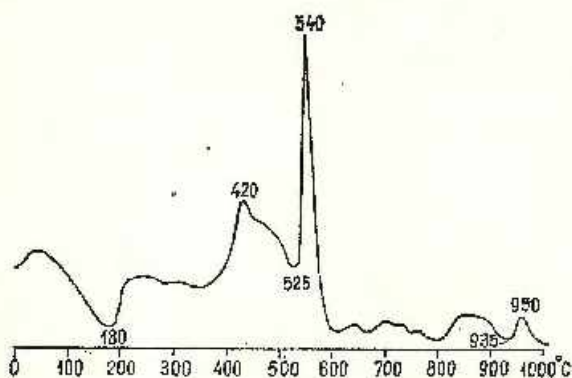
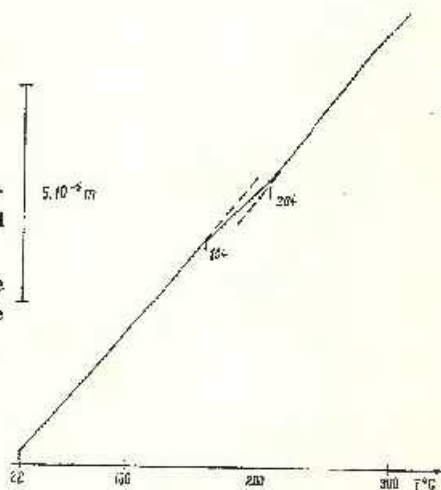


Fig. 4. — Curba termică diferențială a unei probe de cinabru din dealul Dumbrava oriz. Motoceasca.

Courbe thermique différentielle d'un échantillon de cinabre de la colline Dumbrava, horiz. Motoceasca.

Fig. 5. — Curba dilatometrică indicând temperatura de cristalizare a cinabruului compact din dealul Dumbrava, oriz. Motoceasca.

Courbe dilatométrique indiquant la température de cristallisation du cinabre compact de la colline Dumbrava, horiz. Motoceasca.



Microscopic, cinabruul se prezintă microgranular allotriomorf, acoperind pirita local idiomorfă, cuarțul detritic, inclusiv cuarțul criptogranular metasomatic din zonele de silicifiere. Obişnuit, el înlocuiește la început calcitul din masa marnelor, respectiv al marno-calcarelor din zona Dumbrava, inclusiv cimentul calcaros al gresiiilor și conglomeratelor (pl. I., fig. 1, 2, 3, 4); în această primă fază mineralele argiloase rămân incluse în masa cinabruului, în fazele mai avansate și acestea din urmă fiind însă înlocuite de HgS. În fazele mai avansate cinabruul corodează și cuarțul detritic. El

alcătuiește umplutura filonașelor ce străbat marnele silicifiate din dealul Dumbrava (fig. 6, 7), depunerea lui efectuându-se în urma procesului de silicifiere. În cuprinsul acestor filonașe, cinabruul este frecvent asociat cu marcasită și cuarț, ambele depunându-se, în cea mai mare parte, înaintea cinabruului (fig. 7), corodînd, de preferință, marcasita. La rîndul său, cinabruul este străbătut local de către carbonați aparținînd unor depuneri ulterioare. Se întîlnesc însă și cazuri în care filonașele cu umplutură de cal-

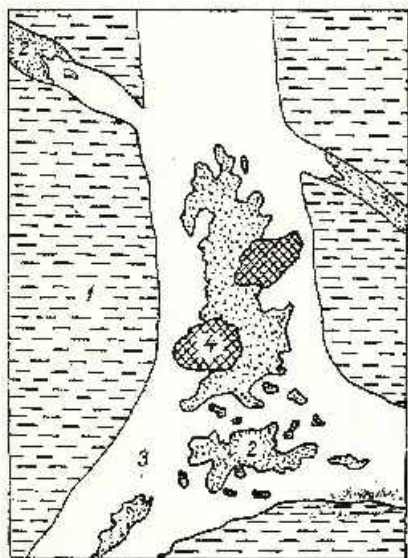


Fig. 6

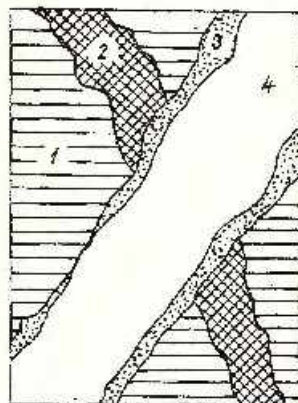


Fig. 7

Fig. 6. — Marnă parțial silicifiată (1), străbătută de filonașe cu umplutură de marcasită (2), întrerupte de filonașe cu umplutură de marcasită (2), cinabru (3) ce corodează marcasita și cuarțul (4).

Marne partiellement silicifiées (1), traversées des filonets à remplissage de marcassite (2), coupés par des filonets à remplissage de marcassite (2), cinabre (3) qui corrodent la marcassite et le quartz (4).

Fig. 7. — Marnă silicifiată (1), străbătută de filonașe cu umplutură de cuarț microgranular (2), intersectate de filonașe conținînd umplutură de marcasită (3), acoperită de cinabru (4).

Marne silicifiées (1), traversées des filonets à remplissage de quartz microgranulaire (2), intersectés par des filonets à remplissages de marcassite (3), recouverte de cinabre (4).

cit sînt traversate de către cele cu umplutură de cinabru, ceea ce indică o perioadă comună de depunere.

Varietatea cenușie a cinabruului alcătuiește umplutura filonașelor ce străbat varietatea roșie, fiind depusă în urma acesteia. Microscopic, aceasta din urmă prezintă aceeași putere de reflexie, avînd relieful ceva mai



scăzut. Spre deosebire de varietatea roșie, varietatea cenușie nu prezintă decât local slabe efecte de reflexie internă de culoare roșie-maronie, contrastând cu cinabruul comun care se diferențiază printr-o accentuată reflexie internă de culoare roșie deschisă. În nici una din secțiunile examinate nu s-a identificat apariția maclelor polisintetice specifice metacinabritului. În această varietate au fost identificate spectrografic de către P r o t o - p o p e s c u de la I.G.P. : Zn, ca element major, Ag, Cu, Ni, Pb, Sn și In, ca elemente minore.

O caracteristică a varietății cenușii constă în prezența unor incluziuni fine de culoare galben-crem, cu un relief negativ față de al mineralului gazdă (pl. III, fig. 2). Dimensiunile lor oscilează între 5 — 40 μ . În aceste incluziuni același cercetător a pus în evidență, alături de Hg și prezența Cu, Fe, Mg, Ti, Mn și Si ca microelemente, fiind vorba probabil de o sulfosare complexă.

Pirita, prezentându-se sub formă de cristale idiomorfe cu formele (100) (210), ori de mici aglomerări poligranulare, impregnează roca gazdă, străbătând adesea zonele silicifiate sub formă de filonașe. Este acoperită de cinabru, marcasită și calcit (pl. III, fig. 4). Sporadic, ea alcătuiește umplutura filonașelor ce străbat varietatea roșie a cinabruului, fără să străbată varietatea cenușie.

Marcasita este ceva mai frecventă decât pirita, prezentându-se exclusiv sub formă de mase compacte. Totdeauna ea acoperă pirita, iar în raport cu cinabruul se pot separa două generații : prima, depusă înaintea acestuia, ocupă porțiunile dinspre pereții filonașelor (fig. 7), deseori filonașele cu umplutură de marcasită fiind întrerupte de cele de cinabru care o corodează (fig. 6) ; cea de a doua generație străbate cinabruul (pl. III, fig. 1). În raport cu cuarțul, marcasita este fie mai recentă (fig. 7), fie contemporană (fig. 6), ultimele sale depuneri nefiind asociate cu cuarț. Ca și pirita ea este în mare parte limonizată în zona de oxidație.

Cuarțul este destul de frecvent în ambele zăcăminte, înlocuind în parte cimentul calcaros al gresiilor și conglomeratelor de la Băbuia, respectiv marno-calcarele din dealul Dumbrava. Rar, cuarțul poate alcătui umplutura filonașelor ce străbat roca parțial silicifiată (fig. 7), fiind depus înaintea marcasitei și cinabruului.

Calcedonia a fost observată macroscopic în câteva probe din dealul Dumbrava de la nivelul orizonturilor Cireș și Mesteceni, în golurile rocii gazdă, acoperind cinabruul.

Calcitul a fost observat la nivelul orizonturilor Cireș — Motocasca din dealul Dumbrava, alcătuind umplutura unor filonașe ce străbat marcasita și cinabruul.

Gipsul, ceva mai frecvent decât calcedonia, a fost identificat sub formă de cristale milimetrice în complexul detritic de la Băbuia ori alcătuind umplutura unor fisuri milimetrice din roca gazdă din dealul Dumbrava. Sporadic, gipsul acoperă cinabruul, fiind cristalizat în urma acestuia. Nu se cunosc relațiile sale cu calcitul fiind depus probabil în urma acestuia.

Goethitul și lepidocrocitul, ca minerale supergene, sînt frecvent întilnite în zona de oxidație din ambele perimetre înlocuind pirita și marcasita.

Obișnuit, se prezintă sub formă de pelicule alternante (pl. III, fig. 3), de grosimi micronice.

Mercurul nativ a fost semnalat sporadic la nivelul orizonturilor inferioare din dealul Dumbrava, inclusiv în forajul din valea Spălătorilor, la cca 300 m sub lucrările miniere de la Dumbrava. Este de remarcant apariția lui sub zona de oxidație. Absența sa în zona de oxidație poate fi explicată atât prin conținutul redus al mineralului cât și prin volatilitatea sa ridicată.

Pe baza raporturilor spațiale dintre mineralele componente prezentate, s-a construit diagrama succesiunii de depunere a mineralelor (fig. 8).

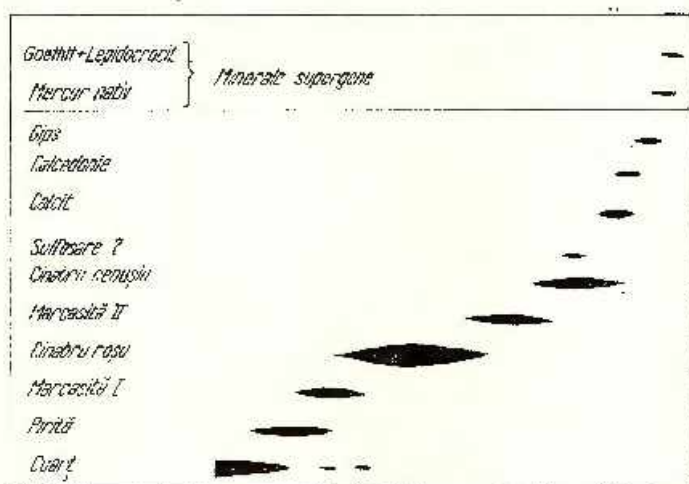


Fig. 8. — Succesiunea de depunere a mineralelor din zăcămintele Dumbrava-Băbuia.
Succession de déposition des minéraux des gisements de Dumbrava-Băbuia.

Date geochemice

Pentru formarea unei imagini asupra variației concentrației Hg în cuprinsul mineralizației au fost prelucrate rezultatele a 825 de analize chimice ale probelor medii din dealul Dumbrava și cca 500 probe de la Băbuia.

În zona de suprafață a dealului Dumbrava, curba de variație, construită pe baza a 96 analize (fig. 9) indică o predominare a valorilor cuprinse între 0 — 0,01% Hg, conținuturi mai ridicate fiind practic absente.

Curba de variație corespunzătoare orizontului 820, construită pe baza a 168 analize (fig. 9 b), indică o predominare netă a conținuturilor cuprinse între 0,01 și 0,03% Hg. La acest nivel nu se întâlnesc concentrații mai mari de 0,04% Hg, cinabru nefiind vizibil cu ochiul liber decât în cazuri cu totul izolate.

La nivelul galeriei Mesteceni, curba de variație construită pe baza a 253 analize (fig. 9 c), indică menținerea maximumului de frecvență la va-

loarea de 0,01 — 0,03% Hg, observându-se o ușoară deplasare a acesteia spre valori mai ridicate și menținerea ei spre valori de 0,120% Hg.

Sporadic se întâlnesc și conținuturi de 1,5% Hg, în asemenea condiții cinabru fiind vizibil cu ochiul liber.

La nivelul orizontului Cireș, curba de variație construită pe baza a 86 analize (fig. 10 a), prezintă o alură deosebită marcată prin diminuarea maximumului de frecvență cuprins între 0,01 — 0,03% Hg. Se menține frecvența conținuturilor mai ridicate, înregistrându-se în proporție de 3 — 4% valori de 0,3 — 0,7% Hg.

La nivelul orizontului Motoceasca, curba de variație, construită pe baza a 138 analize (fig. 10 b) își menține aspectul general, înregistrându-se o creștere vizibilă a frecvențelor spre valori mai ridicate. La alcătuirea acesteia n-au fost luate în considerare conținuturile concentrațiilor de cinabru masiv, care în timpul exploataării au fost distilate direct fără să fie analizate.

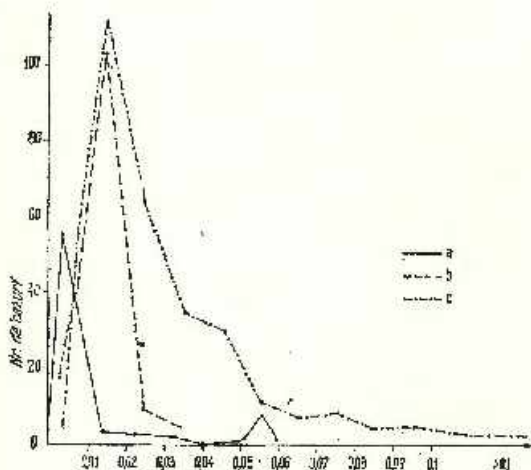
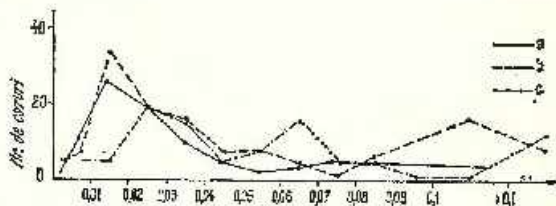


Fig. 9. — Curbe de variație a conținutului de Hg în dealul Dumbrava, la suprafața (a), galeria 820 (b) și galeria Mesteceni (c).

Courbes de variation de la teneur en Hg de la colline Dumbrava au jour (a), la galerie 820 (b) et la galerie Mesteceni (c).

Fig. 10. — Curbe de variație a conținutului de Hg în dealul Dumbrava la nivelul galeriilor: Cireș (a), Motoceasca (b) și sub Motoceasca (c).

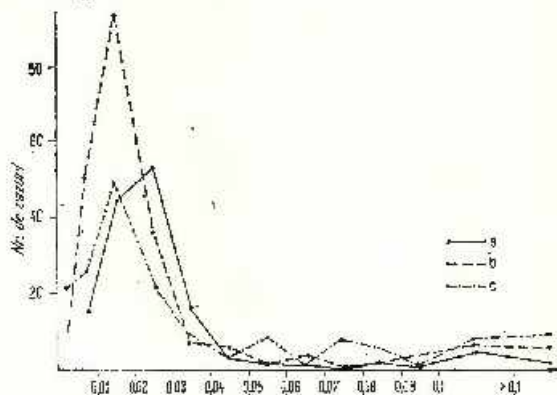
Courbes de variation de la teneur en Hg de la colline Dumbrava au niveau des galeries: Cireș (a), Motoceasca (b) et au-dessous de Motoceasca (c).



La nivelul galeriei sub Motoceasca, curba de variație construită pe baza a 94 analize (fig. 10 c), reprezentând porțiunile cu conținuturi scăzute, indică menținerea frecvenței conținuturilor ridicate. Ca și la nivelul galeriei Motoceasca, nu s-au analizat porțiunile cu cinabru masiv, unde conținuturile de Hg atingeau chiar 10—15% ; în medie, la aceste nivele concentrația mercurului se înscrie în limitele valorificării economice.

Privind în ansamblu variația concentrației de Hg în cuprinsul zăcămintului Dumbrava, este lesne de văzut că aceasta crește ușor cu adâncimea. La nivelul suprafeței și a galeriilor 820 și Motoceasca, în zona de dispersare a soluțiilor mineralizate, se întâlnesc conținuturi mult inferioare limitei inferioare de valorificare economică. Sub galeria Cireș, unde soluțiile mineralizante au fost obligate să-și depună conținutul lor de element util între culcușul faliei Dumbrava și corpul ofiolitic (fig. 1), concentrațiile cresc simțitor cu adâncimea, paralel cu îngustarea formațiunii gazdă, atestând rolul factorului geologic — structural în procesul de concentrare a cinabruului.

Fig. 11. — Curbe de variație a conținutului de Hg în dealul Băbuia, la nivelul galeriilor 4+6 (a), 2 (b) și 1(c).
Courbes de variation de la teneur en Hg de la colline Băbuia, au niveau des galeries 4 + 6 (a), 2(b) et 1(c).



Curbele de variație ale conținutului de Hg din dealul Băbuia prezintă o alură asemănătoare. La nivelul galeriilor 4 și 6, prin care s-a cercetat partea superioară a zăcămintului (fig. 11 a), predomină conținuturile de 0,01 — 0,03 % Hg, cele corespunzătoare unor conținuturi mai ridicate întâlnindu-se în număr mic. Sporadic, (0,5%) din cele 138 cazuri analizate, apar conținuturi cu 1 % Hg.

Curba de variație corespunzătoare galeriei 2—intermediare—(fig. 11 b), construită pe baza a 228 probe analizate, indică o pondere mai mare a conținuturilor de 0,01—0,03 % Hg, iar cea corespunzătoare galeriei 1—inferioară—(fig. 11 c), construită pe baza a 155 analize, prezintă o alură asemănătoare cu o oarecare creștere a ponderii conținuturilor mai ridicate. La nivelul ultimelor galerii se observă apariția mai frecventă (până la 4%) a unor concentrații mai mari de 1 — 8 % Hg, ce contribuie la ridicarea valorii conținutului mediu, fără să se depășească limita inferioară de valorificare.

Față de dealul Dumbrava, creșterea conținutului cu adâncimea este mai puțin evidentă, datorită fragmentării corpurilor mineralizate, cât și faptului că, la Băbuia, cercetarea cu galerii s-a realizat numai pe o diferență de nivel de cca 100 m.

Conținutul în elemente minore

Paralel cu prelucrarea datelor analitice ale probelor medii, au fost analizate 9 probe de cinabru pentru elemente minore. Probele de minereu

În ambele cazuri, punerea în loc a mineralizației este controlată atât de factorul tectonic cât și de cel litologic. În dealul Dumbrava ea se dezvoltă în complexul aptian din culcușul faliei principale sub un acoperiș de roci argiloase impermeabile, iar la Băbuia concentrațiile mai importante de cinabru se întâlnesc în zonele intens tectonizate din intercalațiile de gresii și conglomerate calcaroase. Sub influența mișcărilor tectonice neogene (I a - n o v i c i et al., 1969) gresiile și conglomeratele competente s-au fisurat ușor, permițând circulația soluțiilor hidrotermale prin sistemul de fisuri format; depunerea minereului a fost favorizată de prezența intercalațiilor de roci argiloase incompetente, care au avut rol de ecrane protectoare.

Sistemul de fracturi a favorizat circulația soluțiilor hidrotermale ascendente răspunzătoare atât de metamorfismul complexului sedimentar, cât și de formarea mineralizației. Până în prezent nu s-a stabilit apartenența acestora la un anumit ciclu tectono-magmatic. Chimismul soluțiilor a variat în timp. Primele venituri se caracterizează printr-un conținut ridicat de silice și o concentrație redusă în cationi metalici. Circulația acestora pe liniile de falii, inclusiv prin fracturile rocilor componente, au contribuit la levigarea carbonatului de calciu din marnele și marno-calcarele de la Dumbrava, respectiv cimentul calcaros al gresiilor și conglomeratelor de la Băbuia, mărimdu-le porozitatea. Gresiile și conglomeratele cu ciment argilos ori silicios și-au menținut porozitatea inițială, prezentând un mediu mai puțin favorabil concentrării cinabruului. Concomitent cu acest proces are loc și o parțială silicifiere a rocilor în cauză.

După o nouă etapă de tectonizare de amploare redusă a rocilor silicifiate, chimismul soluțiilor se modifică în sensul îmbogățirii în Fe^{2+} și S^{2-} , determinând precipitarea în continuare a piritei alături de cuarț și marcasită întâlnite în unele filonașe din ambele perimetre. Pe parcurs soluțiile hidrotermale, datorită dizolvării $CaCO_3$ din rocile înconjurătoare, dobândesc un pH alcalin, se îmbogățesc simțitor în Hg magmatic, precipitând cinabruul, a cărui depunere se realizează pe fisuri și în porii rocii. Viteza de circulație a soluțiilor a fost redusă, creîndu-se posibilitatea înlocuirii în continuare a $CaCO_3$ de către cinabru în cadrul procesului de metamatoză bine vizibil microscopic în ambele perimetre. Local, paralel cu depunerea cinabruului, precipită și o mică cantitate de marcasită, iar spre sfîrșitul perioadei de depunere a cinabruului roșu se depune varietatea cenușie, care alcătuiește umplutura filonașelor ce străbat cinabruul de culoare roșie.

În cadrul cercetărilor noastre nu am semnalat prezența metacinabruului. Zona optimă de mineralizare se situează, la Dumbrava, între orizontul Barbură și sub Motoceasca (-20), în timp ce la Băbuia, o asemenea zonă este mai greu de stabilit datorită tectonizării avansate, respectiv dimensiunilor reduse ale corpurilor mineralizate.

Sub aspect economic, mineralizația din dealul Dumbrava, avînd dimensiuni mai mari, continuitate pe direcție și înclinare, la care se adaugă și aparițiile de concentrații de cinabru masiv în jurul cărora conținuturile de Hg depășeau limita inferioară de valorificare, a putut fi exploatat. Cea



de la Băbuia, intens tectonizată, prezentându-se sub formă de corpuri de dimensiuni reduse cu conture neregulate, chiar cu apariția unor concentrații mai ridicate, nu a putut fi valorificată.

Ca și în alte zăcămintele de pe glob (P e t r u l i a n , 1973), la Izvorul Ampoiului se remarcă concentrarea cinabruului în roci carbonatate, atestând rolul CO_2 în procesul de precipitare al cinabruului (S a u k o v , 1954), iar concentrarea lui în roci argiloase ar fi determinată ca și la Almadén (S a u p é 1973), de conținutul ridicat în C sapropelic.

Parageneza: cinabru, marcasită, pirită, mercur nativ, calcit este proprie majorității zăcămintelor cunoscute, iar neidentificarea metacinaubaritului prin metoda roentgenografică ar putea fi explicată, după L a z a r e n k o et al. (1963), fie prin transformarea sa completă în cinabru, datorită menținerii timp îndelungat a unui pH alcalin, fie prin separarea din soluții numai a cinabruului. Absența mercurului nativ în zona de oxidație ar putea fi explicată prin faptul că viteza de evaporare a acestuia este mai mare decât viteza de formare pe seama cinabruului. Concentrațiile reduse de cinabru de la nivelele superioare ale zăcămintului Dumbrava ar putea fi explicate, după S a u k o v (1954), prin oxidarea cinabruului sub acțiunea oxigenului și formarea HgSO_4 , care în parte se hidrolizează dizolvându-se, iar o altă parte reprecipită sub formă de cinabru secundar. Prezența acestuia din urmă n-a putut fi pusă în evidență în cadrul cercetărilor noastre.

Temperatura de cristalizare a cinabruului de la Izvorul Ampoiului, stabilită pe baza unei singure determinări, este cuprinsă între 154–204°C mineralizația încadrându-se în categoria celor epitermale.

BIBLIOGRAFIE

- B r a n a V. (1958) Zăcămintele metalifere ale subsolului românesc. Edit. științifică. București.
- Fărcășan Maria (1962) Cercetări geologice în regiunea Valea Dosului (munții Metaliferi) *D.S. Com. Geol.* XLVII p. 175–183, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des monts métallifères. *An. Inst. Geol.* XXI, p. 409–415, București.
- Janovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a munților Metaliferi. Edit. Acad. R.S.R. București.
- Merlici B. V. (1957) Zaconamernosti v formirovania rtutnoho orudnenia Vișcovscho raiona (Zacarpattia). *Geol. Sb. Lv. Geol. Od.*, p. 89–105.
- (1959) O geneticeschih sootnošenii rtutnoho i svintovozincovo orudnenia v Zacarpate. *Lv. Gos. Univ. Probl. geol.*, 1, p. 249–255.
- Petrulian N. (1973) Zăcămintele de minerale utile. Edit. Tehn. București.
- Rankama K., Sahama T. H. (1970) Geochimie. Traducere din l. engleză. Edit. Tehn., București.
- Saukov A. A. (1954) Geochimie. Traducere din l. rusă. Edit. Tehn., București.



Saupé Fr. (1973) La géologie du gisement du mercure d'Almadén. (Espagne). *Sc. de la Terre. Memoire*, 29, Nancy.

Todor D. (1972) Analiza termică a mineralilor. Edit. Tehn., București.

CONTRIBUTIONS A L'ETUDE DE LA MINÉRALISATION CINABRIFÈRE DE IZVORUL AMPOIULUI (MONTS APUSENI)

(Résumé)

On connaît bien dans les Monts Apuseni les apparitions cinabrifères, liées aux dernières manifestations du volcanisme néogène du bassin supérieur de la vallée de l'Ampoiu. De celles-ci, la minéralisation de la colline Dumbrava est à présent entièrement exploitée et celle de Băbuia a été partiellement étudiée par des travaux de prospection.

Dans la colline Dumbrava, la minéralisation est localisée dans les schistes marno-gréseux et marno-calcaires apliens du lil de la faille principale, à orientation NW-SE et à pendage SW de 60° (fig. 1). Elle a été poursuivie sur une longueur d'environ 800 m, son épaisseur diminuant dès 60-100 m (au jour) jusqu'à environ 1 m, à une profondeur de presque 250 m.

Dans la colline Băbuia, située à quelque 3 km NW de Dumbrava, la minéralisation cinabrifère constitue des corps moins grands, dont le développement atteint parfois 150-200 m et l'épaisseur — 3-5 m dans les intercalations de conglomérats et grès calcaires, le gisement étant fort tectonisé.

Dans les deux périmètres, la minéralisation apparaît sous forme d'imprégnation, nids ou filonets millimétriques, moins souvent centimétriques, et localement à allure de stockwerk. On a rencontré dans les niveaux inférieurs du gisement Dumbrava, où son épaisseur diminue au-dessous de 10-15 m, des corps lenticulaires de cinabre compact, renfermant jusqu'à des centaines de kg de Hg. Dans la colline Băbuia, la fréquence de tels corps est petite, leurs dimensions étant moins grandes. La mise en place de la minéralisation est accompagnée par la décalcification de la roche encaissante, suivie par une partielle silicification et une faible pyritisation de celle-ci.

La minéralisation est constituée de : cinabre, pyrile, marcassite, goethite, lépidocrocite, quartz, calcédoine, calcite et gypse. On y a identifié deux variétés de cinabre : l'une rouge, la plus fréquente, et l'autre grise — à reflets rougeâtres, sous forme de masses compactes constituant le remplissage des filonets qui traversent la variété rouge, à savoir le remplissage des cavités dans la masse du minéral. Les deux variétés produisent des réflexes de rayons X, correspondant au cinabre (fig. 3). La température de cristallisation du minéral, déterminée à l'aide de la méthode dilatométrique, s'inscrit entre 154-204° (fig. 5). Les relations spatiales entre les minéraux constituants, déterminées au microscope, y compris les observations macroscopiques montrent la succession de déposition présentée dans la figure 8.

Les résultats d'environ 1300 analyses chimiques sur des échantillons moyens prélevés des deux gisements ont permis de rédiger les diagrammes de variation présentés dans les



figures 9—11, qui laissent voir l'augmentation de la teneur en Hg, avec la profondeur, dans la colline Dumbrava, parallèlement à la diminution de son épaisseur. Parmi les éléments mineurs (tableau), on peut identifier autant des éléments hydrothermaux qu'aussi quelques éléments lithophyles.

La prédominance du minéral d'imprégnation, de même que les relations spatiales du cinabre avec les minéraux de la roche encaissante, montrent que celui-ci s'est formé en majeure partie par voie métasomatique, par déposition — dans les cavités créées par suite du processus de lévigation des carbonates — inclusivement par précipitation, sur les fissures (fig. 6, 7).

