

B. I. G.

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
ŞEDIŢELOR

VOL. LVIII

1971

2. ZĂCĂMINTE

BUCUREŞTI

1972



Institutul Geologic al României









INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. LVIII

(1971)

2. ZĂCĂMINTE



BUCUREȘTI

1972



Institutul Geologic al României



## 2. ZĂCĂMINTE

### CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ROCILOR BANATITICE ȘI A MINERALIZAȚIEI DIN ZONA ASCUȚITA MARE (BAZINUL RUSCA MONTANĂ)<sup>1</sup>

DE

NICOLAE GHERASI, PAUL CIORNEI, PETRE ZIMMERMANN<sup>2</sup>

#### Abstract

Contributions to the Knowledge of the Banatitic Rocks and the Ore Deposits of Ascuțita Mare (Rusca Montana Basin). In the western part of the Rusca Montana Upper Cretaceous Basin, a granodiorite body is occurring with a NNE-SSE trend. A dyke swarm with the same orientation consists of dacites, andesites, aplites and lamprophyres. Petrochemical data indicate a normal calco-alkaline differentiation, but some differences as compared with the banatite province point to a lime assimilation. Cooper and lead ore deposits are related to hydrothermal activity.

În partea de vest a bazinului cretacic Rusca Montană-Lunca Cernii sînt cunoscute, din secolul trecut, mineralizații cuprifere în legătură cu intruziuni banatitice. Aceste mineralizații au făcut obiectul unor prospecțiuni întreprinse de Gherasi, Ciornei<sup>3</sup>, care au fost reluate printr-o cartare de mare detaliu în anul 1969<sup>4</sup>. Zona cuprinde bazinul văii Virgiorova la vest și o parte din valea Glimboca în partea de est.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 10 martie 1970.

<sup>2</sup> Întreprinderea geologică de prospecțiuni, Calea Griviței nr. 84, București.

<sup>3</sup> N. Gherasi, P. Ciornei, Prospecțiuni geologice privind mineralizațiile cuprifere din regiunea Obreja Glimboca Poiana Ruscă de SW. 1954. Arh. M.M.P.G. București.

<sup>4</sup> N. Gherasi, P. Zimmermann. Raport geologic de prospecțiuni pentru mineralizațiile de fier și neferoase în zona Ascuțita Mare, 1960. Arh. M.M.P.G., București.



Între bazinele de recepție se individualizează vîrfurile Ascuțita Mare (1029 m) care domină întregul relief muntos din Poiana Ruscă de SW.

Cercetările noastre din teren au fost ușurate de construirea recentă a trei drumuri forestiere (valea Virciorova, valea Ramna, valea Glimboca), care au mărit numărul deschiderilor într-o zonă destul de acoperită. Cartarea din anul 1969 a fost efectuată pe hărți la scara 1 : 10.000, iar în zona mineralizată la scara 1 : 2.000.

Datele geologice datorate lui Nopcsa (1905) arată că conglomeratele superioare, tufurile și porfiritele aparțin Danianului și se paralelizază cu cele de la Densus, în care descoperise fauna de Dinosaurieni.

Schafartzik (1908), în afara datelor stratigrafice, deosebește stocuri de granodiorite, filoane de porfirite și aglomerate, semnaland prezența unor mineralizații cuprifere în bazinul văii Virciorova.

Între anii 1931—1938, Cantuniar studiind bazinul Rusca Montană determină poziția discordantă a depozitelor daniene față de marnele maestrichtiene. Cernea (1947—1949)<sup>5</sup>, stabilește, pe lângă descrierile stratigrafice cunoscute anterior, prezența andezitilor în bazinul Rusca Montană (denumite anterior porfirite). Între anii 1958—1963, Dincă întocmește prima hartă detaliată a bazinului Rusca Montană-Lunca Cernii. Autorul contribuie la elucidarea structurii întregului bazin<sup>6</sup>. Ulterior, Stanciu<sup>7</sup> abordează problema metamorfismului de contact exomorfic și petrografia rocilor banatitice, pe baza unui material colectat de Voith. Un studiu petrografic și chimic privind rocile banatitice contaminate, a fost prezentat de Minzatu, Colios, Udrescu (1969).

## I. GEOLOGIA REGIUNII

### A) Stratigrafia

Numeroase studii și cercetări întreprinse în bazinul Rusca Montană și menționate, în parte, la istoric, ne-au ușurat să urmărim succesiunea depozitelor cretacice superioare care-l alcătuiesc. Formațiunile în-

<sup>5</sup> G. Cernea. Raport asupra geologiei bazinului Rusca Montană 1948. Arh. Inst. Geol., București.

<sup>6</sup> Al. Dincă, D. Georgescu, Lenuța Georgescu. Raport geologic pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. 1963. Arh. M.M.P.G., București

<sup>7</sup> Constantina Stanciu. Studiul petrografic și mineralogic al rocilor eruptive și de contact din șantierul Ascuțita ISEM. 1959. Arh. M.M.P.G. București.





tălmite aparțin Cenomanianului, Turonianului, Coniacianului, Santonianului și Campanianului, peste care se dispun transgresiv depozitele maestrichtiene. În partea de sud a perimetrului a fost întâlnit Pannonianul. Prezența unui masiv granodioritic face ca formațiunile menționate să-și schimbe caracterul lor inițial. Aceste transformări sînt mai evidente în sedimentele turonian-coniaciene.

1. **Cenomanianul.** Etajul acesta apare în bazinul văii Godeana unde el este reprezentat prin conglomerate poligene constituite predominant din elemente de sisturi cristaline epimetamorfice și cuarțuri rulate. Cimentul este de regulă psamitic grosier.

2. **Turonian-Coniacian.** Peste conglomeratele cenomaniene urmează o stivă importantă de sedimente constituită dintr-o succesiune de argile negre, argile grezoase, calcare fine cenușii deschise care sînt atribuite Turonian-Coniacianului. Vîrsta acestor depozite a fost stabilită de Dinca, care citează prezența formei *Inoceramus inconstans* Woods, precum și a unei asociații microfaunistice care atestă vîrsta turonian-coniacian. Aceste depozite se dezvoltă pe o suprafață mare avînd o grosime de aproximativ 1 000 m.

Un corp de granodiorite intrus în aceste sedimente a produs un metamorfism de contact termic, cu formarea de corneene, marmore cu silicoși și skarne.

3. **Santonian-Campanian.** Aceste etaje sînt reprezentate prin depozite grezoase, în special gresii cuarțitice cenușii, gresii feldspatice dure și gresii slab micacee. Aceste depozite sînt dezvelite de valea Ramna în cursul său mijlociu. Grosimea lor nu depășește 700 m.

4. **Maestrichtian.** Transgresiv peste depozitele santonian-campaniene se dispun sedimente maestrichtiene, avînd la bază un nivel constant de conglomerate. În succesiune apar alternanțe de gresii și conglomerate. Conglomeratul bazal a fost separat de Gherasi și Ciorneci, încă din 1953. Acest conglomerat are un grad ridicat de maturitate, fiind constituit preponderent din cuarț rulat și sporadic, din elemente de sisturi cristaline. Cimentul este de regulă verzui datorită actinoditului format prin metamorfismul allochimic. Partea superioară a depozitelor maestrichtiene este constituită din tufuri andezitice, însoțite de tufite asociate cu rare intercalațiuni de aglomerate. Ele ocupă partea de sud est a perimetrului în bazinul văilor Ramna și Glimboca. Grosimea vizibilă a acestor depozite este în jur de 600 m. Anterior, complexul de

sedimente și piroclastite a fost considerat de vîrstă daniană. Recent, Dinică, Tăcorjescu, Stîlă, bazîndu-se pe prezența unei microfaune și asociații florale, îl atribuie la Maestrichtian.

5. **Pannonian.** Depozitele acestui etaj sînt prezente pe marginea de sud a zonei, pe valea Ponorna. Aceste depozite sînt reprezentate prin argile slab nisipoase, nisipuri și pietrișuri. Vîrsta lor a fost stabilită de Schafartzik (1906).

## II. ROCI ERUPTIVE

Studiile petrologice asupra magmatismului subsecvent din munții Apuseni, întreprinse de Giușcă et al. (1965, 1966), au avut ca rezultat separarea unei faze vulcanice precursoră magmatismului laramic pe care au denumit-o vulcanism subhercinic. Produse ale acestui vulcanism subhercinic sînt prezente în depozitele maestrichtiene din bazinul Rusca Montană — Lunca Cernii.

Activitatea magmatică s-a continuat subsecvent mișcărilor laramice, cînd au fost puse în loc banatitele definite ca manifestațiuni ale unui magmatism epirogenic (Ianovici, et al. 1969). În urma acestor date noi se poate preciza existența a două provincii magmatice caracterizate printr-un chimism propriu.

### A) Vulcanismul subhercinic

Vulcanismul subhercinic are un caracter predominant exploziv. Acest caracter este determinat de prezența unor piroclastite andezitice care au o largă răspîndire în perimetrul ocrotit de noi. Ele sînt reprezentate prin tufuri cristaloclastice cu rare intercalațiuni de piroclastite grosiere (aglomerate medii). Piroclastitele andezitice sînt, din punct de vedere litologic, de tipul tufurilor cristaloclastice, dar textura lor masivă și culoarea neagră-cenușie le conferă un aspect de andezite bazaltoid. În aflorimente rareori se poate recunoaște stratificația inițială a rocii. Din acest motiv nu a fost posibilă separarea unor curgeri de lave andezitice sau eventuale dyk-uri. Ivinile cele mai numeroase de piroclastite andezitice se găsesc pe valea Glimboca, unde sînt și exploatate în carieră. În versantul drept, în cariera principală, se poate constata că piroclastitele sînt anterioare dacitelor, deoarece sînt străbătute de un dyk de dacit albicios, hidrotermalizat.





Studiul microscopic a permis să deosebim piroclastitele andezitice cu augit, piroclastitele andezitice cu hipersten și piroclastitele andezitice cu hornblendă. Cu totul sporadic a fost observată olivina într-un tuf din cariera din valea Glimboca. Printre piroclastitele cu hornblendă se găsesc tufuri pelitice care nu sînt altceva decît mluri vulcanice cimentate.

## B) Magmatismul banatitic

Activitatea magmatică care a generat suita de roci banatitice este bine reprezentată în regiunea Ascuțita Mare. În sedimentele cretacice superioare s-a produs intruziunea unui corp granodioritic important cantonat în bazinele văilor Ramna și Virciorova, care este însoțit de filoane de porfire granodioritice, de dacite, andezite, apлите și lamprofire.

1. **Granodioritele.** Corpul principal de granodiorit a cărui lungime atinge 5 km, reprezintă un masiv unitar orientat aproximativ NNE-SSW, pe care l-am denumit „granodioritul de Ramna”. Aparițiile granodioritice de la confluența văii Virciorova cu valea Godeana și din valea Godeana, reprezintă mici apofize ale granodioritului de Ramna. Granodioritul de Ramna are în zonele marginale un facies periferic care a fost separat la nord de valea Radului. Granodioritul de Ramna are o aureolă de contact destul de întinsă. Structura acestei roci este hipidiomorf-granulară în care se pot deosebi cristale de biotit, în lamele hexagonale, prisme de hornblendă, plagioclaz proaspăt și cuarț.

Hornblendă este dezvoltată în prisme alungite sau scurte, uneori corodate, avînd un pleocroism puțin accentuat. Acest lucru se datorește unui conținut redus de fier.

Biotitul apare în foite idiomorfe de culoare brun-roșcată. El este proaspăt sau ușor cloritizat. Cu totul subordonat se întîlnesc lamele mici de muscovit asociate cu biotitul.

Plagioclazul se întîlnește în cristale idiomorfe cu structuri zonare, cîteodată recurente, avînd la periferie un conținut în anortit, corespunzător unui oligoclaz. Conținutul în anortit variază între 24—38%.

Feldspatul potasic este reprezentat prin ortoză avînd  $-2V = 60^\circ$ . Cîteodată se observă microporțit de dezamestec. Cu totul întîmplător sînt prezente și porțite de substituție, ceea ce indică un aport de sodiu.

Cuarțul apare în cristale izolate, xenomorfe, uneori cu extincție ondulatorie.



Epidotul apare în plagioclaz ca produs al metasomatozei de temperatură joasă.

Cele mai răspândite roci intrusive ale masivului Ramnei sînt granodioritele cu biotit și hornblendă, la care se asociază granodioritele cu biotit, iar în zonele marginale, apar granodioritele cu hornblendă și microgranodiorite. Acestea din urmă prezintă structuri micrografice, granofirice, rezultate dintr-o consolidare aproape de suprafață.

Roci cu caracter alcalin sînt reprezentate prin nordmarkite care constituie rare filonașe ce străbat skarnele din valea Vinciorova, la sud de confluența cu valea Godeana.

**2. Porfire granodioritice.** În zona marginală a granodioritului de Ramna apare un facies porfiric marginal. În afară de acest facies marginal au fost întâlnite numeroase filoane de porfire granodioritice, mai frecvente în partea de sud, în bazinul văii Ramna, cît și în cursul superior al văii Glimboca, în afara hărții anexate.

Fenocristalele în porfirul granodioritic participă în proporție de 52—65%.

Pasta porfirelor granodioritice este de regulă microgranitică, rar observîndu-se o structură granofirică. Ea este constituită din plagioclaz și cuarț.

Plagioclazul se întîlnește ca fenocristale mari cuprinse între 2,4—8 mm, cu un conținut în anortit cuprins între 28—33%.

Cuarțul se prezintă de obicei corodat; au fost observate și fenocristale cu habitus bipiramidal.

Biotitul se prezintă în cristale cu contur idiomorf avînd un pleocroism puternic.

Hornblenda apare sub forma unor cristale verzui cu un slab pleocroism.

Cloritul substituie atît biotitul cît și hornblenda.

**3. Dacitele.** Aceste roci au o mare răspîndire în zona cercetată, întîlnindu-se sub formă de dyk-uri. Ele străbat atît granodioritul de Ramna cît și skarnele și sedimentele cretacice, inclusiv piroclastitele andezitice. Frecvența acestor filoane rezultă din faptul că am reușit să identificăm un număr de 92 dyk-uri cu dimensiuni cuprinse între 200—1000 m lungime. Excepțional, unele dyk-uri depășesc 2000 m lungime. Orientarea generală a acestor dyk-uri este NNW-SSE, cu grosimi cuprinse între 5—20 m. Dacitele proaspete au o structură evident porfirică, distingîndu-se fenocristale de hornblendă aciculară, biotit și cuarț.





De regulă dacitele sînt transformate hidrotermal trecînd la o culoare albă, alb-gălbuie, în care nu se mai disting fenocristale de minerale feniice. Din această cauză, dacitele hidrotermalizate pot fi confundate cu apfitele. Observațiile microscopice au evidențiat prezența unei structuri porfirice cu pastă microgranulară. Rareori a fost observată o structură felsosirică la un dacit cu pasta felsitică din valea Virciorova. O altă apariție, puțin obișnuită, o are dacitul din valea Godeana, care prezintă o structură sferulitică, cu feldspatul dispus radial și cu pasta microfelsitică.

Plagioclazul se dezvoltă ca fenocristale rar sericitizate, alteori carbonatate. Indicele de refracție mai mic decît 1,54 indică un oligoclaz acid.

Cuarțul se întîlnește ca fenocristale corodate cu dimensiuni cuprinse între 1—3 mm. Un aspect aparte îl constituie prezența unor coroane de reacție, în jurul cuarțului, formate din plagioclaz și albit.

Biotitul este transformat în hidroxizi de fier ori muscovit (baueritizare) și niciodată nu a fost întîlnit în stare proaspătă.

Hornblenda are un habitus acicular care se observă și megascopic. Foarte frecvent, hornblenda este cloritizată și substituită ulterior de calcit.

Transformări hidrotermale importante afectează majoritatea dacitelor, ceea ce are ca rezultat cloritizarea completă a mineralelor feniice și sericitizarea plagioclazilor. O ultimă transformare hidrotermală este carbonatarea care înlocuiește atât feldspatul plagioclaz cît și pasta. Pasta dacitelor hidrotermalizate a fost sericitizată, cloritizată și ulterior carbonatată.

**4. Andezitele.** Aceste roci sînt mai puțin numeroase decît dacitele și apar sub forma unor dyk-uri care pot depăși uneori 2 km și cu grosimi de cîțiva metri. Din observațiile de teren rezultă că andezitele intersectează dacitele, ceea ce demonstrează că sînt mai noi decît acestea din urmă (bazinul Ponorna, S valea Radului și valea Virciorova).

Prezența fenocristalelor de plagioclaz, uneori bine dezvoltate le apropie de porfirele granodioritice. Deosebinca se poate face mult mai bine la microscop unde andezitele se caracterizează printr-o pastă microcristalină. Fiziografic au fost deosebite două tipuri de andezite; andezite cuarțifere cu augit și hornblendă și andezite porfirice cu hornblendă.

a) *Andezitele cuarțifere cu augit și hornblendă* se caracterizează printr-o culoare cenușiu închisă în care se disting mici fenocristale de pla-



gioclaz. Sub microscop fenocristalele de hornblendă sînt grupate formînd o structură glomeroporfirică, iar pasta este pilotaxitică.

Augitul este străbătut de o rețea de fisuri umplute cu clorit și carbonat; alteori este substituit complet de permin, care conține epidot.

Hornblendă aparține la două generații care se deosebesc între ele prin pleocroism și dimensiuni. Hornblendă verde-oliv apare ca fenocristale, pe cînd a doua generație de amfiboli este reprezentată printr-o hornblendă brună.

Plagioclazul este idiomorf, ușor sericitizat și carbonatat. El este reprezentat printr-un andezin cu un conținut de 43% An, ceva mai acid decît în andezitele porfirice.

b) *Andezitele porfirice cu hornblendă* sînt mai frecvente și se caracterizează prin prezența fenocristalelor de plagioclaz bine dezvoltate.

Hornblendă are un habitus prismatic, iar aspectul său poikilitic este o particularitate a acestui tip de roci. Pleocroismul slab indică un conținut redus în fier.

Biotitul însoțește hornblendă și este complet cloritizat.

Plagioclazul, în general proaspăt, apare în cristale zonare recurente. Rar este sericitizat și carbonatat. Cristalele sînt maclate albitkarlsbad și au un conținut în anortit cuprins între 48—50%, ceea ce indică un andezin. Pasta acestor andezite are o structură microgranulară.

Deși andezitele sînt mai proaspete decît dacitele, totuși unele dintre ele sînt transformate hidrotermal. În primul rînd a avut loc o propilitizare puțin avansată. Plagioclazul rămîne proaspăt, ușor sericitizat. O transformare mai puternică a determinat cloritizarea totală a mineralelor femice, iar plagioclazul este complet sericitizat. Sericitizarea poate invade și pasta, care, în același timp, este slab silicifiată.

5. **Aplitele.** Filoanele de aplice sînt sporadice, ele fiind întîlnite pe valea Viroerovița, valea Ramna și ca blocuri pe valea Godeana. Ele au o structură granulară allotriomorfă. Cuarțul în fenocristale submilimetrice este abundent. Marginile sale corodate sînt însoțite de mici coroane rezultate din alterația pastei. Feldspații sînt brunificați prin argilizare, iar biotitul este baueritizat. O hornblendă verde aciculară este uneori prezentă.

6. **Lamprofirele.** Diferențiatele bazice ale magmatismului banatic sînt reprezentate prin odinite, și un malchit, care se întîlnesc sub formă de dyk-uri ce străbat granodioritele. Pînă în prezent au fost puse în evidență 9 filoane de lamprofire.





a) *Malchitele* apar pe valea Ramnei, la marginea masivului granodioritic. Structura lor este hipidiomorfă și se caracterizează prin două generații de hornblendă, ceea ce le caracterizează.

b) *Odinitele* sînt mult mai răspîndite și fiziografic se aseamănă cu cele descrise de Codarcea (1931) la Ocna de Fier.

Mineralogic pot fi deosebite două tipuri: odinite cu uralit, odinite cu piroxen și hornblendă.

— Odinitele cu uralit apar în valea Vînceroviței suferind o transformare hidrotermală pronunțată. Acest lamprofir este de culoare mai închisă decît odinitele cu piroxeni și hornblendă. Plagioclazul apare sub microscop sub formă de bastonașe sericitizate sau calcitizate aproape complet. Uralitul se întîlnește în mici cristale și mai rar în fenocristale corodate, cu un habitus prismatic alungit. El mai păstrează foarte rar relicte de piroxeni. Hornblendă este destul de rară avînd un pleocroism accentuat: ng = verbe-brun; nm = brun deschis verzui; np = galben palid verzui; c:ng = 14°.

— Odinite cu piroxeni și hornblendă sînt un tip de lamprofire care prezintă o structură pilotaxitică divergentă către doleritică. Hornblendă este cu conture xenomorfe formînd agregate. Pleocroismul este puternic. În zonele marginale trece într-o hornblendă verde deschis, ceea ce indică o îndepărtare a fierului din rețea. Augitul apare ca relicte fiind în mare parte uralitizat. Unghiul de extincție c:ng = 46°. Biotitul este rar și însoțește hornblendă. Plagioclazul se întîlnește în baghete mai mult sau mai puțin alungite cu un început de sericitizare, deosebindu-se totuși macle de albit și albit — karlsbad. Plagioclazul este un labrador cu un conținut în anortit de 65%.

### III. CHIMISMUL ROCILOR BANATITICE

Pentru a defini chimismul rocilor eruptive banatitice de la Ascuțita Mare, precum și linia lor de evoluție dispunem de patru analize de roci, precum și de două analize de granodiorite efectuate de Elena Coliș (1969), cît și una de andezit provenită din valea Lozna. Valorile parametrilor Niggli, din tabelul anexat, încadrează rocile analizate în tipurile de magmă cuprinsă între normal gabbro-dioritică-granodioritică și granitică (tab. 2). Aciditatea rezultată din procentele gravimetrice este cu prînsă între 59 și 67% SiO<sub>2</sub>.



Încadrarea rocilor analizate în provinciile magmatice, după criteriul lui Peacock, rezultă din proiectarea sumea ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) și a  $\text{CaO}$  într-o diagramă (fig. 1). De aici rezultă un indice cu valoarea de 60, cifră care este foarte apropiată de cea a seriei calco-alkaline din Yellowstone (60, 3), Barth, 1951. Acest indice se apropie de cel calcoic.