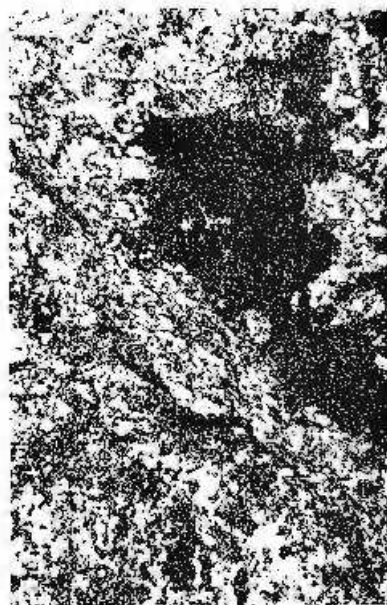


PLANȘA 1



PLANȘA I

- Fig. 1. — Mergă în fază incipientă de înlocuire cu cinabru (negru). Dealul Dumbrava, oriz. sub Motocasca. Secțiune subțire. N +, 60 X.
Marnă în fază inițială de substituție par le cinabru (negru), Colline Dumbrava, horiz. au-dessous de Motocasca. Section mince. N +, 60 X.
- Fig. 2. — Cinabru (negru), înlocuit în fază avansată, mineralele argiloase (alb striat). Secțiune subțire. Dealul Dumbrava, oriz. Motocasca. N //, 60 X.
Cinabru (negru), substituție, en phase avancée, les minéraux argileux (blanc strié), Section mince. Colline Dumbrava, horiz. Motocasca. N //, 60 X.
- Fig. 3. — Cinabru (negru), înlocuit în fază avansată, componențele marnii. Dealul Dumbrava, oriz. sub Motocasca. Secțiune subțire. N //, 60 X.
Cinabru (negru), substituție, en phase avancée, les constituants de la marnă. Colline Dumbrava, horiz. au-dessous de Motocasca. Section mince. N //, 60 X.
- Fig. 4. — Gresie în fază incipientă de înlocuire a cimentului calcaros de către cinabru (negru). Dealul Băbuiă. Secțiune subțire. N //, 60 X.
Grès en phase inițială de substituție de ciment calcaire par le cinabru (noir). Colline Băbuiă. Section mince. N //, 60 X.



1



2



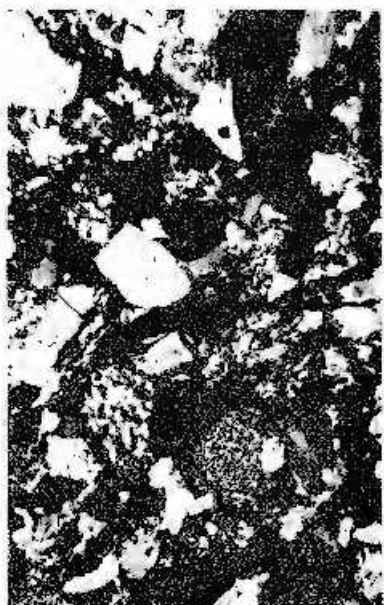
3



PLAȘA II

- Fig. 1. — Gresie în fază intermediară de înlocuire a cimentului calcaros de către cinabru (negru). Dealul Băbuia. Secțiune subțire. N 1, 60 X.
Grès en phase intermédiaire de substitution du ciment calcaire par le cinabre (noir). Colline Băbuia. Section mince. N-1, 60 X.
- Fig. 2. — Gresie în fază avansată de mineralizare cu cinabru (negru). Dealul Băbuia, galeria 2. Secțiune subțire. N-2, 60 X.
Grès en phase avancée de minéralisation à cinabre (noir). Colline Băbuia, galerie 2. Section mince. N-2, 60 X.
- Fig. 3. — Cinabru (alb) înlocuind cimentul calcaros al gresiei, cuarțul detritic (cenușiu închis) și o parte din carbonați (cenușă deschis cu relief mai slab) rămintnd inclus în cinabru. Dealul Băbuia, galeria 4. Secțiune lustruită. N/1, 55 X.
Cinabre (blanc) remplaçant le ciment calcaire du grès, le quartz détritique (gris foncé) et une partie des carbonates (gris clair, à contour moins accusé) restant inclus dans le cinabre. Colline Băbuia, galerie 4. Section polie. N/1, 55 X.
- Fig. 4. — Cinabru (alb) înlocuind componentele marno-calcarului (cenușiu închis). Dealul Dumbrava, oriz. Motocăseca. Secțiune lustruită. N/2, 55 X.
Cinabre (blanc) remplaçant les constituants du marno-calcaire (gris foncé). Colline Dumbrava, horiz. Motocăseca. Section polie. N/2, 55 X.





1



2



3



4



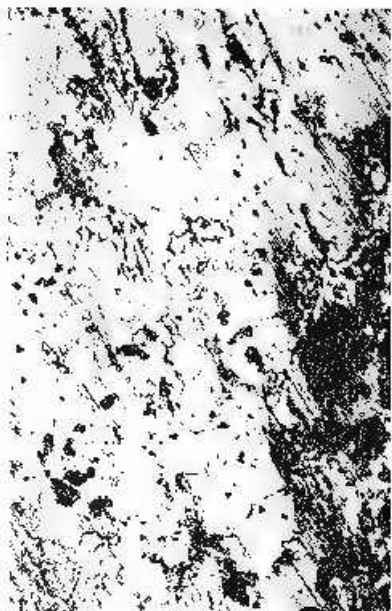
PLAȘA III

- Fig. 1. — Cinabreul (alb-gri) care înlocuiește marna (cenșiu lucid) străbătut de filonase de marcasită (albă). Dealul Dumbrava, oriz. Motoceasca. Secțiune ilustrată. N//, 55 X.
Cinabre (blanc-gris) remplaçant la marne (gris luisant) traversé des filonets de marcasite (blanche). Colline Dumbrava, horiz. Motoceasca. Section polie. N//, 55 X.
- Fig. 2. — Varietatea cenșie a cinabreului (alb-gri) cu incluziuni de sulfosare (alb). Dealul Dumbrava, oriz. Motoceasca. Secțiune ilustrată. N//, 60 X.
Variété grise du cinabre (blanc-gris) à inclusions de sulfosar (blanc). Colline Dumbrava, horiz. Motoceasca. Section polie. N//, 60 X.
- Fig. 3. — Alternanțe de goethit (cenșiu) și lepidocrocit (cenșiu-albicios cu nuanțe schimbătoare) pseudomorfozând pirita, acoperită de cinabru (alb). Dealul Băbuța, galeria 6. Secțiune ilustrată. N//, 55 X.
Alternances de goethite (gris) et lépidocrocite (gris blanchâtre à nuances changeantes), pseudomorphosant la pyrite couverte par le cinabre (blanc). Colline Băbuța, galerie 6. Section polie. N//, 55 X.
- Fig. 4. — Marnă străbătută de filonase de cinabru cenșiu (alb) cu incl. de cristale idiomorfe de pirită cubică. Dealul Dumbrava, oriz. sub Motoceasca. Secțiune ilustrată. N//, 35 X.
Marnes traversées des filonets de cinabre gris (blanc), renfermant des cristaux idiomorphes de pyrite cubique. Colline Dumbrava, horiz. au dessous de Motoceasca. Section polie. N//, 35 X.





1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dăți de seamă ale ședințelor, vol. LXI/2.



2. ZĂCĂMINTE

CUPRUL ȘI ZINCU DIN BIOTIT CA INDICATOR AL CONCENTRAȚIILOR DE MINEREU ÎN ROCILE SERIEI DE REBRA (MUNȚII RODNA)¹

DE

TITUS MURARIU²

Abstract

Copper and zinc from biotite as indicators of the mineral concentrations within the rocks of Rebra series (Rodna Mtsy). The obtained results point out the correlation between the high content of Cu and Zn in biotite and the presence within the rocks of Rebra series, of some premetamorphic concentrations of pyrite and polymetallic sulphides.

Nota de față urmărește să pună în evidență corelația dintre conținutul ridicat de cupru și zinc în biotit și prezența în rocile seriei de Rebra a unor concentrații premetamorfice de pirită și sulfuri polimetalice. În acest sens, s-au luat în studiu trei probe de biotit separate din micașisturile de pe valea Rebra, unde seria este metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin (K r ä u t n e r, 1968).

În micașisturi, biotitul se dezvoltă sub formă de lamele, paralele cu șistozitatea, întrerupte uneori de porfiroblaste de granat almandinic și conține incluziuni de zircon care produc aureole pleocroice.

Datele de analiză din tabelul 1 arată că aspectul chimic principal pe care-l reflectă compoziția biotitului din micașisturile seriei de Rebra îl constituie conținutul ridicat în fier și magneziu. Se remarcă faptul că în toate biotitele analizate FeO este mai mare ca Fe_2O_3 , iar variația oxidului de titan are loc în limite restrânse, de la 2,05 până la 2,20%. Participarea manganului este destul de scăzută (0,06 — 0,14% MnO) iar oscilația oxidului de calciu este cuprinsă între 1,16 și 2,90%.

Gradul de substituție a Si^{4+} cu Al^{3+} (a_{Si}) în biotitul din micașisturile seriei de Rebra variază între 27,75 și 30,50 (tab. 1). Aceste valori sînt în

¹ Comunicare în ședința din 18 mai 1974

² Institutul Geologic, sector geochimic, Aleea Gr. Ghica Vodă nr. 41 A. Iași



TABELUL 1

Compoziția chimică și formulele cristalochimice ale biotitului din micașisturile seriei de Rebra

Oxizi %	bM - 313	bM-378	bM - 384
SiO ₂	36,11	38,36	38,84
TiO ₂	2,20	2,20	2,03
Al ₂ O ₃	18,96	19,42	19,65
Fe ₂ O ₃	3,86	2,72	3,70
FeO	16,37	14,78	12,90
MnO	0,14	0,08	0,06
MgO	9,64	8,33	8,65
CaO	1,46	2,90	2,25
Na ₂ O	0,55	0,58	0,47
K ₂ O	8,34	7,58	8,21
H ₂ O ⁺	1,25	1,80	1,75
H ₂ O ⁻	0,42	0,40	0,29
Rest nedozat considerat ca F	0,70	0,85	1,18
Total	100,00	100,00	100,00
a _{sil}	30,50	27,75	27,75
f	72,7	72,7	70,7

Formulele cristalochimice

bM-313	$(K_{0,83}Na_{0,08})_{0,91}Ca_{0,12}[(Mg_{1,11}Fe_{1,03}^{2+})(Fe_{0,22}^{3+}Ti_{0,12}Al_{0,80})]_{2,00}(Si_{2,73}Al_{1,27})_4O_{10}(OH_{0,63}F_{0,13}O_{1,22})_2$
bM-378	$(K_{0,75}Na_{0,03})_{0,78}Ca_{0,23}[(Mg_{0,93}Fe_{0,93}^{2+})(Fe_{0,10}^{3+}Ti_{0,12}Al_{0,81})]_{2,74}(Si_{2,88}Al_{1,11})_4O_{10}(OH_{0,96}F_{0,20}O_{0,80})_2$
bM-384	$(K_{0,75}Na_{0,07})_{0,82}Ca_{0,17}[(Mg_{0,96}Fe_{0,80}^{2+})(Fe_{0,20}^{3+}Ti_{0,11}Al_{0,81})]_{2,88}(Si_{2,89}Al_{1,11})_4O_{10}(OH_{0,87}F_{0,37}O_{0,89})_2$

acord cu datele prezentate de Korikovskii (1965) pentru gradul de substituție a Si²⁺ cu Al³⁺ în biotitul din rocile faciesului amfibolitic.

Fericitatea (f) biotitelor analizate este cuprinsă între 64,7 și 72,7 și caracterizează biotitele din roci aparținând faciesului amfibolitic în care $f > 60$ (Zakrutkin, Grigorenko, 1968).

În diagrama lui Heinrich (1946) analizele noastre se situează în cimpul de proiecție al biotitelor din rocile metamorfice iar în seria micelor trioctaedrice (Foster, 1951) probele se încadrează în grupa biotitelor ferifere.

După cum se constată din analizele prezentate în tabelul 2, conținutul de cupru în biotitul din micașisturile seriei de Rebra variază de la 125 până la 200 ppm și prezintă o relație direct proporțională cu fierul bivalent și magneziul (fig. 1). Demn de remarcat este faptul că, în general, în biotite, cu excepția probei bM-378 conținutul de cupru este mai ridicat decât în micașisturile din care au fost separate (fig. 2). Această constatare se corelează foarte bine cu datele din literatură. Astfel Lovering et al.



(1970) citează un conținut de 20 ppm Cu în granodiorite și 200 ppm Cu în biotitul separat din acestea.

Valoarea medie, 150,3 ppm Cu, este superioară medilor prezentate de Savu et al. (1967), Liachovici (1972) pentru biotitul din șisturi și se apropie de conținutul de cupru al biotitului din granodioritele de la

TABELUL 2

Conținutul de Cu și Zn (ppm) în micașisturi și biotitele separate din ele (seria de Rebra)

Proba	Roca, mineralul	Localizare	Cu	Zn
313	Micașist cu granați	valca Rebrisoara	150	95
bM-313	Biotit din 313		200	693
378	Micașist cu granați	galeria Gușet	144	98
bM-378	Biotit din 378		126	1562
384	Micașist biotitic	galeria Paltinul	70	96
bM-384	Biotit din 384		125	943

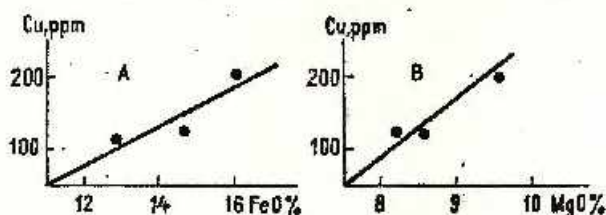
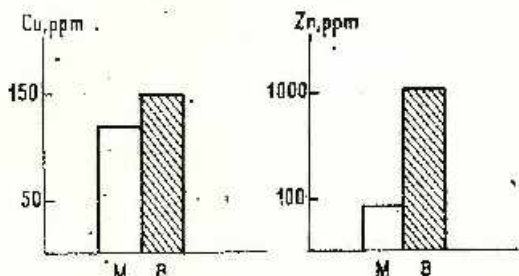


Fig. 1. — Caracterul relației Cu: FeO(A) și Cu: MgO(B) în biotitul din micașisturile seriei de Rebra.

Caractères de la relation Cu: FeO(A) et Cu: MgO (B) dans la biotite des micașchistes de la série de Rebra.

Fig. 2. — Diagrame comparative cu conținuturile medii de Cu și Zn în micașisturi (M) și biotitele (B) separate din ele.

Diagrammes comparatifs avec les teneurs moyennes en Cu et Zn dans les micașchistes (M) et les biotites (B) séparées de ceux-ci.



Santa Rita, considerat de Lovering et al. (1970) ca indicator al mineralizațiilor cuprifere asociate cu rocile eruptive din Arizona de Sud (tab. 3).

Modul de ocurență a zincului în biotit este determinat, după cum arată Rankama Sahama (1970), de proprietatea sa de a substitui fie-

rul bivalent și magneziul (fig. 3) precum și de particularitatea geochimică a provinciei respective (Liahovici, 1972). Conținutul mediu de zinc în biotit, prezentat de Wedepohl (1965) este de 300 ppm. În biotitul din gnaise, Haack (citată de Liahovici, 1972) a găsit 455 ppm Zn iar pentru biotitul din șisturi, Liahovici (1972) indică un conținut mediu de 62,9 ppm Zn. Comparativ cu aceste date, în biotitul din micașisturile

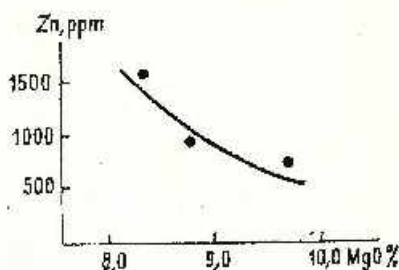


Fig. 3. -- Substituația Mg de către Zn în biotitul din micașisturile seriei de Rebra

Substitution du Mg par le Zn dans la biotite des micașistures de la série de Rebra.

seriei de Rebra se remarcă o valoare mult mai ridicată, 1066 ppm Zn. Acest conținut confirmă observațiile lui Wedepohl (1965), Liahovici (1972) după care, participarea largă a zincului în biotit este rezultatul prezenței în rocile din regiunea respectivă a unor mineralizații polimetalice (tab. 3). Ca și în cazul cuprului, conținutul de zinc din biotit este mult mai ridicat decât în micașisturie din care a fost separat (fig. 2).

Conținuturile ridicate de cupru și zinc găsite de noi arată că modul de ocurență a acestor elemente în biotitul din micașisturile seriei de Rebra este determinat, în cea mai mare parte, de prezența în regiune a mineralizațiilor de sulfuri polimetalice și pirită, considerate de Krätner (1968) ca acumulări vulcanogen-sedimentare metamorfozate regional. Această corelație caracterizează biotitul din micașisturile seriei de Rebra ca un indicator al concentrațiilor premetamorfice de minereu înfîlitate în vestul masivului Rodna, în valea Gușet cât și în partea de est, în bazinul Văii Săcii și în valea Blaznei.

TABELUL 3

Conținutul mediu (ppm) și coeficienții de concentrație (k) ai Cu și Zn în biotit

Loca, localizare	Cu	k	Zn	k	Autorul, anul
Micașisturi, seria de Rebra	150,3(3)	7,5	1066(3)	17,7	Savnet al., 1967 Liahovici, 1972
Sisturi cristaline, munții Semenic	69,2(4)	3,4	69,2(7)	1,5	
Sisturi (în general)	19,6(15)	0,9			720(200)
Granite asociate cu mineralizații polimetalice, Arkansas					
Granodiorite cretacice, Santa Rita, Arizona	150(2)	7,5			Lovering et al., 1970

Rolul biotitului în acumularea cuprului și zincului se evidențiază și din valorile ridicate ale coeficienților de concentrație (k) ai acestor elemente: 7,5 pentru Cu și 17,7 pentru Zn (tab. 3).

BIBLIOGRAFIE

- Foster Margaret D. (1960) Interpretation of composition of trioctahedral micas, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 345 B, p. 11-49.
- Heinrich E. W. (1946) Studies in the mica group: the biotitephlogopite series, *Amer. Jour. Sci.*, 244, 12, p. 836-848.
- Korikovskii S. P. (1965) Biotiti iz porod zelenoslantsevoi i amfibolitovoi fașii metamorfizma D. A. N. SSSR, 160, 1, p. 189-192.
- Krăutner H. G. (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei, *Stud. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 13, 2, p. 337-355.
- LiahoVICI V. V. (1972) Redkie elementy v porodoobrazuiușcih mineralah granitoidov, Izd. Nedra.
- Lovering T. G., Cooper J. R., Drewes H., Conne G. C. (1970) Copper in biotite from igneous rocks in Southern Arizona as an ore indicator, *U. S. Geol. Sur. Prof. Paper*, 700 B, p. 1-8.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1970) *Geochimia*, Ed. tehnică.
- Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967) Variația compoziției chimice a granațiilor piralspitici și a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinitutii munților Semenic, *Stud. cerc. geol., geof., geogr., Ser. geol.*, 12, 1, p. 129-143.
- Zakrutkin V. V., Grigorenko M. V. (1968) Titan i ŝecloci v biotitah pri metamorfizme, D. A. N. SSSR, 178, 3, p. 683-686.
- Wedepohl K. H. (1965) Gheohimiceskii obzor raspredelenia ŝinka. Problemi gheohimii, Izd. Nauka.

LE CUIVRE ET LE ZINC DE LA BIOTITE EN TANT QU'INDICATEUR DES CONCENTRATIONS DE MINERAI DANS LES ROCHES DE LA SÉRIE DE REBRA (MONTS RODNA)

(Résumé)

C'est la teneur élevée en fer, magnésium et la teneur réduite en manganèse qui constituent l'aspect chimique principal mis en évidence par la composition de la biotite des micaschistes de la série de Rebra. Les valeurs atteintes par le degré de la substitution du Si^{4+} par Al^{3+} (a_{Si}), de même que la ferriocité (f) des biotites confirment les données présentées par Korikovskii (1965) et Zakrutkin et Grigorenko (1968) quant aux biotites des roches se rattachant au faciès amphibolique.



La teneur en Cu des biotites analysées varie dès 125 jusqu'à 200 ppm et celle en Zn — dès 693 jusqu'à 1562 ppm. Ces valeurs élevées démontrent que le mode d'occurrence du Cu et du Zn dans la biotite des micaschistes de la série de Rebra est déterminé en majeure partie par la présence, dans cette région-là, des minéralisations de pyrite et sulfures polymétalliques, considérées par Kräutner (1968) comme des accumulations volcano-sédimentaires métamorphisées sur le plan régional. Cette corrélation caractérise la biotite en tant qu'indicateur des concentrations pré-métamorphiques de minéral rencontrées dans les roches de la série de Rebra.



2. ZĂCĂMINTE

ALCĂŢUIREA CHIMICO-MINERALOGICĂ A BAUXITELOR DIN REGIUNEA SOHODOL-CÎMPENI (jud. BIHOR)¹

DE

VICTOR-CORVIN PAPIU, VASILE IOSOF, SILVIA MÎNZATU, RADU GIUŞCĂ²

GRIGORE JACOTĂ³

Abstract

The mineralogical-chemical composition of bauxites from Sohodol-Cîmpeni region (Bihar district). The carst bauxites from Sohodol-Cîmpeni region (Apuseni Mts, Romania) are found in the lowermost part of the Santonian formation being accumulated during a siderolitic phase manifested at the Santonian level. The chemical-mineralogical study allowed their division in three groups among which two have primary characters bound by the sedimentation genesis and primary diagenesis (ferric bauxites and ferrous bauxites) and the third one has secondary characters (iron-leached and ferri-ferrous bauxites). The main minerals from bauxites are boehmite, iron minerals (hematite in ferric bauxites, septeclorite in the ferrous ones, siderite, pirite), kaolinite (accompanied by dickite in argillaceous rocks) and analase. It is admitted that the Sohodol bauxites were generated by the accumulation of a ferrolitic mud resulted from the early bauxites or from the laterites which are developed at the surface of crystalline schists and granitic rocks. Concomitantly there also took place precipitation processes (detrito-chemical bauxites). The exogenic processes lead to iron-leached and slight kaolinisation of bauxites.

Bauxitele din regiunea Sohodol-Cîmpeni (jud. Bihar) se situează în baza formaţiunii de Gosau (cretacic-superioară), marcînd prezenţa unui facies siderolitic la nivelul Santonianului din Munţii Apuseni. Ele se încadrează în grupa bauxitelor carstice (de Weisse, 1964) şi mulează un paleorelief de la suprafaţa calcarelor cristaline ale seriei de Ariş, pe care le depăşesc arareori, dispunîndu-se peste şisturi cristalofiliene.

În acoperiş, în continuitate de sedimentare, peste aceste roci se găsesc depozite argilo-detritice cu cărbuni, cu care bauxitele de la partea

¹ Comunicare în şedinţa din 8 martie 1974.

² Institutul de Geologie şi Geofizică, str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti.

³ I. F. L. G. S., Bd. N. Bălcescu nr. 26, Bucureşti.



superioară a seriei pot fi în unele cazuri confundate. Deasupra acestor depozite continentale se dezvoltă formațiunea marină care debutează cu calcare recifale cu rudisti, roci ce acoperă uneori direct bauxita.

Cercetătorii anteriori au recunoscut, încă cu decenii în urmă, corelația dintre bauxite și sedimentele detritice sincrone, menționind prezența bauxitei în liantul conglomeratelor bazale ale formațiunii de Gosau precum și pe cea a materialului clastic înglobat în bauxite (Rozlozsnik, 1934, Protescu, 1938). Apreciind vârsta acestei formațiunii din „bazinul Schodolului” ca situată între Campanian și Maestrichtian, Lupu, Lupu (1955)⁴ consideră, pe baza determinărilor petrografice executate de Pa-coștea (fide Dimitrescu, 1958) că bauxitele de la Schodol sînt sedimente cretacice marine, opinie pe care o regăsim și la Dimitrescu (1958), care apreciază că transgresiunea cretacică senoniană din acest sector al Munților Apuseni debutează cu formațiunea bauxitiferă. Bordea et al. (1965)⁵ admit că bauxitele de la Schodol-Cîmpeni au rezultat din resedimentarea unui material provenit din bauxite primare de vîrstă cretacice-inferioară.

Lucca (1963, 1966) prezintă alcătuirea chimico-mineralogică a acestor roci în care sînt recunoscute mineralele primare (boehmit, diaspor, caolinit, limonit) și minerale remaniate din formațiunea cristalofiliană subiacentă. Admite opinia genezei allohtone pentru „sedimentele care au generat bauxitele”, fenomenul de bauxitizare petrecîndu-se însă „in situ” sub acțiunea factorilor determinați de clima de la sfîrșitul Cretacului.

Materialul care a stat la baza prezentei lucrări a fost colectat atît din aflorimente cit și din vechile lucrări miniere ale Intreprinderii ISEM (M.I.P.G.G.). Primele studii chimico-mineralogice au fost executate de aniori în cadrul Institutului geologic⁶ și au format obiectul unui raport, fiind apoi menționate succint într-o lucrare cu caracter general (Papiu et al., 1970 b).

I. Ocurența formațiunii și caracterele rocilor asociate

Rocile bauxitice din regiunea Schodol-Cîmpeni constituie corpuri mai mult sau mai puțin stratiforme de dimensiuni variabile, precum și lentile cu grosimi în general sub 5 m, ocupînd vechi depresiuni carstice. În dealul Răchiții — Virciobii, ca și în regiunea Hoanca Lungă, de unde provine materialul studiat, bauxitele repauzează peste calcarele cristaline și, în mod excepțional, peste sisturi cuarțo-muscovitice (pl. I, fig. 1) fiind acoperite concordant de depozitele formațiunii de Gosau (pl. I, fig. 2).

⁴ M. Lupu, Denisa Lupu. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Vidra-Schodol 1955 Arh. Inst. geol., București.

⁵ S. Bordea, Iosefina Bordea, I. Georgescu, R. Puriceș. Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice pentru hidrocarburi în regiunea Abrud—Deva — Aind, între v. Mureșului și v. Arieșului (continuare) 1965. Arh. Inst. Geol., București.

⁶ V. Corvin Papiu, Silvia Minzatu, V. Iosof, R. Giușcă, Constanța Udrescu, A. Dimitriu. Studii mineralogice și geochemice asupra bauxitelor din Munți Apuseni 1968. Raport Inst. geol., București.



Principală masă bauxitică este reprezentată prin roci masive, hematitice, de culoare roșie sau cenușie prin deferizare, și care apar placate direct peste calcarele cristaline din pat, pătrunzând uneori pe fisurile acestor roci asemenea unor filoane sedimentare. În galeria de la Hoanca Lungă ca și într-o serie de puncte din sectorul de la Dealul Răchiții, bauxitele prezintă în bază un nivel subțire detrito-muscovitic, care capătă uneori un caracter grezos, sau grezo-conglomeratic. Formațiunea acoperitoare este reprezentată prin calcare conglomeratice și breicioase situate concordant peste bauxită. În o serie de cazuri din Dealul Răchiții, la partea superioară se găsește bauxite feroase de culoare brună, cenușie până la neagră cu textură șistoasă, conținând pirită, sideroză și chiar cărbune. Ele sînt confundabile, datorită și texturii, stratificată până la șistoasă, cu argilitile sau cu șisturile argilitice și reprezintă depozitele acumulate în ultima fază a perioadei siderolitice. Cantitativ bauxitele feroase sînt însă cu totul subordonate bauxitelor roșii, situația fiind analogă sub acest raport cu unele bauxite din masivul Pădurea Craiului (Papiu et al., 1970 a). Într-o lucrare anterioară (Papiu et al., 1970 b) am arătat că, în interpretarea noastră, această succesiune denotă evoluția geochemică a domeniului bauxitic de acumulare în care însă, spre deosebire de cazul menționat, se trece direct de la bauxite ferice puternic oxidate, la bauxite feroase, prin stadii succesive cu sideroză și apoi cu pirită.

În alte cazuri însă sedimentarea bauxitică a fost integral contaminată de aporturi argilo-detritice, luînd naștere sedimente grezo-siltitice și chiar conglomeratice cu matrice caolino-bauxito-hematitică, precum și argile bauxitice cum este cazul depozitelor placate peste șisturile cuarțito-siltitice străbătute de puțurile 54 E și 102-ISEM, Dealul Răchiții. În masa bauxito-conglomeratică explorată prin puțul 54 E-ISEM (Dealul Răchiții) se găsește înglobate blocuri de calcare cristaline de dimensiuni centimetrice până la decimetrice. În puțul 23 -ISEM, peste rocile bauxitice apar conglomerate cu blocuri și fragmente de calcare cristaline și de bauxite preexistente, cuprinse într-o matrice grezoasă-feruginoasă de culoare violacee (pl. I, fig. 3).

Solul și lehmul bauxitelor, răspîndit pe toată suprafața carstică de la Sohodol, conțin, ca și în masivul Pădurea Craiului, cantități variabile de granule și de fragmente de bauxită.

În zona Vîrciorobii, nivelul bauxitic are o dezvoltare continuă și o evidentă uniformitate, acoperit sau dezgolit la zi de eroziune. În lumina acestor date, presupunem că depozitele bauxitice au ocupat inițial întreaga suprafață carstică sau zone întinse, grosimea formațiunii fiind determinată de relief. Porțiunile cu nivelul bauxitic mai gros corespund, după cum este și firesc, unor vechi depresiuni carstice, reale capcane pentru materialul feralitic primar.

Calcarul cristalin care alcătuiește patul, peste care se găsesc placate bauxitele, este o rocă adeseori aproape monominerală alcătuită din cristalo-lablaste de calcit, cărora li se adaugă în cantități cu totul subordonate muscovit, biotit în general eloritizat, precum și sporadice granule de zircon și de rutil, minerale accesorii recunoscute, de altfel, și în depozitele bauxitice.



Sub raport geostructural, masivul calcaros la care ne referim se încadrează în formațiunea denumită de Dimitrescu (1958) „Cristalinul Argeșului” și, în cadrul acesteia, în „seria de Baia de Argeș”. După autorul menționat această serie mai cuprinde filite microblastice cu granați, șisturi cuarțito-muscovitice cu granați, paragneise cu biotit și granați, amfibolite. Grosimea calcarelor marmoreene ar atinge, numai după datele de suprafață, circa 200 m în regiunea Schodol (Bordea et al., 1965) ⁷.

II. Caractere petrografice

Pe baza studiului microscopic, în cadrul depozitelor bauxitice de la Schodol, au fost deosebite două grupe principale litologice, separate pe criterii mai ales structurale :

— roci detritice reprezentate prin conglomerate, gresii și siltite cu liant argilo-bauxito-feruginos ;

— roci cu structură pelitocolomorfă, reprezentate prin diferitele tipuri de bauxite și prin argilele asociate, deosebirea riguroasă dintre aceste roci putându-se face doar pe cale termodiferențială și roentgenografică.

Materialul prezent în tipul detritogen (cca 50% din masa rocii) este de natură cristalofiliană, mezometamorfică, variind pe o largă scară granulometrică, în genere fără nici un indiciu de granoclasare. Granulele submilimetrice (peste 0,5 mm) ea și fragmentele psefitice (sub 1 cm), sînt în majoritate colțuroase, fără indicii de abrazune, formele rotunjite fiind cu totul subordonate. Alături de acestea apar fragmente de bauxită preexistentă și uneori granule de calcar cristalin remaniat din patul formațiunii. Într-o probă de la partea superioară a lentilei de bauxită de la Hoanca Lungă se constată prezența unui nivel, neseparat prin suprafață de strat de bauxită subiacentă, alcătuit dintr-un calcarenit pînă la microcalcirudit cu ciment bauxito-feruginos în care materialul clastic, constituind 85% din masa acestei roci, este reprezentat prin granule alungite de calcar de dimensiuni milimetrice, pînă sub 0,08 mm, menținându-se în genere în cadrul fracției psamitice fine și medii. Alteori bauxitele fac corp comun cu roci grezoase propriu-zise.

În rocile detritice, alături de cuarț se găsește muscovit lamelar în genere în diferite grade de caolinizare, chestiune asupra căreia vom reveni, lamă de biotit mai mult sau mai puțin cloritizat (în gresii și conglomerate) și granule de minerale sporadice (accesorii) cum sînt turmalina, zirconul, rutilul, staurolitul (în rocile siltitice) și, cu totul accidental, apatitul și titanitul (pl. I, fig. 4). Siltitoarenitele situate peste calcarele cristaline din Dealul Răchii (proba 202 a, puțul 54 ISEM) conțin cuarț de dimensiuni siltice (30—40%), cuarț psamitic fin (5—15%) și muscovit proaspăt (20—35%), cu 10—20% liant bauxito-caolinitic (pl. II, fig. 1). Peste acestea urmează o gresie microconglomeratică (proba 202 b) și siltite cu liant argilo-hematitic, remaniind fragmente de șisturi sericitoase și de cuarțite alături de granule colțuroase de cuarț de dimensiuni psamitice, muscovit

⁷ Op. cit. pct. 5.



necaolinizat, biotit proaspăt, măslinin și, sporadic, granule de turmalină și de zircon.

Rocile argiloase conțin uneori, în cantități ridicate, lame de muscovit (\pm caolinizat) dispus mai mult sau mai puțin paralel cu stratificația sau fluidal (pl. II, fig. 2).

În alcătuirea rocilor bauxitice se deosebesc următoarele componente litologo-structurale: masa fundamentală sau mezostaza; corpusculii figurați autigeni (oidele, sferulitele și framboizii); materialul detritic de origine cristalină (monomineral sau litic) și fragmente de bauxită remaniată intraformațional; materialul organogen (calcit și substanță organică); minerale epigenetice depuse în mezostază în elementele figurate sau pe fisuri.

Bauxitele ferice care alcătuiesc principala masă de roci sînt în genere masive, rareori orientate și au culoarea roșie.

Masa lor fundamentală este pigmentată cu hematit de mare dispersie (hematogel), în genere opacă. Deferizarea face ca culoarea să varieze spre cenușiu sau brun. Mai ales în porțiunile de la partea periferică a lentilelor, în masa bauxitelor ferice se remarcă prezența unor corpusculi ovoidali uniformi sau cu maximum două zone (proba 211 a), corpusculi ovoidali deformați prin contracție (spastolite), precum și minuscule fragmente ce par a proveni din sedimente bauxitice remaniate în stare încă plastică (pl. II, fig. 3). Ooidele complexe, alcătuite din reuniunea mai multor corpusculi elementari, sînt foarte rare.

Bauxitele feroase sînt brune (pl. II, fig. 4) sau cenușii și conțin adeseori sferulite criptocristaline de sideroză sau framboizi de pirită reușiți prin cruste caolinitice. Au textură stratificată pînă la șistoasă.

În masa fundamentală a ambelor tipuri de bauxite apar cantități variabile de muscovit detritic uneori proaspăt dar mai ales în diferite grade de caolinizare, pînă la reale pseudomorfoze de caolinit după muscovit. Procesul are loc în medii pelifice acide și este rezultatul unei caolinizări epitaxiale a muscovitului. Acesta din urmă se umflă ca o armonică iar mîlul de origine pătrunde uneori între lamele de mică. De altfel, în bauxitele și argilele de la Sohodol se recunosc adeseori atare situații: muscovite în curs de caolinizare pătrunde în material argilo-bauxitic (pl. III, fig. 1) sau de minerale specifice (sideroză, pirită) (pl. III, fig. 2). Acest caracter a fost citat de noi și într-o lucrare anterioară (P a p i u et al., 1970 b) pentru bauxitele allohtone din Hațeg. Astfel se explică de altfel și cantitățile foarte reduse de potasiu ce apar în analizele chimice precum și faptul că, pe cale roentgenografică, nu a fost identificat niciodată muscovitul. Prezența unor mari procente de litiu (P a p i u, U d r e s c u, 1973), după cum se va vedea, este legată probabil de alterarea unor mîce litinifere (lepidolite), caolinizate în faza diagenetică primară, fapt confirmat de altfel și de prezența materialului pegmatitic din sedimentele detritice. Muscovitul caolinizat este, fie răspîndit neregulat în rocă, fie orientat riguros după direcțiile de șistozitate și uneori cu dispoziții fluidale și pare a se concentra mai ales spre baza depozitelor de bauxită cărora le imprimă uneori un caracter detritogen, rocile fiind asemănătoare macroscopic gresilor (proba 215

a galeriei Hoanca Lungă). Dimensiunile acestor minerale variază între 0,08 și 0,30 mm.

Este remarcabilă absența totală a cuarțului din bauxitele ferice și a feldspaților detritici. Sporadic apar însă granule de zircon, rutil și turmalină, remaniate din formațiunea cristalofliantă subiacentă. Mai frecvente sînt însă micile granule de calcit (cristaloblaste) ce provin din același fundament și corpuseculi calcitici ce par a proveni din diagenizarea unor problematice resturi organice (în bauxitele feroase exemplu proba 208, orizontul superior).

Mineralele care alcătuiesc bauxitele și liantul rocilor detritice rezultă din materialul primar de fină dispersie precum și din precipitarea coloizilor prezenți în milul feralitic de origine. Decelarea lor s-a făcut pe cale termodiferențială și rocengenografică corelată cu interpretarea analizelor chimice.

Dintre mineralele triadei (Al — Fe — Ti), în bauxitele feroase se recunoaște microscopic sideroza (pl. III, fig. 3), care alcătuiește corpuseculi

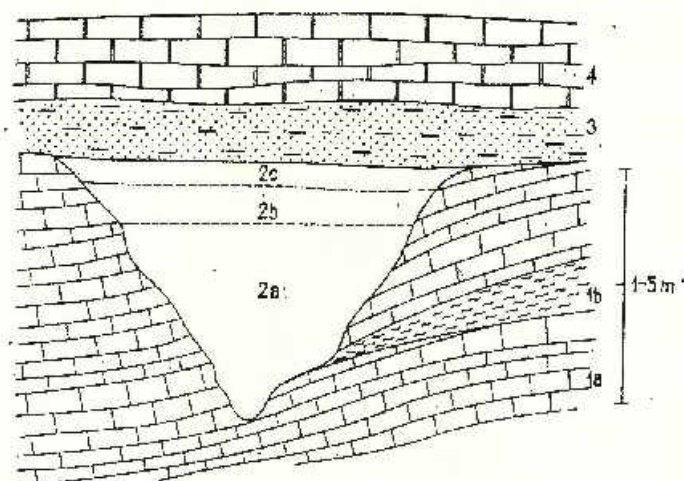


Fig. 1. — Schema alcătuirii unei lentile bauxitice de la Săhodol 1a, calcar marmoréan; 1b, șisturi mezometamorfice; 2a, bauxită ferică; 2b, bauxită feroasă sideritică; 2c, bauxită feroasă pirito-cărbunoasă; 3, șisturi grăzo-argiloase cu cărbuni; 4, calcare cu Hippuriti.

Schéma de la constitution d'une lentille bauxitique de Săhodol 1a, calcaire marmoréen; 1b, schistes mésométamorphiques; 2a, bauxite ferrique; 2b, bauxite ferreuse sidéritique; 2c, bauxite ferreuse pyrito-charbonneuse 3, schistes gréso-argileux à charbons; 4, calcaires à Hippurites.

fibroradiari sau recristalizați total, uneori fragmentari, dovedind o remaniere intraformațională și pirita de neformație dispusă uneori în framboizi complecși, acoperiți de caolin, care pare a avea rolul de liant (pl. IV, fig. 1). În unele lame de muscovit se constată pătrunderea siderozei sau piritei pe direcțiile de clivaj. În bauxitele feroase se mai întâl-



nese uneori și mici fragmente de cărbune, înconjurate de caolinit recristalizat.

Net epigenetice și catagenetice sînt probabil minusculele procente de diaspor și hidrargilit, oxizii și hidroxizii de fier și mangan, caolinitul și sulfatii (Dealul Răchiții) de pe fisuri și uneori de pe oglinzile de fricțiune, concentrațiile de goethit din zonele deferizate (pl. IV, fig. 2), precum și micile geode de oxizi de mangan de pe limitele bauxit/calcar.

Studiul ocurențelor bauxitice din regiunea menționată indică o succesiune marcată în genere prin prezența rocilor detritice și argiloase în bază (care însă adeseori lipsesc), precum și a bauxitelor ferice la partea inferioară, peste acestea sau în exclusivitate (galeria Hoanca Lungă). Bauxitele feroase apar la partea superioară și fac trecerea uneori către depozitele din acoperiș (fig. 1).

III. Considerații chimico-mineralogice

Pentru întocmirea prezentului studiu au fost executate asupra materialului bauxitic de la Sohodol, un număr de 21 analize chimice, roentgenografice și termodiferențiale pe baza cărora a fost calculată alcătuirea mineralogică cantitativă. Între rocile cercetate se numără 2 roci detritice (un grezo-conglomerat și un grezo-siltit), 2 argilite și 17 bauxite (tab. 1, 2, 3, 4). Pentru rocile detritice datele se referă, în mod special, la alcătuirea matricei, comparabilă cu a rocilor bauxitice și argiloase, astfel că în tabelele 2 și 3 se găsesc cite două rubrici pentru fiecare: roca brută și matricea, în acest ultim caz eliminînd prin calcul, contribuția chimico-mineralogică a materialului detritic. În tabelul 4, pentru primele două tipuri litologice s-a menționat doar media, fiind vorba numai despre cite două probe analizate, în timp ce, pentru bauxite, s-au notat atît limitele de variație cît și valoarea mediei aritmetice. Pe baza acestor date, în cadrul formațiunii cercetate, s-au putut stabili o seamă de tipuri litologice ale căror caracteristici au fost sistematizate în tabelul 5. Din aceste tabele rezultă că toate cele trei tipuri litologice (detritic, argilos, bauxitic) se înrudesc prin prezența aluminei libere sub formă de boehmit și a caolinitului (aflate în raport invers) precum și a unor conținuturi deosebite dar comparabile de titan, sub formă de anataz și de fier. Acesta din urmă este însă legat în mod variat, atît sub forma sa oxidată (hematit, goethit) în rocile argilo-detritice și în bauxitele ferice și feroferice, cît și sub cea redusă (septeclorit, sidroză, pirită) preponderent în bauxitele feroase. Prezența acestor minerale, ca și corelațiile care există între ele, reflectă condițiile de redoxipotențial în care s-au acumulat și au evoluat apoi diagenetic rocile considerate. Sub raport geochimic acest caracter reiese din valoarea raportului $Fe_2O_3 : FeO$ (tab. 3, 5). Ținînd cont de valoarea acestui raport, s-au stabilit trei tipuri de bauxite, și anume: ferice, feroferice și feroase, amintînd astfel clasificarea generală, întocmită și pentru bauxitele din masivul Pădurea Craiului (P a p i u et al., 1970 a).

În tabelele comparative, ordinea de prezentare a probelor este ordinea descrescîndă a acestui raport, de la probele cele mai oxidate pînă la



TABELUL 1
Tipuri litologice și proveniență

Tip litologic	Nr. probele	Tipul litologic	Proveniența
Roți argilif detrilice	201 c	Gresie conglomeratică cu liant caolino-bauxitic	Dealul Răchiiți, puț 102—ISEM
	202 a	Gresie siltitică micacee cu liant caolino-bauxitic	puț 102—ISEM
	201 b	Argilit caolino-bauxitic	puț 54 R.—ISEM
	201 d	Argilit caolinitic brun	puț 99—ISEM
bauxite lertice	204 b	Bauxită roșie masivă	mina veche — ISEM
	205 a	Bauxită roșie masivă micacee	puț 99 — ISEM
	204 c	Bauxită șistosoasă roșie micacee	puț 91 — ISEM
	206	Bauxită vișinie	puț 57 — ISEM
	209 a	Bauxită vișinie din baza lentilei	Dealul Răchiiți, Hoanca Lungă
	213 c	Bauxită roșie vișinie din partea superioară a lentilei	" "
	214	Bauxită roșie vișinie cu separații steroizale și pelicule de oxizi de Mn	" "
bauxite ferice (deferizate)	204 a	Bauxită cenușie masivă (deferizată)	puț 99—ISEM
	207 a	Bauxită cenușie (în alternanță cu grosii micacee fine)	puț 27—ISEM
	207 c	Bauxită vișinie cu zone de impregnare feruginoasă în sectoare deferi-zate	puț 27—ISEM
	208 a	Bauxită cenușie compactă micacee siderificată	puț 61—ISEM
	208 f	Bauxită cenușie siderificată slab piritosă	puț 61—ISEM
209 b	Șist bauxitic sideritic slab piritos asociat cu șisturi carbunoase (la partea superioară a lentilei)	puț 57—ISEM	
Puzile feroase	210 c	Bauxită șistosoasă carbunoasă la partea superioară a lentilei	puț 80—ISEM
	211 a	Bauxită cenușie cu pelicule de oceru	puț 47—ISEM
	211 c	Bauxită cenușie negricioasă siderito-piritosă	puț 47—ISEM
	211 d	Bauxită cenușie-piritosă	puț 47—ISEM

TABELUL 2

Alcătuirea chimică a bauxitelor și rocilor asociate de la Săhodol

Nr. probă	Roci argilo-detritice										Bauxite														
	Greso-siltitice					Roci argiloase					Ferice					Feroferice					Feroase				
	201c	202a	(m)	(m)	202a	201b	201d	204d	214	209a	213c	205a	206	204c	207c	204a	207a	210c	211a	211d	208a	211c	208f	209b	
SiO ₂	60,63	55,08	31,80	31,42	36,45	38,27	8,98	2,51	2,43	4,96	9,97	6,24	12,02	18,98	9,87	15,18	11,95	9,09	7,71	6,90	8,16	5,79	3,40		
Al ₂ O ₃	23,16	25,91	38,00	38,50	35,30	37,51	48,83	57,27	55,46	52,92	49,36	52,59	49,28	42,97	56,02	50,78	44,64	53,66	33,46	50,50	53,42	46,31	47,95		
Fe ₂ O ₃	8,21	8,62	16,37	15,10	13,69	7,82	24,88	23,85	24,89	25,25	22,98	23,12	20,98	18,27	11,04	12,70	14,85	8,97	6,27	4,57	3,73	3,28	1,83		
FeO	—	—	—	—	—	—	0,19	0,25	0,29	0,33	0,39	0,54	0,30	urme	0,60	0,60	1,17	5,52	11,47	14,30	7,62	15,25	14,63		
F(S)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	urme	—	—	0,26	3,89	0,10	5,38	8,05	1,53	1,88		
TiO ₂	0,70	0,70	1,39	1,23	1,20	2,01	2,53	2,61	2,80	2,71	2,66	2,86	2,59	2,45	2,86	2,51	1,95	2,40	1,80	2,15	1,70	2,16	2,66		
CaO	0,50	0,45	1,00	0,80	0,35	0,45	1,51	0,96	1,40	1,35	1,02	1,26	1,72	1,27	1,44	1,61	0,46	1,50	0,99	1,95	0,79	2,25	2,81		
MgO	0,45	0,70	0,90	1,23	0,46	0,40	0,17	0,14	0,27	0,15	0,21	0,31	0,28	0,22	0,25	0,22	0,16	0,71	0,83	0,90	1,41	0,45	1,00		
Na ₂ O	0,31	0,37	0,62	0,65	0,24	0,29	0,22	0,24	0,22	0,13	0,24	0,22	0,24	0,22	0,16	0,16	0,63	0,51	0,27	0,27	0,22	0,24	0,30		
K ₂ O	1,38	1,79	—	—	0,28	0,33	0,55	0,63	0,36	0,24	0,39	0,55	1,08	0,72	0,63	0,55	0,27	0,58	0,48	0,32	0,58	0,48	0,29		
MnO	0,04	0,50	0,08	0,87	0,05	0,05	0,62	0,65	0,95	0,44	0,68	0,58	0,41	0,52	0,18	0,22	0,05	0,52	2,90	0,25	0,88	0,41	0,74		
P ₂ O ₅	urme	urme	urme	urme	0,35	0,20	0,37	0,08	0,25	0,17	0,13	0,26	0,35	0,15	0,39	0,39	0,34	0,22	0,11	0,40	0,11	0,28	0,47		
S	urme	urme	urme	urme	urme	urme	0,22	0,29	0,34	0,38	0,45	0,52	0,34	0,66	0,48	0,30	4,47	0,12	6,19	0,63	9,28	1,78	2,16		
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	urme	urme	0,05	0,87	9,00	6,44	6,25	11,53	11,29		
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,35	2,22	5,85	—	8,62	—	—		
H ₂ O+	4,63	5,81	9,23	10,18	11,16	12,31	11,04	10,59	9,62	10,72	11,22	11,44	10,60	12,54	15,84	13,91	9,75	10,00	6,93	10,26	6,72	8,00	8,88		
Total	100,01	99,61	99,99	99,98	99,52	99,93	100,10	100,12	99,35	99,66	99,78	100,51	100,46	99,60	100,28	99,50	99,54	—	100,00	100,40	99,54	99,57	100,27		
Fe ₂ O ₃ /FeO	∞	∞	∞	∞	∞	∞	45,6	33,5	30,2	27,2	20,7	17,9	16,3	11,3	8,3	5,8	1,1	0,71	0,15	0,14	0,09	0,08	0,05		
Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃	—	—	3,69	3,99	4,04	7,52	3,04	3,69	3,43	3,22	3,28	3,47	3,57	3,52	7,50	5,79	3,22	3,72	1,96	3,72	2,34	3,23	3,61		

(m = în matrice)



TABELUL 3

Alcăntura mineralogică a bauxitelor și rocilor carbonatate de la Sobodol

Tip litologic Nr. probei	Roci argilo-detritice										Bauxite														
	Gresuri-siltite					Roci argiloase					Ferice					Feroferice					Feroase				
	201c	202a	201c	202a	201b	201d	204b	214	209a	213c	205a	206	204c	207c	204a	207a	210c	211a	211d	208a	211c	208f	208b	200b	
	5,6	8,2	11,3	14,7	5,2	5,8	48,5	64,9	62,7	19,3	48,1	55,2	45,7	31,5	56,1	49,5	42,5	57,7	32,1	52,2	33,5	50,0	54,0		
Boehmit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Diaspor	34,9	38,2	70,6	68,6	45,3	47,1	14,8	6,4	2,9	10,7	17,9	11,2	19,5	37,8	21,1	32,1	17,8	5,3	8,4	2,6	4,5	5,7	5,1		
Caolinit	+	+	+	÷	~33,0	~32,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Dickit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Septectorit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Hematit	8,2	8,6	16,6	15,4	13,7	7,8	20,4	24,2	18,9	25,7	23,5	23,7	20,6	12,6	—	—	14,7	8,8	7,0	10,8	3,7	—	—		
Goethit	—	—	—	—	—	—	5,2	7,2	—	—	—	—	—	7,1	12,8	14,4	—	—	—	—	—	—	—		
Sideroză	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—		
Pirită	—	—	—	—	—	—	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	1,0	0,6	1,2	0,9	0,6	8,4	0,2	11,6	1,2	17,4	3,3	4,0		
Anataz	0,7	0,7	1,4	1,3	1,2	2,9	2,5	2,6	2,8	2,7	2,7	2,9	2,6	2,5	2,9	2,5	1,9	2,4	1,8	2,1	1,7	2,1	2,8		
Calci	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Muscovit	9,9	10,2	—	—	2,3	3,5	4,6	5,3	2,6	1,6	3,2	2,5	6,6	3,3	—	—	2,3	4,9	4,5	2,7	4,9	4,1	2,4		
Quartz	40,2	32,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	3,4	—	1,2	2,8	1,3	—		
Subst. organică	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,3	2,2	5,8	—	8,6	—	—		
Fe ₂ O ₃ /FeO	∞	∞	∞	∞	∞	∞	46,6	33,5	30,2	27,2	20,7	17,9	16,3	11,3	8,3	5,8	1,1	0,71	0,15	0,11	0,09	0,08	0,05		

(m = în matrice)

TABELUL 4

Limite de variație (compoziții chimice, mineralogice, raporturi) bauxite și roci asociate de la Sohodol

Componenta chimică, mineralogică, raporturi	Roci argilo-detritice		Bauxite kerice (7 probe)		Bauxite fero-ferice (3 probe)		Bauxite feroase (7 probe)	
	Roci detritice* 2 pr.	Argile 2 pr.	L. var.	Medie	L. var.	Medie	L. var.	Medie
SiO ₂	31,6	37,3	2,4-12,0	6,7	9,9-18,9	14,7	3,4-11,9	7,6 7,2
Al ₂ O ₃	38,5	36,4	48,8-57,5	52,2	43,0-56,0	49,9	33,5-53,7	44,5 51,6**
Fe ₂ O ₃ tot.	15,7	10,7	21,0-25,2	23,7	11,0-18,3	15,3	15,2-26,7	21,7 25,1**
TiO ₂	1,3	1,6	2,5-2,9	2,7	2,4-2,9	2,6	1,7-2,7	2,1 2,4**
Boehmit + diaspor	13,0	5,5	48,1-64,9	54,5	31,5-56,1	45,7	33,1-57,7	46,4
Caolinit + dickit	69,6	78,7	2,9-19,5	11,7	21,1-37,8	30,3	2,6-17,8	7,0
Hematit + goethit	16,0	10,7	18,9-25,7	23,7	12,3-19,7	15,6	1,8-14,7	6,0
Septoclorit	—	—	—	—	0-1,0	0,4	3,3-10,8	4,0
Sideroză	—	—	—	—	±	±	0-25,7	15,5
Pirită	—	—	0,4-1,0	0,6	0,6-1,2	0,9	0,2-17,4	6,6
Anataz	1,3	1,6	2,5-2,9	2,7	2,4-2,9	2,6	1,7-2,7	2,1
Al ₂ O ₃ :Fe ₂ O ₃	3,8	5,8	3,0-3,7	3,4	3,5-7,5	5,6	2-3,7	3,1 3,2**
Fe ₂ O ₃ :FeO	∞	∞	16,3-45,6	—	5,8-11,3	—	0,05-1,1	—

* Matrice

** Valori recalculate excluzând S, CO₂ și substanța organică. La SiO₂ s-a dedus și cuarțul liber.

TABELUL 5

Caracteristicile chimico-mineralogice ale bauxitelor și rocilor asociate de la Sohodol

<p>Roci argilo-detrilitice (4 pr.)</p> <p>Boehmit sub. 15%, Al_2O_3 tot. = 35 - 40 % Caolinit + dickit peste 58 % Fe_2O_3 tot. (= hematit) sub 17 % Nu conțin goetit și minerale cu Fe^{2+} Fe_3O_4; $FeO = Co$ TiO_2 - sau sub 2 % Nici o corelație între TiO_2 și Al_2O_3 sau Fe_2O_3</p>	<p>Argitle (2 pr.)</p>	<p>Material detrilitic practic absent. Candite peste 78 % (dickit sub 30 %). Boehmit sub 6 %.</p>
<p>Roci detrilitice (2 pr.)</p>	<p>Material detrilitic peste 40 %. Candite în matrice ~ 70 % (dickit în cantități minime). Boehmit în matrice = 11 - 15 %</p>	<p>Material detrilitic peste 40 %. Candite în matrice ~ 70 % (dickit în cantități minime). Boehmit în matrice = 11 - 15 %</p>
<p>Bauxite (17 pr.)</p> <p>Boehmit peste 30 %; Al_2O_3 tot. = 40 - 58 %. Caolinit sub 38 % (dickit absent) Fe_2O_3 tot. (diferite minerale) egal sau peste 20 % Conțin minerale cu Fe^{2+} și uneori goetit.</p> <p>Fe_3O_4; $FeO = 0 - 46$. TiO_2 - sau peste 2 %. Raport direct = Al_2O_3 tot. sau boehmit : TiO_2</p>	<p>Minerale cu Fe^{2+}</p>	<p>Ferice (caractere pri-mare) (7 pr.)</p> <p>Caolinit sub 20 %. Hematite (H. peste 12 %), goethit absent sau subordonat. Fe_2O_3; $FeO = 16 - 20$. Raport direct Al_2O_3; Fe_2O_3 tot. Raport direct Fe_2O_3 tot.; TiO_2</p>
<p>Nu conțin cuarț detrilitic și calcit. Fe_2O_3; FeO peste 5.</p>	<p>Feroferice (caractere secundare-deferizate) (3 pr.)</p>	<p>Caolinit peste 20 %. Goethitice (G = 7 - 15 %), hematit absent sau subordonat. Fe_2O_3; $FeO = 5 - 12$ %. Raport invers Al_2O_3; Fe_2O_3 tot. Raport invers Fe_2O_3 tot.; TiO_2</p>
<p>Ferose (caractere pri-mare) (7 pr.)</p>	<p>Caolinit sub 20 %. Minerale cu Fe^{2+} peste 15 % (pirită peste 1 %), hematit sub 12 %, goethit absent. Conțin cuarț detrilitic (0 - 3 %) și calcit (2 - 5 %) Fe_2O_3; FeO sub 1,1 Raport invers boehmit; minerale ferose și Al_2O_3; Fe_2O_3 tot. Raport invers Fe_2O_3 tot.; TiO_2</p>	<p>Caolinit sub 20 %. Minerale cu Fe^{2+} peste 15 % (pirită peste 1 %), hematit sub 12 %, goethit absent. Conțin cuarț detrilitic (0 - 3 %) și calcit (2 - 5 %) Fe_2O_3; FeO sub 1,1 Raport invers boehmit; minerale ferose și Al_2O_3; Fe_2O_3 tot. Raport invers Fe_2O_3 tot.; TiO_2</p>

cele mai reduse, în timp ce, în graficele din figurile 2, 3 și 4 bauxitele ferice și feroase au fost puse alături, iar cele feroferice, separat.

În cele ce urmează, pentru rocile detritice se vor face referiri așadar, comparativ cu celelalte roci, la caracterele chimico-mineralogice (ale matricei).