TABELUL 1

Rezultatele analizelor chimice

Nr. probei	149	54	7	15	8	154	443
$\text{SiO}_2$	70,48	67,42	65,59	64,91	64,86	59,35	47,05
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,09	16,00	16,64	16,02	16,72	16,33	16,20
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,30	2,50	1,39	1,84	2,06	3,94	2,47
$\text{FeO}$	0,90	1,00	2,22	2,70	2,21	1,80	4,88
$\text{TiO}_2$	0,27	0,52	0,59	0,40	0,58	0,58	1,07
$\text{MnO}$	0,25	0,09	0,04	0,32	0,08	0,37	0,10
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,09	0,09	0,18	0,138	0,23	0,175	0,42
$\text{CaO}$	0,50	2,40	4,10	3,90	4,35	5,05	8,10
$\text{MgO}$	1,27	2,05	2,50	2,32	2,70	4,90	6,82
$\text{K}_2\text{O}$	2,42	2,16	2,87	2,70	1,92	2,05	1,84
$\text{Na}_2\text{O}$	3,85	3,90	3,24	3,58	2,93	4,00	3,37
S	0,037	0,12	—	0,052	0,05	0,021	—
$\text{CO}_2$	urme	urme	—	0,50	0,38	0,26	4,06
$\text{H}_2\text{O}^{-105^\circ}$	0,75	0,53	—	0,18	—	0,35	0,05
$\text{H}_2\text{O}^{+105^\circ}$	2,20	1,57	0,98	0,79	0,82	1,22	3,14
Total	100,40	100,35	100,34	100,35	99,89	100,39	99,57
P.C.	2,95	2,10	—	1,47	—	1,83	—

Proba nr. 149 — Aplit valea Vîrcorovița; 54 Dacit valea Radului; 7, 8 Granodiorit valea Vîrcorova; 15 Andezit valea Vîrcorovița; 154 Andezit valea Vîrcorova; 443 Andezit bazaltic valea Lozna.

TABELUL 2

Valorile parametrilor Niggli

Nr. probei	si	al	fm	c	alk	k	mg	li	c/fm	Grupa și tipul de magmă
443	121	24,6	41,8	22,3	11,3	0,26	0,62	2,17	0,53	normal-gabbrodioritică
154	173	28,1	39,5	17,2	15,2	0,24	0,54	0,86	0,43	cuart dioritică-peleitică
15	247	36,6	27	16,2	20,2	0,33	0,48	1,15	0,59	cuart dioritică
7	254	38	26	17	19	0,36	0,55	1,86	0,65	granodioritică-leucotonalitică
8	260	39,46	25,84	18,5	16,2	0,23	0,62	1,69	0,72	granodioritică
A54	285	40	27,5	10,9	21,6	0,26	0,57	1,15	0,39	granitică
149	304	46,3	22,9	2,9	27,9	0,28	0,44	1,25	0,12	leucogranitică-yosemitgranitică





Acest caracter ușor diferit de indicele caracteristic provinciei banatitice din Munții Apuseni sudici (Ianovici et al., 1969) poate fi pus în legătură cu prezența rocilor carbonatice care au contaminat puțin magma.

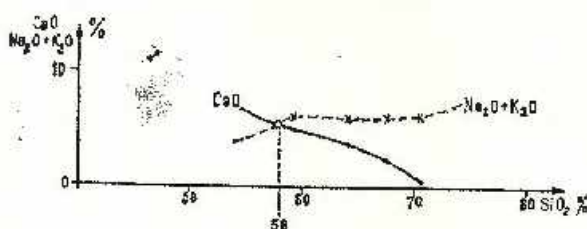


Fig. 1. — Indicele Peacock.  
Indice Peacock.

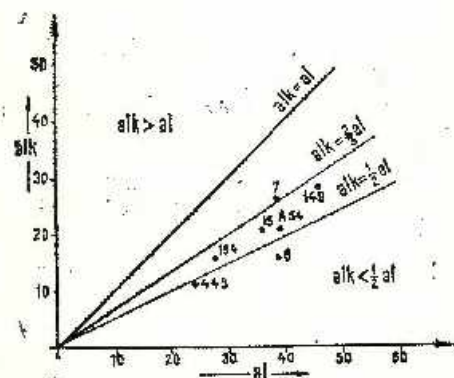


Fig. 2. — Diagrama al-alk.  
Diagramme al-alk.

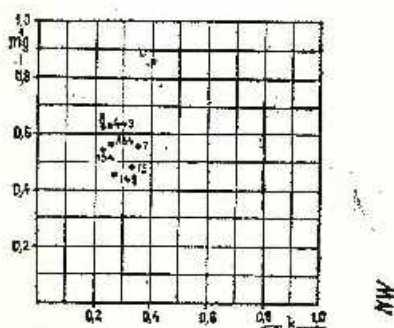


Fig. 3. — Diagrama K-mg.  
Diagramme K-mg.

În diagrama al/alk (fig. 2) banatitele se concentrează în câmpul intermediar alcalin cu excepția analizei nr. 8, care se proiectează în câmpul calco-alcalin, arătând aceeași tendință indicată de indicele Peacock.

O altă confirmare a consanguinității rocilor de la Ascuțita Mare este ilustrată de diagrama k/mg (fig. 3), unde valorile proiectate se concentrează sub diagonala 0,9 k și 0,9 mg, fapt ce dovedește caracterul subalcalin al provinciei banatitice. Pentru a ilustra evoluția magmatică

a rocilor eruptive din zona cercetată, reprezentăm diagrama de diferențiere (fig. 4).

Punctele de intersecție ale curbelor  $al = fm$ ,  $alk = fm$ ,  $alk = c$ , definesc valorile izofale și sînt indicativ pentru definirea provinciei banatitice (Codarcea 1931, Giușcă et al. 1966). Astfel, valoarea  $al = fm = 33$  este foarte apropiată de cea a banatitelor de la Ocna de

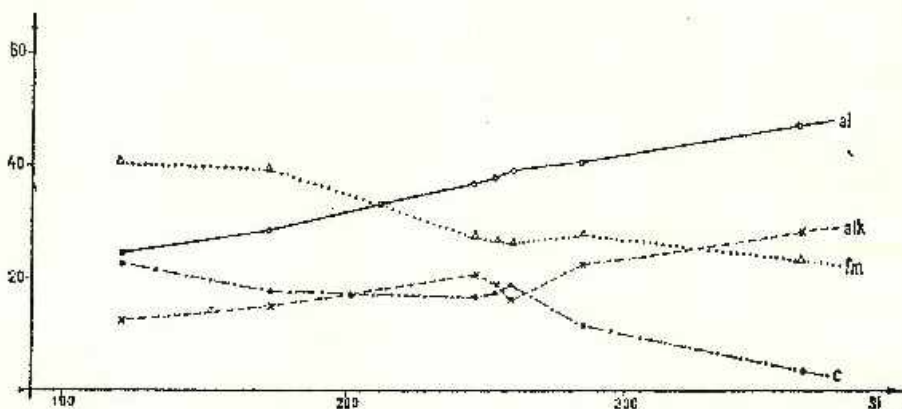


Fig. 4. — Diagrama de diferențiere a banatitelor de la Ascuțita Mare.  
Diagramme de différenciation des bannatites de Ascuțita Mare.

Fier, precum și de valorile stabilite de Giușcă et al. Această valoare izofală corespunde lui  $si = 212$ .

În privința intersecției curbelor  $c/alk$  și  $fm/alk$  rezultă cifre foarte apropiate de valorile stabilite pentru rocile banatitice din munții Apuseni.

Din observarea diagramei de diferențiere a rocilor banatitice rezultă că limitele de variație ale parametrului „ $si$ ” sînt cuprinse între 121—364. Curbele de variație indică o diferențiere pe un interval mai restrîns avînd tendințe mai puțin pronunțate spre magme bazice și mai pronunțate către magme acide.

#### IV. METAMORFISMUL DE CONTACT

Masivul granodioritic de Ramna este înconjurat de o aureolă de contact importantă avînd o formă alungită și asimetrică (pl. II). Sediamentele argiloase și grezoase au fost transformate în roci cornificate și corneene care prezintă frecvente texturi rubanate. Studiul microscopic a pus în evidență prezența unor corneene cu biotit, corneene cu piro-





xeni, corneene cuarțo-feldspatică cu piroxeni  $\pm$  amfiboli (tactite). Rocile calcarease au fost transformate în aureola de contact în carbonatite cu flogopit, marmore cu silicați și skarne, în parte mineralizate. Efectul metamorfismului izochimic este redus ca intensitate, lucru dedus prin prezența biotitului. Cordieritul și andaluzitul nu au fost întâlnite pînă în prezent<sup>8</sup>. O recristalizare a sedimentelor carbonatice a avut ca rezultat formarea de marmore. Ulterior rocile din aureola de contact au fost afectate de un metamorfism allochimic puternic manifestat prin procese metasomatice. În corneene, metasomatoza de magneziu și fier, cu introducerea de dioxid de siliciu a generat actinolit, hornblendă, diopsid, hedenbergit, transformându-le în tactite. Sedimentele calcarease metamorfizate în marmore au fost supuse procesului de metasomatoză, ceea ce a dus la formarea de carbonatite cu flogopit, marmore cu granați și uneori cu piroxeni. Cînd metasomatoza a fost foarte puternică, marmorele au fost transformate în skarne. Paragenezele caracteristice din skarne sînt următoarele :

- granat (grosular)  $\pm$  diopsid ;
- grosular, epidot, hematit, magnetit ;
- granat, diopsid, vezuvian, wollastonit ;
- vezuvian, epidot, plagioclaz.

Zonele constituite aproape exclusiv din skarne sînt situate la N și S de valea Radului, precum și la S de confluența văii Godeana cu valea Vînciorova, însumind 0,8 kmp, depășind ca suprafață zonele de skarne de la Oama de Fier (0,68 kmp), precum și din valea Loznei (0,39 kmp).

Din repartitia spațială a paragenezelor întîlnite în skarne rezultă că metamorfizarea calcarelor nu a fost progresivă urmărind succesiunea stabilită de Bowen. Aceasta se datorește faptului că pe lîngă efectul temperaturii, formarea mineralelor a fost condiționată și de o metasomatoză a cărei acțiune s-a manifestat neuniform.

În apropierea granodioritului s-au format skarne cu wollastonit și vezuvian, fapt ce indică o temperatură de peste 750°. Prezența acestor minerale a fost semnalată și de Minzatu et al. (1969).

Condițiile termice din zona periferică a aureolei de contact nu au depășit temperatura de 365° la o presiune de 100 bari. Estimarea acestor condiții este dedusă prin prezența paragenezei cuarț-calcit din carbonatitele cu flogopit, care nu au intrat în reacție datorită faptului că nu

<sup>8</sup> Prezența acestor minerale a fost stabilită însă în anclave de către Silvia Minzatu, 1969.

au depășit această temperatură. Flogopitul din calcare a rezultat printr-un aport de magneziu. În zonele mai întinse unde sînt prezenți piroxenii și hornblenda, intervalul de temperatură rezultat din date experimentale a fost de 515—650°. Temperatura de 650° a fost atinsă în această zonă, ceea ce rezultă din prezența antofilitului citat de Stanciu<sup>9</sup>.

## V. TECTONICA

Bazinul Rusca Montană este o depresiune intramontană situată în cristalinelul getic, alcătuit din sedimente care aparțin în mică măsură Carboniferului superior (Dincă, 1963), urmînd apoi o largă dezvoltare a depozitelor cretacic superioare, care stau transgresiv pe fundamentul cristalin. În afundarea perisindinală de la Lunca Cernei, partea NE a bazinului a fost colmatată cu sedimente miocene.

Stîva de sedimente neocretacic formează o largă structură sindinală orientată ENE-WSE. În partea de N a acestei structuri a fost stabilită prezența anticlinalului Poietei—Varnița, dirijat E-W, al cărui flanc nordic este încălecat de cristalinelul epimetamorfic din Poiana Ruscă (Dincă, Zimmermann, 1963). Regiunea pe care am cercetat-o este situată pe flancul de nord al sindinalului major Oțelul Roșu—Rusca Montană și este constituită din sedimente cretacic superioare și în mică măsură, din sedimente panoniene slab înclinate. Sedimentele cretacice au direcție predominantă NE-SW cu căderi de 20—50° spre SE. Cuto minore au fost puse în evidență în versantul drept al văii Godeana, reprezentate printr-un mic sinclinal și un anticlinal al cărui ax este mai evident în terminația lui estică. Orientarea lor ortogonală față de axul sindinalului Oțelul Roșu—Rusca Montană deschide o problemă de interpretare. Prezența unei dislocațiuni situate la SW sugerează un compartiment ridicat și cutat în mișcări savioce. Compartimentul probabil se limitează la N cu o falie aproximativ paralelă cu valea Godeana.

Falia Slobozi—Mijlocina stabilită de Dincă pare să fie fragmentată între valea Godeana și valea Mijlocina. În această zonă mai sînt necesare observațiuni în extindere. La S de granodioritul de Ramna au fost stabilite două dislocații transversale orientate NW-SE, dintre care una între valea Virciorovei și valea Ramna și alta la SW de vîrfurile Coman. O fractură de forfecare mai importantă a fost semnalată pe valea Ramna, unde are o orientare ușor diferită de cea stabilită anterior

<sup>9</sup> Op cit. pct. 7.





(Dincă, 1963). În interfluviul cuprins între valea Vîndiorovei și valea Fleșa Mare a fost identificată o falie cu direcția N-S care explică lipsa conglomeratului bazal maestrichtian.

Mișcările mai recente rhodaniene au determinat în valea Pomorna formarea unei falii care separă aglomeratele daniene de sedimentele pannoniene.

O trăsătură importantă a masivului granodioritic de Ramna este poziția lui chiar la limita dintre formațiile Turonian-Coniacian și Santonian-Campaniene. Punerea în loc a granodioritelor postmaestrichtiene a fost favorizată de prezența unei fracturi direcționale în profunzime, paralelă cu limita dintre formațiunile sedimentare, însă înclinând puternic către marginea de vest a bazinului. Contactul dintre masiv și sedimentele cretace superioare este mult mai înclinat în partea de vest decât cel de pe marginea de est, ceea ce rezultă din conturul corpului eruptiv cât și din prezența unor apofize. Tectonica disjunctivă a solicitat placa de piroclastite andezitice maestrichtiene, sedimentele cretacic superioare cât și granodioritul de Ramna, iar de-a lungul fracturilor s-au consolidat numeroase filoane de dacite, care corespund unui sistem orientat N 10°E-N 10°W.

## VI. MINERALIZAȚIA

Epoca metalogenetică de care aparțin ivirile de oxizi și sulfuri de la Ascuțita Mare corespunde magmatismului banatitic reprezentat printr-o mineralizație pirometasomatică și alta hidrotermală.

### A) Mineralizația pirometasomatică

Fluidele degajate din magma granodioritică au intrat în reacție chimică cu rocile înconjurătoare, conducînd la formarea de minerale caracteristice aureolei de contact. Aparținînd acestei faze metalogenetice am recunoscut prezența magnetitului cu textură masivă cât și a magnetitului sub formă diseminată în masa mineralilor de skarn. În endoskarne, cu totul izolat, a fost observat magnetit cu textură rubanată, în versantul drept al văii Radului.

Studiul calcografic a surprins asocierea frecventă a magnetitului I cu hematitul I. Hematitul I a rezultat în urma unei martitizări. Această martitizare incipientă este evidentă atît de-a lungul fezelor de octaedru cât și în magnetitul cu textură masivă. În secțiunile lustruite au fost observate diferite stadii de martitizare (pl. I, fig. 1).



## B) Mineralizația hidrotermală

Soluții hidrotermale au generat la N de valea Radului o mineralizare predominant cupriferă. Corespunzător acestei etape s-au format: hematit II, magnetit II, pirită, bornit, calcopinită și galenă.

Hematitul II formează impregnări sub forma unei rețele neregulate sau ca lamele curbate cît și agregate prismatice grupate radiar. Acest mod de prezentare în agregate prismatice este caracteristic hematitului depus din soluții hidrotermale (Ramdohr, 1960).

O asociație diagnostică pentru originea hidrotermală o dă parageneza hematit-pirită care a fost observată la N de valea Hera.

O înlocuire caracteristică a hematitului cu magnetit II este dovedită prin dezvoltarea aciculară a magnetitului în care pot fi observate relicte de hematit constituind pseudomorfoze evidente.

Magnetitul II a fost observat și ca depuneri pe diaclaze în granodiorite și porfirele granodioritice cunoscute la S de valea Hera.

Bornitul participă în proporția cea mai mare la alcătuirea zonei mineralizate. El se întîlnește frecvent ca diseminări în masa mineralelor de skarn și mai rar formează mase compacte. De cele mai multe ori, bornitul este înlocuit în zonele periferice de calcozină, punînd în evidență o structură de reacție (pl. I, fig. 2).

Alteori, cînd procesul este avansat, bornitul este complet înlocuit de calcozină. În unele cristale de bornit au fost observate dezamestecuri de calcopinită.

Calcopirita a fost recunoscută sub două aspecte: ca filonașe cu dimensiuni milimetrice și impregnații în skarne. Cu totul izolat s-a întîlnit și calcopirita masivă în blocuri.

Calcozina provine din bornit, după cum rezultă din studiul microscopic. Mai rar înlocuiește calcopirita. Prezența calcozinei este un indiciu al zonei de cementație.

Malachitul și azuritul sînt principalele minerale din zona de oxidație. A mai fost observat și crisocol, cît și cruste de culoare neagră de oxid de cupru.

Odată cu formarea skarnelor, în etapa pirometasomatică, s-a depus magnetitul I care nu formează concentrațiuni importante.

Prezența skarnelor cu vezuvian, grosular și magnetit indică temperaturi ridicate (700—750°), care au dominat în partea internă a aureolei de contact. Hematitul I este un produs al martitizării magnetitului, fenomen stimulat de apariția soluțiilor postmagmatice sulfidice. Formarea





hematitului I este un indiciu de telescopare a procesului pirometasomatic spre cel hidrotermal.

Etapă de formare a soluțiilor hidrotermale începe cu precipitarea hematitului II și magnetitului II și se continuă cu cristalizarea piritei, bornitului, calcopiritei, galenei. Prezența magnetitului II depus pe fisuri și a hematitului II sub formă de prisme alungite, aciculare este un indiciu al originii lor hidrotermale de temperatură ridicată (Ramdohr, 1960).

De asemenea, dezamestecul de calcopirită în bornit confirmă, după tabelul lui Beaman, o temperatură de formare în jur de 475° (hipotermală).

### BIBLIOGRAFIE

- Barth F. W. T. (1951) *Theoretical Petrology*, London.
- Bowen N. L. (1940) Progressive metamorphism of siliceous Limestone and dolomite. *Journ. geology* 48, Chicago.
- Cantuniară St. (1941) Études géologiques dans les Monts Poiana Rusca, Basin de Rusca, Région du Rușchița. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXVII. București.
- Codarcea Al. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană (Jud. Caraș-Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV. București.
- Dincă Al., Zimmermann P. (1964) Contribuțiuni asupra dislocației Tincova-Palom din partea de SW a masivului Poiana Rușcă. *D. S. Com. Geol.* L/II (1962—1963), București.
- Tocorjescu Maria, Stăilă Al. (1972) Despre vîrsta depozitelor continentale cu dinosaurieni din bazinele Hațeg și Rusca Montană. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4. București.
- Giușcă D., Cioflică G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banățice. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV. București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu P., Borcoș M., Lupu M., Bieahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi Editura Tehnică. București.
- Mînzatu Silvia, Colios Elena, Udrescu Constanța (1969) Granodioritele contaminate de la Ascuțita Mare (masivul Poiana Rușcă). *Stud. Cerc. geol. geof. geogr. Ser. geol.* 14, 1. București.
- Ramdohr P. (1960) Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie — Verlag, Berlin.
- Schafarzik Fr. (1908) Die Geologischen Verhältnisse der Umgebung von Ruszkabanya. *Jahrb. d. k. Ung. Geol. Anstalt f.* 1908. Budapest.



CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES ROCHES  
BANATITIQUES ET DE LA MINÉRALISATION  
D'ASCUȚTA MARE (BASSIN DE RUSCA MONTANĂ)

(Résumé)

Dans la partie ouest du bassin néocrétacé de Rusca Montană-Lunca Ceraci, un corps intrusif de granodiorites a fait l'objet de nos recherches. Les formations sédimentaires environnantes appartiennent au Cénomaniens constitué de conglomérats et de grès surmontés par les assises argileuses et les calcaires fins du Turronien-Coniacien, auxquels succèdent les dépôts gréseux du Santonien-Campanien. Un niveau de conglomérats transgressifs marque le début du Maestrichien, auxquels s'associent des grès qui sont recouverts par un manteau de pyroclastites andésitiques, dont l'épaisseur dépasse 600 m. Dans la partie S on trouve des sables et des graviers pannoniens d'extension réduite.

L'activité volcanique a débuté par des manifestations explosives qui appartiennent à la phase sous-hercynienne. Les mouvements taramiens ont facilité par la suite l'accès des banatites. Les produits volcaniques sous-hercyniens sont représentés par des tufs andésitiques à augite, à hypersthène et à hornblende. Ce volcanisme a précédé la mise en place du massif granodioritique de Ramna, appartenant à la province banatitique. Ce massif a une forme allongée (pl. II) et il est formé par des granodiorites à hornblende et à biotite, qui sont les roches les plus fréquentes. Un faciès porphyrique est présent en bordure E du massif. De nombreux dycks accompagnent le massif de Ramna: des dacites traversent les granodiorites, ainsi que les dépôts sénoniens et les pyroclastites. Des transformations hydrothermales ont affecté les dacites qui ont la hornblende chloritisée, la biotite substituée par de la muscovite et les plagioclases séricitisés. Les andésites sont moins fréquentes que les dacites et sont ultérieures à ces dernières, car elles les recoupent. On trouve des andésites quartziques à augite et à hornblende et des andésites porphyriques à hornblende. Ces dernières se rapprochent des porphyres granodioritiques qui prédominent dans la vallée Cljmboca. Les aplites et les lamprophyres sont plus rares. Ce sont surtout des odinites à ouralite à relictes d'augite et à hornblende. Des roches à caractère alcalin sont représentées par des nordmarkites, constituant deux petits dycks qui recoupent les skarns situés au S du massif de Ramna. Les valeurs pétrochimiques indiquent un chimisme chalcocalcain, mais l'indice Peacock est un peu plus élevé (60) par rapport à celui des banatites normales (56), Giușcă et al (1966). Ce fait peut résulter par l'assimilation du magma des roches carbonatées.

Une importante auréole de contact entoure le massif de Ramna: on y trouve des cornéennes à biotite, des tactites, des marbres à silicées et des skarns.

Le métamorphisme isochimique a été assez réduit, déterminant la formation de la biotite. Par contre, le métamorphisme allochimique qui a suivi a intéressé une surface plus étendue. La metasomatose du Mg et du Fe avec introduction de SiO<sub>2</sub> dans les cornéennes a déterminé la cristallisation de l'actinolithe, du diopside et de l'hédenbergite, en les transformant en tactites. Les paragenèses des skarns sont indiquées plus haut (pag. 7).

L'intrusion du massif de Ramna s'est produite dans le flanc du synclinal majeur Oțetul Roșu-Rusca Montană, justement à la limite du Turronien-Coniacien





avec le Santonien-Campanien. Cette intrusion post sénonienne a été favorisée par une cassure parallèle avec la limite des formations sédimentaires.

La tectonique disjonctive a fracturé la plaque de pyroclastites andésitiques, les dépôts néocrétacés, ainsi que le massif de Ramna. Un système orienté N 10° E- N 10° W a permis la venue de nombreux dycks de dacites accompagnés d'andésites.