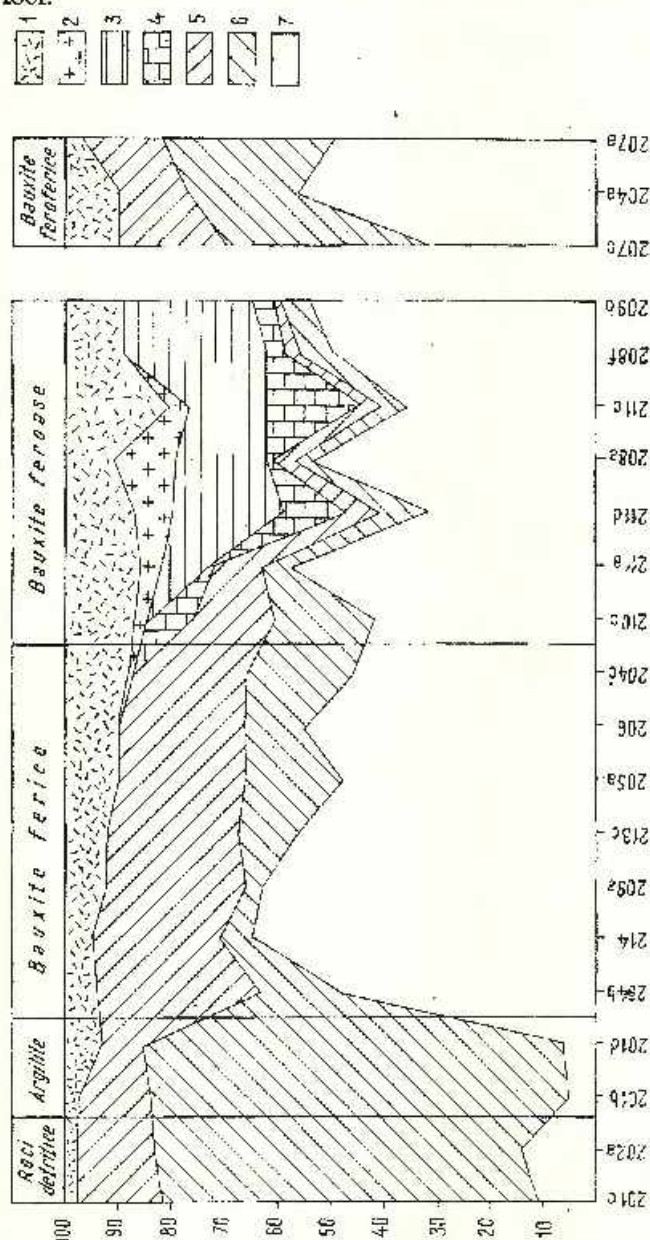


Fig. 2. — Alcătuirea mineralogică a bauxitelor și rocilor asociate de la Sohodol.
1, anataz + muscovit + calcit + cuarț + pirită (la bauxitele ferice și feroferice) etc.; 2, septecolorit; 3, sideroză; 4, pirită; 5, hematit + goetit; 6, caolin + diokit; 7, boehmit + diaspor.

La constituția mineralogică des bauxites et des roches associées de Sohodol.
1, anatase + muscovite + calcite + quartz + pyrite (pour les bauxites ferriques et feroferriques) etc.; 2, septecolorite; 3, sidérose; 4, pyrite; 5, hématite + goethite; 6, kaolinite + ilicite; 7, boehmite + diaspore.

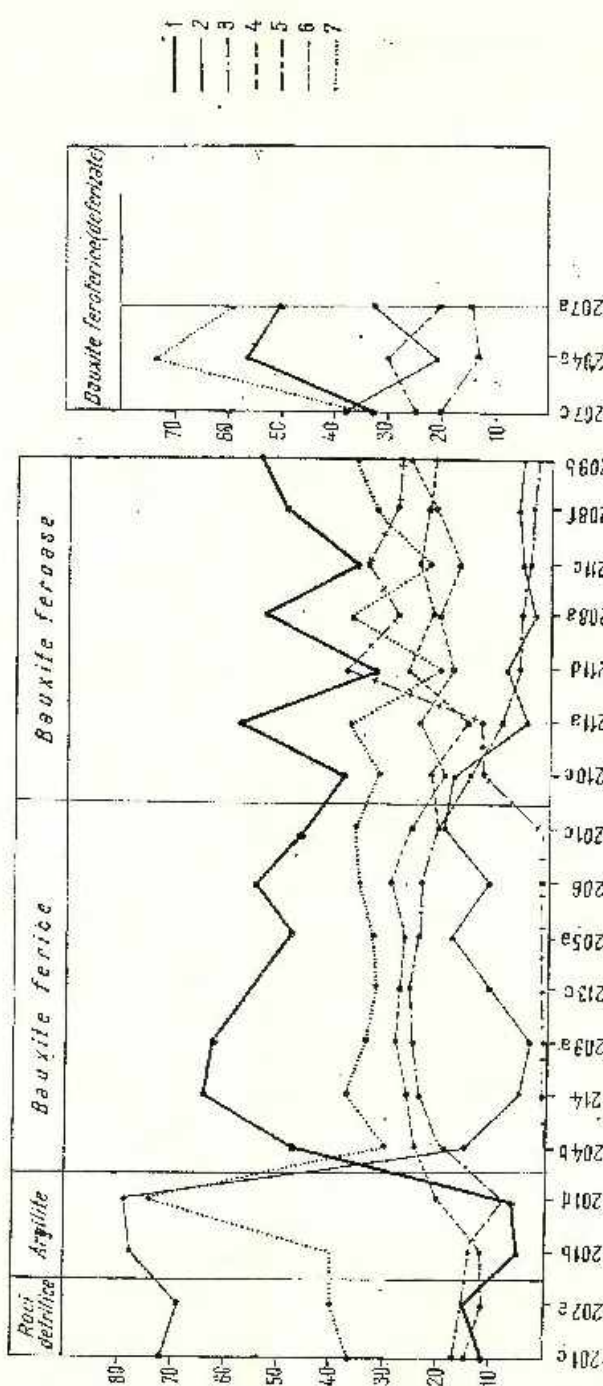


Fig. 3. — Variația cantitativă a principalelor componente din bauxitele și rocile asociate de la Sohodol.
 1, boehmit + diaspor; 2, caolinul + dickit; 3, hematit + goethit; 4, Fe_2O_3 total (la bauxitele ferose); 5, septeciorit + sideroză + pirita; 6, anataz $\times 10$; 7, $Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3 \times 10$.

Variation quantitative des principaux constituants des bauxites et des roches associées de Sohodol.
 1, boehmite + diaspore; 2, kaolinite + dickite; 3, hématite + goéthite; 4, Fe_2O_3 total (pour les bauxites ferreuses); 5, septéciorite +
 + sidérose + pyrite; 6, anatase $\times 10$; 7, $Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3 \times 10$.

În clasificarea întocmită s-a stabilit, în primul rând, o deosebire geo-chimică fundamentală între rocile argilo-detrîtice și bauxite. La primele, totala absență a fierului bivalent face ca valoarea raportului $Fe_2O_3 : FeO$ să tindă către infinit (∞). La bauxite, permanenta prezență a unui conținut de fier feros, cu cele mai diferite valori, a permis stabilirea tipurilor geochemice citate. În tipul feric, $Fe_2O_3 : FeO = 16 - 50$, în cel ferroferic, $Fe_2O_3 : FeO = 5 - 12$, în timp ce, în tipul feros, $Fe_2O_3 : FeO$ este sub 1,1.

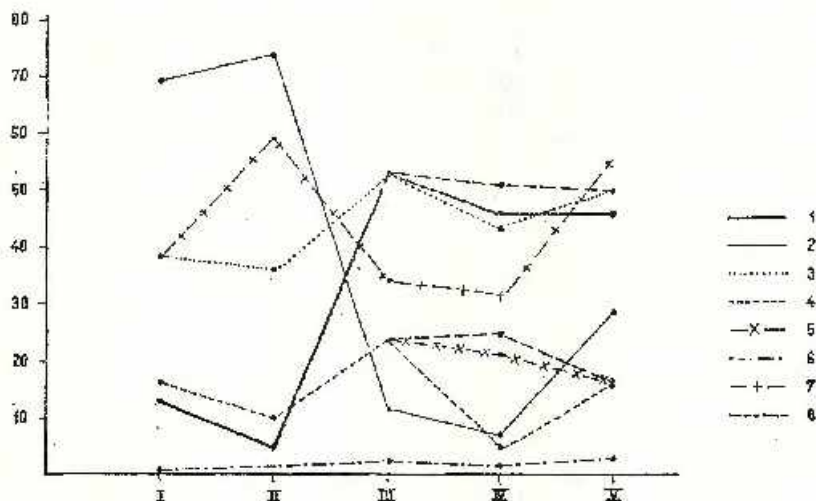


Fig. 4. — Grafic comparativ pentru conținutul mediu al principalelor componente din bauxitele și rocile asociate.

I, roci detritice (matrice); II, argilite; III, bauxite ferice; IV, bauxite feroase; V, bauxite fero-ferice (deferrizate).

1, boehmit + diaspor; 2, kaolinit; 3, Al_2O_3 total; 4, hematit + goethit; 5, Fe_2O_3 total; 6, anataz; 7, $Al_2O_3 : Fe_2O_3 \times 10$; 8, Al_2O_3 total și Fe_2O_3 total recalculat pentru bauxitele feroase fără : S, CO_2 , mat. org.

Graphique comparatif pour la teneur moyenne des principaux constituants des bauxites et des roches associées.

I, roches détritiques (matrice); II, argilites; III, bauxites ferriques; IV, bauxites ferreuses; V, bauxites ferroferriques (déferrifiées).

1, boehmite + diaspore; 2, kaolinite; 3, Al_2O_3 total; 4, hématite + goéthite; 5, Fe_2O_3 total; 6, anatase; 7, $Al_2O_3 : Fe_2O_3 \times 10$; 8, Al_2O_3 total et Fe_2O_3 total récalculés pour les bauxites ferreuses sans : S, CO_2 , mat. org.

Este notabil însă faptul că, spre deosebire de bauxitele din masivul Pădurea Craiului, la bauxitele din regiunea Sohodol caracterul primar (sedimentar și cel mult de diageneză) nu apare decât la bauxitele ferice și la cele feroase. Cele trei probe de bauxite ferroferice analizate sînt roci cu caractere secundare, rezultate din procese de deferrizare exogenă (pl. IV

fig. 3), analoge bauxitelor deferizate din masivul Pădurea Craiului (P a p u et al, 1970 a). După cum rezultă, atât din observațiile de teren cât și din datele de analiză, la aceste roci deferizarea a fost însoțită poate și de o ușoară reducere a fierului, dar mai ales de apariția unei cantități de caolin și clorit (silicatar); acest ultim proces a avut loc și în bauxitele din Pădurea Craiului, dar sub influențe hidrotermale.

O situație analogă se găsește de altfel și în cazul rocilor argiloase din Dealul Răchiții, proba 201 d, provenind probabil din roci de tipul probei 201 b prin deferizare.

După cum rezultă din tabelele 2 și 3, principalii componenți chimici sînt silicea și oxizii aluminiului, fierului și titanului (triada Al — Fe — Ti) fixați în următoarele minerale principale: Al = boehmit și caolin, în cazul rocilor argilo-detritice adăugîndu-se și dickit; subordonat diaspor, sporadic gibbsit; Fe^{3+} = hematit și goethit; Fe^{2+} = septeclorite, sideroză și pirită; Ti = anataz.

În afară de aceste minerale primare, în bauxitele feroase apare calcitul (sub 5%). Mineralele detritice au fost citate în capitoul anterior și sînt reprezentate — după cum s-a spus — în primul rînd prin muscovit în diferite grade de caolinizare, și prin cuarț, sub 3,5%, acest din urmă component neapărînd decît în cazul bauxitelor feroase.

Primul fapt care poate fi scos în evidență sub raportul chimismului proceselor de sedimentare este variația, într-un domeniu limitat, a valorii raportului dintre aluminiu și fierul total. Dacă se face abstracție de argilitul deferizat (proba 201 d) și de două probe de bauxite, de asemenea deferizate (204 a și 207 a) denumite și feroferice, se constată că valoarea raportului $Al_2O_3 : Fe_2O_3$ total se menține între 3 și 4, cu excepția a două probe de bauxite feroase. În cazul celor trei probe de roci argilo-detritice nedeferizate, această valoare se situează la partea superioară, aproape de 4, în bauxitele ferice prezintă valori în genere inferioare precedentelor, pentru ca să fluctueze, în cadrul acestui interval (3—4), la cele feroase. Valorile minime sub 3 revin probelor de bauxită cu cea mai mare cantitate de pirită și cu multă sideroză, parțial cărbunoase, din Dealul Răchiții (211 c și 211 d). Aceste probe conțin de altfel și cel mai scăzut procent de alumina liberă dintre toate bauxitele. Unele bauxite din domeniul feroferic (proba 207 c) conțin cantități ridicate de fier, datorate acumulării acestuia, deplasat din zonele apropiate, deferizate.

Graficele binare din figurile 5 și 6 arată în cadrul intervalului 3—4 o evidentă corelație inversă între alumina și fierul total, ca de altfel și între boehmit și fierul total, pentru bauxitele feroase și feroferice. În cazul bauxitelor ferice, din figura 5 rezultă că, la o cantitate mai mult sau mai puțin constantă de fier, conținutul de alumina liberă este foarte variat. Dacă însă referim conținutul în fier total la conținutul total de Al_2O_3 (fig. 6), se constată că toate probele se grupează în mod remarcabil, indicînd o corelație directă și conținuturi foarte apropiate. De aici se deduce o sursă unică de material primar cu o compoziție inițială foarte constantă. La unele bauxite feroferice ca și la argilitul deferizat (proba 201 d) raportul $Al_2O_3 :$



Fe_2O_3 atinge valorile maxime, pierderea fierului fiind direct proporțională cu îmbogățirea pasivă în alumina.

Situația apare deosebit de sugestivă și pentru argilite. Ambele probe de argilite conțin procente analoge de Al_2O_3 total, diferența în valoarea raportului rezultând doar din variația conținutului în fier.

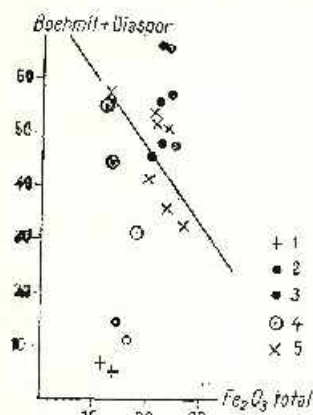


Fig. 5

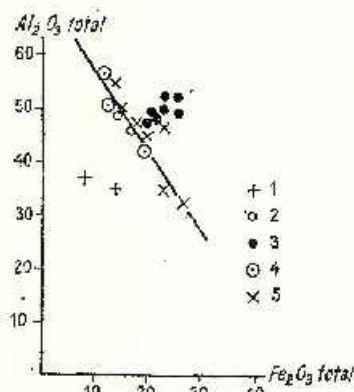


Fig. 6

Fig. 5. — Grafic binar — corlația boehmit + diaspor : Fe_2O_3 total.

1, argilite; 2, roci detritice (matrice); 3, bauxite ferice; 4, bauxite ferroferice; 5, bauxite ferroase.

Graphique binaire — corlația boehmite + diaspor : Fe_2O_3 total.

1, argilites; 2, roches détritiques (matrice); 3, bauxites ferriques; 4, bauxites ferroferriques; 5, bauxites ferreuses.

Fig. 6. — Grafic binar — corlația Al_2O_3 total : Fe_2O_3 total la bauxitele și rocile asociate de la Sohodol.

1, argilite; 2, roci detritice (matrice); 3, bauxite ferice; 4, bauxite ferroferice; 5, bauxite ferroase.

Graphique binaire — corlația Al_2O_3 total : Fe_2O_3 total pour les bauxites et les roches associées de Sohodol.

1, argilites; 2, roches détritiques (matrice); 3, bauxites ferriques; 4, bauxites ferroferriques; 5, bauxites ferreuses.

Dacă alumina liberă domină asupra mineralelor argiloase la bauxite, mineralele caolitice domină net atât asupra aluminei libere în rocile argiloase cât și în matricea celor detritice, fiind reprezentate prin caolinit și prin dickit. Acesta din urmă lipsește însă din bauxite. Din acest motiv, deși cantitatea de caolinit este ridicată în unele bauxite ferroferice (comparabilă cu cea din argilite), în cazul nostru, la proba 207 c dickitul este absent, argument ce pledează pentru a o considera genetic drept o bauxită silico-deferizată și nu ca pe o rocă argilo-bauxitică cu caracter primar. De altfel, aceeași este situația și în cazul formațiunilor bauxitifere din bazinul Hațegului în care am arătat că argilele conțin frecvent cantități de dickit, ajungând până la exclusivitate, în timp ce mineralul specific bauxitelor *str.* s. rămâne numai caolinitul (Papiu et al., 1971 a).



Bauxitele primare se caracterizează prin cantități de caolinit cu totul analoage, sub 20%, argument în plus pentru admiterea unei surse comune a materialului care a dat naștere întregii serii bauxitice.

Între boehmit și mineralele caolinice apare un raport invers în întreaga serie de roci studiate (fig. 3, 7).

Mineralele fierului sînt hematitul, în bauxitele ferice, și goethitul, în cele feroferice, uneori alături de hematit; goethitul provine din hematit

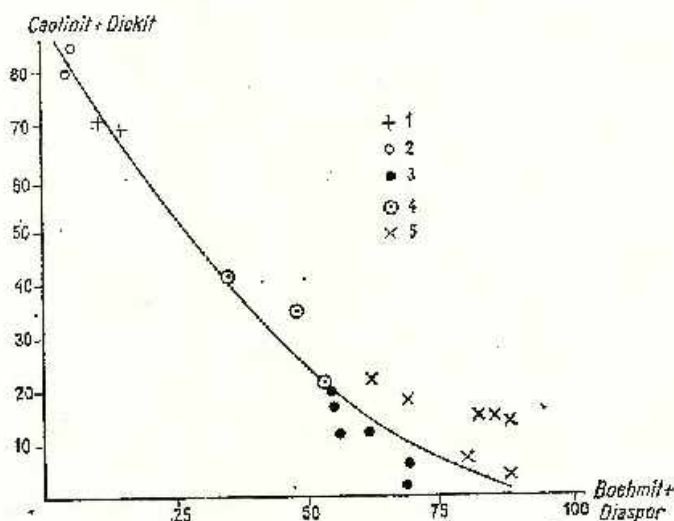


Fig. 7. — Grafic binar—corelația boehmit + diaspor : caolinil + dickit.
1, roci detritice (matrice); 2, argilite; 3, bauxite ferice; 4, bauxite feroferice; 5, bauxite feroase.

Graphique binaire — corrélation boehmite + diaspor : kaolinite + dickite.

1, roches détritiques (matrice); 2, argillites; 3, bauxites ferrugines;
4, bauxites ferroferrugines; 5, bauxites ferreuses.

prin hidratare în cursul procesului de deferizare. Minusculul procent de pirită prezent în toate bauxitele ferice se consideră că nu poate avea decît o origine epigenetică, legat fiind, după cum se va arăta mai jos, de soluțiile reducătoare descendente create în milurile bauxitifere de origine în care s-au format bauxitele feroase, penecontemporane celor ferice.

Mineralele cu fier feros din bauxitele feroase au de asemenea caracter primar, fiind însoțite uneori de resturi carbuncoase, rezultate din vegetația mediului palustru în care s-au acumulat sedimentele originare. Hematitul care apare în aceste roci are caracter relict, din depozitul de origine lateritic sau bauxitic.

Proiectate într-un grafic ternar (fig. 8), funcție de conținuturile în alumina liberă, minerale argiloase și oxizi și hidroxizi ferici, toate bauxitele

ferice se situează în câmpul 2 (bauxite ferifere), în timp ce bauxitele feroase ocupă poziții preponderent în câmpul 1 (bauxite *str. s.* — 5 probe) câte o probă găsindu-se în câmpul 5 (bauxite argiloase) și în câmpul 10 (roci intermediare). Situația aceasta nu reflectă însă aportul inițial de fier, dată fiind cantitatea de fier feros din aceste depozite. Dacă însă, în colțul din dreapta graficului se situează valoarea fierului total (Fe_2O_3 tot.), se constată că, cu desăvârșire, toate probele de bauxite feroase se proiectează în câmpul 2, suprapunându-se în mod riguros peste zona de proiecție a bauxitelor ferice. Este, considerăm, un remarcabil argument pentru originea comună a fierului din întreaga arie bauxitică.

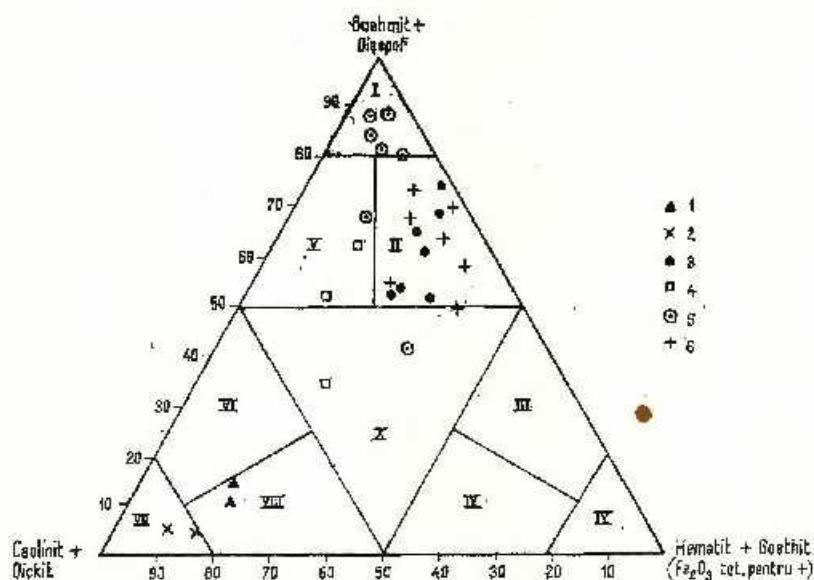


Fig. 8. — Grafic ternar: boehmit + diaspor — caolin + dickit — hematit + goethit (și Fe_2O_3 total pentru bauxitele feroase).

I, bauxite; II, bauxite ferifere; III, ferolite bauxitice; IV, ferolite; V, bauxite argiloase; VI, argile bauxitice; VII, argile (caolinuri); VIII, argile ferolitice; IX, ferolite argiloase; X, roci bauxito-argilo-ferolitice.

1 roci delritice (matrice); 2, argilite; 3, bauxite ferice; 4, bauxite feriferice; 5 — 6, bauxite feroase.

Graphique ternaire: boehmite + diaspor — kaolinite + dickite — hématite + goéthite (et Fe_2O_3 total pour les bauxites ferreuses)

I, bauxites; II, bauxites ferrifères; III, ferrolithes bauxitiques; IV, ferrolithes; V, bauxites argileuses; VI, argiles bauxitiques; VII, argiles (kaolins); VIII, argiles ferrolithiques; IX, ferrolithes argileux; X, roches bauxito-argilo-ferrolithiques.

1, roches détritiques (matrice); 2, argilites; 3, bauxites ferriques; 4, bauxites ferroferriques; 5 — 6, bauxites ferreuses.



Proiecțiile bauxitelor feroferice se răspîndesc în cîmpurile 5 și 10, în timp ce, matricea gresiilor se localizează în cîmpul 8 (argilite feralitice), iar rocile argiloase, în cîmpul 7 (argile caolinoase).

Între conținuturile în aluminiu și titan ($Al_2O_3 : TiO_2$), la nivelul rocilor argilo-detritice nu se constată nici o corelație, în timp ce, la bauxite această corelație este directă, la toate tipurile litologice. Între fierul total (Fe_2O_3 tot.) și TiO_2 situația este însă diferită recunoscîndu-se spre deosebire de cazul precedent, un raport direct la bauxitele ferice și o corelație inversă la bauxitele feroferice și feroase. Tabelul 5 sintetizează toate aceste caractere ale rocilor studiate.

Pentru completarea imaginii geochemice se mai adaugă și observația că procentele subunitare de potasiu sînt, practic, în toate cazurile legate de prezența muscovitului, cu excepția rocilor detritice. Ceilalți oxizi variază în limitele admise pentru bauxite, în genere.

Din tabelul comparativ 4, ca și din figura 4, în care sînt prezentate valorile medii pe formațiuni, se desprind următoarele : conținutul în Al_2O_3 , ca de altfel și cel în bochmit, are valoarea maximă la bauxitele ferice, urmează cele feroferice și cele feroase (foarte apropiate), pentru ca rocile argilo-detritice să prezinte valori cu mult mai scăzute. În matricea rocilor detritice, conținutul în Al_2O_3 este superior celui din rocile argiloase, care au conținutul minim.

Curba conținutului mediu în silice variază aproximativ invers, rocile argiloase ocupînd primul loc înainte de matricea celor detritice, în timp ce, în domeniul bauxitelor, procentul maxim îl dețin bauxitele feroferice (deferizate), urmate de cele feroase și de cele ferice.

Conținutul în fier total care, în afară de bauxitele feroase, se confundă practic cu cel din oxizi și hidroxizi ferici, prezintă cea mai mare medie la bauxitele ferice, urmată, la o mică diferență, de a celor feroase și apoi, după cum este și natural, de a celor deferizate. La rocile detritice (matrice) și mai ales la cele argiloase, valorile mediilor pentru conținutul în fier sînt cu mult mai scăzute (mai ales că una dintre probe este și deferizată). Cu scopul de a aprecia valoarea cantității inițiale de fier pătruns în bazinul de sedimentare și, plecînd de la premiza că forma sub care a fost adus acest cation era cea de oxid, s-au calculat conținuturile în fier din bauxitele feroase, scăzîndu-se elementele componentelor care s-au considerat ca reprezentînd aporturi directe din mediul de acumulare (CO_2 , S, cuarț detritic, calcit, cărbune); s-a obținut în acest fel valoarea din ultima coloană a tabelului 4, însemnată cu un asterisc și care se suprapune astfel, în mod cu totul remarcabil, peste valoarea medie prezentată de bauxitele ferice, ceea ce concordă cu datele din graficul din figura 4.

După cum rezultă așadar atît din tabelul 4 cît și din figura 4, valorile astfel recalculate pentru aluminiu, fier total și titan, ca de altfel și valoarea raportului $Al_2O_3 : Fe_2O_3$, sînt foarte apropiate la ambele tipuri de bauxite primare (ferice și feroase). Acest fapt ne conduce, în mod indubitabil, la concluzia că, în tot timpul sedimentării bauxitice, materialul de origine a avut absolut aceeași alcătuire chimică și că, doar caracterul geochemic diferit al mediului de acumulare a determinat deosebirile chimico-minera-

logice dintre ele. Aserțiunea aceasta este confirmată de altfel, deopotrivă, și de marea deosebire a valorilor raportului $Fe_2O_3 : FeO$. Doar aportul de silice este puțin mai scăzut la bauxitele ferice decât la cele feroase, sedimente care de altfel, după cum s-a arătat, au primit și o mică cantitate de cuarț detritice, ceea ce nu împiedică însă practic asupra concluziilor formulate.

Studiul elementelor minore din bauxitele de la Sohodol (Papiu, Udrescu, 1973) indică, pe de altă parte, o netă deosebire între aceste roci și majoritatea bauxitelor, atât lateritice cât și carstice, situându-se într-un câmp aparte, în diagrama Cr — Be dată de Schroll, Sauer (1964), datorată în primul rând conținutului mult mai scăzut de crom, oligoelementul specific domeniului eruptiv bazic.

Într-o detaliere făcută asupra bauxitelor de pe teritoriul nostru (Papiu et al., 1971 a) probele de la Sohodol par a se grupa în două subcâmpuri, cele ferice având mai mult beriliu.

Față de bauxitele din Pădurea Craiului și din bazinul Hațegului, ele prezintă conținuturi inferioare de Cr, V și Zr și procente superioare de Sn, Sr, Li⁸, Be, Ga, Pb, Ba, în majoritate elemente corelabile, după toate probabilitățile, cu aria de origine granitică și pegmatitică a Muntelui Mare, după cum se va arăta în capitoul privind geneza formațiunii.

Este interesant de notat, pe această linie, că în bauxite cu o ocurență foarte asemănătoare cu a bauxitelor de la Sohodol, adică situate la baza formațiunii de Gosau și acoperite cu șisturi cărbunoase de la Unterlaussa (Austria), s-a recunoscut prezența litioforitului. Aceste bauxite sînt însă bogate în substanță organică, au culoare neagră și conțin elemente radioactive (Siegl, 1973).

IV. Considerații genetice

Studiul bauxitelor de pe teritoriul României ne-a condus, în urmă cu câțiva ani, la concluzia că aceste roci pot fi împărțite în două grupe și anume:

1. *bauxite autohtone sau de precipitare din soluții coloidale sau electro-lite*, avînd ca principale reprezentante bauxitele din masivul Pădurea Craiului, alături de care s-ar mai situa bauxitele din Bihor (valca Galbina) și probabil cele de curînd descoperite din bazinul Someșului Cald (Mantea, comunicare verbală);

2. *bauxite detritochimice sau bauxite mai mult sau mai puțin allohtone*, rezultate din acumularea unui ml de natură bauxitică, provenit fie din depozite bauxitice preexistente, fie din laterite formate pe roci alumosilicatate, fenomen însoțit de procese concomitente de precipitare din apele în care se găsea — alături de materialul în suspensie și un material coloidal sau în soluție reală. În această grupă se situează bauxitele din bazinul Hațegului și cele din regiunea Sohodol-Cîmpeni (Papiu et al., 1970 b). Ambele sînt bauxite carstice (de Wiese, 1964) sau cu „compoziție chimică simplă” (Bardossy, 1970).

⁸ Acest element atinge în unele bauxite roșii pînă la 6 600 p.p.m.



Comparând chimismul principalelor bauxite ferice de pe teritoriul României, am avut ocazia să arătăm remarcabila asemănare dintre bauxitele neocomian-inferioare din masivul Pădurea Craiului și cele gargasian-albiene din bazinul Hațegului, atât în ceea ce privește conținutul în elemente principale cât și în cel al oligoelementelor (P a p i u, U d r e s c u, 1973). Bauxitele de la Sohodol apar cu o alcătuire chimică net deosebită,

TABELUL 6

Alcătuirea medie a bauxitelor ferice de pe teritoriul României și a bauxitelor sedimentare de platformă și geosinclinal, după T e n i a k o v, 1969.

Element raport	Bauxite de geosinclinal	Bauxite de platformă	Bauxite Pădurea Craiului	Bauxite bazinul Hațeg	Bauxite Sohodol
Al ₂ O ₃	56,0	47,0	50,8	50,3	52,2
SiO ₂	5,0	11,0	3,8	3,4	6,7
TiO ₂	2,8	4,0	2,8	2,5	2,7
Fe ₂ O ₃	18,5	19,0	29,4	29,5	23,7
Al ₂ O ₃ : SiO ₂	11,2	5,5	13,4	11,4	7,8

apropiindu-se sub raportul componentilor principali în cea mai mare măsură de grupa denumită de T e n i a k o v (1969) „bauxite de geosinclinal”, raportul Al₂O₃ : SiO₂ fiind însă inferior acestuia (tab. 6).

Pe baza datelor de mai sus se poate formula o ipoteză de lucru potrivit căreia, bauxitele allohtone din bazinul Hațegului ar deriva din re-maniera unui material bauxitic sau lateritic cu compoziție asemănătoare bauxitelor din Pădurea Craiului, cele de la Sohodol constituind o categorie geochemică deosebită. Originea materialului din care s-au format este documentată destul de evident, după opinia noastră, pe de o parte prin mineralele detritice recunoscute atât în bauxite cât și în rocile argiloide-detritice sincrone, legate direct de formațiunea cristalofiliană și de granitoidele Gilăului, iar pe de altă parte de conținutul în oligoelemente, așa cum s-a arătat anterior. Este probabil că materialul originar a reprezentat un depozit lateritic format pe un atare fundament în răstimpul siderolitic din baza Senonianului, material cu o remarcabilă uniformitate în care, prin alterare feralitică, s-a ajuns la oxihidroxizi feroaluminosi și la caolinit. Se remarcă o variație doar în raportul cantitativ dintre componenta argiloasă și cea feralitică.

Putem presupune, după cele câteva date pe care le deținem pînă în prezent, că zonele puternic argiloase sînt dickitice, spre deosebire de bauxite, în care dickitul nu apare. Ipoteza aceasta poate fi eventual contrazisă de cea a formării dickitului secundar prin procese de diageneză, în absența însă a oricărui indiciu endogen. Bibliografia menționează, din ce în ce mai mult, posibilitatea apariției acestui mineral în medii net exogene, fapt confirmat de altfel, după cum s-a arătat anterior, și de prezența sa în comple-



xele bauxitice din bazinul Hațegului. Astfel formarea dickitului pe scama caolinitului în produsele de diagenază avansată și în mediu acid este citată de D u n o y e r de S e g o n z a c (1969) din o serie de cazuri, printre care și din Triasicul grezos din NE Saharei. Parțial acest mineral ar putea proveni și prin oxidarea piritelor, cu formarea de soluții acide, ipoteză ce nu pare însă plauzibilă dat fiind faptul că bauxitele nu conțin niciodată dickit.

În zăcămintele de pe calcarele cristaline ale seriei de Arieș, bauxitele, ca și rocile argilo-detritice care le însoțesc, se găsesc așadar în zăcămint secundar (alogene). Antrenate în cursuri de apă continentale, mai ales sub formă de curgeri torențiale de nămol lateritic sau bauxitic, în care acest material se găsea atît sub formă de suspensii pelitice cît și sub formă de soluții, probabil coloidale, stabilizate prin coloizi de protecție de natură organică, de compuși organometalici, sau în fine parțial în soluții reale cu *pH*-uri scăzute, aporturile bauxitice se decantează în depresiunile carstice unde se sedimentează gravitațional, iar apele carbonatate determină procese de precipitare din soluțiile menționate. Astfel bauxitele se sedimentează rapid, dînd naștere la corpuri masive, nestratificate, ce mulează relieful de fund al capeanelor depresionare, acoperind pînă la urmă, sub forma unui strat mai mult sau mai puțin continuu, întreaga întindere a platoului carstic. Spre deosebire de bauxitele de la Hațeg, la care lamele de muscovit apar numai în argile, în masa bauxitelor de la Sohodol acestea se găsesc în diferite grade de caolinizare epitaxică. Se dovedește astfel, și în acest caz, existența unui mediu acid primar de acumulare în care a avut loc caolinizarea, ca și în bauxitele din Hațeg, opinie pe care am formulat-o de altfel și pentru explicarea genezei acestor roci (P a p i u et al., 1971 b). Absența totală a cuarțului detritic am explicat-o, pentru complexele bauxitice din Hațeg, printr-un proces prealabil de decantare, recunoscînd prezența acestui mineral în gresiile sincrone de la partea superioară a complexelor, ceea ce ar reflecta în mod remarcabil existența unor profile inverse. În același sens pledează la Hațeg prezența, la partea inferioară și la cea superioară a corpurilor bauxitice ale unor orizonturi argiloase sau detritice în care se concentrează muscovitul.

În cazul bauxitelor de la Sohodol, în grosimea seriei, se remarcă uneori un exces de muscovit la partea inferioară a depozitului, ceea ce se poate eventual explica printr-un prim aport sedimentar mai bogat în lame de mică (separate mai mult sau mai puțin gravitațional la partea superioară a apelor în care s-a produs emulsia inițială, care s-ar fi decantat primele într-o fază de redepunere. Gradele diferite de caolinizare pe care le prezintă aceste minerale indică o degradare inegală în mediu acid, acest fapt fiind un argument în plus pentru a adminte un atare *pH*, așa cum am arătat și pentru bauxitele din bazinul Hațegului.

Aflat sub formă de oxid sau oxihidroxid, fierul a rămas ca atare în mediul oxidant de acumulare, luînd astfel naștere sedimentele alitochematitice bazale ale primei etape sedimentogene.

Rocile argiloase-bauxitice și cele detritice cu ciment argilo-hematitico-bauxitic reprezintă depozite sincrone și heteropice. Variațiile

faciale laterale ale acestora se datorese unor zone mai bogate în detritus anorganic și în argilă, situate poate la periferia bazinelor continentale în care se acumula mlul bauxitic. În felul acesta admitem că s-au format, într-o primă fază de sedimentare, depozitele oxidate feralitice ceva mai detritice în partea bazală în care au luat naștere bauxitele oxidate-ferice.

Într-o a doua fază, ea și în cazul unor bauxite din masivul Pădurea Craiului, am admis că condițiile geochemice se schimbă fundamental, trecându-se la un mediu net reducător datorat unui vast proces de înmlăștinire ce are loc prin invadarea mlului feralitic oxidat, format în etapa precedentă, în urma acumulării materialului lateritic primar, de către o amplă vegetație hidrofилă, noul mediu palustru fiind caracterizat prin procese de descompunere bacteriană. Mediul se îmbogățește în bioxid de carbon și hidrogen sulfurat, care conduc la reducerea oxizilor ferici cu formarea de sideroză și de sulfuri feroase, cărora li se adaugă substanța organică, ce evoluează către cărbuni, precum și o cantitate de calcit, probabil de natură de ascendență organică și un minuscul procent de cuarț. Materialul original, care continuă să se decanteze în mediul palustru, are aceeași alcătuire ca și mlul lateritic care a dat naștere și sedimentului bauxitogen din prima etapă. Prezența unui conținut subordonat, dar evident, de hematit în toate bauxitele feroase, considerăm că este un argument în acest sens. Hematitul acesta derivă din oxidul feric relict, neafectat de procesele de reducere, care nu au fost suficient de intense pentru a transforma integral cantitatea de fier feric introdusă inițial în bazinul de sedimentare. Și, ca un argument că acest hematit nu este secundar, format pe seama alterării exogene, stă faptul menționat anterior și asupra căruia vom reveni, că procesele de oxihidratare constatate la rocile deferizate supergen au condus, în cazurile examinate, la goethit și nu la hematit. Infiltrarea descendentă a soluțiilor reducătoare, fie prin difuziune în masa sedimentului, fie pe traseul rădăcinilor de plante hidrofилe, au redus o parte din fierul bauxitelor ferice din orizontul inferior, motiv pentru care, după cum s-a arătat, în toate aceste bauxite se găsește un minuscul procent, de obicei subunitar, de pirită.

Unitatea aportului de fier și aluminiu este așadar practic identică în tot timpul sedimentării formațiunii bauxitice (cu un neînsemnat aport suplimentar de calcit și de silice detritică la nivelul bauxitelor feroase).

Dar mai este un fapt care deosebește cele două tipuri bauxitice și anume: procentul cu mult mai ridicat de Pb și de Be din bauxitele ferice — circa 202 respectiv 13 p.p.m. — față de cele feroase — cu 127 respectiv 9 p.p.m. — (P a p i u et al., 1971 a, 1973). Explicația acestei deosebiri nu poate rezida decât în natura materialului de origine a lateritului care a avut, probabil, o mai mare participație granito-pegmatitică și din formațiuni hidrotermalizate în prima fază (a formării bauxitelor ferice) decât în cea de a doua (a constituirii bauxitelor feroase).

În felul acesta considerăm că se demonstrează în modul cel mai evident pentru explicarea genezei bauxitelor din regiunea Săhodol aplicarea genezei alloctone, confirmând o seamă de opinii analoage formulate și pentru alte diferite regiuni cum sînt: bauxitele din sudul Franței (R o c h ,

1961; Nicolas, 1970), din Ungaria (Bardossy, 1970), iar de la noi din țară bauxitele din bazinul Hațegului, la care ne-am referit în repetate rânduri anterior. Spre deosebire de acestea din urmă, care prezintă toată gama litologică bauxită—argilă, raporturile dintre materialul argilos și cel feralitic sînt limitate, aportul de alumina fiind riguros constant, ca și cel de fier de altfel. Datele pe care le deținem pînă în prezent sînt insuficiente pentru a stabili relațiile paragenetice dintre bauxite și rocile argilo-detritice în al căror ciment se găsește boehmit. Nu putem răspunde cu certitudine întrebării dacă în seriile bauxitice nu apar intercalații argilo-detritice și invers. Datele noastre par a infirma însă această ipoteză, alternanțele de roci detritice și argiloase indicînd poate situații mai mult sau mai puțin periferice în lacul gargasian-albian în care a avut loc sedimentarea bauxitelor.

Evoluția mediului geochemic de la oxidant în bază (lacustru), către reducător la partea superioară (palustru), o întâlnim și în cazul bauxitelor autohtone (de precipitare chimică) din munții Pădurea Craiului datorată, deopotrivă, unui proces de înmlăștinire la partea superioară a formațiunii, fapt ce poate fi urmărit într-un singur profil continuu, în lentila de la Schireaua (Păpău et al., 1970 a). Trei elemente le deosebesc însă de cele de la Sohodol și anume:

— în bauxitele de la Sohodol limita dintre bauxitele ferice și cele feroase este netă, fără o fază intermediară feroferică (caracterul feroferic al bauxitelor din regiunea aceasta avînd, după cum s-a arătat, o origine secundară), în timp ce la bauxitele din Pădurea Craiului, tranziția este treptată;

— în bauxitele de la Sohodol, în condițiile net oxidante ale fazei inițiale, alumina se separă sub formă de boehmit (ca și la bauxitele din Hațeg), în timp ce în masivul Pădurea Craiului bauxitele ferice sînt exclusiv diasporice, iar cele feroase sînt diasporo-boehmitice sau boehmitice;

— în bauxitele de la Sohodol, fierul feros este legat sub mai multe forme minerale decît în Pădurea Craiului: septeclorit, pirită și sideroză (asociată cu resturi organice carbonificate), ceea ce în bauxitele din Pădurea Craiului nu se constată. În acestea septecloritele și pirită sînt singurele minerale feroase întîlnite.

Asupra mediului de formare a oxihidroxizilor se formulează în bibliografie opinia genezei boehmitului în condiții oxidante, față de diasporul primar care ar lua naștere în condiții reducătoare (Valenton, 1964; Caillère, Pobeguîn, 1964; Nia, 1968; Sinčovec, 1971). Bauxitele românești confirmă în parte numai această aserțiune și anume: integral în cazul bauxitelor din Hațeg (toate ferice și boehmitice) și parțial în cel al bauxitelor de la Sohodol (boehmitice atît bauxitele ferice cît și cele feroase), în timp ce în cazul bauxitelor din masivul Pădurea Craiului, cele diasporice sînt specifice zonei inferioare oxidate, iar boehmitul apare doar în bauxitele feroferice și în cele feroase, contrazicînd fundamental această opinie. În bauxitele de la Sohodol diasporul apare cantitativ subordonat într-o singură probă ferică și în două feroase, astfel că alcătuirea

acestora este comparabilă cu a unor probe din Pădurea Craiului. Geneza acestui mineral, pe seama boehmitului, este legată poate de procese epigenetice și de metamorfism incipient pe care nu le sesizăm, neexistând nici o legătură cu vreo manifestare endogenă.

Succesiunea mineralelor fierului de la partea inferioară către cea superioară a zăcămintelor nu a putut fi stabilită cu exactitate. Am formulat, într-o lucrare anterioară, o supoziție, plecând de la premiza reducerii treptate a valorii redoxipotențialului și considerând evoluția bauxitogenezei conform schemei din figura 1, în care am presupus că procesul sedimentării palustre se încheie cu șisturi cărbunoase suprabauxitice, peste care se situează calcarele cu rudiști ale ingresiunii senoniene.

Dacă vom încerca acum să situăm probele de bauxită în clasificarea geochemică a domeniilor acvatică întocmită de Teodorovici (1946, 1954) și reactualizată de Larsen, Chillingar (1967), funcție de pH și EH , constatăm următoarele: bauxitele ferice ca și argilele și matricea rocilor detritice se încadrează în „zona oxidantă” (F) și anume în subzonele $F_4 - F_5$, corespunzând unui pH slab acid până la neutru.

Bauxitele feroase prezintă variații în valoarea raportului $Fe_2O_3 : FeO$ cu o corelație mai mult sau mai puțin dependentă de alcătuirea mineralogică. Din 7 probe, patru (ultimele trei din tabelul 3 și proba 211 d) se încadrează în „zona reducătoare” (B) și anume în zona B_2 , „faciesul sulfuros-sideritic” cu pH neutru, conținând cantități importante de pirită și de sideroză; septecloritul lipsește la cele mai feroase (208 f și 209 b) și este mai scăzut cantitativ în probele 211c și 211 d, comparativ cu sideroza și pirită. Două probe (211a și 208 a) se încadrează în zona „slab reducătoare” (C) în „faciesul sideritic” (una cu mult septeclorit), zona C_4 cu pH slab alcalin. O probă (210c), deși cu cel mai ridicat raport ($Fe_2O_3 : FeO$) din șirul probelor feroase, conține multă pirită și puțin septeclorit; ea reprezintă poate „zona puternic reducătoare” (A), eventual A_1 cu pH ușor acid. La toate bauxitele feroase am făcut abstracție de conținutul în hematit pe care l-am considerat drept relict și a cărui prezență modifică valoarea raportului, motiv pentru care nu există o corelație riguroasă între raportul $Fe_2O_3 : FeO$ și poziția probei în tabelul 3.

Din cele de mai sus apreciem și faptul că, în cadrul mediului reducător creat la finele procesului de bauxitogenază, s-a manifestat în timp o intensificare treptată a condițiilor reducătoare fără însă un caracter unitar pe tot întinsul platoului carstic din regiunea Schodol-Cîmpeni și că trecerea de la mediul oxidant la cel reducător se face brusc, fără fazele slab oxidantă și neutrală.

Bauxitele feroferice din regiunea Schodol, după cum s-a arătat, sînt de natură secundară, produse ale alterării exogene, comparabile cu bauxitele deferizate din masivul Pădurea Craiului. Concomitent cu pierderea fierului are loc o ușoară silicifiere tradusă prin apariția unor procente superioare de caolinit și a septecloritelor. Micșorarea valorii raportului $Fe_2O_3 : FeO$ nu este consecința unor procese de reducere a fierului sub influențe supergene ci numai a scăderii conținutului original în oxid feric din bauxitele ferice prin deferizare, în timp ce procentul inițial de Fe^{++} rămîne același, după cum s-a arătat, fixat în pirită. Această situație demonstrează de altfel originea pi-



ritei ca fiind anterioară procesului de deferizare. Procesele de deferizare se produc deopotrivă și în argilite, motiv pentru care valoarea maximă a raportului $Al_2O_3 : Fe_2O_3$ se găsește la două roci deferizate : o bauxită (proba 204 a) și un argilit (proba 201 d). În cadrul acestor procese hematitul trece în goethit.

În această fază supergenă, prin hidroxidarea piritelor, ia naștere acidul sulfuric și mai departe se formează sulfații pe care îi întâlnim pe fisuri. Prin silicatare se formează caolinitul secundar, mai mult sau mai puțin sincron proceselor de deferizare atât în masa cit și pe fisurile bauxitelor. Gibbsitul, recunoscut doar sporadic, este de asemenea un mineral format sub acțiunea alterării exogene, legat poate de hidroxidarea piritelor.

Prezența micilor fragmente de bauxite din rocile detritice și din unele bauxite indică remanieri intraformaționale sau momente diferite, dar foarte apropiate în timp, de bauxitogeneză, urmate de schimbări în echilibrul rețelei hidrografice locale care aducea în bazinul de sedimentare fragmente de bauxite depuse cu puțin timp înainte.

V. Concluzii

În cursul perioadei cretacee, în sectorul vestic al orogenului carpatic s-au manifestat trei etape siderolitice caracterizate prin acumulări de bauxită:

- prima la partea sa bazală (facies wealdian), în cursul exondării, determinată de ultimele mișcări chimerice, când se depun bauxitele primare din Pădurea Craiului, Bihor și poate cele de la izvoarele Someșului Cald⁹;

- a doua la nivelul Aptianului superior (Gargasianului) și poate Albianului în cursul exondării determinate de mișcările austriece, în care se acumulează complexe bauxitice (bauxite secundare însoțite de roci argiloase, cu treceri gradate între cele două tipuri litologice) din bazinul Hațegului;

- a treia fază în Santonian, înainte de ingresiunea cretacică superioară ce a dat naștere formațiunii de Gosau, legată de mișcările laramice, în care se depun bauxitele și rocile argilo-detritice însoțitoare de la Sohodol-Cimpeni. Materialul lor de origine este probabil un laterit format pe șisturi cristaline și roci granitice. El se acumulează la suprafața carstului calcarelor cristaline, mînd un paleorelief, ceea ce determină variația de grosime a actualilor corpuri rezultate în urma proceselor de eroziune ulterioară. Materialul este adus atât sub formă de suspensii pelitice și granular cit și sub cea de soluții (reale și coloidale), precipitarea producîndu-se mai mult sau mai puțin concomitent cu depunerea gravitațională. Într-o primă fază, mediul geochemic de acumulare este oxidat, iar în cea de a doua net reductiv, cantitatea materialului sedimentar fiind însă sensibil aceeași. Dintre mineralele triadei Al — Fe — Ti, este constantă prezența boehmitului, caolinitului și anatazului atât în primul cit și în al doilea tip petrografic, mineralele fierului variînd pe o scară foarte întinsă : hematit, septeclorite, sideroză, pirită.

⁹ Gh. Mantea, comunicare verbală.



Raportul dintre conținutul în fier feric și fier feros permite deosebierea unor bauxite ferice și a unor bauxite feroase, bauxitele cu caracter intermediar (feroferice) rezultând în urma proceselor supergene de deferizare (în care are loc și o caolinizare secundară).

În felul acesta, bauxitele din regiunea Cîmpeni-Sohodol ne apar ca roci detrito-chimice, în mare măsură allohtone, specifice sideroliticului ultimei faze cretacice de exondare, de la baza Senonianului și încheie seria proceselor bauxitogene din orogenul munților Carpați.

BIBLIOGRAFIE

- Abdulaev I. (1969) Karstovye bocsiti paleozola Sovetscoi srednel Azii. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* LIV, 3, p. 289—297.
- Bardossy G. (1970) Comparaison des bauxites de karst. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* LIV, 3, p. 51—67.
- (1971) Bauxite deposits of Hungary. *Prec. Sec. Internat. Symp. ICSOFA*, 2, p. 9—20, Budapest.
- Caillière Simone, Pobeguïn Thérèse (1964) Considerations sur la gènesè des bauxites de la France mériionale. *C. R. Acad. Sc.*, 249, 3033—3035, Paris.
- Cochet Y. (1973) Observations sur les gisements de bauxite de Roumanie. *Trav. Com. Internat. Et. baux. des ox. des hydrox. d'alum.* 9, p. 41—47, Zagreb.
- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrochimic al regiunii dintre Garda și Lupșa (Bazinul superior al Aricșului). *An. Com. Geol.* XXXI, p. 51—151, București.
- Dunoyer de Segonzac G. (1969) Les mineraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mem. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.* 29, Strassbourg.
- Larsen G., Chillingar G. (1967) Diagenesis in sediments. *Developments in Sedimentology*. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam — London — New York.
- Lucca V. (1963) Nouvelles données sur l'origine des certaines bauxites de la R.P. Roumanie. *Ass. Géol. Karp. Balc. VI-ème Congr. Varsovie-Cracovie* (Résumes des communications).
- (1966) Contribution à la connaissance de la gènesè de certaines bauxites de la R. S. de Roumanie. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.* 19, 3—4, p. 287—295, Strassbourg.
- Mililot G. (1964) Géologie des argiles. Masson Edit. et C^{ie} Paris.
- Nia Rahim (1968) Geologische, petrographische, geochemische Untersuchungen zum Problem der Boehmit-Diaspor-Genese in griechischen Oberkreidebauxiten der Parnass-Kiona-Zone. *Dissertationsdruck Univ. Hamburg*.
- Nicolas J. (1970) Problème de la gènesè des bauxites à mur karstiques, de France. Preuves petrographiques, paleontologiques et géochimie de la nature sédimentaire des formations bauxitiques de Provence. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* LIV, 3, p. 135—165, Budapest.
- Papîu V. Corvin, Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanța, Giușcă R. (1970 a) Caracterele chimico-mineralogice ale bauxitelor din Masivul Pădurea Craiului. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, p. 111—180, București.
- Papîu V. Corvin, Minzatu Silvia, Iosof V. (1970 b) Genetische Typen der Karstbauxiten in den rumänischen Kreideformationen. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, LIV, 3, p. 241—264, Budapest.



- Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanța, Giușcă R. (1971a) Alcătuirea chimico-mineralogică a formațiunii bauxitifere din Bazinul Hațegului. *D. S. Inst. Geol.* LVII/2, p. 77—123, București.
- Minzatu Silvia, Iosof V. (1971b) Geneza formațiunii bauxitifere din Bazinul Hațegului. *D. S. Inst. Geol.* LVII/2, p. 53—76, București.
- Udrescu Constanța (1973) Elements mincurs des bauxites de Roumanie. *Trav. Com. Internat. ét. baux., des ox. des hydrox. d'alum.* 9, p. 127—142, Zagreb.
- Protescu O. (1938) Zăcămintele de bauxit din regiunea Sohodol (Jud. Alba) și Vidra (Jud. Turda). *Stud. tehn. econ. Scria A*, 1, p. 1—23, București.
- Roch Ed. (1964) La genèse des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Paris., Ann. Hébert-Haug.* IX, 13, p. 11—68, Paris.
- Rozloz nik P. (1934) Notizen über das Vorkommen von Bauxit im Pojana Ruska und im südlichen Bihar-Gebirge. *Jahrb. d. k. geol. Anst. für 1917, 1924*, p. 261.
- Schroll E., Sauer D. (1964) Ein Beitrag zur Geochemie der seltenen Elemente in Bauxiten. *Symp. Baux. Ox. Hydrox. d'Alum.* 1, 1963, Zagreb.
- Siegl W. (1973) Ergebnisse neuer Untersuchungen im Bauxit von Unterlaussa. *Trav. Com. Internat. ét. baux., ox. hydrox. d'alum.* 9, p. 113—119, Zagreb.
- Sinčovec B. (1971) Geological feature and origin of the Yrace bauxite deposits, Croatia. *Proc. Sec. Internat. Symp. ICSOBA 2*, Budapest.
- Tenjakov V. A. (1969) O nekatorih gheohimii bauxitov platformnih i gheosinklinalnih oblasteri. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* LIV, 3, p. 439—447, Budapest.
- Valeton Ida (1964) Facies problems of boehmitic and diasporic bauxites. In: G. C. Amstutz (Editor), *Sedimentology and Ore Genesis*, 2. Elsevier, p. 123—129, Amsterdam.
- Weisse G. de (1964) Bauxite latéritique et bauxite karstique, *Symp. ICSOBA*, 1, 7—29, Zagreb.

LA CONSTITUTION CHIMIQUE-MINÉRALOGIQUE DES BAUXITES DE LA REGION DE SOHODOL-CÎMPENI (DISTRICT BIHOR)

(Résumé)

Les bauxites de la région de Sohodol-Cîmpeni (Monts Apuseni-Roumanie) sont d'âge santonien et sont situées à la base de la formation de Gosau, s'étant accumulées pendant la troisième phase sidérolitique-bauxitogène de la formation crétacée de l'orogène carpatique (la première est placée à la base du Néocomien et la deuxième — au niveau du Gargasien ou de l'Albien). Les bauxites de Sohodol sont plaquées sur les calcaires cristallophylliens et très rarement sur les schistes mésométamorphiques (Série d'Arieșeni) et sont recouvertes par des schistes argileux associés aux grès gris à charbons, au-dessus desquels sont développés les calcaires à Hippurites qui marquent le début de l'ingression sénonienne. Parfois, ces derniers se placent directement sur les bauxites. On remarque un passage latéral aux argilles bauxitiques et aux grès, quelquefois conglomératiques à matrice argilo-bauxitique.

L'occurrence des bauxites de Sohodol nous a conduit à la conclusion qu'il est probable que, pendant le Sénonien, l'entier plateau paléokarstique ait été couvert d'une plaque de bauxite plus ou moins continue qui a été ensuite fragmentée par suite des processus d'érosion, de sorte



qu'à présent on y trouve des corps lentiformes, à épaisseurs ne dépassant pas 5 m; les épaisseurs maxima correspondent aux anciennes dépressions karstiques remplies à matériel bauxitique. Ces corps présentent, généralement, à leur partie inférieure, un horizon principal de bauxite rouge massive, parfois à du matériel détritique (muscovitique) en base. Ils sont surmontés par des bauxites brunes et grises, quelquefois schisteuses et charbonneuses, semblables, au premier abord, à des schistes argilliques, suivies par les dépôts continentaux et marins de la formation de Gosau. L'étude a été exécutée sur 17 échantillons de bauxite et 4 de roches argilo-détritiques, dont un grésoconglomérat, un grésosiltite et deux argillites. Quant aux roches détritiques, on peut voir dans les tableaux et dans les graphiques les caractères de leur matrice, comparés à ceux des argiles et des bauxites.

A partir du rapport $Fe_2O_3 : FeO$, les bauxites rouges ont été dénommées des bauxites ferriques ($Fe_2O_3 : FeO = 16-50$) et les dépôts aililiques supérieurs — bauxites ferreuses ($Fe_2O_3 : FeO < 1,1$). Un troisième groupe — les bauxites ferroferriques — avec des valeurs intermédiaires ($Fe_2O_3 : FeO = 5-12$) comporte des bauxites à caractères secondaires, déferrifiées et faiblement kaolinisées par suite de l'action des agents exogènes. Au cas des roches argilodétritiques, ce rapport est infini (∞).

L'étude chimico-minéralogique a mis en évidence tout d'abord la présence des minéraux de la triade Al — Fe — Ti, qui — à côté de la silice — constituent pratiquement l'entière masse bauxitique. Al = boehmite, kaolinite (dans les bauxites apparaissent d'une manière subordonnée le diaspore et sporadiquement la gibbsite) et dans les roches argilo-détritiques — la dickite, en grande quantité dans les argillites; Fe = hématite, goéthite, sidérose, pyrite et septéchlorites; Ti — anatase. On observe encore une série de minéraux accessoires, à caractère détritique, surtout la muscovite, souvent à différents stades de kaolinisation, des grains de calcaires sous-jacents et, tout à fait sporadiquement, des minéraux détritiques lourds: rutile, staurotide, tourmaline, et du quartz (le dernier seulement dans les bauxites ferreuses). Parmi les minéraux de précipitation subordonnés se placent aussi la calcite, des bauxites ferreuses, et parfois des sulfates sur les fissures. La répartition des minéraux aux différents types de bauxites est présentée dans le tableau no. 3, qui laisse voir que les minéraux à fer ferreux sont spécifiques exclusivement aux bauxites ferreuses, à l'exception de la pyrite, qui apparaît aussi, mais en pourcentages réduits, dans les bauxites ferriques, de même que la calcite et le quartz détritique. Dans les argillites, on trouve, outre la kaolinite, de grandes quantités de dickite, minéral présent aussi dans la matrice des roches détritiques et absent des bauxites, observation faite d'ailleurs aussi pour les roches du même type du bassin du Haşeg. Dans les roches détritiques on trouve également des grains minéraux et des fragments de schistes cristallins et dans la masse bauxitique apparaissent parfois des blocs de calcaires cristallins sous-jacents.

L'étude chimico-minéralogique a permis en même temps une rigoureuse caractérisation des bauxites, des roches argileuses et de la matrice des roches détritiques incluses dans le tableau no. 4. Il résulte qu'entre la matrice des roches argilo-détritiques, d'une part, et les bauxites primaires, de l'autre part, il y a des différences fondamentales: ainsi, les pourcentages d'alumine libre, de fer et de titane sont plus élevés dans ces dernières, tandis que la teneur en minéraux kanditiques — minéraux qui caractérisent premièrement les argillites et ensuite la matrice des roches détritiques et les bauxites ferroferrique (déferrifiées) — est moindre.