L'étude de la minéralisation nous a permis de déceler deux étapes de formation : l'une pyrométasomatique, suivie par une autre hydrothermale. La minéralisation pyrométasomatique est représentée par la paragenèse magnétite-hématite. Cette dernière résulte à partir de la magnétite par martitisation. Ces oxydes sont disséminés dans les skarns à grenats, sans former des amas ou des lentilles. La présence de l'hématite est une indication de télescopage de la minéralisation pyrométasomatique par celle hydrothermale. L'étape hydrothermale est caractérisée par une minéralisation surtout cuprifère.

La succession de formations des minéraux est la suivante : hématite II, magnétite II, pyrite, bornite, chalcopyrite, galène.

La cristallisation de la chalcopyrite, partie de la bornite, indique une température d'environ 475°, ce qui correspond à une phase hypothermale.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

### Planche II

#### Carte géologique de la zone Ascuțita Mare

Roches sédimentaires : 1. Alluvions ; 2. Terrasses supérieures ; 3. Cône de déjection : Pannonien. 4. Gravieres : Maestrichtien. 5. a. Pyroclastites grossières, b. Pyroclastites fines ; 6. a. conglomérat basal ayant de l'actinolithe, b. grès quartzitiques. Tuffites : Santonien ; 7. grès : Turonien — Coniacien ; 8. Argiles, siltites, marès, marnocalcaires, cornifiées et affectées par métasomatose (Tactites) : Cénomaniens ; 9. grès fins micacés. Roches éruptives (banatitiques) : 10. Aplites Ap. Lamprophyre. 11. Dacites ; 12. Porphyres granodioritiques ; 13. Andésites ; 14. Granodiorites. Métamorphisme de contact. 15. Marbres ; 16. Skarns grenatifères ; 17. Bornite, chalcopyrite, covéline, malachite azurite ; 18. filon de quartz hydrothermal ; 19. axe d'anticlinal ; 20. Axe de synclinal ; 21. Faille ; 22. Position de la coupe géologique.





PLANȘA I



PLANȘA I

Fig. 1. — Magnetit I (1) înlocuit parțial cu hematit I (2).

Magnetite I (1) remplacé partiellement par de l'hématite I (2).

Fig. 2. — Structură de reacție în zona de cimentare: bornit (1), calcozină (2), hematit (3).

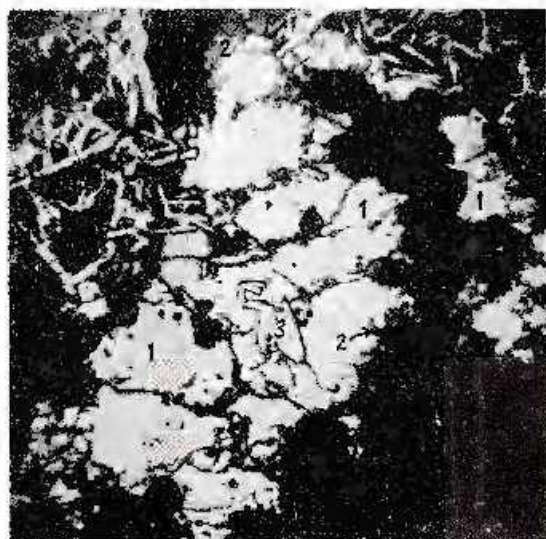
Structure de réaction de la zone de cimentation bornite (1), chalcocine (2), hématite (3).







1



2

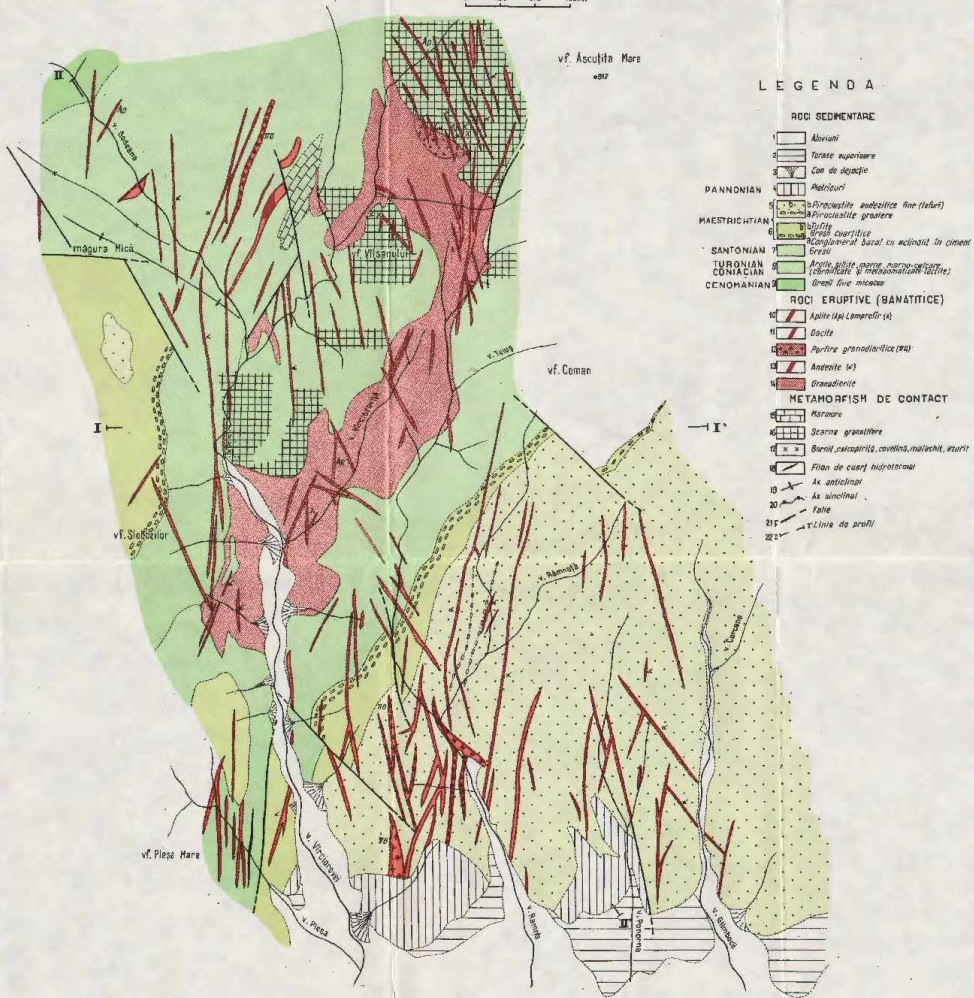
Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII/2.



N. GHERASI-P. CIORNEI-P. ZIMMERMANN

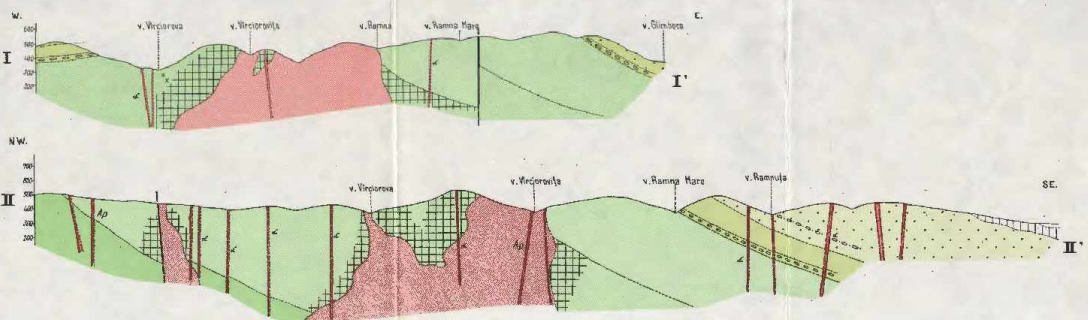
# HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI ASCUȚITA MARE (POIANA RUSCĂ DE SUD)

0 250 500 750m.



## SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN ZONA ASCUȚITA MARE (POIANA RUSCĂ DE SUD)

0 250 500 750m.





## 2. ZĂCĂMINTE

---

### STUDII ASUPRA ZĂCĂMINTELUI DE PIRITĂ CU MAGNETIT DE LA ALTÎN TEPE (DOBROGEA CENTRALĂ) II. POZIȚIA STRATIGRAFICĂ A MINERALIZAȚIEI<sup>1</sup>

DE

MIRCEA MUREȘAN<sup>2</sup>

---

#### Abstract

Study of the Altîn Tepe Magnetite-bearing Pyrite Ore Deposit (Central Dobrogea). II. Stratigraphical Position of Mineralization. The Altîn Tepe Series, wherein the ore deposit with the same name is located, is built up of four stratigraphical complexes: the lower terrigenous complex, the basic tuffagenous complex, the middle terrigenous complex and the upper terrigenous complex. The volcano-sedimentary ore deposits from Altîn Tepe and the nearby situated similar ones are interbedded within the upper terrigenous complex, where they are grouped at two horizons. The upper horizon contains the most important concentrations among which the most conspicuous are the lens-shaped bodies of the Altîn Tepe ore deposits. The former are disposed at close stratigraphical levels: the II lens is the lower one, the III lens has an intermediary position, whereas the I lens occupies the upper part of the sequence of the ore deposit. The initial basic magmatic stage, genetically related to the Altîn Tepe ore deposit, has developed in the course of three phases; the metallogenesis has unfolded starting from the end of the second phase up to the end of the third phase.

Zăcămintul Altîn Tepe, care apare în partea nordică a Dobrogei centrale, a ridicat, încă de la descoperirea sa (Pascu, 1904), o serie întreagă de probleme în legătură cu geneza sa și cu poziția pe care o ocupă în stiva de roci metamorfice care-l găzduiesc. Dificultățile legate de rezolvarea acestor chestiuni sînt atestate de către multitudinea și

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 12 februarie 1971.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff, nr. 55, București.



diversitatea concepțiilor adoptate de diferiți cercetători ai zăcămintului și ai regiunii Altîn Tepe. Întrucît concepțiile genetice condiționează implicit pe cele care se referă la poziția zăcămintului și a mineralizațiilor similare, aflate în zonele învecinate acestuia, este natural să existe tot atîtca păreri, în ceea ce privește ultimul aspect, cîte există și în privința proceselor metalogenetice răspunzătoare de formarea acumulațiilor de tip Altîn Tepe.

Astfel pentru cei care acceptă că minereul de la Altîn Tepe este epigenetic (Pascu, 1904, 1906, 1909, 1914, 1916; Motăș, 1913; Nițulescu et. al., 1967), problema localizării zăcămintului este pusă în legătură cu liniile de minimă rezistență postmetamorfice create în sisturile cristaline înconjurătoare, linii care au putut constitui căi de acces pentru fluidele mineralizatoare. În această concepție este posibil ca în regiune minereuri asemănătoare să poată exista în toate tipurile de roci metamorfice, care au fost supuse tectonizărilor disjunctive anterior mineralizației.

Odată cu cercelările efectuate de către Codarcea și Petruțian (Petruțian, 1951)<sup>3</sup>, care au emis ideea „dublei geneze” pentru zăcămint, problema poziției în spațiu a acestuia și a altor concentrații similare din regiune, apare mai complexă. Astfel, pentru partea sedimentogenă a actualului minereu, reprezentată prin pirită și magnetit, ne putem aștepta ca ea să fie supusă unui control stratigrafic, întrucît astfel de momente speciale de formare a unor astfel de minerale, nu au putut fi foarte multe și s-au produs numai în anumite etape ale sedimentogenezei inițiale; în schimb pentru calcopirita, blenda și alte minerale considerate de autorii menționați ca fiind hidrotermale, postmetamorfice, problema se reduce în fond tot la a găsi căile de acces ale unor soluții hidrotermale și a structurilor favorabile unde acestea și-au putut depune sarcina lor metalică; în cazul de la Altîn Tepe ar fi deci o coincidență că tocmai unde au existat lentilele pirito-magmatitice sedimentare s-au depus calcopirita, galena, blenda, etc. pe fisurile minereului sedimentogen deja metamorfozat regional.

Concepțiile care acceptă singeneza zăcămintului, de la Altîn Tepe (origine sedimentară, după Gheorghiu, 1958; origine vulcanogen-sedimentară, după Mureșan, 1964, 1969) implică localizarea acestuia

<sup>3</sup> Al. Codarcea, N. Petruțian. Zăcămintul de pirită cuprifără de la Altîn Tepe. 1942, 1948. Arh. Inst. Geol., București.

Al. Codarcea, N. Petruțian. Report geologic asupra dezvoltării zonei mineralizate de la Altîn Tepe, între Sacar Bair și dealul Ieniocru. 1948. Arh. Inst. Geol., București.





la anumite nivele stratigrafice, respectiv un control stratigrafic al minereului.

Într-o lucrare anterioară (Mureșan, 1969) am argumentat cu ajutorul a numeroase date geologice, mineralogice texturale și microtectonice că lentilele de minereu de la Altin Tepe reprezintă acumulări vulcanogen-sedimentare, ulterior metamorfizate regional odată cu rocile înconjurătoare. Totodată am ridicat problema controlului stratigrafic al zăcămintului, care împreună cu mineralizațiile aflate în prelungirea acestuia spre SE (spre Ceamurlia de Sus) se localizează la nivele apropiate în cuprinsul unui singur orizont stratigrafic, monoclinal și orientat NW-SE, situat la partea superioară a unei stive de roci metamorfice, ce cuprinde printre altele și produse ale magmatismului bazic inițial, reprezentate prin metagabrouri, metadolerite, metaserpentine și metatufuri bazice.

Gurău (1968, 1971), extrapolând ideea sa conform căreia lentilele ce constituie zăcămintul Altin-Tepe ar reprezenta budine eşalonate, rezultate din fragmentarea sinmetamorfică a unor nivele inițial continui de minereu (astfel lentilele I, II și minereurile de la Movila Goală — ultimele localizate de fapt în seria șisturilor verzi, n.n. — ar reprezenta nivelul inferior de minereu; nivelul superior ar fi cel al lentilelor III și IV, budinate și etc), orientate WNW-ESE, susține că și formațiunile scriei de Altin-Tepe sînt dispuse după o direcție similară, întrucît există relații de concordanță între corpurile de minereu și formațiunile acestei serii.

#### I. POZIȚIA ZĂCĂMINTULUI ALTIN-TEPE ÎN CADRUL STRUCTURAL AL DOBROGEI

Din punct de vedere tectonic zăcămintul Altin-Tepe aparține Dobrogei centrale, unitate structurală interpusă între Dobrogea sudică și cea nordică, unități de care este separată prin importante dislocații: linia Capidava-Ovidiu (în sud) și linia Peceneaga-Camena (în nord).

Zăcămintul este situat în partea septentrională a Dobrogei centrale, caracterizată prin prezența unei fișii relativ înguste de roci metamorfice cu cristalinitate avansată — cristalinul de Altin-Tepe — care apare de sub seria șisturilor verzi, larg răspîndite în unitatea majoră menționată. Cristalinul de Altin-Tepe este constituit din seria de Altin-Tepe (alcătuită din roci terigene, tufogene și acumulările vulcanogen-sedimentare de sulfuri ș.a.) și rocile eruptive intruse premetamorfic în aceasta.

Cercetările noastre recente (Mureșan, 1971) au arătat că cristalinul de Altin-Tepe apare într-o fîreastră tectonică, constituind „unitatea



carpiană" peste care este șariată „unitatea istriiană” alcătuită, la zi, din seria șisturilor verzi (pl. I, II).

Această fereastră tectonică, orientată NW-SE, se întinde pe o lungime de aproximativ 20 km și prezintă lărgimea sa maximă, de circa 3 km, în dreptul localității Altin-Tepe. Partea nord-estică a ferestrei este limitată de dislocația Peceneaga-Camena, în care se oprește linia de șariaj dintre unitatea istriiană și cea carpiană.

Vârsta șariajului istriian am apreciat-o pe baza datării prin metoda K/Ar (Codarcea-Dessila et al., 1966) a rocilor diaforitice ce-l însoțesc, la 206—228 mil. ani, ceea ce ar corespunde mișcărilor intra-triasice. El este mai vechi decât înălțarea Dobrogei centrale peste cea nordică, pe care am considerat-o că s-a produs în legătură cu mișcările chimerice intrajurasice (probabil la sfârșitul Liasicului).

Zăcămintul vulcanogen-sedimentar metamorfozat de la Altin-Tepe aparține unității carpiene, fiind localizat în seria de Altin-Tepe, care apare în fereastra tectonică sumar descrisă mai sus<sup>4</sup>.

## II. AMPLASAREA ZĂCĂMINTULUI ÎN CADRUL SERIEI DE ALTIN-TEPE

În vederea stabilirii poziției zăcămintului de la Altin-Tepe în stiva șisturilor cristaline, care-l găzduiesc, a fost necesar să cartăm stratigrafic și structural întreaga arie ocupată de seria de Altin-Tepe, deoarece cartările geognostice, efectuate de cercetătorii anteriori ai regiunii, nu puteau da rezolvări satisfăcătoare acestei probleme.

### A) Date asupra stratigrafiei seriei de Altin-Tepe

În cadrul seriei de Altin-Tepe am deosebit mai multe complexe cu valoare stratigrafică, a căror succesiune, de jos în sus, este următoarea (fig. 1): complexul terigen inferior, complexul tufogen bazic, complexul terigen mediu, și complexul terigen superior. Între acești termeni stratigrafici există continuitate de sedimentare; ei aparțin unei stive sedimentare unitare (actualmente metamorfozată regional), a cărei grosime cunoscută depășește 2000 m.

<sup>4</sup> Situația zăcămintului Altin-Tepe în Dobrogea Centrală, exclude, după părerea noastră, orice legătură genetică a acestuia cu formațiunile eruptive paleozoice și mezozoice din Dobrogea nordică, deoarece între cele două unități există relații tectonice și deosebiri foarte pronunțate în ceea ce privește evoluția lor geologică, până în Liasic inclusiv.





1. **Complexul terigen inferior.** Acest complex ( $> 500$  m), constituie termenul cel mai vechi, cunoscut la suprafață, al seriei de Altin-Tepe. El este format dintr-o alternanță de micașturi, paragnaise și cuarțite. Complexul alcătuiește o fișie orientată în ansamblu NW-SE, care este delimitată în principal, spre NE, de linia Pcceneaga-Camena.

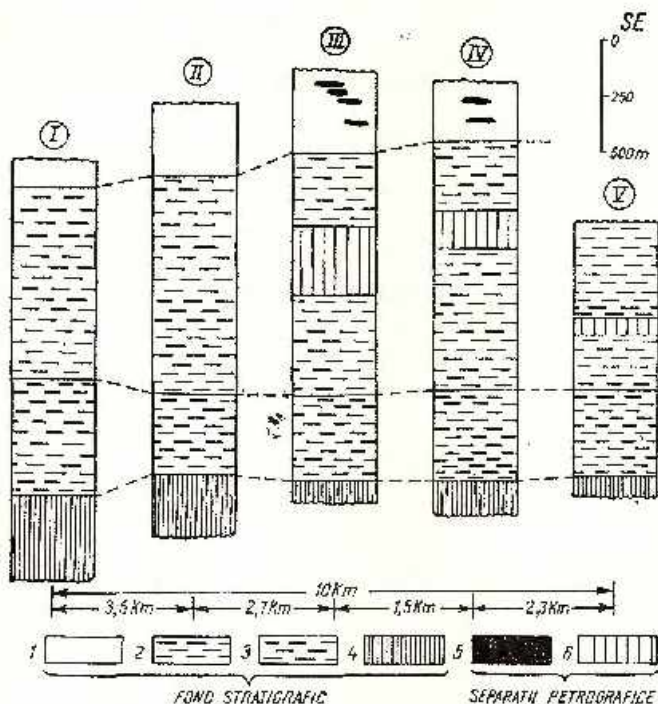


Fig. 1. — Coloane stratigrafice în seria de Altin Tepe.

1, complexul terigen superior ; 2, complexul terigen mediu ; 3, complexul tufogen bazic ; 4, complexul terigen inferior ; 5, acumulări vulcanogen-sedimentare de sulfuri de tip Altin Tepe ; 6, zone principale cu sill-uri de metagabbrouri, înafara complexului tufogen bazic ; I, Zona Olasca Balca—culmea Sacar Bair II ; zona Valea Plopiiilor—culmea Sacar Bair I ; III, zona Altin Tepe—Valea Minci ; IV, zona Puțul IV—sud de Camena ; V, zona de la nord de Ceamurliia de Sus.

#### Colonnes stratigraphiques dans la série d'Altin Tepe.

1, complexe terrigène supérieur ; 2, complexe terrigène moyen ; 3, complexe tuffogène basique ; 4, complexe terrigène inférieur ; 5, accumulation volcanogène-sédimentaire de sulfures de type Altin Tepe ; 6, zones principales à sills de métagabbros, en dehors du complexe tuffogène basique ; I, Zone Olasca—Balca—sommet Sacar Bair II ; II, zone Valea Plopiiilor—sommet Sacar Bair I ; III, zone Altin Tepe—Valca Minci ; IV, zone Puțul IV—au S de Camena ; V, zone au N de Ceamurliia de Sus.

**2. Complexul tufogen-bazic.** Acest termen stratigrafic (350—550 m) este constituit în ansamblu dintr-o masă de amfibolite rubanate (meta-tufuri bazice), în care apar intercalații subțiri de micașisturi și de paragnaise. Formațiunile tufogene și terigene ale acestui termen stratigrafic găzduiesc numeroase silturi de metagabbrouri.

**3. Complexul terigen mediu.** Acest complex constituie cel mai gros pachet stratigrafic (850—1250 m) al seriei de Altin-Tepe. El este alcătuit dintr-o alternanță ritmică, de tip fliș, de micașisturi și cuarțite, la care participă, într-o măsură mai mică, și paragnaise. În unele zone mai apar și intercalații de metatufuri bazice, care se efilează repede pe direcție. De asemenea apar, relativ rar, mici silturi de metagabbrouri și metadiorite.

Ritmul cel mai frecvent întâlnit în complex este alcătuit, începând din bază spre partea sa superioară, din cuarțit masiv cu puțin biotit, cuarțit biotitic (uneori cu ceva muscovit), șist cuarțos biotitic cu muscovit, micașist cuarțos muscovito-biotitic; succesiunea continuă apoi fără nici o tranziție din nou cu cuarțite ș.a.m.d. Uneori din microsucesiunea descrisă pot lipsi unii termeni de tranziție, fapt care nu reușește totuși să mascheze creșterea cantitativă a filosilicaților în dauna cuarțului spre partea superioară a ritmului.

Grosimea unui astfel de ritm variază de la 20 cm la 1 m. El exprimă aspectul metamorfic al unui ritm normal incomplet arenit-siltit, care, fiind cel mai răspândit, conferă succesiunii în care apare caracterul unui fliș grezos, actualmente metamorfozat.

În unele cazuri, cuarțitele sînt înlocuite prin paragnaise, care uneori prin structură amintesc de grauacke metamorfozate — ele au fragmente litice cuarțo-feldspatice. Se observă că ritmurile care încep cu cuarțitele predomină mai ales în jumătatea superioară a complexului terigen mediu, cele cu paragnaise fiind mai răspândite în părțile sale inferioare.

Menționăm că ritmuri similare (mai ales de tipul metamorfozat al cuplului arenit-siltit) au fost întâlnite la toate nivelele seriei de Altin-Tepe, cu excepția complexului tufogen bazic<sup>5</sup>, dar ele sînt mai largi, depășind frecvent 1 m. Deci în ansamblu s-ar putea afirma că această serie are caracterul unui fliș metamorfozat.

<sup>5</sup> În complexul terigen inferior, aceste ritmuri au fost observate în puține cazuri, probabil în bună parte datorită faptului că din acest complex cunoaștem o grosime mică și că el se situează într-o zonă cu puține deschideri naturale.





Presupunem că micașiturile cu staurolit descrise de Cosma et. al. (1962) provin din acest complex. Prezența staurolitului și paragenezele mineralogice întâlnite în complexele descrise până acum arată că metamorfozarea regională a acestor termeni stratigrafici a decurs în sub-facioul staurolit— cuarț al faciesului amfibolitelor cu almandin (Giușcă et. al., 1967). Ulterior acestui proces, în timpul șariajului istrian, o parte din rocile menționate, ale complexului terigen mediu, au fost parțial sau total diafторizate.

**4. Complexul terigen superior.** Acest complex (> 350 m), reprezintă ultimul pachet stratigrafic cunoscut al seriei de Altîn-Tepe. El este format înspre partea sa inferioară din șisturi muscovitice-biotitice ± granăți, șisturi cuarțitice muscovito-biotitice, șisturi muscovito-cloritice, paragneise ș.a. În partea sa mediană și superioară se cunosc alternanțe de șisturi sericito-cloritoase cuarțoase, cuarțite cloritoase, cuarțite cloritoase ± muscovit, șisturi sericito-cloritoase cu biotit ± granat ș.a. Într-o formațiunile terigene ale complexului sînt găzduite mici și sporadice silluri de metadiorite, metagabbrouri și metaserpentinite.

În acest complex sînt localizate la diverse nivele apropiate, corpurile lenticulare concordante de minereuri compacte pirito-magnetitice cu calcopirită precum și cele de cuarțite piritoase cu calcopirită ce constituie zăcămintul Altîn-Tepe și de asemenea ivirile similare cunoscute spre SW pînă la meridianul localității Ceamurlia de Sus.

Acest complex corespunde orizontului Altîn-Tepe, separat de noi, în 1967 (Mureșan, 1969), pe baza interpretării datelor geologice, geofizice și geochimice (existente la aceea dată), care atestau realitatea fizică a acestui orizont. Recent, Gelberman<sup>6</sup>, sintetizînd datele geofizice și geochimice existente în sectorul Altîn-Tepe-Ceamurlia de Sus, a observat că formațiunilor seriei de Altîn-Tepe, adiacente limitei cu șisturile verzi, le corespunde un culoar relativ îngust de anomalii magnetice negative peste care se suprapun anomalii pozitive continui electrometrice și anomalii discontinui geochimice. În interpretarea dată acestui fapt s-a susținut prezența unei zone de fractură și zdrobire în seria de Altîn-Tepe, mineralizată ulterior cu sulfuri, care din loc în loc s-au concentrat sub forma lentilelor de tip Altîn-Tepe. Originea cert singenetică a acestor minereuri precum și datele stratigrafice pe care

<sup>6</sup> Elvira Gelberman. Sinteza lucrărilor geologice, geofizice, geochimice și de explorare executate în regiunea Altîn-Tepe-Ceamurlia de Sus, 1968. Arh. M.M.P.G. București.



le posedăm, arată că în realitate cele de mai sus se datorează formațiunilor complexului terigen superior, în care există foarte frecvent diseminări fine și relativ constante de pirită singenetică precum și acumulări vulcanogen-sedimentare de tip Altîn-Tepe. Astfel, acestui termen stratigrafic i s-ar mai putea spune „complexul celor trei anomalii” (magnetică, electrometrică și geochimică).

În cuprinsul acestui complex există frecvent roci dinamo-metamorfizate precum și fenomene diaforitice (cloritizarea parțială sau totală a granatului și a biotitului) legate genetic de șariajul istriean.

Vârsta seriei de Altîn-Tepe și deci și a zăcămintelor vulcanogen-sedimentare pe care le cantonează, am considerat-o precambriană superioară; metamorfismul regional și cutarea acestei serii s-a produs în decursul orogenezei baicaliene (Mureșan, 1969, 1971).

### B) Date asupra tectonicii seriei de Altîn-Tepe

Descifrarea succesiunii stratigrafice a seriei de Altîn-Tepe este indiscutabil legată de rezolvarea problemelor structurale ale acesteia, în special cu ajutorul procedeelelor microtectonice.

a) Sistozitatea metamorfică principală a formațiunilor acestei serii, este practic paralelă cu vechea stratificație, pe care o recunoaștem azi prin rubanări relictice, limite litologice (de exemplu cuarțite-micașisturi; paragneise-micașisturi; paragneise-metatufuri bazice; corpuri de minereu—șisturi înconjurătoare; rubanări în minereu și în metatufuri bazice ș.a.).

În regiune majoritatea șistozităților metamorfice de stratificație sînt orientate N 45—60 W/60—75 SW, ceea ce se traduce prin orientarea similară a formațiunilor seriei de Altîn-Tepe, fapt care concordă cu cele arătate de cercetătorii anteriori (Mirăuță, Mirăuță, 1962, 1964; Cosma et al., 1962, ș.a.).

b) Structurile lineare sinmetamorfice sînt reprezentate prin: linoații fine, tulpini de cuarț (roads), structuri creionate (pencil), microcute de antrenare — dragg folds (milimetrice, centimetrice, decimetrice), cule (metrice, decimetrice și mai rar de ordinul sutelor de metrii), toate orientate paralel cu axul B al structurii, respectiv N 25—35 W/25—35 SE; minereul de la Altîn-Tepe prezintă uneori cule cu axele paralele cu cele ale șisturilor înconjurătoare (Gurău, 1966; Mureșan, 1969). Am putut stabili că, microcutele descendente spre SW, predomină net în regiune, ceea ce arată că porțiunea cunoscută actualmente a seriei de Altîn-Tepe aparține unui flanc normal





descendent spre SW, complicat de câteva cute de importanță secundară (cu distanțe între șarniere de maximum câteva sute de metri), care apar în zona de la N și NE de Altîn-Tepe. Menționăm că plonjului puternic a structurii B către SE îi corespund și afundările similare constatate la corpurile de minereu de la Altîn-Tepe (Gurău, 1966; Mureșan, 1969).

c) Tipul cutelor și microcutelor este cel de cute similare, cu șarniere îngroșate și flancurile subțiate, înfîluite și în mine-reul de la Altîn-Tepe (fig. 2, Mureșan, 1969).

d) Structurile disjunctive sinmetamorfice cele mai importante sînt fisurile „ac” (orientate N 55—65 E/55—65 NW și fisu-rile „hol”; aceste sisteme de fisuri se găsesc în mine-reul de la Altîn-Tepe (Gurău, 1966; Mureșan, 1969).

e) În raport cu șariajul istriian și linia Pece-neaga—Camena, analizate de noi anterior (Mureșan, 1971), unele din faliile postmetamorfice care traversează formațiunile seriei de Altîn-Tepe pot fi mai vechi decît șariajul istriian (falia N-S de la nord de Ceamurlia de Sus), iar altele mai noi decît acesta (deoarece îl depla-sează) dar anterioare liniei Peceneaga-Camena (falii orientate NE—SW; una situată la NW de Altîn-Tepe și respectiv alta la NW de Virful Sacar Bair II)<sup>7</sup>.

### III. STRATIGRAFIA ZĂCĂMINTULUI ALTÎN-TEPE

La diferitele nivele stratigrafice ale complexului terigen superior apar o serie de acumulări lentiliforme, concordante, de minereu compact sau diseminat; pe orizontală aceste lentile sînt frecvent decalate între ele și apar din loc în loc, întrucît ele se efilează și se îndințează cu sis-turile cristaline înconjurătoare. Acest tip de control stratigrafic a fost unul din argumentele utilizate de noi la demonstrarea originii vulcano-gen-sedimentare a acestor acumulări, el fiind caracteristic tuturor zăcă-mintelor din lume ce au o astfel de origine (un exemplu similar îl oferă zăcămintele vulcanogen-sedimentare de sulfuri din cristalimul Carpaților Orientali — Kr ä u t n e r, 1965). Porțiunea din complex, cunoscută pînă acum ca purtătoare de astfel de minereuri se întinde de la NW de Altîn-Tepe către SW, pînă la NNW de Ceamurlia de Sus, unde com-plexul, retezat de o falie, dispăre sub planul șariajului istriian. Rămîne

<sup>7</sup> Acestea din urmă sînt sigur de vîrstă mezozoică, întrucît șariajul istriian s-a produs în Triasic, iar linia Peceneaga-Camena, în Jurassic (Mureșan, 1971).





de văzut dacă viitoarele cercetări geofizice complexe (electrometrie, microgravimetrie, ș.a.) și geochimice, vor arăta dacă complexul la NW de Altin-Tepe și pînă la W de Fintîna Mare (Bașumar) are corpuri de minereu care să nu afloreze la suprafață, întrucît în sectorul menționat datele geologice nu evidențiază aflorimentele unor astfel de acumulări.

Datele geologice, geochimice și geofizice<sup>8</sup> arată existența în complexul terigen superior a 2 aliniamente, respectiv a două orizonturi, în care apar concentrațiile lenticulare de sulfuri vulcanogen-sedimentare. Orizontul inferior cuprinde mici zone lentiliforme, în care pirita (căreia i se asociază rar mici cantități de calcopirită) este diseminată în șisturile terigene mai ales de tipul șisturilor cuarțoase muscovitice, uneori cu biotit și olorit. Acumulărilor din acest orizont, ce par a fi pînă în prezent lipsite de importanță economică, le corespunde un aliniament de anomalii electrometrice și uneori geochimice, amplasate în jumătatea inferioară a complexului.

Aflorimentele acestor mici acumulări sînt cunoscute (sub forma unor pălării de fier) la NE de cota Altin-Tepe (acumulare pusă în evidență recent de A. Gurău — informație verbală), la NE și SE de puțul IV — (pusă în evidență de Ionescu, Ignat și Codarcea<sup>9</sup> și pe ramificația stîngă superioară a văii Ceamuția (pe care am găsit-o în 1969).

Mai sus cu circa 150 m, la un orizont superior față de cel descris, se individualizează un pachet de aproximativ 80—100 m grosime de roci terigene, mai slab metamorfozate (reprezentate mai ales prin șisturi clorito-sericitoase ± cuarțoase, cuarțite cloritoase ± sericit, șisturi clorito-muscovitice, ș.a.), în care se localizează lentile importante de minereu de tip compact și diseminat. Corpurile lentiliforme de minereu exploatate actualmente în mina Altin-Tepe precum și cele interceptate de puțul V (ultimile reprezentate prin cuarțite piritoase cu calcopirită și minereuri pirito-cuarțoase cu calcopirită) aparțin acestui orizont, în cuprinsul căruia acumulările menționate apar din loc în loc la mai multe nivele stratigrafice apropiate. Acest pachet este foarte bine deschis pe toată grosimea sa de lucrările miniere ale exploatării de la Altin-Tepe, care l-au urmărit în adîncime, pe înclinare, pînă la 550 m sub actualul relieu. Cercetarea acestor lucrări miniere scoate în evidență situația

<sup>8</sup> Op. cit. pag. 6.

<sup>9</sup> C. Ionescu, V. Ignat, Venera Codarcea, M. Mureșan, B. Ciocănelea, V. Botoran, A. Grecescu. Raport geologic asupra regiunii Altin-Tepe-Ceamuția de Sus, 1966. Arb. Inst. Geol., București.



complexă stratigrafică și structurală a corpurilor de minereu ce constituie în ansamblu zăcămintul Altîn-Tepe<sup>10</sup>.

Geometrînd la maximum zăcămintul, putem să spunem că principalele lentile ale acestuia se situează pe muchiile unui corp prismatic<sup>11</sup> ce are ca secțiune orizontală un triunghi aproximativ isoscel, a cărei datură lungă este orientată NW-SE. Colțul de NE al acestui triunghi ar corespunde centrului ipotetic al lentilei II, cel de NW centrului len-

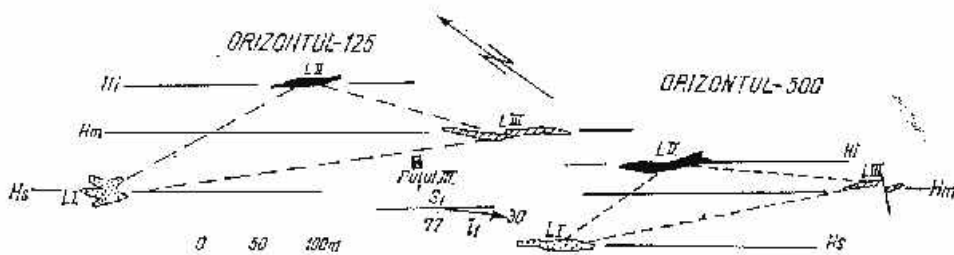


Fig. 2. — Proiecția în plan orizontal a principalelor lentile de minereu compact din zăcămintul Altîn Tepe.

L I, L II, L III, lentilele I, II, III;  $H_s$  = nivelul inferior stratigrafic (al lentilei I);  $H_m$  = nivelul mediu stratigrafic (al lentilei II);  $H_l$  = nivelul superior stratigrafic (al lentilei III);  $S_1$ , poziția generală a gîstuoității de stratificație în mina Altîn Tepe;  $l_1$ , poziția medie a linițiilor paralele structurii B sinmetamorfice. Se observă clar afundarea lentilelor spre SE (paralel structurii B), fapt evidențiat de modificarea odată cu adîncimea a poziției „triunghiului” lentilelor față de verticala reprezentată prin puțul III.

Projection horizontale des principales lentilles de minerais compact du gisement Altîn Tepe.

L I, L II, L III, lentilles I, II, III;  $H_s$  = niveau inférieur stratigraphique (de la lentille I);  $H_m$  = niveau stratigraphique moyen (de la lentille II);  $H_l$  = niveau stratigraphique supérieur (de la lentille III);  $S_1$ , position générale de la schistosité de stratification dans la mine Altîn Tepe;  $l_1$ , position moyenne des linéations parallèles à la structure B, sinmétamorphique. On observe nettement l'affaissement des lentilles vers le SE (parallèlement à la structure B), mis en évidence par la modification en profondeur de la position du „triangle” des lentilles par rapport à la verticale du puits III.

tilei I, iar vârful de SE, lentilei III. Practic, celelalte acumulări de minereu din mina Altîn-Tepe, mai puțin importante, se circumscriu în cadrul acestui corp geometric descris (fig. 2, 3).

<sup>10</sup> Unele indicații de acest ordin au fost date în lucrarea noastră anterioară (Mureșan, 1969).

<sup>11</sup> Întrucît secțiunea acestui corp tînde să se micșoreze puțin cîte puțin o dată cu adîncimea, probabil datorită condițiilor inițiale de formare în geosinclinal a corpurilor de minereu și a rocilor gazdă, de fapt sîntem în prezența unui corp care face trecerea de la o prismă triunghiulară la un trunchi de piramidă foarte alungit, conform axului B (cu 25—30° spre SE).



Această situație complexă reflectă pe de-o parte depunerea minereului la diferite nivele stratigrafice, iar pe de altă parte migrarea în timp a locului de depunere a acestuia, astfel încât, inițial, principalele lentile, separate prin roci terigene, nu se suprapuneau unele peste altele

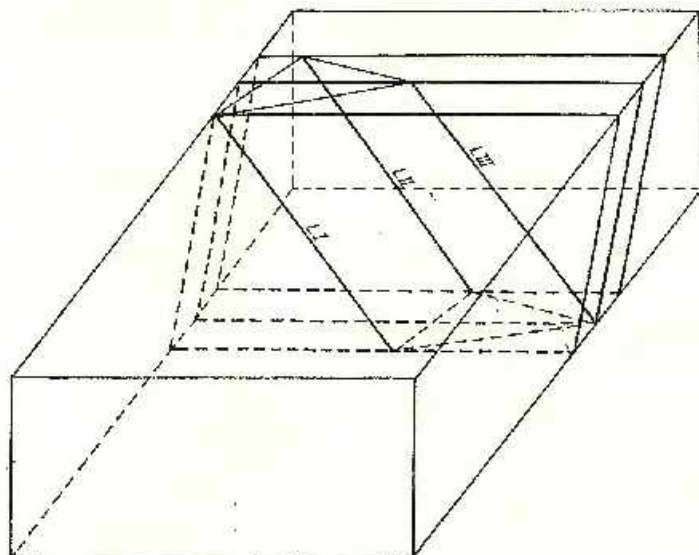


Fig. 3. — Poziția schematică actuală a principalelor corpuri de minereu din zăcămintul Altin Tepe (L I, L II, L III, axele lungi ale principalelor lentile de minereu compact).

Position schématique actuelle des principaux corps de minerais du gisement Altin Tepe (L I, L II, L III, les axes longues des principales lentilles de minerais compact).

(fig. 4). Această situație ar putea fi explicată prin faptul că, în timp, zonele de debordare ale soluțiilor hidrotermale, din fundul geosinclinalului, migrau local în funcție de permeabilitatea tectonică a acestuia.

Eliminând această decalare inițială față de aceeași verticală a corpurilor de minereu compact și diseminat, am reușit să descifrăm succesiunea stratigrafică a pachetului purtător de minereu, exploatate la Altin-Tepe (fig. 5).

Lentila II ocupă o poziție stratigrafică inferioară în raport cu toate celelalte corpuri de minereu compact și diseminat. Ea a fost urmărită de-a lungul axului său lung prin lucrări miniere de la orizontul — 125 până la — 550 inclusiv; lățimea sa maximă cunoscută depășește 130 m, iar grosimea a atins în unele porțiuni 12 m.





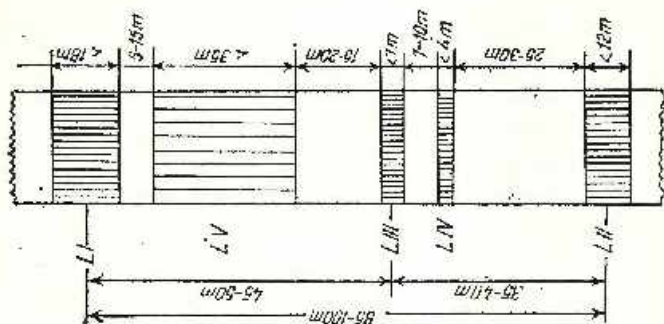


Fig. 5. — Colcana stratigrafică sintetică a zăcămîntului Altin Tepe.

L I, L II, L III, L IV, principalele lentile de minereu compact; L V, lentila de minereu diseminat.

Colonne stratigraphique synthétique du gisement Altin Tepe.

L I, L II, L III, principales lentilles de minéral compact; L V, lentille de minéral disséminé.

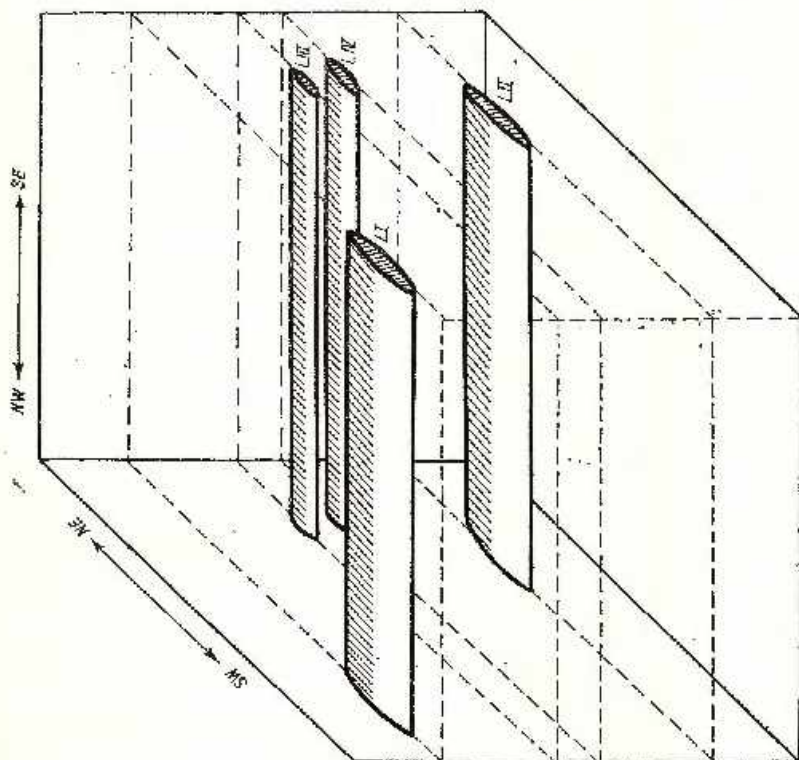


Fig. 4. — Reconstituirea schematică a poziției inițiale în spațiu a principalelor lentile de minereu compact din mina Altin Tepe (notația cu cifre romane indică numărul lentilei).

Reconstitution schématique de la position initiale dans l'espace des principales lentilles de minéral compact de la mine Altin Tepe (les chiffres romains indiquent le numéro des lentilles).

După un pachet de roci terigene, uneori mai slab impregnate cu pirită, urmează grupul lentilelor IV (la partea inferioară) și III (la partea superioară), constituite din minereu compact și separate printr-o fișie de șisturi și cuarțite, frecvent impregnate cu pirită. Lentila III este mult mai importantă în comparație cu lentila IV, fiind urmărită de la suprafață pînă la orizonturile inferioare ale minei; lățimea sa maximă depășește 120 m, iar grosimea ei atinge 6—7 m.

Mai sus, la un nivel stratigrafic relativ apropiat, se situează un corp lentiliform de minereu diseminat, constituit din cuarțite piritose și minereu piritocuarțos (corp pe care-l denumim convențional „lentila V”)<sup>12</sup>. El a fost bine conturat și deschis la orizontul — 250 m, unde are peste 20 m grosime (la alte orizonturi atinge chiar 35 m).

În sfîrșit, lentila I, cel mai important corp de minereu compact de la Altîn-Tepe, ocupă partea superioară a succesiunii descrise; a fost urmărită din zona de aflorare la toate orizonturile existente și probabil că ea corespunde corpului interceptat la 600—700 m adîncime de forajele 28901 și 28953 IGEX<sup>13</sup>; lățimea sa este de cca 80 m, iar grosimea maximă de 18 m.

#### IV. RELAȚIILE SPAȚIALE ȘI DE VIRSTĂ RELATIVĂ DINTRE ACUMULĂRILE VULCANOGEN-SEDIMENTARE ȘI PRODUSELE MAGMATISMULUI BAZIC INIȚIAL DIN CRISTALINUL DE ALTÎN-TEPE

Acumulările vulcanogen-sedimentare de tip Altîn-Tepe sînt legate genetic de magmatismul simatic inițial (Mureșan, 1969), ale cărui produse, actualmente metamorfozate regional, sînt reprezentate prin metatufuri bazice și metagabrouri și subordonat prin metadiorite și metaserpentinite.