Dans le cadre des roches à caractères primaires, autant bauxitiques que argilo-détritiques aussi, le rapport $Al_2O_3 : FeO$ total présente des valeurs oscillant entre 3 et 4 (à deux exceptions — des bauxites ferreuses), tandis que, dans celles à caractères secondaires (déferrifiées), la valeur de ce rapport augmente de beaucoup, par suite de la perte en fer, à l'exception d'un échantillon dans lequel s'est concentrée une partie du fer résulté de la déferrification des zones



voisines. Dans l'intervalle mentionné, on constate une corrélation positive avec l'aluminium au niveau des bauxites ferriques (fig. 3) et négative au cas de celles ferreuses (fig. 3, 8, 7). L'examen de la fig. 4 montre que les bauxites ferriques se rangent toutes dans le champ des „bauxites ferrifères”, tandis que les formes ferreuses sortent de ce domaine. Mais, si l'on fait référence à la quantité de fer total de la roche (synonyme, seulement dans le cas des bauxites ferriques et ferroferriques, avec la teneur en hématite — goéthite), on constate une remarquable superposition des bauxites ferreuses sur le champ de projection de celles ferriques, ce qui indique donc un apport aluminoferrifère constant dans le milieu de sédimentation, pendant toute la période bauxitogène. Il résulte la même chose, d'ailleurs, d'une manière évidente, de la fig. 5, quant aux valeurs moyennes des composants de la série. Autant la teneur en fer total qu'aus si l'en celle en alumine sont presque identiques chez les bauxites ferriques et ferreuses, si l'on en fait le calcul — chez ces dernières (sauf les constituants fixés dans le milieu de formation — soufre, CO_2 , la substance organique et le faible pourcentage de quartz détritique). Ce fait vient confirmer le caractère unitaire du matériel apporté dans le milieu de sédimentation (éventuellement latéritique), pendant l'entière période de l'accumulation de la formation bauxitique. Entre la teneur en aluminium et celle en titane on remarque une corrélation directe, chez tous les trois types de bauxites, tandis que — entre le titane et le fer — la corrélation est directe chez celles ferriques et inverse chez celles déferrifiées et ferreuses. Au point de vue minéralogie, comme il est logique d'ailleurs, la quantité de boehmite est inversement proportionnelle avec celle de kaolinite (fig. 8), ce qui est plus évident pour les roches déferrifiées, dont la déferrification est accompagnée, plus ou moins, par la kaolinisation. Entre la teneur en fer et celle en alumine libre ou particulièrement en alumine totale, il est à remarquer une corrélation inverse, chez les bauxites ferreuses et ferroferriques (peut-être bien chez celles argilo-détritiques, mais le nombre réduit d'analyses n'en permet pas une conclusion certaine) (fig. 6 et 7). Pour les bauxites ferriques, il semble qu'il n'existe pas une corrélation entre le Fe_2O_3 et l'alumine libre (fig. 7); le pourcentage en fer est plus ou moins constant. Mais, si l'on compare cette dernière teneur avec l' Al_2O_3 total, on en reconnaît une corrélation directe (fig. 6).

L'étude des éléments mineurs offre beaucoup plus d'indices spécifiques aux roches magmatiques acides que pour les autres bauxites roumaines, indiquant des apports du massif granitique de Muntele Mare et des pegmatites connexes, sujets à la latéritisation. Mais, la quantité de Be autorise une différenciation entre les bauxites ferriques et celles ferreuses, probablement par suite d'un apport plus grand de latérite formée sur des roches granito-pegmatitiques, plutôt au cours de la première phase de sédimentation que pendant la deuxième, avec des influences à dominance cristallophyllienne.

Dans les ouvrages antérieurs, nous avons classifié les bauxites de l'Orogène carpatique dans deux groupes: un premier, des „bauxites autochtones”, issues de la précipitation des solutions colloïdales ou électrolytiques à la surface du relief karstique, parmi lesquelles nous avons placé les bauxites néocomiennes inférieures du massif de Pădurea Craiului et du massif de Bihor, et un deuxième, des „bauxites allochtones”, résultées du remaniement d'un matériel latéritique ou bauxitique préexistant, accompagné de la précipitation — bauxites détrito-chimiques. Telles sont les bauxites gargasiens-albiennes du bassin du Hațeg et celles d'âge santonien de Sohodol-Cimpeni (présentées dans cet ouvrage).

La grande ressemblance chimique entre les bauxites autochtones de Pădurea Craiului et de celles allochtones du bassin du Hațeg, autant par rapport aux éléments majeurs (tab. 6) qu'aussi bien à raison de ceux mineurs (P a p i u et U d r e s c u, 1973) nous a mené à formuler l'hypothèse d'une liaison génétique entre les deux types de bauxites. Quant aux bauxites de Sohodol, il faut cependant admettre que le matériel parental a été une latérite ou même un sé-

diment bauxitique préexistant, formé aux dépens des schistes cristallins, des granites et des pegmatites de Muntele Mare. Ce matériel a été ensuite transporté en suspensions, pour la plupart péltiques (probablement des vases) et sporadiquement sous forme de menus fragments incomplètement consolidés, associés à un matériel colloïdal ou en solutions réelles, et déposé sur la surface du karst des calcaires cristallins, dans les petits lacs formés dans les dolines karstiques. Mélangés à de l'eau bicarbonatée, les oxydes de la triade Al — Fe — Ti ou les sols colloïdaux ont précipité, de sorte que le sédiment résulté ait gagné un caractère détritico-chimique et qu'on ait affaire — dans la constitution des actuelles bauxites — à deux composants génétiques.

Le matériel détritico, et surtout le quartz, a été vraisemblablement éliminé en majeure partie par la sélection préalable, la muscovite étant la seule qui soit restée, en se kaolinisant, dans une grande mesure par voie diagénétique. Les importantes quantités de lithium, reconnues dans les bauxites de Săhădol, jusqu'à 6200 ppm, proviennent à coup sûr des micas lithifères remaniés des pegmatites. Au cours de la première phase de sédimentation, le milieu a été nettement oxydant et ont pris naissance les bauxites ferriques. Pendant la deuxième phase, finale, une riche flore hydrophite et une intense activité bactérienne se sont installées dans la vase bauxitique, réalisant un milieu palustre typique. L'EII des eaux d'imbibition diminuait et, dans les milieux reducteurs engendrés se sédimentaient des bauxites ferreuses. Etant donné la teneur en CO_2 et H_2S , la sidérose et respectivement la pyrite se formaient, à côté des fragments carbonneux résultés du matériel végétal. Le matériel latéritique qui s'y accumulait avait le même caractère que pendant la phase initiale; il renfermait des oxydes ferriques outre un minuscule pourcentage de quartz, la présence de ce dernier constituant l'un des caractères qui marquent la différence entre les bauxites ferriques et celles ferreuses. Dans ces dernières, la réduction du fer n'était pas complète, de sorte que — dans les bauxites ferreuses — il reste encore une teneur subordonnée en hématite. Le petit pourcentage de calcium des bauxites ferreuses est d'origine organique; il constitue également un caractère distinctif par rapport à celles ferriques.

Si l'on tente maintenant une classification des échantillons de bauxite selon la classification géochimique des domaines aquatiques rédigée par Teodorovici (1948 — 1954) et réactualisée par Larsen et (1967) en fonction du pH et de l'EII, on constate que: les bauxites ferriques, de même que les argilites et la matrice des roches détritico reviennent à „la zone oxydante" (F), à savoir aux sous-zones F_4 — F_5 — correspondant à un pH faiblement acide jusqu'à neutre.

Les bauxites ferreuses présentent des variations de la valeur du rapport Fe_2O_3 : FeO avec une corrélation plus ou moins dépendante de leur constitution minéralogique. Des sept échantillons, quatre (les derniers trois du tableau no. 3 et l'échantillon 211 d) se rattachent à „la zone réductrice" (B), à savoir, dans la zone B_1 (le faciès sulfureux-sidéritique), à pH neutre, ayant d'importantes quantités de pyrite et de sidérose; la septéchlorite manque chez celles plus ferreuses (208 et 209) et diminue quantitativement dans les échantillons 211 c et 211 d — en comparaison avec la sidérose et la pyrite. Deux échantillons (211 a et 208 a) se rangent dans la zone „faiblement réductrice" (C) dans „le faciès sidéritique" (l'un avec beaucoup de septéchlorite), la zone C_4 à pH faiblement alcalin. Un échantillon (210 c), bien qu'ayant le rapport le plus élevé (Fe_2O_3 : FeO) de la série des échantillons ferreux, contient beaucoup de pyrite et peu de septéchlorite; il représente peut-être „la zone fortement réductrice" (A), éventuellement A_6 , à pH faiblement acide. Pour toutes les bauxites ferreuses nous avons fait abstraction de la teneur en hématite, qu'on a considérée en tant que reliet et dont la présence modifie la valeur du rapport, ce qui entrave une corrélation rigoureuse entre le rapport Fe_2O_3 : FeO et la position de l'échantillon sur le tableau no. 3.



Ce que nous venons d'exposer nous porte à estimer que, dans le cadre du milieu réducteur créé à la fin du processus de bauxitogenèse, une intensification graduelle des conditions réductrices manifestée en temps, mais sans avoir un caractère unitaire, sur l'entier plateau karstique de la région de Sohodoi-Cimpeni et que le passage du milieu oxydant à celui réducteur s'est fait brusquement, sans parcourir les phases faiblement oxydante et neutrale.

Pendant cette phase-là, du milieu réducteur des vases bauxitiques supérieures, dans les vases bauxitiques ferriques incomplètement litifiées se sont infiltrées des solutions riches en H_2S , qui réduisaient une petite quantité de fer, ce qui menait à la formation des pyrites, présentes dans les bauxites ferriques.

En même temps que les roches bauxitiques et probablement vers la périphérie du bassin de sédimentation, les sédiments argilo-détritiques s'accumulaient, dans des conditions nettement oxydantes, qui ont engendré de siltithes, de grès et de conglomérats à liant hématite-bauxitique, de même que des argilites à boehmite où, à côté de la kaolinite, apparaît la dickite.

Lors d'une phase récente supergène, à la suite de l'hydroxydation des pyrites, se sont déposés sur des fissures des sulfates et peut-être aussi un très petit supplément de gibbsite.

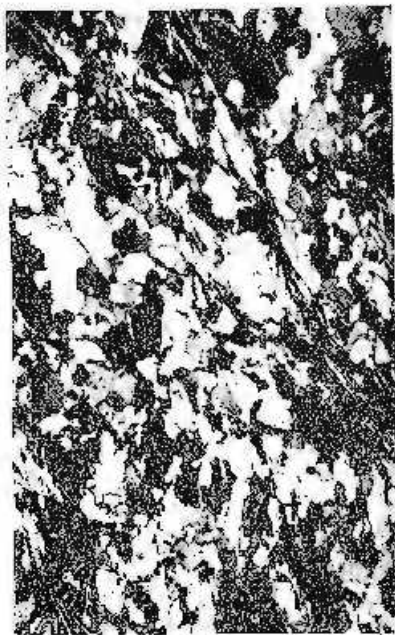
Après l'accumulation des sédiments bauxitiques, le processus a continué avec la formation des dépôts argilo-gréseux à charbons qui précèdent la sédimentation des dépôts marins calcaires à Hippurites par lesquels débute l'ingression sénouienne.



PLANȘA I

- Fig. 1. — Sist cristalo-filan cuarțo-muscovitic din patul bauxitelor. Sohodol, dealul Răchiții, puț 102. N + , 25 x.
Schiste cristalophyllien quartzo-muscovitique du mur des bauxites. Sohodol, Dealu Răchiții, puits 102. N + , 25 x.
- Fig. 2. — Calcar grezos fosilifer cu fragmente de bauxită remaniată. Sohodol, dealul Răchiții. N + , 30 x.
Calcaire gréseux fossilifère à fragments de bauxite remaniée. Sohodol, Dealu Răchiții. N + , 30 x.
- Fig. 3. — Calcar grezos fosilifer din acoperișul bauxitelor. Sohodol, dealul Răchiții, puț 23. N //, 50 x.
Calcaire gréseux fossilifère du toit des bauxites. Sohodol, Dealul Răchiții, puits 23. N //, 50 x.
- Fig. 4. — Gresic bauxito-hematitică (cuarț, turmalină, muscovit, staurolit, matrice opacă). Sohodol, dealul Răchiții, puț 102. N //, 30 x.
Grès bauxito-hématitique (quartz, tourmaline, muscovite, staurolite, matrice opaque). Sohodol, Dealul Răchiții, puits 102. N //, 30 x.





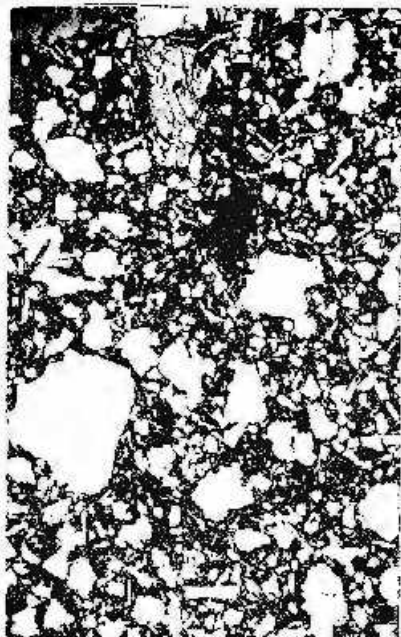
1



2



3



4

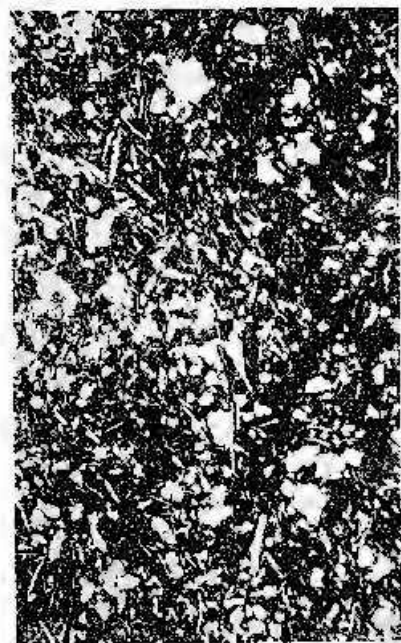
Institutul de Geologie și Geofizică. Dăți de seamă ale ședintelor, vol. LXI/2.



PLANȘA II

- Fig. 1. — Siltourenit cu cuarț, muscovit și ciment bauxitic caolinific. Sohodol, dealul Răchiiți, puț 54 E, N//, 30 x.
Siltourenite à quartz, muscovite et ciment bauxitique kaolinifique. Sohodol, Dealul Răchiiți, puits 54 E, N //, 30 x.
- Fig. 2. — Bauxită ferică cu textură paralelă cu muscovit caolinizat și turmalină. Sohodol — N//, 40 x.
Bauxite ferrique à texture parallèle avec muscovite kaolinisée et tourmaline. Sohodol — N //, 40 x.
- Fig. 3. — Corpuseul ooidal în bauxită ferică. Sohodol, dealul Răchiiți, puț 80, N//, 50 x.
Corpuseule oïdale dans la bauxite ferrique. Sohodol, Dealul Răchiiți, puits 80, N //, 50 x.
- Fig. 4. — Bauxită feroasă brună cu muscovit, pirită. Sohodol, dealul Răchiiți, puț 27, N//, 30 x.
Bauxite ferreuse brune à muscovite, pyrite. Sohodol, Dealul Răchiiți, puits 27, N //, 30 x.

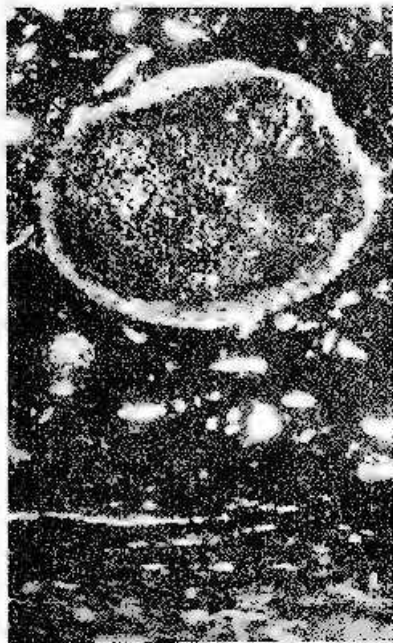




1



2



3



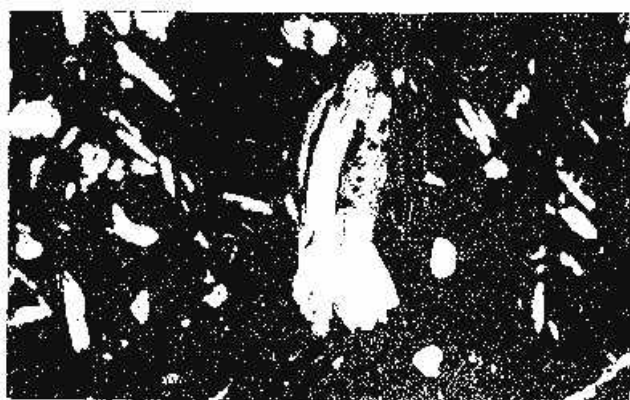
4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale sădintelor, vol. LXI/2.



PLANȘA III

- Fig. 1. - Muscovit parțial caolinizată cu material bauxitic înștuat pe planșele de clivaj. Sohodol, dealul Răchiișii, puț 61, N //, 40x.
Muscovite partiellement kaolinisée à matériel bauxitique insitué sur les plans de clivage. Sohodol, Dealu Răchiișii, puț 61, N //, 40x.
- Fig. 2. - Muscovit caolinizată cu sideroză înștuată pe planșele de clivaj. Sohodol, dealul Răchiișii, N //, 35x.
Muscovite kaolinisée à sidérose insituée sur les plans de clivage. Sohodol, Dealu Răchiișii, N //, 35x.
- Fig. 3. - Bauxită feroasă cu corpusele fibro-radiare de sideroză.
Sohodol, dealul Răchiișii, puț 61, N //, 60x.
Bauxite ferreuse à corpuscles fibro-radiaires de sidérose. Sohodol, Dealu Răchiișii, puț 61, N //, 60x.



2



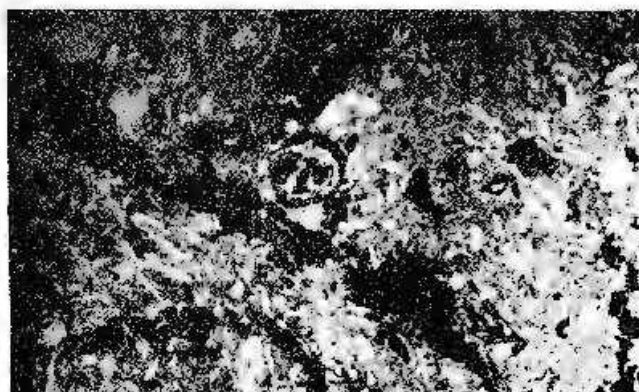
3



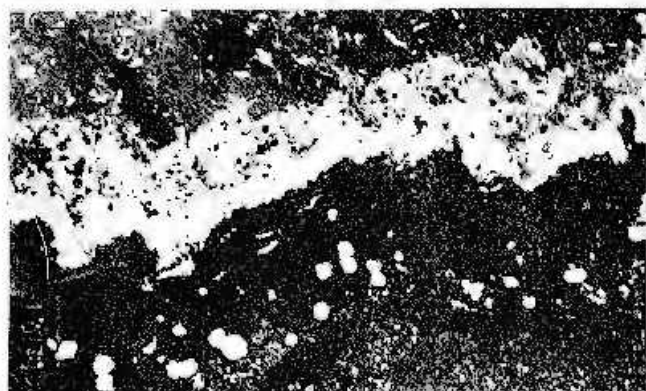
PLANȘA IV

- Fig. 1.** — Bauxită deferrizată cu pirită pe fisuri. Sobodol, dealul Răchișii, puț 61, N //, 15 x.
Bauxite déferrifiée à pyrite sur les fissures. Sobodol, Dealul Răchișii, puits 61, N //, 15 x
- Fig. 2.** — Bauxită deferrizată cu o zonă kaolinitică și goethitică. Sobodol, dealul Răchișii, puț 27, N //, 15 x.
Bauxite déferrifiée avec une zone kaolinitique et goethitique. Sobodol, Dealul Răchișii, puits 27, N //, 15 x.
- Fig. 3.** — Bauxită deferrizată. Sobodol, dealul Răchișii, puț 61, N //, 20 x.
Bauxite déferrifiée. Sobodol, Dealul Răchișii, puits 61, N //, 20 x.





1



2



3

2. ZĂCĂMINTE

METALOGENEZA REGIUNII VORȚA (MUNȚII METALIFERI)¹

DE

HARALAMBIE SAVU, IONEL NICOLAE²

Résumé

Métallogenèse de la région de Vorța (Monts Métallifères)
Les minéralisations de Pb—Zn—Cu de la région de Vorța sont des concentrations d'origine hydrothermale-mésothermale, formées dans les roches ophiolitiques alpines, le long des zones de fracture. Les concentrations de sulfures lenticulaires se situent à la partie médiane d'une des quatre zones de hydrothermalisation de la région et sont formées de pyrite, de chalcopyrrite (bornite, covelline), de blende et de galène. C'est le zinc qui prédomine, tandis que le cuivre présente les teneurs les plus réduites. Il paraît que ces minéralisations soient liées aux éruptions de dacites et de rhyolites de la région, éruptions qui appartiennent à la deuxième étape de l'évolution du magmatisme ophiolitique alpin de la zone de Mureș (Monts Apuseni).

Introducere

Prezența unor mineralizații de sulfuri în regiunea Vorța este cunoscută încă dinaintea celui de al doilea război mondial, perioadă în care s-au încercat unele lucrări de exploatare. Primele indicații publicate asupra acestor mineralizații aparțin lui Ghițulescu, Socolescu (1941), care figurează pe harta ce însoțește lucrarea lor de sinteză asupra mineralizațiilor neogene din Munții Metaliferi, două zone de alterație hidrotermală. În 1953, Întreprinderea minieră de la Baia de Arieș pune în evidență în regiunea Vorța câteva lentile de sulfuri cu dimensiuni reduse. Mai târziu, Cioflica et al.³ leagă mineralizațiile de sulfuri din această regiune de riolitele care apar în împrejurimile localității Vorța, despre care afirmă că sînt afectate de fenomene de hidrotermalizare. În 1963 Teodoru et

¹ Comunicare în ședința din 26 aprilie 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.

³ G. Cioflica, Olivia Romanescu, M. Trifulescu. Raport asupra cercetărilor din partea de vest a Munților Metaliferi (Visca-Furcșoara-Luncof-Vața), 1957. Arh. Inst. Geol. București.



al.⁴ descriu mineralizații de sulfuri complexe și pirită în pîriul Băii și pîriul Heiușului, ca impregnații în piroclastite bazaltice și banatite. B o r c o ș și S t a n c i u⁵ consideră că aceste mineralizații sînt neogene. În ultimii ani mineralizațiile de la Vorța au făcut obiectul unor lucrări miniere executate de Exploatarea minieră Certej, iar IPEG-DEVA⁶ execută foraje pe baza lucrărilor de prospecțiune electrometrică efectuate de Bichir (I.G.P.S.M.S.) în 1972.

Considerații asupra structurii geologice a regiunii

În regiunea Vorța se găsesc reprezentate roci vulcanice din primele două etape de evoluție a magmatismului ofiolitic alpin din geosinclinalul Mureșului, alcătuint din punct de vedere tectonic sincliniul Vorța, precum și formațiuni sedimentare asociate acestor erupțiuni, aparținînd Jurasicului superior și Cretacicului (S a v u , N i c o l a e , 1975).

În flancul sudic al sincliniului mezocretacic Vorța, unde apar mineralizațiile de sulfuri, se deosebesc următoarele formațiuni geologice, în succesiune cronostatigrafică.

Rocile bazice din prima etapă de evoluție a magmatismului ofiolitic, de vîrstă jurasică pînă la oxfordiană, constau din curgeri de bazalte și anamesite, rareori și piroclastite, care alcătuiască o zonă situată la sud de Vorța unde vin în contact cu depozitele sedimentare aparținînd părții superioare a Cretacicului inferior și probabil Cretacicului mediu. Între aceste curgeri bazaltice se intercalează calcare recristalizate.

Spre nord, în flancul sudic al sincliniului, urmează în succesiunea manifestării vulcanismului, mai multe zone de roci vulcanice din a doua etapă de evoluție a magmatismului ofiolitic. Astfel, peste ofiolitele oxfordiene urmează un complex de andezite bazaltice, în special aglomerate, asociate cu tufuri și tufobrecii. Peste acestea succed piroclastite și mai rar lave de andezite cu hornblendă, uneori și cu piroxen și andezite cuarțifere, după care urmează un nou episod vulcanic cu erupțiuni de andezite bazaltoide.

După aceste andezite succede spre nord un orizont de dacite și riodacite, care suportă, în continuare, o formațiune caracteristică, rubanată, constituită din tufuri compacte de andezite cu piroxen și hornblendă și tufite asociate cu jaspuri, formațiune care ocupă zona axială a sincliniului Vorța.

În timpul manifestării episodului vulcanic cu roci acide, în regiunea Vorța s-au format curgeri de dacite cu intercalații de calcare jurasic-superioare — cretacic-inferioare, situate la est de zona cu mineralizații de sulfuri

⁴ I. Teodoru, Camelia Teodoru, A. Popescu. Raport asupra prospecțiilor geologice executate în secloarele Podele-Vorța, Mihăileni—Strimba și Ribița—Tirnavă de Criș, 1969. Arch. Inst. Geol. București.

⁵ M. Borcoș, Constancia Stanciu. Notă explicativă la Harta genetică a substanțelor minerale utile, scara 1 : 200000, foaia Brad, 1968. Inst. Geol. București.

⁶ Ghi. Bichir, E. Dafin, I. Esigman. Proiect geologic privind cercetarea prin foraje a perimetrului Vorța. Jud. Hunedoara, 1973. Arch. C.M.N.-Deva.



de pe pîrîul Băii. Cu dacitele se asociază un corp de riolite situat pe valea Dumnești, iar la vest de Vorța ofiolitele sînt străbătute de un mic corp alungit de riolacite, orientat est-vest și situat în cuprinsul perimetrului cu mineralizații.

Aceste erupțiuni acide au fost atribuite în trecut fie vulcanismului neogen (Ghișulescu, Socolescu, 1941), fie magmatismului ofiolitic (Ciofliea, 1961). Cercetările noastre (Savv, Nicolae, 1975) conduc la concluzia că ele aparțin vulcanitelor ofiolitice din etapa a doua, deoarece între curgerile de dacite se intercalează calcare jurasic-superioare sau neocomiene.

Mineralizațiile de sulfuri complexe

Mineralizațiile de sulfuri din regiunea Vorța sînt localizate în rocile ofiolitice din flancul sudic al sinclineriului, unde alcătuiesc patru zone (fig. 1), formate probabil în lungul unor fracturi (Savv, Nicolae, 1975).

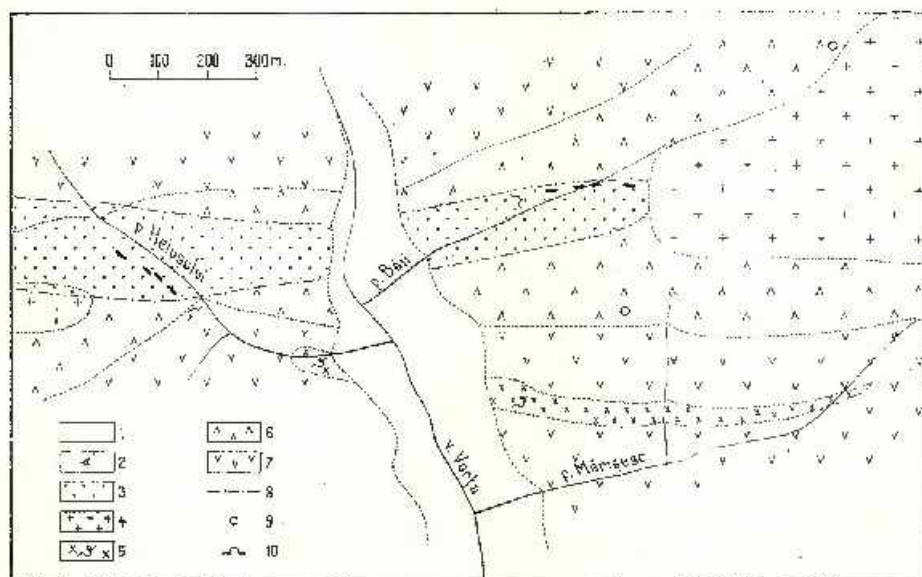


Fig. 1. — Schița geologică a zonei hidrotermalizate pîrîul Băii-pîrîul Heișului.

1, depozitele aluviale; 2, lentile de minereu; 3, zonă hidrotermalizată; 4, dacite; 5, oligofre; 6, piroclastile de andezite cu hornblendă și piroxeni și andezite cuarțifere; 7, piroclastile de andezite bazaltoide; 8, limita zonei hidrotermalizate; 9, foraj; 10, galerie.

The geological sketch of the hydrothermalized zone Băii Brook-Heiș Brook.