A) Succesiunea stratigrafică a seriei de Altîn-Tepe, redată mai înainte, relevă clar că zăcămintul Altîn-Tepe și cele similare lui s-au format într-o etapă de dezvoltare ulterioară activității magmatice paroxismale cărui, în timp, îi corespunde complexul tufogen bazic. Analiza acestui complex precum și a produselor magmatogene, întîlnite și la alte nivele ale seriei de Altîn-Tepe, duce la o serie de concluzii interesante referitoare la evoluția magmatismului bazic inițial și la procesele

<sup>12</sup> În triunghiul lentilelor I-II-III, acest corp ocupă o poziție intermediară pe latura I-II.

<sup>13</sup> V. Bacalu, Letiția Predica, N. Pirvu. Raport geologic privind rezultatele obținute în lucrările de explorare cu forajele 28901 și 28903 ISEM în zona de SE a minei Altîn-Tepe, 1966. Arh. M.M.P.G. București.





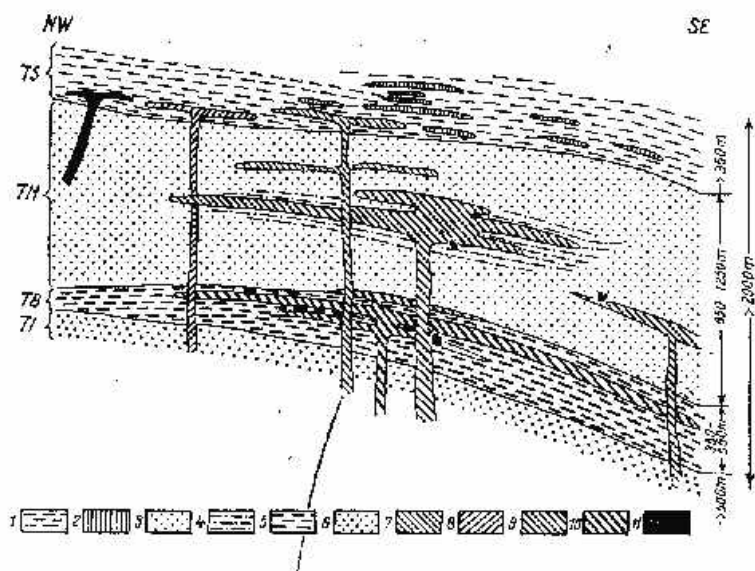


Fig. 6. — Schema relațiilor premetamorfice dintre principalele produse ale produselor litologice, magmatice și metalogenetice din cristalinul de Altin Tepe.

T S, complexul terigen superior (1, alternanțe de gresii cu gresii argiloase și intercalații de grauwacke; 2, acumulări vulcanogen-sedimentare de sulfuri și oxizi de fier); T M, complexul terigen mediu (3, alternanțe ritmice de tip flysch constituite din gresii, gresii argiloase și argile ± grăzoase și grauwacke; 4, tufuri bazice); T B, complexul terigen bazic (5, tufuri bazice cu intercalații subțiri de gresii, argile și grauwacke); T I, complexul terigen inferior (6, alternanțe de gresii, gresii argiloase și grauwacke); 7, diorite (ulterioare limitei TM/TS); 8, 9, 10, gabbrouri (8, ulterioare limitei TM/TS; 9, ulterioare limitei TB/TM și anterioare limitei TM/TS; 10, ulterioare limitei TI/TB și anterioare limitei TB/TM); 11, serpentinite (ulterioare limitei TM/TS).

N. B. În limita posibilităților, s-a căutat să se redea atât înclinarea direcțională (NW—SE) inițială a suprafețelor de stratificație cât și variațiile faciale și de grosime.

Schéma des relations prémetamorphiques entre les principaux produits lithologiques, magmatiques et métallogéniques du cristallin d'Altin Tepe.

T. S complexe terrigène supérieur (1, alternances de grès avec des grès argileux et intercalations de grauwacke; 2, accumulations volcanogène-sédimentaires de sulfures et d'oxydes de fer); T M, complexe terrigène moyen (3, alternances rythmiques de type flysch constituées de grès, grès argileux et argiles ± gréseux et grauwacke; 4, tufs basiques); T B, complexe terrigène basique (5, tufs basiques à intercalations minces de grès, argiles et grauwacke); T I, complexe terrigène inférieur (6, alternances de grès, grès argileux et grauwacke); 7, diorites (ultérieures à la limite TM/TS); 8, 9, 10, gabbros (8, ultérieurs à la limite TM/TS); 9, ultérieurs à la limite TB/TM et antérieurs à la limite TM/TS; 10, ultérieurs à la limite TI/TB et antérieurs à la limite TB/TM); 11, serpentinites (ultérieures à la limite TM/TS).

N. B. On a cherché à représenter autant que possible, tant le pendage directionnel (NW—SE) initial des surfaces de stratification que les variations faciales et d'épaisseur.



metalogenetice care l-au însoțit (fig. 6). Am putut distinge astfel mai multe faze principale de activitate magmatică, ale căror produse metamorfozate se pot recunoaște în cristalinel de Altin-Tepe.

1. Faza I, cea mai importantă, are un caracter predominant extrusiv și înglobează produsele tufacee bazice ale complexului tufogen precum și sill-urile de metagabrouri (probabil unele dintre acestea să fie în realitate metadolerite și metamicrogabrouri) asociate acestora. Cantitatea mare de metatufuri bazice, reprezentate prin amfibolitele stratificate ale complexului tufogen, persistența pe direcție a acestora și intercalarea lor într-o stivă formată inițial într-un eugeosinclinal (Mureșan, 1971) sînt argumente că ele sînt produse extrusive ale unor vulcani liniari submarini; aceștia și-au desfășurat activitatea în mod constant într-un interval de timp relativ scurt, ținîndu-se seama că materialul terigen sincron erupțiilor (actualele micașisturi, paragnaise, etc.) constituie intercalații nefinseminate și sporadice în cadrul materialului tufogen inițial. Către sfîrșitul activității extrusive, de-a lungul aceluiași linii direcționale, s-au ridicat spre suprafață magne bazice consanguine, care apoi s-au insinuat în general pe suprafețele de stratificație ale ansamblului vulcanic tufogen, dînd naștere sillurilor de roci bazice menționate. Cu aceste intruziuni se desăvîrșește structura aparatelor vulcanice (acum metamorfozate), după care urmează o perioadă de liniștire a activității magmatice.

2. Faza a II-a, mai puțin importantă în comparație cu prima, s-a desfășurat intermitent în timpul depunerii complexului terigen mediu și are un caracter mai mult intrusiv. În timpul ei s-au format silluri de gabrouri (rar diorite) și subordonat tufuri bazice.

Distribuția în regiune a acestor produse este clar inegală, ele concentrîndu-se în majoritate într-o zonă situată la NE de zăcămintul Altin-Tepe (situație întîlnită pe drumul ce coboară de la Altin-Tepe spre Camena). Spre NW de această zonă, formațiunilor complexului terigen li se asociază din ce în ce mai puțin frecvent produse magmatogene bazice, astfel încît complexul, către Fîntîna Mare (Bașpunar), este practic lipsit de astfel de roci magmatogene. Spre SE, frecvența rocilor bazice și a tufurilor situate la nivelurile inferioare ale complexului terigen mediu se micșorează mult mai rapid în comparație cu cele situate la nivelele medii și superioare ale acestui termen stratigrafic.

Considerăm că această tendință de dispariție spre NW și SE a rocilor magmatogene se explică, pe de o parte, prin activitatea magmatică relativ mai restrînsă în aceea vreme, iar pe de altă parte, prin afundarea spre SE (25—35°) a structurii B, imprimată seriei de Altin-



Tepe în timpul metamorfismului regional. Într-adevăr, dacă se ține seama că axul B este de obicei paralel cu alungirea fostului geosinclinal și deci și cu fostele fracturi direcționale, utilizate de erupțiunile lineare, rezultă că relieful actual intersectează net oblic axa lungă a sillurilor de metagabrouri și a micilor aparate vulcanice ale complexului terigen mediu. Întrucât aceste produse nu sînt prea îndepărtate de fracturile direcționale amintite, avem indicația că fosta zonă principală de acces a magmelor este situată spre NE de Altîn-Tepe.

3. *Faza III-a*, cu caracter sporadic, este reprezentată numai prin mici intruziuni, sub formă de silluri, de metagabrouri, metadiorite și serpentine. Ca și în cazul precedent, produsele fazei a III-a tind să se concentreze în zona Altîn-Tepe, indicînd de asemenea apropierea acestora de principalele căi utilizate de magmă în ascensiunea lor.

Aceasta arată că este posibil ca aceleași dislocații direcționale adînci au fost permeabile atît în perioada formării complexului terigen mediu cît și a celui superior.

O concluzie importantă care se degață din cele de mai sus este aceea că, în timp, se constată o diminuare a activității magmatice bazice, corolar al restrîngerii permeabilității tectonice profunde a zonei geosinclinale, precum și a schimbărilor evolutive geomagmatice și tectonice specifice unor astfel de domenii. Astfel de schimbări se reflectă, de pildă, în litologia complexului terigen mediu care păstrează clar începuturile unei sedimentări de tip filiz, după o perioadă de paroxism vulcanic bazic.

**B) Metalogeneza magmatismului bazic**, de care se leagă acumulările vulcanogen-sedimentare din regiune, începe să se manifeste după terminarea fazei II prin formarea unor concentrații neimportante de sulfuri diseminate în rocile singemetice, localizate în baza complexului terigen superior, cunoscute la circa 200 m NE de vârful Altîn-Tepe, la NE de puțul IV și pe bifurcația stîngă a văii Ceamuria.

Etapa metalogenetică principală se manifestă către sfîrșitul fazei a III-a magmatismului bazic, ea dînd naștere corpurilor de minereu cunoscute în mina Altîn-Tepe și în puțul IV.

Disponerea la nivele stratigrafice apropiate a diferitelor concentrații vulcanogen-sedimentare, în cuprinsul complexului terigen superior arată că desfășurarea proceselor metalogenetice respective a avut loc discontinuu sub forma unor „puse-uri” de venituri hidrotermale care debordau în apa mării venind de-a lungul unor fracturi direcționale, utilizate probabil în parte și de magmele bazice.





În cuprinsul complexului terigen superior importanța și frecvența concentrațiilor cunoscute scade brusc la NW de Altîn Tepe și mai lent spre SE (fig. 7). Această constatare, corelată cu tendința de concentrare a produselor magmatogene ale fazelor II și III în sectorul Altîn-Tepe, atestă că frecvența dislocațiilor directionale inițiale din fundamentul

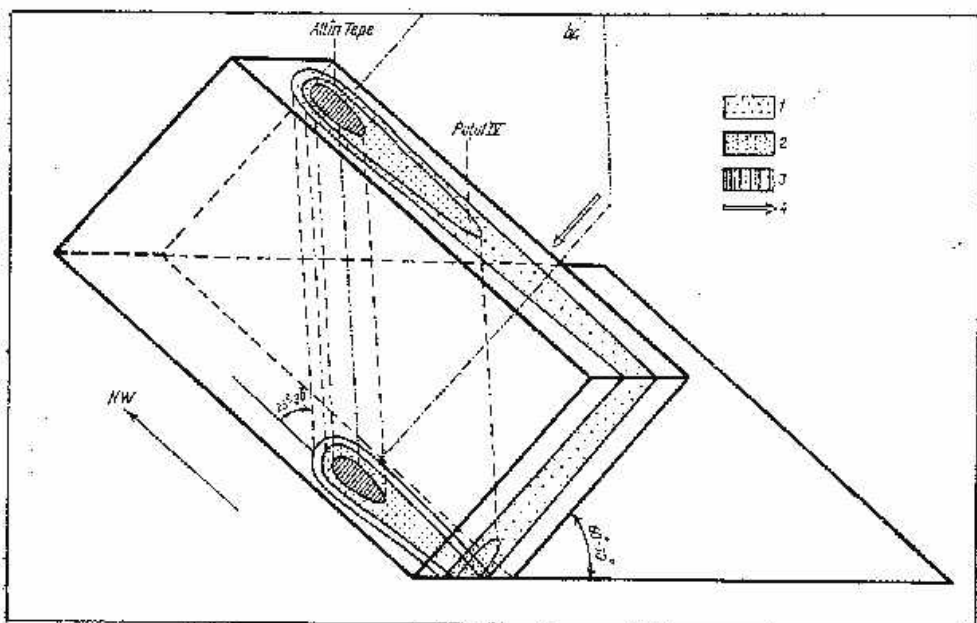


Fig. 7. — Schema distribuției și frecvenței acumulărilor vulcanogen-sedimentare de sulfuri polimetalice ( $\pm$  magnetit) în cuprinsul complexului terigen superior din sectorul Altîn Tepe-N Ceamurlia de Sus.

1, zonă cu acumulări sporadice de sulfuri diseminată; 2, zonă cu acumulări lentiliforme de minerale picro-cuarțoase; 3, zonă cu acumulări lentiliforme constituite predominant din minerale compacte de sulfuri  $\pm$  magnetit (zăcămintul Altîn Tepe). Zonele 1, 2, și 3 se află spre SE, paralel cu structura simetamorfică B; în planul „be” (paralel cu „B” și perpendicular pe schistositatea de stratificație) direcția și sensul de transport probabil al soluțiilor hidrotermale (ce debordau pe fundul geosinclinalului din naștere acumulărilor vulcanogen-sedimentare) este indicat de săgeata dublă — 4 (perpendiculară pe axul lung al zonelor 1, 2, 3).

Schéma de la distribution et de la fréquence des accumulations volcanogène-sédimentaires de sulfures polymétalliques ( $\pm$  magnétite) dans le complexe terrigène supérieur du secteur Altîn Tepe-N de Ceamurlia de Sus.

1, zone à accumulations sporadiques de sulfures disséminées; 2, zone à accumulations en lentilles de minerais picro-quartzéux; 3, zone à accumulations en lentilles constituées surtout de minerais compacts de sulfures  $\pm$  magnétite (gisement Altîn Tepe). Les zones 1, 2 et 3 s'affaissent vers le SE, parallèlement à la structure symtamorphique B; dans le plan „be” (parallèlement à „B” et perpendiculairement sur la schistosité de stratification) la direction et le sens probable des solutions hydrothermales (qui débordaient sur le fond du géosynclinal en donnant naissance aux accumulations volcanogène-sédimentaires) sont indiqués par la double flèche — 4 (perpendiculaire sur l'axe longue des zones 1, 2, 3).

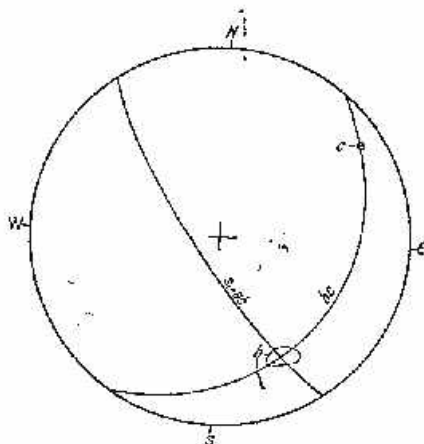


fostului geosinclinal, utilizate de către magme și de către fluidele mineralizatoare scădea din zona menționată spre SE.

Ținându-se seama de relațiile geometrice de paralelism dintre alun-girea geosinclinalului, fracturile direcționale inițiale și axul B al struc-turii simetamorfice imprimată sericii de Altin-Tepe, trebuie să ne ima-ginăm că acest sistem de fracturi direcționale (și deci principalele căi

Fig. 8. — Poziția generală a planului „bc” în sectorul Altin Tepe, în raport cu șis-tozitatea generală de stratificație ( $S_1=ab$ ), axa b (zona de maxim a liniațiilor b) și axa c (care coincide cu polul șistozității generale de stratificație  $S_1$ ). Emisfera inferioară.

Position générale du plan „bc” dans le secteur Altin Tepe, par rapport à la schistosité générale de stratification ( $S_1=ab$ ), l'axe b (zone de maximum des linéations b) et l'axe c (qui coïncide avec le pôle de la schistosité générale de stratification  $S_1$ ). Emisphère inférieure.



de manifestare ale magmatismului linear eugeosinclinal și a hidroter-malismului său), trebuie să fie acum aproximativ paralele cu un plan „bc” al structurii „B” (deci un plan care conține axele „b” și „c” ale struc-turii; ultima condiție arată că planul „bc” este perpendicular pe șis-tozitatea de stratificație  $S_1$ ).

Din diagrama colectivă reziduală a elementelor lineare „b” și a șistozităților de stratificație „ $S_1$ ”, reiese că în zona Altin-Tepe planul ideal „bc” are poziția generală N35/E30SE (fig. 8).

## V. SCURTE CONCLUZII

Prin descifrarea structurii și stratigrafiei serie de Altin Tepe precum și a poziției acumulărilor vulcanogen-sedimentare de sulfuri polimetalice, în această serie, s-a dat răspuns unor probleme stringente de ordin teoretic și mai ales practic.

1. Prin infirmarea concepțiilor anterioare, conform cărora, seria de Altin Tepe ar constitui un anticlinal major (în bună parte deversat spre NE) orientat NW-SE, s-a înlăturat posibilitatea ca pachetul purtător

de zăcăminte (complexul terigen superior) să se repete prin cutare în cuprinsul ariei în care apare actualmente la zi seria de Altîn-Tepe.

2. Întrucît dezvoltarea cartografică a complexelor stratigrafice existente în seria de Altîn-Tepe este NW-SE, ipoteza conform căreia formațiunile seriei de Altîn-Tepe ar fi orientate aproape E-W (Gurău, 1968, 1971) nu are actualmente un suport geologic regional. Acestei concepții i se opune și faptul că lentilele zăcămintului Altîn-Tepe prezintă îndințări faciale, pe direcția NW-SE, cu rocile înconjurătoare precum și stratificația internă a corpurilor de minereu, orientată de asemenea NW-SE (Mureșan, 1969).

3. Delimitarea stratigrafică în seria de Altîn-Tepe a unui pacnet purtător de minereuri de sulfuri vulcanogen-sedimentare, care nu depășește (la suprafață) 350 m. grosime, restringe mult aria posibil purtătoare de astfel de concentrații și deci zona de investigație prin diverse lucrări de prospecțiune și explorare preliminară.

#### BIBLIOGRAFIE

- Cădere D. M. (1924) Rocile eruptive de la Carnena. *An. Inst. Geol. Rom.*, X, București.
- Codârcea Dossila Marcela, Mirăuță O., Semenenko N. P., Demidenko S. G., Zeidis B. B. (1966) Geologhiceskaia interpretatsia dannih, polucennih pri pomosei K-Ar metoda po absolutnomu vozrastu kristaliceskih formații iujnih Karpat i Dobruđi. *Trudi XIII Ses. Komitii no opredel. absol. vozr. gheol. formații pri ONZANSSR*, Moskva.
- Cosma St., Teodoru I., Brestoiu Camelia (1962) Cercetări geologice în regiunea Ceamurlia de Sus — Dorobanța. *D. S. Com. Geol.* XLI (1958—1959), București.
- Gheorghiu C. (1958) Considerații asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în șisturile cristaline din R.P.R. *Analele Univ. „C. I. Parhon”*, *Seria Și. Nat.*, 19, București.
- Giusecă D., Ianovici V., Mînzatu Silvia, Soroiu M., Lemne Maria, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena (1967) Asupra vârstei absolute a formațiunilor cristaline din vorlandul orogenului Carpatic. *Acad. R.S.R., Stud. Cerc. geol.*, 12, 2, București.
- Gurău A. (1966) Cercetări geologice structurale (microtectonice) pentru prospecțiunea în extindere a zăcămintului de la Altîn Tepe. *Rev. Minelor*, XVII, 2, București.
- (1968) Orientarea lucrărilor de prospecțiune și explorare cu dispozitivul microtectonic universal al zăcămintului Altîn Tepe. *Bul. Geol. Minist. Minelor*, 4, București.





- Gurău A. (1971) Structura în budine eșalonate a zăcămintului Altin Tepe — Movila Goală. *D. S. Inst. Geol.*, LVI, 5 (1968—1969), București.
- Iancuțiu V., Dimitrișu A.I., Andăș P. (1971) Considerații chimico-statistice asupra genezei mineralizației de la Altin Tepe. *D. S. Inst. Geol.*, LVII/2, București.
- Giușcă D. (1961) Date noi asupra fundamentului cristalin al Podișului Moldovenesc și Dobrogei. *Acad. R.P.R. Stud. Cerc. Geol.*, VI, 1, București.
- Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961) Privire generală asupra geologiei Dobrogei. *Ghidul excursiilor în Dobrogea. Congr. V. Asoc. Carp.-Balc.*, București.
- Kräutner H. (1965) Considerațiuni genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din Cristalinul Carpaților Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., Seria Geologie*, 10, 1, București.
- Motăș C. I. (1913) Die Tuffitzone der Mittleren Dobrogea und die Kieslagerstätten von Altin-Tepe, ein Beispiel der Epigenese. *Disertation*, Berlin.
- Mirăuță O. (1969) Tectonica Proterozoicului superior din Dobrogea centrală. *An. Com. Geol.* XXXVII, București.
- Mirăuță Elena (1962) Observații asupra structurii geologice a regiunii Bașpunar-Camena. *D. S. Com. Geol.* XLIV (1956—1957), București.
- Mirăuță Elena (1964) Cretacicul superior și fundamentul bazinului Babadag. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Mutihac V., Bandrabur T. (1968) Notă explicativă la harta geologică 38 Tulcea, scara 1:200.000, București.
- Mureșan M. (1964) Studii geologice în cristalinul epimetamorfic din partea de nord-est a masivului Polana-Iltuscă. *D. S. Com. Geol.*, L, II (1962—1963), București.
- (1969) Studii asupra zăcămintului de pirită cu magnetit de la Altin Tepe (Dobrogea Centrală). I. Incadrarea genetică a mineralizației. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV, 2, (1966—1967), București.
- (1971) Asupra prezenței unei ferestre tectonice în zona șisturilor verzi din Dobrogea centrală (regiunea Altin Tepe). *D. S. Inst. Geol.*, LVII, 5, București.
- Nișulescu I., Filipeanu Livia, Dumitru Elena (1967) Contribuții la cunoașterea mineralizațiilor zăcămintului de la Altin Tepe, cu privire specială asupra genezei. *Bul. Geol. Minist. Minelor*, 1, București.
- Pascu R. (1904) Studii geologice și miniere în Jud. Tulcea (Dobrogea). *Bul. Minist. Agric. Industr. Comerț și Domeniilor Serv. Minelor*, București.
- (1906) Zăcămintele de cupru din Dobrogea. *An. Inst. Geol., Rom.* III, București.
- (1909) Geologie der Region Altin Tepe (Dobrudja-Roumanie). *Rev. du Pétrole*, III, 6, București.
- (1914) Zăcămintul de Mineruri de la Altin Tepe-Ceamurlia de Sus, district Tulcea. *An. Inst. Geol.* VIII, București.
- (1916) Mina Altin Tepe (Dobrogea). *D. S. Inst. Geol. Rom.* V., București.
- Potruțian N. (1951) Zăcămintele de minerale utile. *Manualul Inginerului de Mine*, I, Edit. tehnică, București.