1, alluvial deposits; 2, lenses of ore; 3, hydrothermalized zone; 4, dacites; 5, oligophires; 6, andesite pyroclastics with hornblende and pyroxenes and quartziferous andesites; 7, pyroclastics of basaltoid andesites; 8, the limit of the hydrothermalized zone; 9, drilling; 10, gallery



Zona cea mai importantă se extinde din pârul Băii și pârul Heiușului — unde în prezent se execută lucrări miniere — spre vest, pînă în valea Cărmăzinești. Lățimea zonei hidrotermalizate este de 50–200 m. O a doua zonă, situată mai la sud, cu o lățime maximă de 100 m, traversează pârul Cerului, valea Vorța și pârul Homorod, extinzîndu-se pe o lungime totală de aproximativ 2 km. A treia zonă, situată la sud de precedenta, începe din versantul drept al văii Vorța și se continuă spre vest pînă în valea Mihăileasa. Aceasta are o lungime totală de 2,5 km și o lățime maximă de 175 m. În sfîrșit, o a patra zonă hidrotermalizată pusă în evidență traversează văile Dumesti și Vlădeasa, extinzîndu-se pe o lungime de aproximativ 1,5 km, lățimea sa maximă fiind de 100 m.

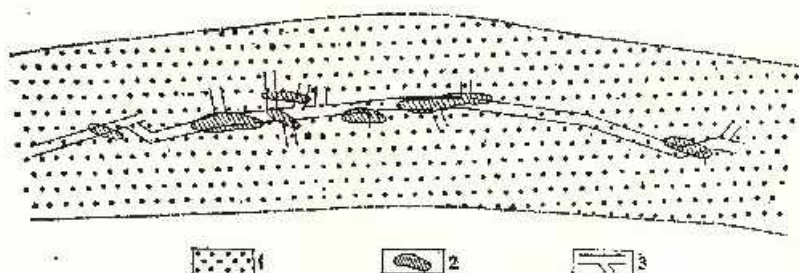


Fig. 2. — Distribuția mineralizației de sulfuri în bazinul pârului Băii.

1, zonă de hidrotermalizare; 2, lentile de minereu; 3, galerie.

The distribution of the sulphides mineralization within Băii Brook basin.

1, hydrothermalized zone; 2, lenses of ores; 3, gallery.

Se remarcă faptul că prima zonă se suprapune atît pe piroclastitele de andezite bazaltice, cît și pe piroclastitele de andezite cu hornblendă, piroxen și cuarț, afectînd chiar dacitele. Zona a patra străbate aglomeratele de andezite bazaltoide din etapa a doua și anomesitele din prima etapă, pe cînd zonele a doua și a treia sînt localizate numai în aglomeratele de andezite bazaltoide.

În ceea ce privește distribuția în spațiu a mineralizației în cadrul acestor zone, rezultă cîteva observații generale. Acestea se prezintă de regulă sub forma unor zone de alterație hidrotermală și cu impregnații slabe de sulfuri, determinate de soluțiile mineralizante care au circulat probabil în lungul unor linii de fractură. În partea mediană a acestor zone hidrotermalizate se întîlnesc, ca în cazul zonei situată între pârul Băii și pârul Heiușului, mici lentile compacte de sulfuri complexe care au fost străbătute de galerii (fig. 2).

Procesele de hidrotermalizare și mineralizare prezintă aspecte diferite în cuprinsul acestor zone, pentru a căror descriere vom considera, ca cea mai reprezentativă, zona cuprinsă între pârul Băii și pârul Heiușului.

În cea mai mare parte a zonei hidrotermalizarea rocilor gazdă se traduce prin transformarea mineralelor primare în altele secundare, sta-



bile în condițiile termodinamice și ale compoziției chimice a soluțiilor mineralizante. Astfel, în rocile bazice plagioclazii sînt puternic argilizați, iar mineralele mafice sînt înlocuite cu clorit, asociat uneori cu epidot. Aceste roci hidrotermalizate sînt impregnate slab cu sulfuri și adesea apar depuneri de cuarț, cu care se asociază calcit și rar zeoliți.

Rocile acide din regiune sînt afectate de asemenea de soluțiile hidrotermale. Dacitele din corpul de pe pîriul Homorod au suferit o alterație hidrotermală intensă, fiind impregnate cu cristale fine de pirită. Uneori



Fig. 3. — Cuarțit secundar rezultat din silicifierea rocilor ofiolitice. Pîriul Băli, N +, $\times 30$
Secondary quartzite resulted from silicification of the ophiolitic rocks. Băii Brook,
N +, $\times 30$

roca este complet caolinizată, astfel încît se întîlnesc zone transformate într-un material argilos, plastic.

În părțile mediane ale zonei mineralizate, unde s-au format lentilele de minereu compact, vulcanitele bazice sînt puternic silicifiate, rezultînd pe alocuri roci cu aspect de cuarțite secundare (fig. 3). Acestea sînt constituite aproape exclusiv din cuarț hidrotermal, dezvoltat în granule mărunte, cu extincție neregulată, care au un aspect mozaical. Alături de cuarț se observă uneori plașe de calcit și rar epidot.

Ganga mineralizațiilor din lentilele de minereu mai compact este alcătuită din același cuarț fin cristalizat, însoțit de calcit și eventual de epidot și zeoliți.



Mineralogie

Parageneza caracteristică a mineralizațiilor de sulfuri de la Vorța este constituită din pirită-calcopirită (bornit, covelină), blendă, galenă, minerale formate aproximativ în ordinea prezentată; de obicei predomină sulfurile de Zn și Pb. În clasificarea lui Schneiderhöhn (1955), această parageneză arată că mineralizațiile de la Vorța s-au format în condiții mezotermale.

Minerul prezintă textură masivă, dar după cum vom vedea din descrierea mineralogică, primul mineral depus este spart și cimentat de mineralele următoare.

Pirita se prezintă uneori în cristale idiomorfe, cubice, alteori cu contur neregulat; rar apar depuneri colomorfe de pirită. În cazuri foarte rare aceasta prezintă incluziuni de sfalerit. De obicei este inclusă în celelalte minerale, mai ales în calcopirită. Unele cristale de pirită sînt sparte datorită unor procese mecanice, determinate probabil de reluarea mișcărilor tectonice în lungul faliei pe care se depunea mineralizația. Cristalele sparte de pirită sînt cimentate sau înlocuite parțial de calcopirită (pl. I, fig. 1), mineral în care pirita se păstrează sub formă de granule cu contur neregulat. Astfel de procese au fost descrise și de Ramdohr (1960).

Un caz deosebit, care trebuie semnalat, este formarea unei structuri de concreștere între calcopirită ca mineral gazdă și pirită, foarte apropiată de structura mirmekitică din granofire (pl. I, fig. 2). Această structură constă din incluziuni fine de pirită, alungite și dispuse radiaț, astfel încît dau impresia că se sprijină pe fețele imaginare ale unui cristal patratic sau cubic. Uneori apar cristale de pirită cu latura de 5 mm, ceea ce conferă mine-reului o structură porfirică. De obicei atît pirita, cît și celelalte sulfuri prezintă incluziuni de gangă.

Calcopirita se întîlnește de obicei în plaje cu contur neregulat și cu incluziuni de pirită, adesea în cristale idiomorfe (pl. I, fig. 3). Pe lângă incluziunile de pirită, ea conține uneori incluziuni de blendă și galenă; filonașe constituite din ultimele două minerale străbat calcopirita. Pe seama calcopiritei se formează bornit (pl. I, fig. 4) și covelină albastră. Mai rar se întîlesc plaje de calcopirită de 1,5 cm diametru, determinînd formașca unei structuri porfirice.

Bornitul, mineral de culoare brun-vioacee, se prezintă în plaje cu contur neregulat, care înlocuiesc calcopirita. El pătrunde în calcopirită pe fisuri, ca filonașe sau sub formă de plaje care înlocuiesc mineralul de la margine spre interior. În cazul filonașelor de blendă sau galenă din calcopirită, bornitul ocupă partea marginală a acestora. Într-un alt caz, în jurul unui cristal de pirită cu filonașe de calcopirită pe fisuri, se dezvoltă o aureolă de bornit, după care urmează calcopirită, ce înconjoară bornitul.

Galena se prezintă de obicei în cristale xenomorfe, adesea incluse în calcopirită, cu care concresec intim.

Blendă apare de asemenea în granule xenomorfe, care conțin incluziuni din celelalte minerale, ca de exemplu granule de pirită asociată cu calcopirită. Uneori blendă prezintă reflexe interne în unele zone, în care ea este slab pleocroică și ușor anizotropă. Rar se observă cristale de blendă

sparte, ca și cele de pirită. Sînt de semnalat incluziunile fine de calcopirită din blendă, care par să reprezinte exoluții. În blendă se observă uneori filonașe de calcopirită.

Chimismul mineralizației

Pentru cunoașterea chimismului mineralizației s-a urmărit distribuția Pb, Zn și Cu în 227 analize chimice. Aceste analize au fost efectuate de Exploatarea minieră Certej-Săcărimb din cadrul C.M.N. — Deva, pe probe de minereu din galeriile de pe pîrul Heiușului și pîrul Băii.

Din aceste analize rezultă un fapt important și anume că, privită în ansamblu, mineralizația din regiunea Vorța este mai bogată în Zn, element care predomină totdeauna asupra Pb și Cu (fig. 4). Dintre aceste trei metale, cuprul prezintă conținuturile cele mai reduse.

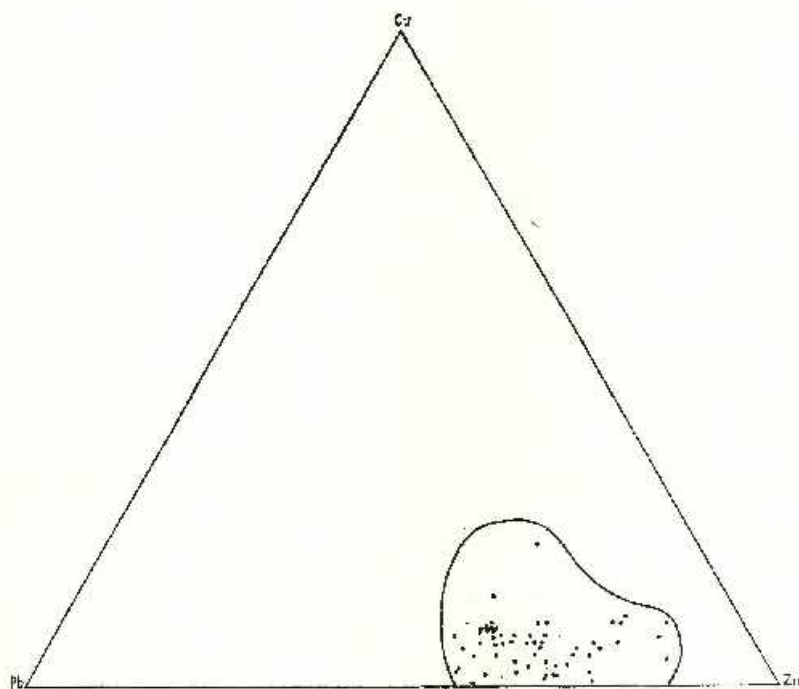


Fig. 4. — Diagrama Cu—Zn—Pb.
Cu—Zn—Pb Diagram

În ceea ce privește distribuția Zn și Pb în aceste mineralizații, se constată o corelație pozitivă între cele două elemente, ceea ce arată că pe măsura creșterii conținutului de Zn, crește și conținutul de Pb, așa cum rezultă din diagrama Zn : Pb din figura 5. În majoritatea cazurilor se ob-

servă că Zn predomină asupra Pb, deoarece curba de corelație se îndepărtează puțin de diagonala diagramei.

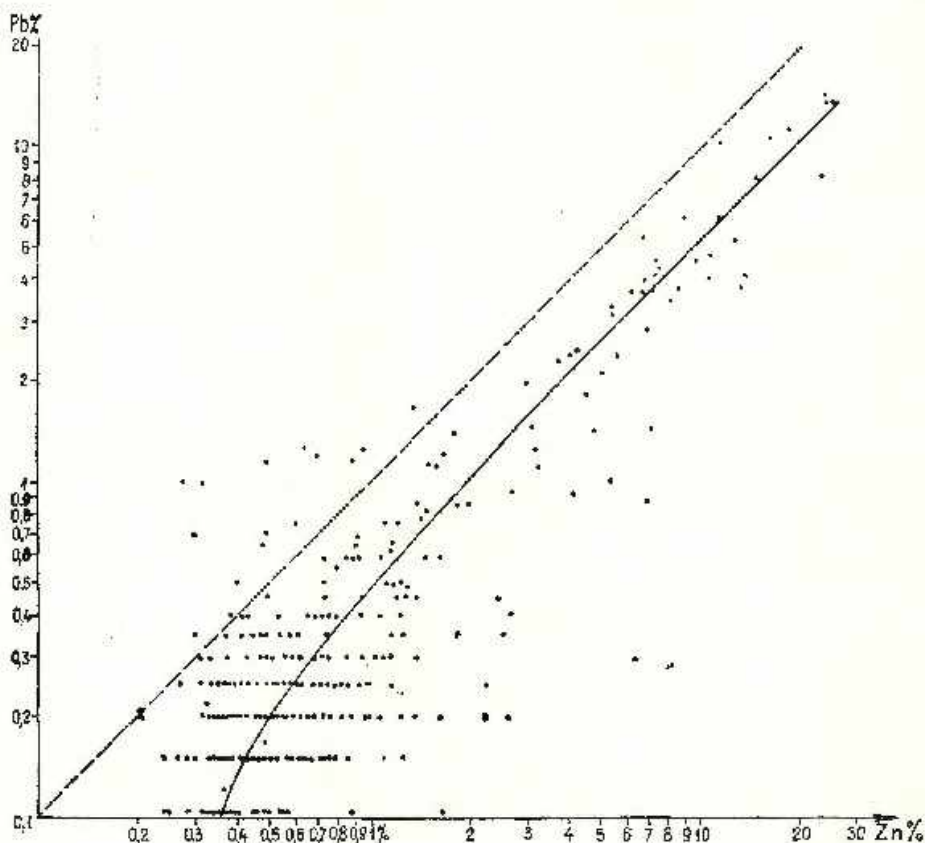


Fig. 5. — Diagrama Zn : Pb.

Zn : Pb Diagram

Concluzii

Din datele prezentate rezultă că mineralizațiile de sulfuri din regiunea Vorța reprezintă acumulări de Zn—Pb—Cu hidrotermale-mezotermale. Acestea s-au format pe un sistem de fracturi orientate aproximativ est-vest, care au fost redate de mișcările tectonice în timpul depunerii mineralizației, fapt atestat de cristalele sparte de pirită și mai rar de blendă.

În ceea ce privește vîrsta acestor mineralizații, amintim că autorii anteriori le-au atribuit vulcanismului neogen, intruziunilor banatitice și erupțiilor de riolite cretacic-inferioare.



Se pare într-adevăr că aceste mineralizații sînt legate de erupțiunile de dacite și riolite din regiune, deoarece atît cele de la est, cît și cele de la vest de Vorța sînt afectate de procesele de hidrotermalizare. Deși daci-cime este trădată de soluțiile fierbinți, care au circulat pe un sistem vechi de fracturi și care au determinat alterațiile hidrotermale din cele patru zone.

BIBLIOGRAFIE

- Cioflîca G. (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metalifer. *An. Univ. C. I. Păhon, seria st. Nat. Geol. Geogr.* 27, p. 7-13, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, p. 181-464, București.
- Ramdohr P. (1960) Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
- Savu H., Nicolae I. (1975) Evolution of Ophiolitic Volcanism in the Vorța Region and its Position in the Mureș Zone Tectogenesis (Apuseni Mountains). D. S. *Inst. geol. geof.* LXI/5, București (sub tipar).
- Schneiderhöhn H. (1955) Erzlagerstätten. Jena.

METALLOGENESIS OF THE VORȚA REGION (METALIFEROUS MOUNTAINS)

(Summary)

Sulphide mineralizations in the Vorța region represent Pb-Zn-Cu accumulations of hydrothermal-mesothermal origin, localized in the alpine ophiolitic rocks. These mineralizations build up four zones which have formed along a fracture system approximately trending east-westwards, resumed by new tectonic movements during the deposition of the mineralization, fact asserted by broken pyrite crystals, and more seldom by sphalerite.

In the structure of these zones, the most characteristic being the one situated between the Băi Stream and the Heiușul Stream (Fig. 1), the following elements are to be distinguished (Fig. 2): (1) a zone having undergone a hydrothermalization process of various volcanic rocks, which determined the alteration of primary minerals and the weak impregnation of sulphide-bearing rocks; (2) in the middle of the hydrothermalized zone, lenses of more compact ore, consisting of complex sulphides deposited in the strongly silicified mass (Fig. 3) of igneous rocks, have been noticed.

The characteristic paragenesis of the Vorța sulphide mineralizations is composed of pyrite, chalcopyrite (bornite, covelline), sphalerite, galena, minerals approximately formed in the presented order, wherein Zn and Pb sulphide commonly predominate. The gangue material of mineralizations consists of quartz associated with calcite, epidote and rarely zeolites.



As regards the chemical composition of mineralizations one may state that they are richer in zink, copper presenting the most reduced contents. (Fig. 4 and 5). The age of these mineralizations is still under discussion, as they have been assigned to the Neogene volcanism, banatitic eruptions and the ophiolitic magmatic activity. It seems, however, that these mineralizations are linked to the dacite and rhyolite eruptions in this region (Fig. 1); they belong to the rock sequence of the second evolution stage of the Alpine ophiolitic magmatic activity within the Mureş Zone (Apusen Mountains).



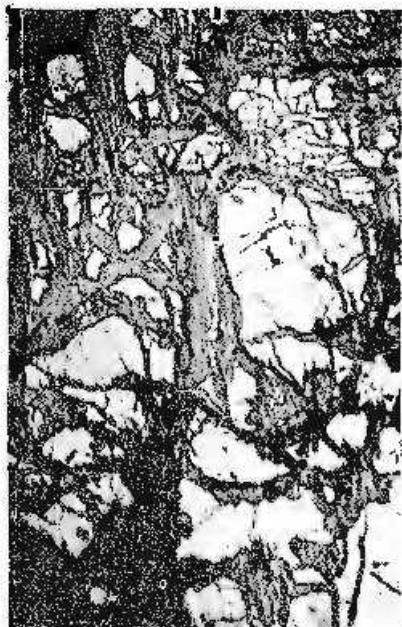
EXPLICAȚIA PLANȘEI



EXPLICAȚIA PLANȘEI

- Fig. 1. — Pirită breccială (alb) și cimentată cu calcopirită (cenușiu).
Pirul Heișului. (x 175).
Pyrite brecciated (white) and cemented with chalcopyrite (greyish).
Heiș Brook. (x 175).
- Fig. 2. — Concreștere între pirită (alb) și calcopirită (cenușiu). Pirul Heișului. (x 265).
Intergrowth between pyrite (white) and chalcopyrite (greyish). Heiș, Brook. (x 265).
- Fig. 3. — Cristale idiomorfe de pirită (alb) incluse în calcopirită (cenușiu). Pirul Heișului.
(x 68).
Idiomorphic crystals of pyrite (white) included within chalcopyrite (greyish).
Heiș Brook. (x 68).
- Fig. 4. Pirită (Py), calcopirită (Cp) și bornit (Bn) în mineral de pe pirul Heișului. (x 185).
Pyrite (Py), chalcopyrite (Cp) and bornite (Bn) within the ore from the Heiș Brook.
(x 185).

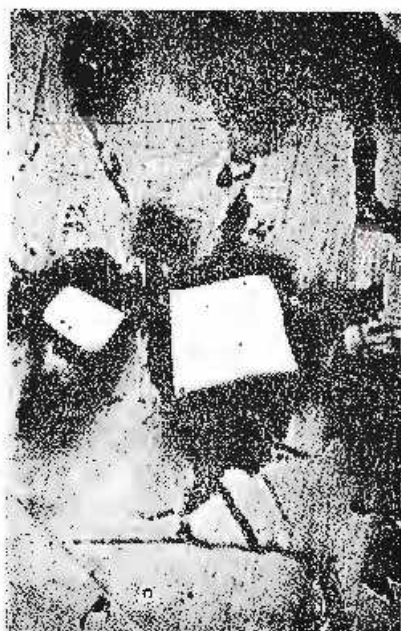




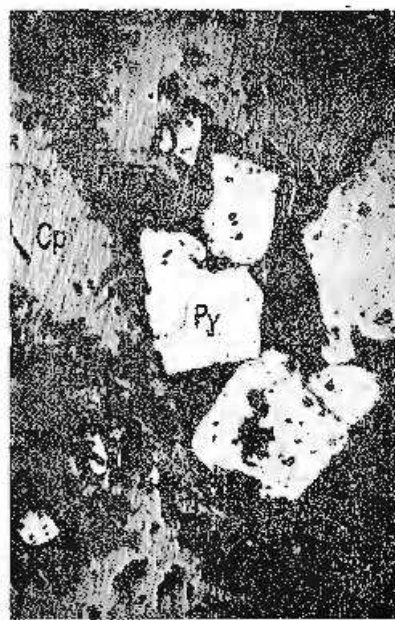
1



2



3



4

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



2. ZĂCĂMINTE

NOTĂ ASUPRA UNUI NIVEL CU FEROLITE OOLITICE ÎN TOARCIANUL SUPERIOR DIN MUNȚII PERȘANI¹

DE

NICOLAE ȚICLEANU², CLARISSA PAPACOSTEA³

Abstract

On Oolitic Ferrolite Level in the Upper Toarcian from the Perșani Mountains. This paper presents the description of an oolitic ferrolite level recognized in the south-western part of the Perșani Mts, at 1.5 km of the Veneția de Sus locality. The age of the oolitic ferrolite level is Upper Toarcian, probably corresponding to the stratigraphic interval indicated by biorzones with *Levesquei* and *Alensis*. The oolitic ferrolites consist of a binding mass of iron oxydes and hydroxydes as well as of a clayey material, occasionally kaolinite, wherein numerous oolitic goethites and hematites are included; more seldom the detrital quartz does occur. Their chemical composition is dominated by FeO (32.99 — 51.10 p.a.) followed by SiO₂ (13.90 — 38.24 p.c.) and Al₂O₃ (14.35 — 15.28 p.c.); CaO, MgO, P₂O₅ and S have been also encountered in small amounts. Referring to the genesis of oolitic ferrolites the authors consider that they represent marine, shelf, shallow deposits with well agitated and laerated waters.

În urma cercetărilor geologice efectuate în vara anului 1971 în partea de SW a munților Perșani, Țicleanu et al. (1971)⁴ a pus în evidență un afloriment cu ferolite oolitice care constituie obiectul prezentei note. Aflorimentul este situat pe pârâul Calului (valea Măgurii), afluent stîng al văii Sărății, în versantul nordic al dealului Fața Măgurii, la aproximativ 1,5 km NE de localitatea Veneția de Sus, județul Brașov (fig. 1).

¹ Comunicare în ședința din 29 mai 1974.

² Institutul de Geologie și Geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.

³ Intreprinderea Geologică de Prospekțiuni pentru Substanțe Minerale Solide, str. Caransebeș nr. 1, București.

⁴ N. Țicleanu, N. Ștefănescu. Studii geologice pentru roci utile în construcții, calcare și gresii în zona Bran-Viădeni-Perșani-Racoș (județul Brașov) 1971 Arh. I.G.P.S.M.S. București.



Apariția la zi a ferolitelor oolitice a fost favorizată de eroziunea intensă cauzată de abundența precipitațiilor din anii 1970 și 1971.

Prima lucrare geologică privind zona adiacentă aflorimentului cu ferolite oolitice aparține lui *W a c h n e r* (1918). Amintim apoi lucrările geologilor *P r e d a*, *I l i e* (1940), *I l i e* (1951) și *M. și Cristina D u m i t r i u* (1964).

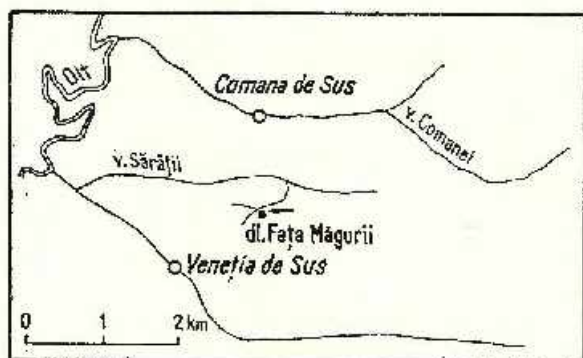


Fig. 1. — Schița cu amplasarea aflorimentului cu ferolite oolitice.

Esquisse avec l'emplacement de l'affleurement à ferrolithes oolithiques.

O contribuție esențială la descifrarea geologiei regiunii o aduc *P a t r u l i u s* et al. (1966) care, pornind de la structura în pînză a Perșanilor, arată că în zona Măgura Veneției — valea Sărății, zonă la care ne referim în prezenta lucrare, apare numai autohtonul (paleo-și neoautohtonul), la alcătuirea căruia iau parte șisturi cristaline și depozite triasice, jurasice, cretacice și miocene.

Prin lucrările din 1967 și 1969 *P o p a* completează listele faunistice ale depozitelor Domerianului și Toarcianului din zonă.

În afara lucrărilor geologice amintite, date geologice privind regiunea sînt cuprinse în rapoarte întocmite în urma prospecțiunilor efectuate de *D u m i t r i u* et al. în anul 1962, *K u s k o* et al. în 1970 și *T i c l e a n u* et al. în perioada 1970 — 1973.

Geologia regiunii

Fundamentul cristalin, constituit din șisturi sericitocloritoase (seria de Gîrbova) apare pe o mică suprafață pe pîrul Bursucului și pîrul Calului.

Triasicul începe prin calcare cenușii în plăci, din care *P a t r u l i u s* et al., citează *Myophoria costata*, atribuindu-le vîrsta campiliană. Urmează dolomite masive (150 m grosime) cărora aceiași autori le atribuie vîrsta

anisiană-ladiniană?. În baza acestor dolomite, în dealul Fața Măgurii am întâlnit blocuri de calcare campiliene, fapt ce pledează pentru o scurtă perioadă de exondare la sfârșitul Campilianului.

Depozitele Liasicului se aștern transgresiv pe un paleorelief accentuat, sînt incomplete și apar la zi în puține locuri pe valea Sărății, pîrul Calului, dealul Picioara și pîrul Cascadelor (pîrul Gîrbovei). Pe valea Sărății și pîrul Cascadelor apar mici petice de calcare roșii cu accidente silicioase. Fauna descrisă din aceste calcare de *Patrulus* et al. (1966) și *Popa* (1967) a permis stabilirea vârstei acestora, Domerian superior (zona cu *spinatum*).

Pe valea Sărății apare un pachet de marne cenușii, argile și gresii, considerat de *Patrulus* et al. (1966) ca fiind de vîrstă toarcian-inferioară. Depozite asemănătoare acestora am întâlnit pe pîrul Calului, în flancul nordic al unui mic sinclinal cu depozite jurasice; deosebirea față de cele din valea Sărății constă în prezența unor mici lentile de cărbune. Acest ultim caracter amintește de faciesul de tip Gresten al Liasicului. Remarcăm aici că în zona Holbav-Vulcan-Codlea, zonă situată la circa 20 km SE de Măgura Veneției, faciesul de tip Gresten cu cărbuni și argile refractare urcă pînă în Toarcian-Aalenian (*Antonescu*, 1973).

În continuitate de sedimentare, tot pe pîrul Calului (fig. 2) se dispune un banc de circa 1,7 m grosime alcătuit din calcare grezoase cu oolite

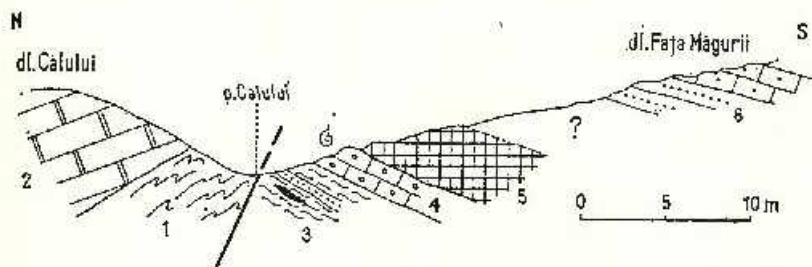


Fig. 2. — Secțiune geologică schematică prin aflorimentul cu ferolite oolitice.

1, șisturi cristaline; 2, dolomite anisienne; 3, argile și marne argiloase cu lentile de cărbuni și intercalații de gresii (Toarcian inferior); 4, calcare grezoase cu oolite limonitice (Toarcian superior, zona cu *G. thouarsense*); 5, nivelul cu ferolite oolitice (Toarcian superior); 6, gresii albe cuarțitice și calcarenite spatice (Dogger).

Section géologique schématique à travers l'aflètement à ferrolithes oolithiques.

1, schistes cristallins; 2, dolomies anisiennes; 3, argiles et marnes argileuses à lentilles de charbons et intercalations de grès (Toarcien inférieur); 4, calcaires gréseux à oolithes limonitiques (Toarcien supérieur, zone à *G. thouarsense*); 5, le niveau à ferrolithes oolithiques (Toarcien supérieur); 6, grès blancs quartzitiques et calcarenites spatiques (Dogger).

limonitice și o bogată faună de amoniți, belemniti etc. *Patrulus* et al. (1966) citează de aici: *Pseudogrammoceras* sp. și *Phymatoceras* sp. iar de pe valea Sărății, din calcare similare, *Grammoceras thouarsense* (*d'Orb.*), *Pseudogrammoceras subsallaciosum* *Bukman*, etc. Ulterior au fost aduse precizări de *Popa* (1967). Fauna citată conferă calcarelor grezoase cu

oolite limonitice vîrsta toarcian-superioară (zona cu *G. thouarsense* și zona cu *Hammatocheras insigne*⁵).

Aparent, în continuitate de sedimentare, peste calcarele grezoase cu oolite limonitice din pîrîul Calului, urmează un pachet de ferolite oolitice de culoare roșie vișinie și spîrtură pămîntoasă a cărui grosime este de 4,7 m. Relațiile ferolitelor cu depozitele acoperitoare sînt mascate de un bloc de calcare prăvălit pe vale.

Atît în valea Sărății cît și pe pîrîul Cascadelor, peste calcarele grezoase cu oolite limonitice, identice din punct de vedere litologic și cronologic celor de pe valea Calului, nu a mai fost întîlnit nivelul cu ferolite. Este posibil ca acest nivel să existe sub depozitele cuaternare care maschează zona de afloriment. Pe un afluent stîng al pîrîului Calului, Ștefănescu (în N. Ticleanu și N. Ștefănescu⁶), peste calcarele grezoase cu oolite limonitice, a găsit concrețiuni cu concentrații mari de fier ce par să reprezinte alterarea nivelului ferolitic.

Pe pîrîul Cascadelor, Patrulius et al. (1966) descriu depozite aaleniene alcătuite tot din calcare grezoase cu oolite limonitice care conțin într-un nivel inferior o bogată faună fosilă din care amintim: *Imetoceras scissum* (Beneké), *Hudlestonia affinis* (Sebeach) și *Leioceras comptum* Beneké. Dintr-un nivel superior sînt citate printre altele și formele: *Graphoceras* sp., *Brasilia* sp., și *Ludwigia purchisoni* (Sowery).

Așadar în Aalenianul de pe pîrîul Cascadelor sînt prezente zonele Scissum și Purchisoni. Lipsa zonei Opalinum, inferioară zonei Scissum, ne face să presupunem existența unei discordanțe între Aalenian și Toarcian și să credem că nivelul cu ferolite de pe pîrîul Calului poate reprezenta Toarcianul terminal, intervalul de timp corespunzător zonelor cu *Dumortiera levesquei* și cu *Pleydellia aalensis* sau numai uneia dintre ele.⁷

Doggerul apare reprezentat prin gresii albe cuarțitice, calcarenite gălbui-roșcate, spatice și calcare albe-gălbui, oolitice, pseudoolitice, algolitice. Patrulius et al. (1966) consideră că există treceri laterale între calcare și gresii, fapt care se remarcă foarte bine în semidebleul șoselei forestiere de pe pîrîul Cascadelor.

La nord de valea Sărății apar depozite aparținînd Tithonic-Hauteriviannului constituite în bază dintr-un orizont roșu cu argile, argilite și jaspuri roșii și mai rar gresii și calcarenite verzui și un fliș calcarenitic predominant verzui, cenușiu la partea superioară.

Formațiunea de wildflysch, bine dezvoltată la nord de valca Cornanei, apare după opinia noastră pe o mică suprafață în partea de SW a Măgurei Veneției, unde este alcătuită dintr-o matrice argiloasă-marnoasă-grezoasă în care sînt înglobate elemente de vîrste diferite (cristalin, triasic și jurasic). Vîrsta acestei formațiuni este considerată de Patrulius et al. (1966) ca fiind barremian-bedouliană?. Se pare că această formațiune este numai barremiană, deoarece Bedoulianul a fost întîlnit în baza seriei calcareoase-

⁵ Informație verbală dr. D. Patrulius.

⁶ Op. cit. pct. 4.

⁷ Această vîrstă ne-a fost sugerată de dr. D. Patrulius căruia îi aducem pe această cale mulțumirile noastre.



conglomeratice, de la partea inferioară a cuverturii post-tectonice (P a u l i u c, G r ă d i n a r u, 1970).

După K u s k o et al.⁸ wildflyschul are o extindere foarte mare în zona Măgura Venetiei-valea Sărății, punct de vedere care după părerea noastră nu corespunde realității, intensă fragmentare a depozitelor din această zonă datorindu-se în primul rând paleoreliefurilor accentuate și a stilului tectonic în blocuri.

Alte depozite care mai apar în zonă au mică extindere și aparțin Vraconian-Cenomaniului (gresii, microconglomerate) și Tortonianului (tufuri dacitice verzui și marne albe și roșcate cu globigerine).

În încheierea prezentării geologiei regiunii remarcăm disponerea depozitelor Liasicului și Doggerului într-un sinclinal asimetric cu axa orientată aproximativ WNW — ESE.

Caracterele petrografice ale depozitelor toarcian superioare

În Toarcianul superior, în partea de SW a munților Perșani au existat condiții favorabile acumulării unor depozite feruginoase.

Primele depozite cu conținuturi pînă la 14,65% Fe_2O_3 sînt reprezentate prin calcarele grezoase cu oolite limonitice și amoniți aparținînd zonei cu *G. thourasense*. Aceste calcare sînt compacte, negricioase, cu spărtură neregulată și granulație medie. Structura este mixtă: granulară-microgranulară, aleuritică, oolitică. Masa fundamentală a rocii este formată din calcit recristalizat granular învațat secundar de carbonați feriferi cu structură microgranulară și individualizări idiomorfe, zonate, risipite sau formînd îngrămădiri. Materialul detritic (circa 10—18%) este reprezentat prin cristale aleuritice, angulare de cuarț cît și lamele fine de muscovit, biotit și clorit dispuse neorientat. Oolitele limonitice (circa 40—50%) (pl., fig. 1), amorse, uneori slab anizotrope, rareori indicînd prezența unui leptoclorit, sînt elipsoidale, uneori sferice (0,2—0,9 mm), neorientate, cu marginile uzate, corodate (pl., fig. 2), sugerînd o remaniere intraformațională. Se observă de asemenea prezența izolată a unor elemente litice de ferolite, angulare, cu caracter aleuritic datorat cristalelor de cuarț și mica. Resturile organice sînt reprezentate prin plăci de echinoderme, care constituie rareori nucleul unor oolite limonitice, cîteva foraminifere pelagice, fragmente din testul unor moluște și resturi de brachiopode. Pirita diagenetică este fin diseminată sau epigenizează lojile foraminiferelor și formează rareori mase compacte.

Prezența carbonaților de fier în calcarele grezoase cu oolite limonitice indică condiții de mediu reducător pentru formarea acestor roci.

Peste aceste calcare, la o schimbare a regimului de oxigenare a apelor și a pH-ului acestora, se depun ferolite oolitice. Megascopie, ferolitele sînt compacte, de culoare roșie-vișinie, maronie, pămîntoase, uneori lucioase, mai mult sau mai puțin friabile.

⁸ M. K u s k o, M. S a v u, I. M a t a c h e, S. G e o r g e s c u. Raport geologic asupra prospecțiunilor în zona cristalino-mezozoică și zona fisului intern din Munții Barait, Perșani și Bucegi. 1971. Arh. I.G.P.S.M.S. București.



Ferolitele oolitice (probele 1024—1030) sînt formate dintr-un liant constituit din oxizi și hidroxizi de fier și material argilos. În această matriță apar numeroase formațiuni oolitice feruginoase (oxizi și hidroxizi de fier) de 0,2—1,0 mm diametru, ovoidale-sferice, cu structuri concenrice. Rarori nucleul este alogen : placă de echinoderm (?), cristal de cuarț sau element de micașist. Oolitele sînt adesea în atingere și ușoara deformare (pl. fig. 3, 4) indică o tasare în stadiu de gel; oolitele lenticulare și vag orientate indică același proces. Participarea cuarțului detritic aleuro-psamitic, predominant angular, adeseori cu extincție rulantă, variază între 1—35%, realizînd uneori nivele de ferolite oolitice grezoase (probele 1025, 1028, 1030).

Mineralele grele sînt sărace în specii dar caracteristice, fiind reprezentate prin : turmalină măslinie și albastră, rar olivină.

Ganga ferolitelor este uneori caolinitică (pr. 1026), impregnată cu oxizi și hidroxizi de fier; s-au observat de asemenea tipuri de ferolite carbonatate (pr. 1029), slab grezoase cu liantul mixt argilos, fin cristalizat și carbonatic microgranular (carbonați feriferi). O ultimă varietate de ferolite se caracterizează prin prezența calcitei epigenetice care apare pe diaclaze și în masa rocii, subliniind conturile oolitelor.

Elementul comun tuturor varietăților de ferolite îl constituie prezența oxizilor și hidroxizilor de fier în masa fundamentală și în oolite.

Analizele mineralogice în raze X efectuate în anul 1971⁹ au arătat următoarele conținuturi :

	pr. 2186 A	pr. 2186 B	pr. 2186 C
Caolinii	24—26%	34—37%	22—25%
Illit	10—12	7—9	2—4
Goethit (hidrogoethit)	27—30	40—44	20—22
Hematit 20	20—22	—	20—22
Cuarț	12—14	11—13	22—25

Se remarcă conținuturile ridicate în minerale constituite din oxizi și hidroxizi de fier (hematit, goethit) de la 40—52% din masa rocii. Aceeași compoziție mineralogică a fost stabilită și prin analize termice diferențiale efectuate de I. T o d o r.

Date privind chimismul ferolitelor

Analiza chimică¹⁰ a calcarelor grezoase cu oolite limonitice arată prezența Fe_2O_3 de la urme pînă la 12,77% (pr. 1023, 3100). Proba 2263 de pe pîrîul Cascadelor arată chiar conținuturi de 14,65% (tabelul).

Rezultatele analizelor chimice efectuate pe 7 probe recoltate punctiform de la diferite nivele din ferolitele oolitice sînt prezentate în tabelul de mai jos și diagrama din figura 3. Procentual, cele mai mari conținuturi

⁹ Analize executate de G. h. Neacșu și T. Urcan de la IGPSMS cărora le mulțumim pe această cale.

¹⁰ Analizele chimice au fost făcute de ing. M. C r i s t e a cărui îi mulțumim,



le arată Fe_2O_3 (32,99—51,10) urmat de SiO_2 (13,90—36,24) și Al_2O_3 (14,35—15,28). Din analiza diagramei compoziției chimice se remarcă paralelismul între curba P_2O_5 și CaO , ceea ce indică prezența fosfatului de calciu colomorf; de asemenea paralelismul relativ dintre $P.C.$ și $Al_2O_3 + TiO_2 + Na_2O + K_2O$ arată un aport constant de material argilos.

TABEL

Analiza chimică a cataractelor grezoase cu oolite limonitice

	calcare		ferolite oolitice						
	pr. 1023	3100	1024	1026	1027	1028	1029	2186	2186
SiO_2	11,97	6,7	19,93	32,58	13,90	22,78	36,34	30,90	38,78
Fe_2O_3	urme	12,77	39,81	34,78	51,10	39,57	32,99	41,00	32,12
FeO	2,89	3,84	2,89	2,61	0,09	urme	0,15		
Al_2O_3								14,35	15,28
TiO_2								0,71	0,65
$Al_2O_3 + TiO_2 + Na_2O + K_2O$	22,42	6,01	17,17	14,56	14,44	16,60	18,42		
CaO	30,34	36,39	3,87	2,70	4,58	5,52	1,32	0,71	1,61
MgO	1,34	0,40	0,29	0,05	0,35	0,73	0,70		
P_2O_5	1,62	0,94	2,52	1,28	2,56	3,00	0,43		
S	0,49	urme	—	—	urme	urme	—	0,12	0,18
$P. C.$	28,73	31,99	13,32	11,44	12,98	11,78	9,73	9,0	10,10

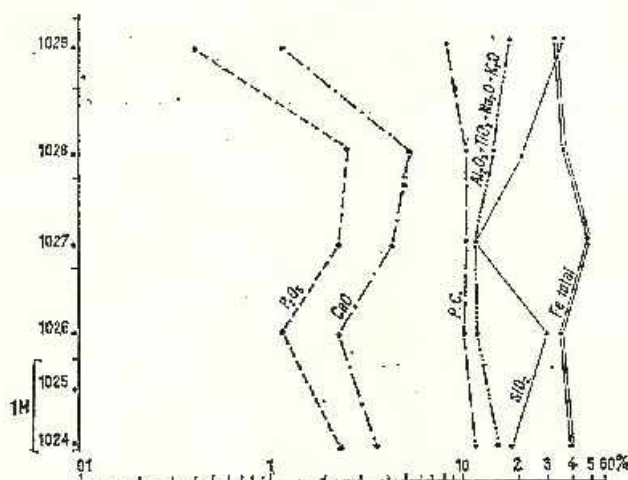


Fig. 3. — Variația pe verticală a compoziției chimice a ferolitelor oolitice (scara orizontală logaritmică).

Variation sur la verticale de la composition chimique des ferrolithes oolithiques (échelle horizontale logarithmique).



Analizele spectrale efectuate pe două probe informative au indicat următoarele conținuturi (în %):

Cr	0,025—0,04
Ni	0,0025—0,018
V	0,005—0,0025
Mn	0,009—0,015

Considerații privind geneza ferolitelor

Primele depozite cu conținuturi pînă la 14,65 Fe_2O_3 sînt reprezentate prin calcare grezoase cu oolite limonitice și amoniți aparținînd Toarcianului superior (zona cu *G. thouarsense*). Aceste calcare s-au format probabil într-un mediu reducător, fapt ce poate fi argumentat prin prezența carbonaților de fier; oolitele sînt remaniate intraformațional.

Într-o fază următoare este posibil să fi avut loc o ușoară ridicare a fundului mării, care a produs modificări ale bazinului de sedimentare capabile să schimbe regimul de oxigenare a apelor și pH-ul acestora, permițînd sedimentarea ferolitelor oolitice. Strahov (fide Papiu, 1960) arată că precipitarea ferolitelor are loc mai ales în condițiile unei linii litorale foarte dezmembrate în mici bazine și arhipelaguri. O astfel de situație exista în Toarcianul superior din zona Măgura Venetiei-valea Comanei, fapt dovedit de paleorelieful ante-liasic caracterizat printr-o fragmentare intensă.

După Rivière (fide Papiu, 1960) oolitele de oxizi fierici au luat naștere prin precipitare fiind favorizate de mediile marine agitate și calcaroase. Aerisirea apelor ar fi determinat precipitarea oxizilor, dar eliminarea anionilor ar fi scăzut pH-ul mediului lăsînd o cantitate de fier în soluție; precipitarea finală s-ar fi datorat neutralizării acizilor prin carbonatul de calciu.

Referitor la sursa de fier care a alimentat bazinul marin există mai multe ipoteze, din care trei ni se par mai interesante.

Este cunoscut faptul că în Liasic au avut loc o serie de erupții cu caracter ultrabazic, care s-au materializat prin lamprofire și bostonile în partea de NE a munților Făgăraș (Manilici, 1956) și tufuri și tufite în sedimentarul zonei Holbav-Vulcan-Codlea (după Semak, 1957). Este posibil ca aceste erupțiuni să fi constituit sursa de fier.

O altă posibilitate este legată de o arie mare de denudare (cristalinul de Girbova și Făgăraș) avînd dispersate minerale cu conținuturi variabile de fier, care levigat și transportat în soluții coloidale sã ajungã în bazinul marin, unde s-a concentrat în geluri, precipitînd.

În fine, nu este exclus ca la vremea Toarcianului superior, la sud de zona cercetată să fi fost exondată o acumulare mai importantă de fier legată de cristalinul seriei de Făgăraș sau de Girbova.

Avînd în vedere dispunerea nivelului cu ferolite peste bancul cu calcare grezoase cu oolite limonitice (zona cu *G. thouarsense*) întîlnit de cercetătorii anteriori și de noi pe valea Sărății, dealul Piciora, pîriul Cascadelor



etc., este de presupus că nivelul cu ferolite poate exista și în aceste puncte, ca și în alte zone, fapt ce ar putea prezenta și un interes economic.

După aceste prime observații conchidem că ferolitele oolitice de pe pîrîul Calului (valea Măgurii) sînt depozite marine, litorale, de mică adîncime cu ape bine aerisite și agitate; ele sînt legate genetic de bancul de calcare grezboase cu oolite limonitice aparținînd zonei cu *G. thoursense*. Ferolitele oolitice cuprînd probabil intervalul stratigrafic desemnat de zonele Levesquei și Aalensis ale Toarcianului terminal.

BIBLIOGRAFIE

- Antonescu E. M. (1973) Quelques données sur la Palynologie du Lias sous facies de Gres-ten de Roumanie. *Palynol. of Mesophyte, Proceedings of the III. Int. Palyn. Conf.*, p. 53—57, Mosvow.
- Arkell W. J. (1956) *Jurassic geology of the world*, London.
- Carozzi A. V. (1960) *Microscopic sedimentary petrography*, New-York, London.
- Dumitru M., Dumitriu Cristina (1964) Contribuții la geologia Munților Perșani (regiunea Comana-Cuciulata-Lupșa). *Stud. cerc. geol.* 9, 1, p. 169—174, București.
- Ilie M. (1955) Structura geologică a Munților Perșani I (Regiunea Cuciulata-Lupșa-Comana-Venefia). *An. Com. Geol.* XXVI, p. 265—329, București.
- Manilici V. (1956) Studiul petrografic al rocilor eruptive, mezozoice, din Poiana Mărului-Sinea Nouă. *An. Com. Geol.* XXIX, p. 5—75, București.
- Maubeuge P. L. (1961) Ammonites caractéristiques de l'Aléien Lorrain. *Bull. Techn.*, 62 p. 11—21, Paris.
- Papiu C. V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. Științ. București.
- Patrușius D. (1963) Le wildflysch et les olistolithes des Monts Perșani. *Assoc. Geol. Carp. Balk.* VI-eme Congr., p. 121—122, Varșovia—Cracovia.
- (1966) Dorsala dolomitică, rudiment al Carpaților Orientali în timpul Triascului. *D. S. Com. Stat. Geol.* p. 135—156, București.
- Popa-Dimian Elena, Popescu-Dimitriu Ileana (1966) Serile mezozoice autohtone și pînza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani). *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, p. 397—434, București.
- Paulinc S., Grădinaru E. (1970) Sur la presence de l'aptien inférieur dans le secteur du sud-ouest des Monts Perșani. *Anal. Univ.*, anul XIX, p. 21—41, București.
- Popa Elena (1967) Amoniții Toarcianului superior autohton (zona cu *Grammoceras thoursense*) din Munții Perșani, Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.*, LIV/2, p. 33—48, București.
- (1969) Asupra prezenței speciei *Pleuroceras solare* (zona cu spinatum) în calcarele Dornicanului autohton din Munții Perșani (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LIV/2 p. 41—45, București.
- Preda D. M., Ilie M. (1940) Presence des calcaires a *Megalodus* dans les Monts Perșani (Roumanie). *C.R. Acad. Sci. Roum.* IV, p. 335—337, București.
- Routhier J. P. (1963) *Les gisements métallifères*, Paris.
- Rubin L. B. (1966) *Bazele litologiei*. Ed. Tehnică, București.



- S e m a k a A. (1957) Contribuții la stratigrafia Liasicului de la Vulcan-Codlea (Sinclinalul principal), *D. S. Com. Geol.* XI, III, p. 131—154, București.
- W a c h n e r H. (1918) Bericht über die im Sommer 1916 in Persanyer Gebirge ausgeführten geologischen Aufnahmen. *Jarb. und geol. inst.* 1916, p. 259—284, Budapest.

NOTE SUR UN NIVEAU A FERROLITHES OOLITHIQUES DANS LE TOARCIEN SUPERIEUR DES MONTS PERȘANI

(Résumé)

L'ouvrage présente la description d'un niveau à ferrolithes oolithiques, découvert dans la partie SW des Monts Perșani, sur le ruisseau Galului, à 1,5 km NE d'environ de la localité de Venția de Sus.

Le niveau à ferrolithes oolithiques surmonte un banc de calcaire gréseux à oolithes limonitiques, qui renferme une riche faune d'ammonites se rattachant à la zone avec *Grammoceras thouarsense*. La corrélation avec des coupes des zones voisines nous porte à supposer que les ferrolithes oolithiques reviennent au Toarcien supérieur (les zones Levesquei et Aalensis).

Les ferrolithes oolithiques sont constituées d'un liant d'oxydes et hydroxydes de fer et matériel argileux, parfois kaolinite, dans lequel sont coïncés de nombreuses oolithes de goëthite et hématite et, en proportions variables, quartz détritique. Du point de vue de la composition chimique, on remarque la prédominance du Fe_2O_3 (32,99—51,10%), suivi par SiO_2 (13,90—36,24% et Al_2O_3 (14,35—15,28) : en quantités réduites, on a rencontré : CaO , MgO , P_2O_5 et S .

En ce qui concerne la genèse des ferrolithes oolithiques décrites, les auteurs sont d'avis que celles-ci sont génétiquement liées aux calcaires gréseux à oolithes limonitiques et qu'elles se sont formées dans un milieu marin-littoral, dans des eaux peu profondes, bien aérées et agitées.

EXPLICAȚIA PLANȘEI

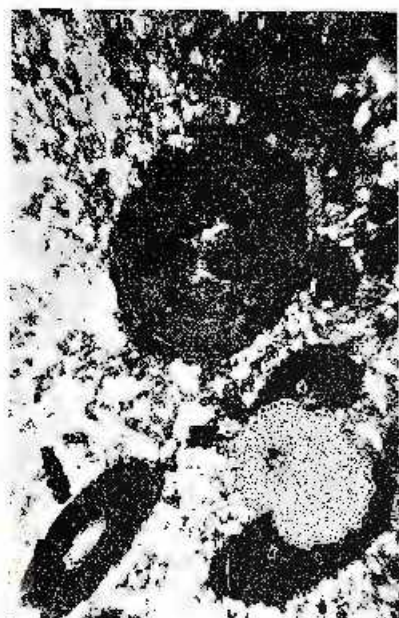


EXPLICATIA PLANŞEI

- Fig. 1. — Calcar grezos cu oolite limonitice corodate și deformate; x 20.
Calcaire gréseux à oolites limonitiques corrodées et déformés; x 20.
- Fig. 2. — Ooliti din calcarul grezos cu oolite limonitice; se observă lamine concentrice și conturul franjural datorită coroziunii; x 70.
Oolithe de calcaire gréseux à oolites limonitiques; on observe des lames concentriques et le contour à franges par suite de la corrosion; x 70.
- Fig. 3, 4. — Ferolit oolitic; se remarcă structura concentrică și deformarea plastică a oolitelor; x 20.
Ferrolithe oolithiques, à remarquer la structure concentrique et la déformation plastique des oolites; x 20.



N. TICLEANU, CLARISSA PAPACOSTEA. Ferulite oolitice în Toarcianul superior din Munții Perșani



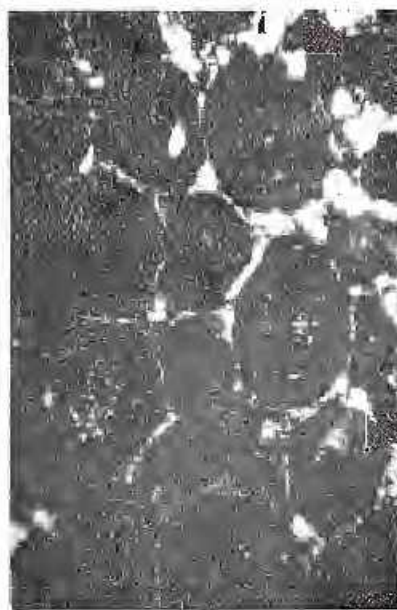
1



2



3



4

Institutul de Geologie și Geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LXI/2.



Institutul Geologic al României



CUPRINS

	<u>Pag.</u>
1. Ianoşici V., Dimitriu A. De la registrul de probe la bănci de date geologice	
2. Kalmár I. Indicaţii asupra activităţii hidrotermale în depozitele sedimentare neogene din culoarul Sălajului	9
3. Maniilei V., Roşca L., Apostolescu Rodica. Contribuţii la studiul mineralizaţiei cinabrifere de la Izvorul Ampoiului (Munţii Apuseni)	15
4. Murariu T. Cuprul şi zincul din biotit ca indicator al concentraţiilor de minerere în rocile seriei de Rebra (Munţii Rodna)	31
5. Papiu V. Corvin, Iosof V., Minzalu Silvia, Giuşcă R., Jacotă G. Alcătuirea chimico-mineralogică a bauxitelor din regiunea Săhodol-Cimpeni (jud. Bihor)	37
6. Şavu H., Nicolae I. Metalogenza regiunii Verţa (Munţii Apuseni)	71
7. Tielcanu N., Papacostea Clarissa. Notă asupra unui nivel cu ferolite oolitice în Toarcianul superior din Munţii Perşani	81



CONTENU

(RESUMÉS)

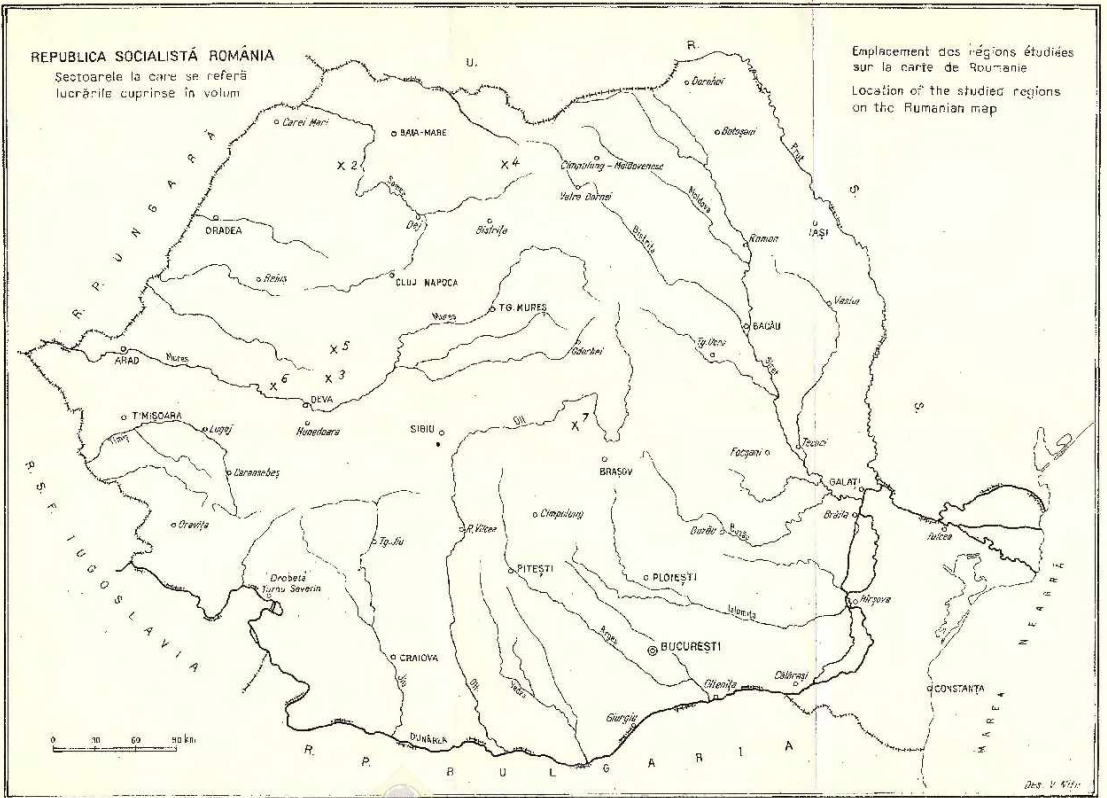
	<u>Page.</u>
1. Ianoşici V., Dimitriu A. Du registre d'échantillon, aux banques de données géologiques	7
2. Kalmár I. Observations sur l'activité hydrothermale dans les dépôts sédimentaires néogènes du couloir du Sălaj	14
3. Manilici V., Roşca L., Apostolescu Rodica. Contributions à l'étude de la minéralisation cinabrifère de Izvorul Ampoiului (Monts Apuseni)	29
4. Murariu T. Le cuivre et le zinc de la biotite en tant qu'indicateur des concentrations de minerai dans les roches de la série de Rebra (Monts Rodna)	35
5. Papiu V. Corvin, Iosof V., Minzatu Silvia, Giuşcă R., Jacotă G. La constitution chimique-minéralogique des bauxites de la région de Săhodol-Cîmpeni (district de Bihor)	65
6. Savu H., Nicolae I. Metallogenesis of the Vorţa Region (Metaliferi Mountains)	79
7. Ticăeanu N., Papacostea Clarissa. Note sur un niveau à ferrolithesoolithiques dans le Toarcien supérieur des Monts Perşani	90



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

Sectoarele la care se referă
lucrările cuprinse în volum

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



Redactor: ALEXANDRA MARINESCU
Traduceri: ANGELA MIRICIOIU, MARIA BORGOS, MARGARETA
HĂRJEU, VALENTINA CHIUTU
Ilustrații: V. NITU

*Dat la cules: februarie 1975. Bun de tipar: iunie 1975. Tiraaj: 950 ex.
Hârtia scris IA. Format 70x100/50 a. Coli de tipar: 6 Comanda 2122
Pentru bibliotecii indicile de clasificare: 55(058).*

Intreprinderea poligrafică „Informația”, Str. Brezoianu nr. 28 - 25 București -
România



Institutul Geologic al României

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



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXI
1973 - 1974

2. GISEMENTS



Institutul Geologic al României