**ÉTUDES SUR LE GISEMENT DE PYRITE  
À MAGNÉTITE D'ALTIN TEPE (DOBROGEA CENTRALE).  
II. POSITION STRATIGRAPHIQUE DE LA MINÉRALISATION**

(Résumé)

**I. Position du gisement d'Altin-Tepe dans le cadre structural de la Dobrogea**

Le gisement d'Altin Tepe est situé à la partie septentrionale de la Dobrogea centrale, caractérisée par la présence d'une bande relativement étroite de roches métamorphiques à cristallinité avancée — le cristallin d'Altin Tepe — qui apparaissent de sous la série des schistes verts, largement répandus dans l'unité majeure mentionnée. Le cristallin d'Altin Tepe est constitué par la série d'Altin Tepe (roches terrigènes, tuffogènes et accumulations de sulfures) et par les roches éruptives y comprises prémétamorphiquement.

Nos recherches (Mureșan, 1971) ont relevé que le cristallin d'Altin Tepe apparaît dans une fenêtre tectonique, constituant l'unité „istrienne”, constituée, au jour, par la série des schistes verts (pl. I, II).

On a apprécié après la datation des roches diaphoritiques qui l'accompagnent par la méthode K/Ar (Codarcea Dessila et al., 1966) que l'âge du charriage était de 200 à 228 mil. ans, ce qui correspondrait aux mouvements intratriasiques. Il est plus ancien que le chevauchement de la Dobrogea centrale sur celle septentrionale.

Le gisement volcanogène-sédimentaire métamorphisé d'Altin Tepe appartient à l'unité carpienne, étant localisé dans la série d'Altin Tepe.

**II. Emplacement du gisement dans le cadre de la série d'Altin Tepe**

A) **Données sur la stratigraphie de la série d'Altin Tepe.** A l'intérieur de la série d'Altin Tepe, on a mis en évidence plusieurs complexes à valeur stratigraphique, dont la succession, de bas en haut, est la suivante (fig. 1): complexe terrigène inférieur, complexe tuffogène basique, complexe terrigène moyen et complexe terrigène supérieur. Tous ces termes stratigraphiques sont en continuité de sédimentation, appartenant à une pile sédimentaire unitaire (à présent métamorphisée régionalement) dont l'épaisseur connue dépasse 2000 m. La présence des rythmes du type arénite-siltite confère à la série d'Altin Tepe un caractère de Hysch gréseux, actuellement métamorphisé.

Les corps lenticulaires concordants de minerais compacts pyrilo-magnétiques à chalcopryrite, ceux de quartzites pyriteuses à chalcopryrite qui constituent le gisement d'Altin Tepe, ainsi que les affleurements similaires connus vers le SW jusqu'au méridien de la localité Ceamurlia de Sus, sont localisés dans des niveaux du complexe terrigène supérieur.

On a considéré que l'âge de la série d'Altin Tepe, donc aussi des gisements volcanogène-sédimentaires qu'elle renferme, était le Précambrien supérieur; le métamorphisme régional et le plissement de cette série se sont produits au cours de l'orogénèse baicalienne (Mureșan 1969, 1971).



**B) Données sur la tectonique de la série d'Altin Tepe.** Le déchiffrement de la succession stratigraphique de la série d'Altin Tepe est sans aucun doute lié à la résolution des problèmes structuraux de celle-ci, surtout par des procédés microtectoniques. On a pu établir que les microplis descendant vers le SW prédominaient nettement dans la région, ce qui montre que la partie actuellement connue de la série d'Altin Tepe appartient à un flanc à descendance normale vers le SW, compliqué par quelques plis d'importance secondaire (la distance entre charnières ne dépasse pas quelques centaines de mètres) qui apparaissent dans la zone au N et au NE d'Altin Tepe. Il faut mentionner qu'au puissant plongement de la structure B vers le SE correspondent aussi les enfoncements similaires des corps de minerais d'Altin Tepe (Mureșan, 1969). Les plis et les microplis sont similaires, à charnières épaisses et à flancs minces, de même que dans le minerai d'Altin Tepe (Mureșan 1969) (fig. 2).

### III. Stratigraphie du gisement d'Altin Tepe

Une série d'accumulations lentilliformes concordantes, de minerai compact ou disséminé, apparaissent aux différents niveaux stratigraphiques du complexe terrigène supérieur; horizontalement il n'y a pas de continuité (liaison) entre ces lentilles car elles s'effilent et s'indentent facialement avec des schistes cristallins voisins.

Les données géologiques et géophysiques prouvent l'existence, dans le complexe terrigène supérieur, de deux alignements, respectivement de deux horizons, où apparaissent des concentrations lentillulaires de sulfures volcanogène-sédimentaires. L'horizon inférieur comprend de petites zones lentilliformes, dans lesquelles la pyrite (associée parfois à de petites quantités de chalcopyrite) est disséminée dans les schistes terrigènes, surtout du type des schistes quartzeux muscovitiques parfois à biotite et à chlorite).

A environ 150 m en haut, dans un horizon supérieur à celui ci-dessus décrit, s'individualise un paquet (80 à 100 m d'épaisseur) de roches terrigènes, plus faiblement métamorphisées (surtout des schistes chlorito-sériciteux  $\pm$  quartzeux, quartzites chloriteux  $\pm$  séricite, schistes chlorito-muscovitiques, etc.) qui renferment des lentilles importantes de minerai compact et disséminé. Les corps lentilliformes de minerai exploités à présent dans la mine d'Altin Tepe ainsi que ceux interceptés dans le puits IV (les derniers étant représentés par des quartzites pyriteux à chalcopyrite et minerais pyrite-quartzeux à chalcopyrite) appartiennent à cet horizon, où les accumulations mentionnées apparaissent ci et là à plusieurs niveaux stratigraphiques voisins. Ce paquet est très bien ouvert sur toute son épaisseur par les travaux miniers d'Altin Tepe qui l'ont poursuivi sur un plan incliné, jusqu'à 550 m au-dessous du relief actuel.

En considérant le gisement du point de vue géométrique, on peut dire que les principales lentilles se situent sur les arêtes d'un corps prismatique dont la section est un triangle approximativement isocèle, ayant son côté long orienté NW-SE. Le coin NE de ce triangle correspondrait au centre hypothétique de la lentille II, celui NW au centre de la lentille I, et la pointe SE à la lentille III.





Pratiquement, les autres accumulations de minerais de la mine d'Altın Tepe, moins importantes, s'inscrivent dans le cadre de ce corps géométrique (fig. 2, 3).

Cette situation complexe reflète d'une part la sédimentation du minerai à différents niveaux stratigraphiques et d'autre part la migration dans le temps du lieu de sédimentation de celui-ci, de sorte que, initialement, les principales lentilles, séparées par des roches terrigènes, ne se superposaient pas les unes sur les autres (fig. 4). On pourrait expliquer cette situation par cela que, dans le temps, les zones de débordement des solutions hydrothermales, au fond du géosynclinal (respectivement dans l'eau de la mer) migraient localement en fonction de la perméabilité tectonique.

En faisant abstraction du décalage initial des corps de minerai compact et disséminé par rapport à la même verticale, on a réussi à déchiffrer la succession stratigraphique du paquet de minerai, exploité à Altın Tepe (fig. 5).

#### IV. Relations spatiales et d'âge relative entre les accumulations volcanogène-sédimentaires et les produits du magmatisme basique initial du cristallin d'Altın-Tepe

Les accumulations volcanogène-sédimentaires du type d'Altın Tepe sont génétiquement liées au magmatisme simatique initial (Mureșan, 1969) dont les produits, régionalement métamorphisés à présent, sont représentés par des métatufs basiques et des métagabbros, parfois par des métadiorites et métaserpentinites.

A) **La succession stratigraphique.** La succession stratigraphique de la série d'Altın Tepe, ci-dessus décrite, relève nettement que le gisement d'Altın Tepe et ceux qui lui ressemblent s'ont constitués dans une étape de développement ultérieure à l'activité magmatique paroxysmale à laquelle correspond, dans le temps, le complexe tuffogène basique. L'analyse de ce complexe et des produits magmatogènes rencontrés à d'autres niveaux de la série d'Altın Tepe, mène à une série de très intéressantes conclusions quant à l'évolution du magmatisme basique initial et aux processus métallogéniques qui l'ont accompagné (fig. 6). On a pu distinguer ainsi trois phases principales d'activité magmatique, dont les produits (à présent métamorphisés) peuvent être reconnus dans le cristallin d'Altın Tepe.

1. **La 1-ère phase**, la plus importante, présente un caractère surtout extrusif et renferme les produits tuffacés basiques du complexe tuffogène, ainsi que les sills de métagabbros (dont certains sills pourraient être constitués de métadolérites et de métamicrogabbros) qui s'associent aux premiers. La grande quantité de métatufs basiques (les amphibolites stratifiées) du complexe tuffogène, la persistance sur direction de ceux-ci et leur intercalation dans une pile initialement formée dans un eugéosynclinal (Mureșan, 1971), sont autant d'arguments pour prouver qu'ils sont des produits extrusifs des volcans linéaires sous-marins: l'activité de ces volcans doit s'être constamment déroulée durant un intervalle de temps relativement court, vu que le matériel terrigène synchrone aux éruptions (micaschistes, paragneiss, etc.), forme des intercalations insignifiantes et sporadiques dans le cadre du matériel tuffogène initial. Vers la fin de l'activité extrusive, le long des mêmes lignes directionnelles profondes, des magmas

basiques consanguins sont montés vers la surface; ensuite ceux-ci sont pénétrés surtout sur les surfaces stratifiées de l'ensemble volcanique tuffogène, en créant les sills de roches basiques ci-dessus mentionnés.

2. *La II-ème phase*, moins importante que la première, s'est déroulée avec intermittences pendant la sédimentation du complexe terrigène moyen et présente un caractère surtout intrusif. C'est justement durant cette phase que se sont constitués des sills de gabbros (parfois diorites) et quelquefois des tufs basiques. La distribution de ces produits dans la région est inégale, la grande majorité se concentrant dans une zone située au NE du gisement d'Altin Tepe. On considère que cette tendance de disparition vers le NE et le SE des roches magmatogènes est due, d'une part à l'activité magmatique relativement plus restreinte à ce temps-là, et d'autre part à l'affaissement puissant vers le SE (25 à 35°) de la structure B, imprimé à la série d'Altin Tepe pendant le métamorphisme régional. Vraiment, si l'on tient compte que l'axe B est d'habitude parallèle au prolongement de l'ancien géosynclinal et donc aux anciennes fractures directionnelles, utilisées par les éruptions linéaires, il résulte que le relief actuel coupe obliquement l'axe longue des sills de métagabbros et de petits appareils volcaniques du complexe terrigène moyen. Vu que ces produits ne sont pas trop loin de ces fractures directionnelles-ci, on peut affirmer que l'ancienne zone principale d'accès des magmas est située au NE d'Altin Tepe.

3. *La III-ème phase*, à caractère sporadique, est représentée seulement par de petites intrusions, sous forme de sills, de métagabbros, de métadiorites et de serpentinites. Les produits de la III-ème phase tendent aussi se concentrer dans la zone d'Altin Tepe, ce qui indique aussi le voisinage des principales voies utilisées par les magmas dans leur ascension.

Il est possible donc que les mêmes dislocations directionnelles profondes aient été perméables tant dans la période de la formation du complexe terrigène moyen que de celui supérieur.

**B) La métallogenèse du magmatisme basique.** La métallogenèse du magmatisme basique à laquelle se lient les accumulations volcanogène-sédimentaires de la région, commence à se manifester après la fin de la II-ème phase par la constitution de certaines concentrations peu importantes de sulfures disséminées dans les roches syngénétiques, localisées à la base du complexe terrigène supérieur (connus aujourd'hui à environs 200 m NE du sommet Altin Tepe, au NE du puits IV et sur la bifurcation gauche de la vallée Ciarnulia).

L'étape métallogénique principale se manifeste vers la fin de la III-ème phase du magmatisme basique, en donnant naissance aux corps de minerais connus dans la mine d'Altin Tepe et dans le puits IV.

A l'intérieur du complexe terrigène supérieur, l'importance et la fréquence des concentrations connues baissent brusquement au NW d'Altin Tepe et plus lentement vers le SE (fig. 7). Cette constatation, mise en corrélation avec la tendance de concentration des produits magmatogènes des phases II et III dans le secteur d'Altin Tepe, atteste que la fréquence des dislocations directionnelles



initiales du fond de l'ancien géosynclinal, utilisées par les magmas et par les fluides minéralisateurs diminuait à partir de la zone mentionnée vers le SE.

En tenant compte des relations géométriques de parallélisme entre l'allongement du géosynclinal, les fractures directionnelles initiales et l'axe B de la structure symmétamorphique imprimée à la série d'Altın Tepe, il faut s'imaginer que ce système de fractures directionnelles (donc les principales voies de manifestation du magmatisme linéaire eugéosynclinal et de son hydrothermalisme aussi), doit être maintenant à peu près parallèle à un plan „bc“ de la structure „B“ (fig. 8).

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

Carte géologique de la zone Altın Tepe

1. alluvions quaternaires\*

I, Bassin Babadag 2, Turonien-Coniacien

II, Dobrogea centrale (3, 4, 5, 6, 7, 8): A, unité istrienne (3, série des schistes verts: a, phyllites chloritiques  $\pm$  quartzieuses à intercalations minces de métagrauwacke; b, niveaux de métagrauwacke à intercalations minces de phyllites chloritiques  $\pm$  quartzieuses; c, affleurements de minerais volcanogène-sédimentaires — pyrite, magnétite, chalcopryrite etc. — transformés à présent, partiellement ou totalement, en „chapeaux de fer“); B, unité carpienne (4, 5, 6, 7, 8, cristallin d'Altın Tepe; 4, 5, 6, 7, série d'Altın Tepe): 4, complexe terrigène supérieur\*\* /a, alternances de schistes chlorito-sériciteux quartzeux ( $\perp$  muscovite  $\pm$  biotite  $\pm$  grenat), quartzites chloritiques ( $\pm$  séricite), schistes muscovito-quartzieux ( $\pm$  biotite  $\pm$  grenat); b, affleurements de minerais volcanogène-sédimentaires (pyrite, magnétite, chalcopryrite etc.) transformés à présent, partiellement (ou totalement, en „chapeaux de fer“); 5, complexe terrigène moyen [alternances de type flysch constituées de micaschistes ( $\pm$  biotite  $\pm$  grenat  $\pm$  staurotide), schistes quartzieux muscovitiques ( $\pm$  biotite), quartzites biotitiques, paragneiss muscovitiques ( $\pm$  biotite); parfois apparaissent des intercalations d'amphibolites rubanées (métatufs basiques)]; 6, complexe tuffogène basique [amphibolites rubanées (métatufs basiques\*\*\*) à intercalations minces de micaschistes et de paragneiss]; 7, complexe terrigène inférieur (alternances de quartzites biotitiques, micaschistes et paragneiss); 8, zones à l'intérieur des 3 complexes terrigènes où apparaissent des sills de métagabbros (M<sub>0</sub>), de métadiorites (M<sub>1</sub>) et de métaserpentinites (M<sub>2</sub>).

III, Dobrogea septentrionale: A, unité de Măcin [9, Paléozoïque supérieur (formations sédimentaires et éruptives) Lias (formations sédimentaires)]

[10, roches dynamométamorphosées liées à la ligne Peceneaga-Camena; 11, roches dynamométamorphosées liées au charriage istrion; 12, ligne de charriage (Peceneaga-

\* On n'a pas représenté sur la carte les dépôts quaternaires loessoides.

\*\* Dans ce complexe se situent le gisement volcanogène-sédimentaire d'Altın Tepe et les affleurements similaires.

\*\*\* Des sills de métagabbros s'associent aux métatufs basiques.



Camena) de la Dobrogea centrală sur la Dobrogea septentrională (a, segment post liasic-antéturonien; b, segment postconiacic, repris); 13, failles postérieures à la ligne de charriage de l'unité istrienne sur l'unité carpienne et antérieure à la ligne Peceneaga-Camena; 14, ligne de charriage (intratriasique) de l'unité istrienne sur l'unité carpienne; 15, failles antérieures à la ligne de charriage de l'unité istrienne; 16, position de la schistosité métamorphique de stratification (flanc normal); 17, élément linéaire (linéation, axe de micropli) sinmétamorphique, parallèle à la structure B; 18, axes de plis sinmétamorphiques (structures B), avec le sens et la valeur moyenne des affaissements axiaux (a, anticlinal, b, synclinal); 19, limite géologique dans une succession continue; 20, limite des formations transgressives antéquatérnaires; 21, limite des alluvions quaternaires; 22, coupe géologique.











## 2. ZĂCĂMINTE

### VULCANISMUL NEOGEN DIN EXTREMITATEA SUD-VESTICĂ A MUNTILOR METALIFERI ŞI METALOGENEZA ASOCIATĂ<sup>1</sup>

DE

SERGIU PELTZ<sup>2</sup>, TIBERIU URCAN<sup>3</sup>

#### Abstract

Neogene Volcanism from the South-Western Outermost Part of the Metaliferi Mountains and the Associated Metallogenesis. Within the south-western outermost part of the Metaliferi Mountains, a varied volcanic activity as to its manifestation forms and the products elaborated, has unfolded in the course of the Neogene. This activity may be divided into three stages or eruption cycles as follows. During the first cycle -- Lower + Middle Tortonian?, the volcanic activity has developed only in some districts of the above region, showing an ignimbritic character in the Pojoga region, and a mixed, predominantly effusive one, in the Groşi-Coşteiu de Sus region. The products yielded are represented by welded rhyolite tuffs, biotite-bearing andesites and their pyroclastites, perlites. The volcanism of the second cycle -- Upper Tortonian-Sarmatian -- marked an ample development during the Sarmatian, covering the whole area. The mixed activity was prevailingly explosive, intrusions of the laccolith, dome, apophyse and dyke type being associated with it. The sequence of eruptions has started from quartziferous andesites to pyroxene-bearing andesites. The presence of some basaltic andesite intrusions points to the development of the Pliocene-Quaternary basaltic volcanism of the third cycle also over the area pertaining to the south-western outermost part of the Metaliferi Mountains. A good correlation between the eruption cycles of this region and those from other parts of the Metaliferi Mountains is to be noticed. The volcanic activity has unfolded under the control of the Tisa-Pojoga-Ghiniş (EW) and Tisa-Fragale-Groşi (ENE-WSW) tectono-volcanic alignments; they are comprised in a minimum resistance zone, which is almost parallel to the axial direction of the Metaliferi Mountains trough. The hydro-

<sup>1</sup> Comunicare în şedinţa din 28 mai 1971 a IPEG „Hunedoara” din Deva.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Sos. Kiseleff nr. 55, Bucureşti.

<sup>3</sup> Întreprinderea Geologică de Prospectiuni, Cal. Griviţei nr. 64, Bucureşti.



metasomatic and metallogeneftical activity is associated with the Sarmation andesitic volcanism. The veined mineralization and the indications of mineralization from the Bulza, Coșteul de Sus, Fintoag and Tisa areas constitute the metallogenic district Bulza-Tisa with hydrothermal accumulations of polymetallic sulphides (Zn, Pb, Cu) and gold. The peculiar character of the mineralization of this district is due to the presence of stibnite.

## INTRODUCERE

În ultimii ani s-au intensificat eforturile pentru cunoașterea vulcanismului tînăr din regiuni ale României mai puțin cercetate în trecut. Printre acestea se află și extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi, respectiv regiunea Tisa-Pojoga-Bulza-Groși-Coșteul de Sus-Fintoag.

Cu prilejul cercetărilor pe care le-am efectuat în această regiune între anii 1963—1965, în parte și cu Margareta Peltz<sup>4</sup>, au fost obținute date noi privind structura geologică și metalogeneza asociată vulcanismului neogen.

În lucrări publicate anterior, au fost prezentate unele rezultate ale cercetărilor care privesc: prezența șisturilor cristaline (Peltz, Peltz, 1965), a tufurilor sudate (Peltz et al. 1967), vulcanismul neogen din regiunea Groși-Bulza-Fintoag (Peltz et al., 1970).

Scopul acestei lucrări este de a prezenta într-o imagine de ansamblu structura geologică și evoluția vulcanismului cu privire specială asupra formelor sale de manifestare, precum și metalogeneza asociată.

Rocile eruptive din regiune sînt menționate în literatura geologică din a doua jumătate a secolului trecut și de la începutul secolului nostru (Stur 1861, Hauser, Stache 1863, Kadič 1905, Pinkert 1907). O altă etapă în cunoașterea vulcanismului din regiune este marcată de cercetările efectuate de Iacob (1944) și Papiu (1934) care acordă atenție atât vulcanitelor din regiune cît și mineralizațiilor legate de acestea. În ultimii ani Dușa (1965) a efectuat cercetări în zona Valea Mare-Coștei-Fintoag, aducînd contribuții importante la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii formațiunilor sedimentare.

<sup>4</sup> S. Peltz, Margareta Peltz. Raport asupra prospecțiunilor geologice executate în regiunea Zam-Tisa-Bulza, 1963. Arh. M.M.P.G. București.

S. Peltz, T. Urcan, Raport asupra prospecțiunilor pentru sulfuri complexe executate în regiunea Zam-Tisa-Bulza, 1964. Arh. M.M.P.G. București.

T. Urcan, Raport asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase executate în partea de SW a Munților Metaliferi, zona Bulza-Coșteul de Sus-Lăpușiu, 1965. Arh. M.M.P.G. București.





Relieful regiunii este în general bine diferentiat, morfologia reflectând structura geologică. Vulcanițele constituie forme mai pronunțate (dealul Calea Albă 425 m, dealul Cornu 460 m, dealul Fragale 477 m, dealul Corbu 364 m, Măgura Pojoga 328 m) în timp ce piroclastitele și în special formațiunile sedimentare prezintă un relief domol.

Principalele componente hidrografice sînt văile Ioneasca, Bulza, Ghiniș, Sălciva, Ursului, Groși, tributare Mureșului și valca Louiului cu afluenții săi, tributară Begheiului.

## I. Fundamentul prevulcanic

A) **Cristalinul.** Cu prilejul cercetărilor efectuate în regiune s-a evidențiat un fapt nou și anume participarea destul de importantă a șisturilor cristaline la alcătuirea fundamentului. Principalele zone de apariție se situează în raza satului Tisa (Pîrîul Ursului, pîrîul Moșelu), în bazinul văii Ioneasca, la Coșteiu de Sus (Valea Caselor, Valea Popii) și în raza satului Groși în bazinul văii cu același nume, unde cunoaște o dezvoltare apreciabilă. Aici șisturile cristaline sînt bine deschise de văile Șovoroanc, Lișie, Frăsloasca, Rîpi, Ciuta și Țigănească. Remarcăm de asemenea prezența cristalinelui la vest de Groși pe văile Pietrele, Moșului și Moriga.

Studiul macroscopic și microscopic arată că rocile identificate aparțin unei serii slab metamorfozate care se poate raporta în ansamblu filitelor. Aceste roci provin din metamorfozarea în condițiile faciesului de șisturi verzi, a unor depozite argiloase, marno-argiloase, marno-grezoase, carbonatice și tufogene.

Pe baza studiilor microscopice au fost separate șisturi sericito-cloritoase, cuarțito-cloritoase, cuarțito-sericitoase, șisturi cuarțito-carbonatice, șisturi cuarțitice cu porfiroblaste de albit, șisturi tufogene, grafitoase, epidozite și metadolerite.

Prezența alături de șisturile epimetamorfice a șisturilor tufogene și a metadoleritelor atestă existența unui magmatism inițial în timpul ciclului tectono-magmatic Baicalian și în această porțiune a geosinclinalului Mureșului.

Prin aspectele macroscopice și microscopice șisturile cristaline din regiunea Tisa-Bulza-Groși sînt asemănătoare celor descrise în unele nivele ale epizonei din nordul munților Poiana Ruscă a căror continuare spre nord o reprezintă.



**B) Ofiolitele.** Prezența ofiolitelor a fost recunoscută în numeroase puncte din regiune deși pe suprafețe mai restrânse în comparație cu vulcanitele neogene. Amintim aici ivirile de pe văile Șerban, Soci, Sirebi, Scoruș (Tisa și Sălciava) Ioneasca, Boukui, Dobrileşti (Bulza) Popii, Caselor (Coștei) și Ilișie (Groși).

Contrar părerii lui Dușă (1965), în zona Fintoag se dezvoltă numai vulcanite neogene clastice sau masive de natură andezitică.

În general, în regiunea prezentată ofiolitele constituie curgeri de bazalte și filoane de anamezite și dolerite. Menționăm că aparițiile de ofiolite de la Coșteiul de Sus completează imaginea asupra ariei de răspândire a magmatismului inițial în șanțul Metaliferilor, remarcându-se faptul că ofiolitele apar și la sud de ridul cristalin Tisa-Ioneasca-Groși.

**C) Jurasicul.** Este bine dezvoltat în regiune fiind reprezentat preponderent prin calcare recifale albe, slab fosilifere, considerate de Socolescu (1940), ca fiind de vîrstă kimmerigian-portlandiană.

Calcarele jurasice constituie o bandă aproape continuă între Sălciava și Valea Peștiș și unde se dezvoltă în continuare spre vest, pînă la zona Căprioara-Căpîlnaș.

Calcarele jurasice stau în parte peste ofiolite și sînt la rîndul lor acoperite de formațiunile mai noi. Uneori aceste raporturi sînt înlocuite de relații anormale determinate de solicitări tectonice.

**D) Cretacicul inferior.** Depozitele cretacic-inferioare se dezvoltă foarte bine atît în estul regiunii (Tisa-Sălciava) cît și în nord-vestul ei (Văile Bulza, Dobrileşti, Fundata). Cretacicul se dezvoltă în general în facies de fliș și este reprezentat printr-o alternanță de gresii fine sau granulare, diaclazate, gresii calcaroase, marno-calcare, șisturi marnoase, gresii și conglomerate roșii.

Încă din anul 1963 Peltz, Peltz<sup>5</sup> atribuie acestor depozite vîrsta valanginian-hauteriviană și barreliană.

Formațiuni de vîrstă apțiană sînt de asemenea prezente în regiune și au fost separate pe baza asemănărilor de facies cu roci încadrate la acest etaj de alți autori care au determinat și prezența Orbitolinei lenticularis. Astfel de depozite se dezvoltă pe pîraiele Bisericii, Fundata și Peștiș.

Sînt constituite dintr-o alternanță de gresii, șisturi argiloase, microconglomerate și conglomerate. Depozitele vallanginian-hauterivien, barreliene și apțiene se dispun peste formațiunile mai vechi (ofiolite, jurasic) fiind la rîndul lor acoperite de produsele vulcanismului neogen.

<sup>5</sup> Op cit. pct. 4.





**E) Cretacicul superior.** Se dezvoltă în nordul regiunii, în raza localității Pojoga (văile Țigănească, Pojoga, Sălciva). Depozitele sînt constituite din punct de vedere litologic din gresii argiloase, micacee, gresii conglomeratice și conglomerate predominant cuarțoase. Pe baza asemănărilor de facies cu regiunile învecinate de la nord de Mureș acestor depozite li se atribuie o vîrstă cenomaniană.

Depozitele cretacicele superioare stau discordant peste ofiolite, calcarele jurasice și cretacicele inferioare și sînt străbătute la rîndul lor de vulcanite neogene.

## II. Relațiile dintre vulcanitele neogene și formațiunile sedimentare ale culoarului Nemeșești-Coștei-Lăpușiu

Cercetările efectuate în zona Groși-Nemeșești-Coștei-Fintoag ne-au permis culegerea de date referitoare la relațiile dintre formațiunile sedimentare tortonice și pannonicne și produsele vulcanismului neogen, care au contribuit la situarea în timp a importanțelor și variațelor manifestări vulcanice din regiune.

Am acordat o atenție deosebită relațiilor dintre sedimentarul tortonian și andezitele cu biotit generate de aparatul Calea Albă (Coștei) deoarece activitatea vulcanică din regiune a debutat cu punerea în loc a acestora.

Cu prilejul cercetărilor a fost observată prezența andezitelor cu biotit atât de sub calcarele de Leitha (Valea Gemenii) cit și ocupînd o poziție superioară acestora (dealul Cărbuneasa).

Relațiile directe de superpoziție dintre aceste andezite și formațiunile tortonice și considerațiuni de ordin regional privind caracterul și succesiunea erupțiilor miocene pe teritoriul Munților Metaliferi (Cioflica et al., 1966; Ianovici et al., 1969) ne permit să considerăm că oel puțin una din cele 2 venituri de andezite cu biotit s-a produs în Tortonianul inferior.

Pornind probabil de la considerații apropiate Dușu (1963) atribuie acestor andezite o vîrstă helvețian-superioară.

Spre est, în raza localității Fintoag depozitele tortonice sînt acoperite de piroclastite andezitice grosiere sau fine generate de aparate vulcanice care au activat în sarmatian. Remarcăm însă faptul că la Fintoag pe pîrîul Burău argilele marnoase ale tortonianului conțin la partea superioară intercalații centimetrice de cinerite, ceea ce atestă existența unor manifestări vulcanice concomitent cu repunerea sedimentelor tortonice.



După încetarea activității eruptive din regiune relieful vulcanic a fost acoperit de apele lacului pannonic, dovada fiind depozitele de nisipuri și pietrișuri cu elemente rulate de cuarț, care ocupă suprafețe importante în vestul regiunii și apar ca petice acoperind punctele mai înalte ale vechiului relief vulcanic.

Inexistența unor produse vulcanice (cel puțin în regiunea prezentată) intercalate în depozitele pannonic, ne permite să afirmăm că activitatea vulcanică din regiune s-a consumat în Sarmațian.

### III. Formele de manifestare a vulcanismului

În timpul Miocenului și probabil la începutul Pannonianului în extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi s-a desfășurat o activitate vulcanică variată în ceea ce privește formele sale de manifestare și compoziția produselor eliberate. (Peltz, Peltz, 1969; Peltz et al., 1970), larga extindere a produselor piroclastice conferă activității explozive rolul principal. Ca urmare a cercetărilor vulcanologice pe care le-am efectuat, am putut stabili că în ansamblul activității aparatelor de tip central, scavențele efuzive au fost subordonate. Destul de importantă mai ales sub raportul implicațiilor metalogenetice, a fost activitatea intrusivă sincronă celei extrusive.

Caracterelor petrografice și petrochimice ale produselor vulcanismului andezitic și riolitic au fost prezentate în lucrări ale noastre anterioare publicate (Peltz et al., 1967, 1970) sau nepublicate<sup>6</sup>. În tabelele 1 și 2 sînt prezentate compoziția modală a tuturor petrotipurilor și dimensiunile mineralelor.

**A) Aparat vulcanice.** *Stratovulcanul Calea Albă* reprezintă principalul aparat din colțul sud-vestic al regiunii. Acesta a activat în Tortonianul inferior, în primele momente ale desfășurării vulcanismului. Produsele sînt reprezentate prin două cuncri de andezite cu biotit și un nivel de brocii piroclastice.

*Strato-vulcanii din partea centrală și estică* sînt alcătuiți dintr-o alternanță de piroclastite și lave andezitice, ceea ce indică manifestarea unui vulcanism mixt, preponderent exploziv.

Complexului stratovulcanic îi atribuim vîrsta sarmațiană deoarece acoperă produsele vulcanului Calea Albă și suportă depozite sedimentare pannoniene (pl. I).

<sup>6</sup> Op. cit. pct. 4.





TABELUL 1  
Compoziția modală — %

Tip petrografic	Feldspat	Cuarț	Biotit	Hornblendă	Piroxeni	Minerale opace	Masă fundamentală
Andezit cu piroxeni	31	—	—	—	15,5	3,5	50
Andezit cu hornblendă și piroxeni	35,4	—	—	9	4,2	2	49,4
Diorit	58,2	7,9	7	—	26,2	0,7	—
Andezit cu hornblendă	38,5	—	—	6,5	—	4,5	50,5
Andezit cu hornblendă și biotit	25	—	5,4	9,3	—	5	55,3
Andezit cu biotit	13,4	—	7,6	—	—	—	79
Andezit cuarțifer	27,5	11	16,5	4	—	2	39

TABELUL 2  
Dimensiunile mineralelor (mm)

Tip petrografic	Feldspat	Cuarț	Biotit	Hornblendă	Piroxeni	Minerale opace
Andezit cu piroxeni	1,6/0,41– 0,72/0,32	—	—	—	1,68/0,88– 0,26/0,08	0,24/0,16– 0,12/0,04
Andezit cu hornblendă și piroxeni	1,8/0,8– 0,2/0,08	—	—	2,8/1– 0,4/0,08	1,2/0,4– 0,16/0,16	0,8/0,5– 0,04/0,03
Diorit	1,42/0,46– 0,2/0,08	0,4/0,08– 0,12/0,08	0,8/0,4– 0,24/0,2	—	1,2/0,8– 0,12/0,8	0,08,0,06– 0,04/0,04
Andezit cu hornblendă	4,8/2,8– 1/0,6	—	2,8/2– 0,8/0,6	3,4/1– 0,92/0,48	—	0,8/0,2– 0,2/0,08
Andezit cu hornblendă și biotit	2,2/1– 0,52/0,24	—	0,8/0,32– 0,4/0,26	2/0,72– 1/0,32	—	0,4/0,3– 0,12/0,12
Andezit cu biotit	2/0,6– 0,4/0,2	—	1,2/0,2– 0,2/0,08	—	—	—
Andezit cuarțifer	2/1,2– 0,8/0,32	0,8/0,6– 0,12/0,08	1,65/1,2– 0,4/0,2	1,2/0,8– 0,6/0,4	—	0,6/0,5– 0,2/0,08



Cercetările detaliate pe care le-am efectuat ne-au condus la conturarea a numeroase curgeri de andezite, răspândite pe întregul teritoriu; ele constituie intercalații în masa piroclastitelor. La alcătuirea lor participă: andezite cu hornblendă verde și biotit, andezite cu hornblendă, andezite cu hornblendă și piroxeni, andezite cu piroxeni.

Atribuirea diferitelor curgeri de lavă și nivele de piroclastite, centrelor de erupție, este deosebit de dificilă. Pentru majoritatea situațiilor reconstituirea anatomiei aparatelor vulcanice și în primul rând punerea în evidență a canalelor de alimentare, nu a putut fi realizată. Acestea fie că sînt acoperite de produsele ultimelor explozii, fie că au fost distruse de acestea.

Distribuția curgerilor, indicațiile studiului cantitativ al elementelor constitutive din piroclastite (Peltz, Peltz, 1969), date de ordin gravimetric<sup>7</sup> și geomorfologic, ne conduc la desemnarea a două alinamente tectono-vulcanice majore pe care se situează principalele structuri vulcanice din partea centrală și de est a regiunii. În partea sudică considerăm aliniamentul Calea Albă-dealul Fragale-Dealul Mare orientat SW-NE cu principalul centru de erupție în zona dealul Fragale. Aceștia îi atribuim curgerile de andezite cu hornblendă și biotit din zona de izvor a brațului stîng al văii Ioneasca, curgerile de andezit cu hornblendă din dealul Cornu, valea Ioneasca, dealul Fragale, curgerile de andezit cu piroxeni și hornblendă din dealul Fragale și Dealul Mare.

O altă linie eruptivă orientată WE se situează în nordul regiunii, între Pojoga-Tisa și cuprinde ca principală structură, *stratovulcanul Dealul Corbului*. În anatomia acestui aparat distingem două curgeri de andezite piroxenice, un nivel de lave piroclastice și trei nivele de brezii piroclastice. Alternanța acestor produse este vizibilă pe clima nordică a vulcanului (pîrîul Lucăcioanei).

Pentru vulcanitele din perimetrele valea Bulza-pîrîul Ghiniș și pîrîul Ursului-Lăsău, rămîne deschisă problema localizării centrelor de erupție mixtă.

Ca urmare a predominării activității explozive, vulcanoclastitele reprezintă peste 75% din masa produselor eruptive. În cadrul acestora distingem două grupe diferite, corespunzătoare vulcanismului ignimbritic de la Pojoga (Peltz et al., 1967) și secvențelor explozive ale vulcanilor de tip central (Peltz, Peltz, 1969; Peltz et al., 1970).

<sup>7</sup> J. Andrei. Raport asupra prospecțiunilor gravimetrice de detaliu din partea de vest a M. Metaliferi și partea de est a M. Drocea, pentru localizarea intruziunilor gabbroice și banatitice, 1963. Arh. M.M.P.G. București.



Prima grupă este reprezentată prin tufuri sudate de compoziție riolitică. În perimetrul Pojoga-Sălciva din nordul regiunii, ele aflurează pe oca 6 km.p, prezentînd grosimea de oca 100 m. Tufurile sudate sînt constituite din cristale și fragmente de cristale de cuarț, ortoză, sanidin, albit, biotit, litoclaste aparținînd rocilor sedimentare cretacice din fundament, precum și fragmente de sticlă sudate între ele. Acestea din

TABELUL 3

*Tuf sudat cu microfiamme — compoziția modală și dimensiunile elementelor constitutive*

Elemente constitutive		Limite %	Dimensiuni mm
Cristale și fragmente de cristale pirogenice	Cuarț, ortoză, sanidin, albit	7,47—14,37	3,825/0,99—2,115/1,35—0,54/0,1
	Biotit	0,38—4,48	1,215/0,13—0,765/0,13
Microfiamme		4,10—11,60	9/0,9—0,45/0,13
Fragmente de rocă		Spor — 2,96	490/3,15—1,35/1,125—0,45/0,4
Alvcole		Spor — 4,20	1,125/0,54—0,45/0,09
Sticlă		70,50—82,60	—

urmă reprezintă fragmente de zgură vulcanică pulverizată și retopită parțial, acumulate în stare incandescentă.

De asemenea, în unele secțiuni sînt prezente microfiammele, mici corpuri lenticulare, deformatate, de sticlă lipsită de structură. Microfiammele reprezintă între 4,10—11,6% din compoziția modală a tufurilor sudate (tab. 3).

Considerăm că exploziile puternice care au determinat pulverizarea magnei viscoase, au avut loc pe fracturile aliniamentului tectono-vulcanic major Tisa-Pojoga-Ghiniș, activ încă din Tortonian.

Oca mai largă răspîndire prezintă a doua grupă de vulcanoclastite alcătuită din lave piroclastice (Bulza și Tisa), dar mai ales din piroclastite. Distingem următoarele tipuri de piroclastite grosiere: breccii piroclastice cu liant microbrecios și lapilic, aglomerate cu liant microaglomeratic, aglomerate cu liant microaglomeratic și lapilic, aglomerate

mixta. Cea mai mare extindere se remarcă la aglomeratele cu liani micro-aglomeratic și lapilic. Din punct de vedere al compoziției elementelor constitutive predomină andezitele cu hornblendă și piroxeni și andezitele cu piroxeni. Piroclastitele fine sînt reprezentate prin tufuri lapilice și tufuri: litoclastice, litovitroclastice, litovitrocristaloclastice. La alcătuirea lor participă litoclaste de andezite cu hornblendă, andezite cu hornblendă și piroxeni, andezite cu piroxeni, cristale și fragmente de cristale de plagioclaz, piroxeni, magnetit. În medie se poate aprecia o grosime a formațiunii piroclastice de cca 200 m.

**B) Corpuri eruptive.** În diferite sectoare ale regiunii cercetate, la Coșteiu de Sus, Bulza, Pojoga, Fintoaag, se află intruziuni variate ca formă de zăcămint (lacolit, dom, stîlp, apofiză, dyke) și tip petrografic (andezite, andezite bazaltice, diorite). Aceste înrădăcinări s-au pus în loc în timpul activității extrusive tortoniene și sarmațiene descrise anterior. În multe puncte din teritoriu există indicații în acest sens evidențiate de faptul că lavele și piroclastitele sînt străbătute pe diferite grosimi de corpuri eruptive.

Dintre aceste intruziuni descriem în continuare pe cele mai importante.

*Lacolitul Bulza-Coștei*, ocupă în raza localităților cu același nume suprafața de cca 6 kmp și este alcătuit din andezite cu hornblendă verde și biotit. Corpul străbate fundamentul pre-terțiar și depozitele sedimentare tortoniene, precum și porțiuni inferioare ale complexului stratovulcanic andezitic sarmațian.

*Lacolitul Ioneasca* se situează în partea centrală a regiunii unde ocupă o suprafață de cca 5 kmp. Este alcătuit din diorite și microdiorite cu piroxeni și biotit care străbat fundamentul pre-terțiar (ofiolite, depozite sedimentare cretaceice) și o parte din complexul stratovulcanic, fiind acoperite de lavele andezitului piroxenitic. Astfel, momentul intruziunii este destul de bine precizat.

La Pojoga și Sălciua considerăm prezența a două microlacolite, alcătuite din andezite cuarțifere cu biotit și hornblendă. Ambele structuri străbat depozite sedimentare jurasice și cretaceice, de asemenea ridică în spinare tufurile sudate.

*Microlacolitul estic* se localizează între valca Țiganilor și valea Sălciua (suprafață cca 1,5 kmp), iar *microlacolitul vestic* se situează între valea Țiganilor și culmea Ștefan (suprafață cca 2 kmp).

Alt corp eruptiv, de dimensiuni mai mici (cca 1,5 kmp), este *domul* de andezite piroxenice *Burău-Godineasa* situat în sud-estul regiunii la





Fintoag. Acest dom străbate șisturi cristaline, depozite tortoniene și piroclastite andezitice. Menționăm prezența unui corp -- probabil un stâlp -- de andezite bazaltice, pe pârul Ursului (Tisa). Asemenea intruziuni de andezite bazaltice, dar de dimensiuni mai importante, se cunosc în regiunea văii Mureșului la Bretea și Herepea.

#### IV. Evoluția vulcanismului

Coroborarea tuturor datelor privind petrologia produseilor, formele de manifestare a vulcanismului, succesiunea și vîrsta erupțiilor, care au fost examinate în parte și în lucrări anterioare (Peltz et al., 1967, 1970) ne conduc la sistematizarea activității eruptive din extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi în trei etape sau cicluri<sup>8</sup>. În acord cu punctul de vedere exprimat de Rădulescu și Borcoș (1968) și de Ianovici et al. (1969), acestea corespund celor trei cicluri de erupție în care se grupează produsele magmatismului subsecvent tardiv din Munții Metaliferi.

Activitatea din primul ciclu s-a desfășurat în Tortonianul inferior și mediu, probabil numai în unele sectoare ale regiunii. Această etapă se caracterizează prin manifestarea unui vulcanism andezitic mixt, predominant efuziv, în sectorul Groși-Coștei și a unui vulcanism riolitic-ignimbritic în sectorul Pojoga.

După o perioadă de calm care s-a instaurat la finele Tortonianului mediu, activitatea vulcanică reîncepe probabil în Tortonianul superior și se manifestă cu intensitate în Sarmațian.

În al doilea ciclu vulcanismul cuprinde întregul teritoriu; numeroase aparate de tip central emit produse explozive și efuzive, în exclusivitate de compoziție andezitică, care au edificat masivul eruptiv actual. De asemenea, s-a manifestat o importantă activitate intrusivă cu implicații, mai ales în ceea ce privește mineralizațiile de la Bulza.

<sup>8</sup> Incadrarea funcțională a magmatismului subsecvent tardiv din România în cicluri sau etape, subcicluri și faze, precizarea conținutului petrologic și vulcanologic al acestor noțiuni, precum și a intervalului de timp corespunzător, în relație și cu istoria geotectonică a teritoriului, reprezintă probleme care își așteaptă rezolvarea.

În acord cu stadiul actual de abordare a acestor probleme, precum și din considerente de concizie a sistematizării activității vulcanice din regiune cu întreaga unitate a Munților Metaliferi, vom utiliza noțiunea de ciclu, așa cum a fost preconizată de Rădulescu și Borcoș (1968).

TABELUL 4

*Sucesiunea erupțiilor și metalogeneza asociată în extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi*

Ciclu	Vârsta	Caracterul activității vulcanice	Tipul petrografic
III	Pliocen	Intruziuni minore	Andezit bazaltic
II	Sarmatian — Tortonian superior	Activitate mixtă predominant explozivă; intruziuni asociate	Andezit piroxenitic bazaltoid hidromagmatic-metalogenetic Andezit cu piroxeni Andezit cu hornblendă și piroxeni Andezit cu hornblendă Andezit cu hornblendă și biotit și andezit cu artifer cu hornblendă și biotit
I	Tortonian inferior și mediu?	Activitate mixtă predominant efuzivă și de tip ignimbritic	Andezit cu biotit, perlit, tuf sudat riolitic

Sucesiunea erupțiilor s-a realizat de la andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit la andezite piroxenice bazaltoide. Cele mai importante momente efuzive se raportează erupțiilor de andezite cu hornblendă și de andezite cu hornblendă și piroxeni. Erupțiile de andezite cu piroxeni marchează stingerea activității vulcanice.

Prezența la Tisa a unui corp de andezite bazaltice, arată că pe teritoriul cercetat, ca și în alte regiuni ale Munților Metaliferi (Bretea, Detunata), activitatea vulcanică a cunoscut revirimente de mică amploare la sfârșitul Pliocenului, poate chiar în Pleistocen.

Aceste manifestări ale vulcanismului bazaltic caracterizează cel de al treilea ciclu din evoluția magmatismului subsecvent tardiv pe teritoriul regiunii Tisa-Bulza-Groși.

În întreaga sa istorie, vulcanismul s-a desfășurat sub controlul factorilor tectonici, un rol important jucându-l aliniamentele tectono-vulcanice Tisa-Pojoga-Ghiniș (EW) și Tisa-Fragale-Groși<sup>9</sup> (ENE-WSW). Am-

<sup>9</sup> Acest aliniament a fost pus în evidență și de prospecțiunile gravimetrice executate de J. Andrei (op. cit. pct. 7).





bele aliniamente se cuprind într-o zonă de minimă rezistență care se dirijează aproape paralel cu direcția axială a șanțului Metaliferilor. Aliniamentul nordic, cărui i se poate atribui un rol important și în desfășurarea vulcanismului ignimbritic, cuprinde microlacolitele de la Pojoga și vulcanul Dealul Corbului. Aliniamentul sudic cuprinde stratovulcanii Fragaie și Calea Albă, precum și lacolitul Bulza-Coștei.

## V. Metalogeneza

Vulcanismului andezitic sarmațian în primul rând crupției andezitului cu hornblendă și biotit, i se asociază o activitate metalogenetică reprezentată prin mineralizații de stibină și de sulfuri polimetalice unele aurifere.

O parte dintre ivirile cu mineralizații au fost semnalate de cercetătorii anteriori, altele au fost puse în evidență ca urmare a prospecțiunilor geologice executate în regiune între anii 1963—1965<sup>10</sup>.

În ansamblu, mineralizațiile din extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi au fost cuprinse de Peltz și Kräutner (1968) în „districtul acumulărilor hidrotermale de sulfuri polimetalice și aur Bulza-Tisa”. Acest district constituie porțiunea sud-vestică a „subprovinciei concentrațiilor asociate vulcanismului neogen din Munții Apuseni”. În cadrul acestei unități, al cărei centru de greutate se află mult mai la est, în regiunea Brad-Zlatna-Baia de Arieș, remarcăm o bună corespondență între procesele metalogenetice desfășurate în teritoriul la care ne referim și cele din alte sectoare (Ianovici et al., 1969). Această corespondență privește controlul structural, litologic, termodinamic, chimic, precum și vîrsta metalogenezei. Drept un caracter specific al mineralizației din districtul Bulza-Tisa poate fi considerată prezența stibinei.

A) **Mineralizația de stibină.** Apariția acestei mineralizații la Bulza, a fost semnalată de Kadič la începutul secolului (1904). Mult mai târziu Papiu<sup>11</sup> menționează stibina în piroclastitele andezitice din sectorul Pirul Țigănesc-Pirul Anei.

Cu prilejul cercetărilor din perioada 1963—1965, cînd a fost redeschisă galeria din Pirul Țigănesc, au fost obținute informații suplimentare privind această mineralizație. Se poate aprecia că este vorba despre

<sup>10</sup> Op cit. pct. 4.

<sup>11</sup> V. Corvin Papiu. Raport geologic mîner asupra regiunii Valea Mare-Căprioara-Bulza-Pojoga. 1949. Arh. M.M.P.G.

un singur filon orientat N 30°—65°W/78°—85° N, localizat în tufuri aglomeratice și breccii piroclastice cu liant tufaceu; aceste piroclastite prezintă argilizări și silicifieri.

Filonul a fost exploatat în trecut pe o lungime de 60 m. Mineralizația se dezvoltă în cuiburi lenticulare cu grosimea medie de 2 cm; excepțional pe unele porțiuni prezintă grosimi de 5—10 cm. Stibina formează o masă compactă, constituită din lamele, cristale izolate hipidomorfe cu orientări diferite, în general rotunjite, plașe. Ganga este alcătuită din calcit; în coperiș se observă o salbandă caolinoasă, cenușie. Analiza chimică a indicat: conținuturi importante de Sb și Ag, lipsă Au, Fe, Hg, Cu, Pb. Filonul se încadrează într-o anomalie geochimică pentru Hg (25 ppm) care prezintă aceeași orientare și extindere către sud<sup>12</sup>.

Circulația soluțiilor mineralizatoare cu caracter predominant monometalic (Sb), în sectorul Pîrîul Țigănesc-Pîrîul Anei și bogate în Hg către sud, a fost favorizată de o fractură orientată NW-SE, cu înclinare apropiată de 90°. Prezența altor fracturi care ar fi mărit interesul metalogenetic al acestui perimetru, nu a fost evidențiată prin lucrările executate.

Metalogeneza Sb și Hg se asociază erupțiilor de andezite cu hornblendă și biotit, aceleași care la sud, cantonează mineralizația de sulfuri polimetalice care va fi descrisă în continuare.

**B) Mineralizația de sulfuri polimetalice și aur.** Indicații privind această mineralizație, precum și unele acumulări apar în mai multe puncte din regiune. Acestea au fost grupate în trei sectoare.

1. *Sectorul valea Bolînda (Bulza)-valea Caselor (Coștei)*, cuprinde cele mai importante mineralizații hidrotermale asociate vulcanismului neogen din extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi.

Mineralizația de sulfuri polimetalice (blondă, galenă, calcopirită), apare ca filoane la periferia nordică și sudică a lacolitului Bulza-Coștei, constituit din andezite cu hornblendă și biotit.

Activitatea hidrotermală s-a manifestat pe mari porțiuni ale corpului eruptiv prin procesul de propilitizare, iar în zona fracturilor mineralizate prin procesele de sericitizare, argilizare, carbonatare, silicifiere.

Lucrările miniere și forajele cu care a fost cercetată partea nordică a lacolitului (perimetrul pîrîul Viezurimăi-pîrîul Gruniu) au pus în evidență intensă fisurare a acestei structuri (fig. 1, 2). Au fost identificate 9 fracturi filoniene avînd grosimi cuprinse între 5—20 cm, excep-

<sup>12</sup> O. Buracu, Raport asupra prospecțiunilor geochemice în sectorul Zam-Bulza, 1964. Arh. M.M.P.G.





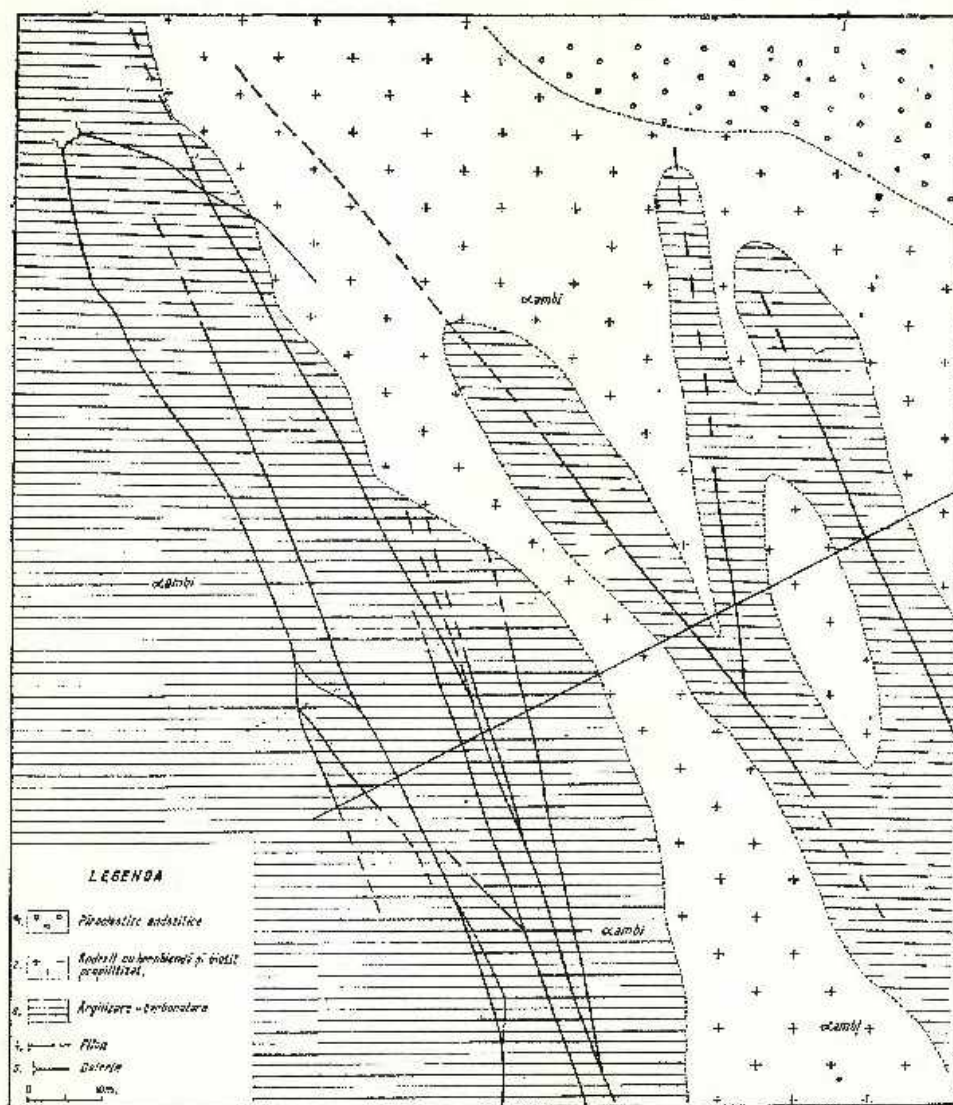


Fig. 1. — Schiță geologică a perimetrului pârui Vezurimii (Bulza).

1, piroclastite ; 2, andezite cu hornblendă și biotit propilitizate ; 3, sericitizare-carbonatare ; 4, filon ; 5, galerie.

Schéma géologique du périmètre ruisseau Vezurimii (Bulza).

1, pyroclastites ; 2, andésites à hornblendes et à biotites propylitisées ; 3, séricitisation-carbonation ; 4, filon ; 5, galerie.

țional 40 cm. Una dintre ele a fost urmărită direcțional pe o lungime de 135 m. În ceea ce privește orientarea, s-a putut stabili că un grup de fracturi prezintă poziția  $N 15^{\circ}-30^{\circ}W/78^{\circ}-90^{\circ} N$  și altul, poziția  $N 20^{\circ}-30^{\circ} W/85^{\circ}-90^{\circ} S$ . Este probabil ca la nivelul la care au fost cercetate, filoanele să reprezinte fasciculări ale unei fracturi care se dezvoltă în adâncime. Acest punct de vedere care se sprijină nu numai pe înclinarea diferită a filoanelor menționată mai sus, dar și pe unele date din subteran<sup>13</sup>, mănesc perspectiva metalogenetică a sectorului.

În perimetrul unde apare mineralizația s-au executat două foraje de mică adâncime care au străbătut pe 250 m și respectiv 168 m andezitul cu hornblendă și biotit hidrotermalizat. De asemenea, unul dintre foraje a interceptat mai multe zone de impregnație avînd grosimea de 20—40 cm; mineralele observate sînt pirita, blenda și galena. De asemenea, la adîncimea de 63,15 m a fost interceptat un filon de circa 10 cm grosime mineralizat cu blendă, galenă și pirită în gangă de calcit și cuarț.

Cu aceleași caractere, hidrotermalizările și mineralizările din bazinul văii Bolînda se extind spre sud în Valea Caselor (fig. 2). Astfel, la ramificația superioară a Văii Caselor unde se observă urmele unui puț, a fost interceptat un filon orientat  $N 30^{\circ} W/80^{\circ} S$ , care prezintă grosimea de 15 cm.

Lucrările de prospecțiune executate în subteran, au permis culegerea unor informații privind mineralizația de sulfuri din perimetrul pîrîul Viezurimii-pîrîul Grunțu, ca: modul de dezvoltare, paragenezele caracteristice, condițiile de genază, chimismul soluțiilor. Mineralizația se dezvoltă sub formă de filoane a căror grosime este cuprinsă între 5—20 cm. Aceste filoane prezintă structură breicioasă sau paralelă, dată de cuiburi de blendă, calcopirită și pirită, prinse într-un material caolinos și respectiv de benzi paralele formate din aceleași minerale. Mineralizația apare fie compactă, fie sub formă de impregnații.

Studiul microscopic evidențiază parageneza: pirită, galenă, calcopirită, precum și o gangă alcătuită din calcit și cuarț.

Pirita apare în granule idiomorfe sau hipidiomorfe, uneori breicioase. Este transformată parțial în marcasită; fenomenul se observă în special la marginile cristalelor.

Marcasita, mai puțin frecventă, apare ca mineral secundar pe seama piritei; se prezintă în agregate granulare.

<sup>13</sup> Op. cit. pct. 4 b.





Blendă este mineralul cel mai des întâlnit și reprezintă componentul principal al mineralizației de la Bulza. Acest mineral apare în plaje sau granule alotriomorfe, fie hipidiomorfe; conține numeroase incluziuni de pirită și formează frecvent dezamestecuri cu calcopirita. De asemenea, blendă apare sub formă de incluziuni în galenă.

În mineralizația de la Bulza blendă apare în două varietăți marmatit și cleiofan. Marmatitul se caracterizează printr-o culoare închisă, brun-neagră, iar cleiofanul se distinge ușor prin culoarea gălbuie ușor brună; spre deosebire de marmatit, cleiofanul este transparent.

Galenă apare în cantități apreciabile, alături de blendă sau invers. Probabil, galena s-a format înainte primelor minerale, în parte concomitent cu calcopirita.

Calcopirita apare mai puțin frecvent și se prezintă în cristale mărunte, alotriomorfe. De obicei însă, apare sub formă de picături în blendă, ca rezultat al dezamestecului celor două soluții solide.

Mineralele de gangă sînt reprezentate prin calcit și subordonat prin cuarț. Calcitul apare în cristale romboedrice de culoare roz, foarte finos dezvoltate.

Examinarea relațiilor dintre mineralele metalice evidențiază depunerea acestora din soluție în două etape, conform succesiunii din tabelul 5.

Floanele identificate prezintă pe unele porțiuni conținuturi importante de Zn și Pb, apoi de Ag. Mai puțin importante sînt conținuturile de Cu și Au. Sb, Bi și Ge apar ca urme.

TABELUL 5

*Sucesiunea mineralogenezei*

Generația I-a	Pirită Blendă-Calcopirită Galenă Pirită Carbonați	Generația a II-a	Galenă Blendă Pirită Carbonați Cuarț
---------------	---	------------------	--

Determinările efectuate pentru stabilirea temperaturii de formare a mineralizației arată că aceasta s-a depus la o temperatură cuprinsă între 310—330° (tab. 6).

În acord cu schema elaborată de Borcoș (Ianovici et al., 1969), limitele de temperatură determinate pentru mineralizația de la Bulza se încadrează la zona termică mediană (336°—220°).



Având în vedere modul de dezvoltare și condițiile de formare, considerăm că ne aflăm în prezența unei mineralizații hidrotermale (mezo-termale la limita superioară spre hipotermal), depusă pe un sistem de fracturi orientate NW-SE.

2. *Sectorul Piriul Albinei-Piriul Rompi (Bulza)*. Acest sector cuprinde indicații de mineralizări hidrotermale auro-argentifere și de sul-

TABELUL 6

*Rezultatele analizelor mineralotermometrice<sup>14</sup>*

Materiaul examinat	Temperatura minimă	Temperatura maximă	Temperatura medie
Blendă	327°	336°	330°
Cuarț	305°	319°	310°

furi polimetalice care apar pe pârul Albinei, afluent nordic al văii Huțuleasa, pârul Șurii, afluent sudic al văii Ioneasca și pe pârul Rompi, afluent nordic al văii Ioneasca (pl. I).

Mineralizările apar ca filonase de pirită, pirită auriferă și impregnații de pirită, calcopirită, blendă, galenă, în andezite cu hornblendă și în piroclastite andezitice. Activitatea metalogenetică din acest sector se asociază unor corpuri satelite structurii eruptive majore din valea Ioneasca, constituită în partea sa centrală din roci dioritice.

În punctele menționate mai sus, se remarcă propilitizări, argilizări și silicifieri, care afectează andezitul amfibolic și piroclastitele.

Ivirile fiind insuficient cercetate, nu se poate aprecia semnificația lor metalogenetică. Se pare, că soluțiile au avut un chimism deosebit comparativ cu sectorul Bulza-Coștei, fiind mai bogate în aur.

3. *Sectorul Tisa-Fintoag*. În partea de est a regiunii la care ne referim, au fost puse în evidență prin lucrările geologice executate în perioada 1963—1964, unele iviri cu mineralizație de marcasită. Acestea se localizează pe pârul Scoruș (Tisa), pe piraiele Godineasa și Burău (Fintoag).

Pe pârul Scoruș la circa 1 km sud de confluența cu Pârul Ursului (afluent sudic al Mureșului) se dezvoltă o zonă largă de argilizare și silicifiere a piroclastitelor andezitice sarmatiene. În cadrul acestei zone se află 3 filonase mineralizate cu marcasită. De asemenea, se observă

<sup>14</sup> Mulțumim dr. M. Borcoș pentru amabilitatea cu care ne-a pus la dispoziție determinările mineralotermometrice.





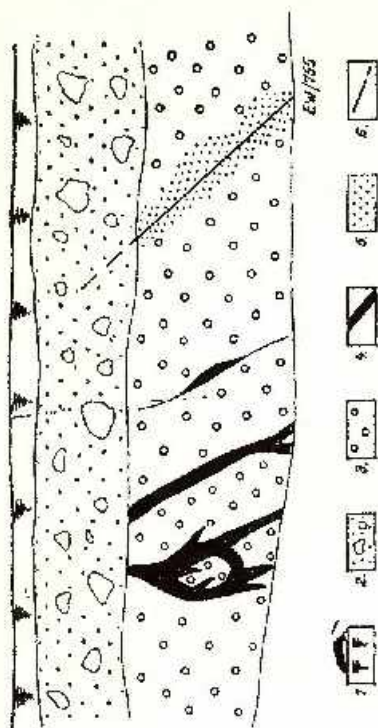


Fig. 2. — Schița deschiderii din versantul drept al pârului Godincasa (Fântoaig) sc. 1:100.  
1, sol; 2, grohoviș; 3, piroclastite; 4, marcasită; 5, marcasită; 6, fisură.

Schéma de l'affluement situé sur le versant droit du ruisseau Godincasa (Fântoaig), échelle 1:100.  
1, sol; 2, moraines; 3, pyroclastites; 4, marcasite; 5, marcasites; 6, fissure.

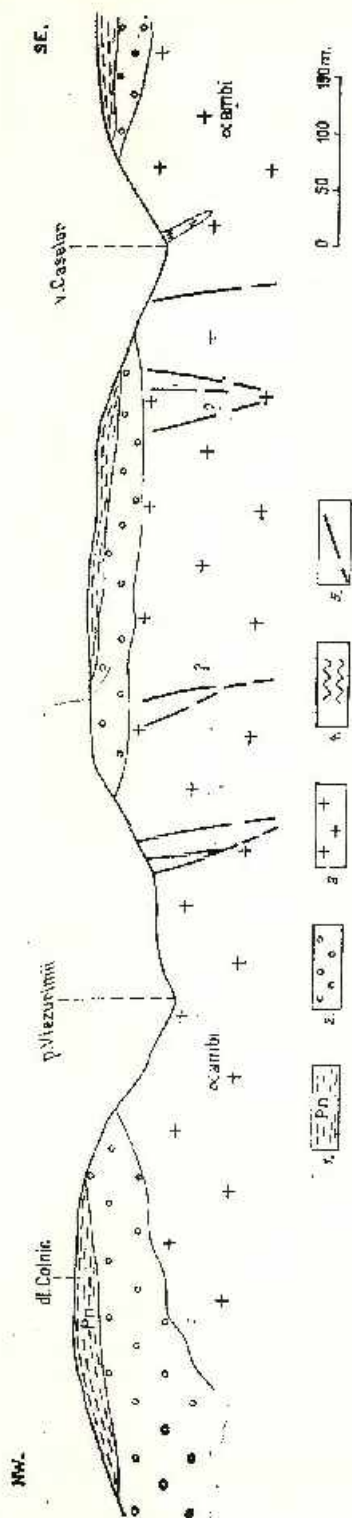


Fig. 3. — Sectione geologică prin lăcolitul Bulza-Coștei între dealul Colnic și V. Caselor, sc. 1:5000

1, Pannonian; 2, piroclastite; 3, andezite cu hornblendă și biotit; 4, șisturi cristaline; 5, filon.

Coupe géologique à travers le laccolite Bulza-Coștei entre la colline Colnic et la vallée Caselor, échelle 1:5000  
1, Pannonien; 2, pyroclastites; 3, andésites à hornblende et à biotite; 4, schistes cristallins; 5, filon.

marcasitizări în masa de legătură sau pe fisuri. Orientarea fisurației filoniene este  $N 35^{\circ}-50^{\circ} W$ /verticală, iar grosimea filoanelor variază între 30—60 cm.

Marcasita din filon formează mici rozete răspândite în ganga de calcit sau în roca gazdă.

Aceleași caractere prezintă mineralizația de marcasită de la Fintoaag (fig. 2).

Mineralizația se asociază erupțiilor de andezite piroxenice și anume domului Burău-Godineasa (fig. 3). Indicații concludente în acest sens au fost obținute pe marginea sudică a structurii. Pentru mineralizația de la Tisa, admitem un control litologic și structural similar; fisurile mineralizate cu direcția NW-SE se situează la periferia unui corp de andezite piroxenice, care nu apare la zi.

Studiul microscopic arată că minereul este constituit exclusiv din marcasită; aceasta se prezintă de obicei în agregate sferoidale, formate din cristale mărunte, izometrice. În unele cazuri la periferia agregatelor apar și cristale prismatice alungite care se întretaie. Se pare că marcasitizarea este ulterioară depunerii mineralului de gangă; acesta este zdrobit și reticulat de vinișoare de marcasită.

Datele chimice pun în evidență faptul că elementele predominante sînt sulfurul și fierul. Conținutul în Fe variază în limite largi și este cuprins între 12—52%; conținutul de S este de asemenea apreciabil, fiind cuprins între 11—40%. De remarcat este faptul că mineralizația pune în evidență conținuturi mici de Pb, Zn și Ag, deși la examenul secțiunilor lustruite nu au fost identificate alte specii minerale în afara marcasitei. Este probabil ca în adîncime filonul să se îmbogățească în acești componenți, trecîndu-se la o mineralizație de sulfuri polimetalice.

## CONCLUZII

În extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi s-a desfășurat în timpul Neogenului o activitate vulcanică variată în ceea ce privește formele de manifestare și produsele eliberate. Această activitate poate fi sistematizată în trei etape sau cicluri de erupție, corelabile cu cele separate de Rădulescu și Borceș (1968), Ianovici et al. (1969), pentru vulcanismul neogen din Munții Metaliferi.

În primul ciclu — Tortonian inferior + mediu? — activitatea vulcanică s-a desfășurat numai în unele sectoare ale regiunii și a avut un caracter ignimbritic în regiunea Pojoga și un caracter mixt predominant efuziv, în regiunea Groși-Coșteiu de Sus. Produsele eliberate





sînt reprezentate prin tufuri sudate riolitice, andezite cu biotit, piroclastitele lor, perlitite.

Vulcanismul celui de al doilea ciclu — Tortonian superior-Sarmatian — s-a desfășurat cu amploare în Sarmatian, cuprinzînd întregul teritoriu. Activitatea mixtă a fost preponderent explozivă, acestea asociindu-i-se intruziuni de tip lacolit, dom, stîlp, apofiză, dyk. Succesiunea erupțiilor s-a realizat de la andezite cuarțifere la andezite piroxenice.

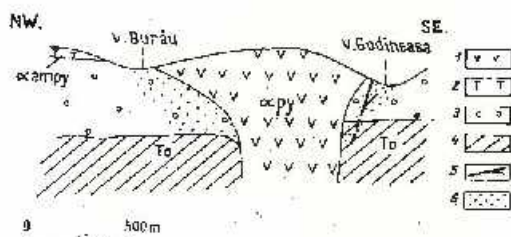


Fig. 4. — Secțiune geologică prin domul Burău-Godineasa, sc. 1 : 25 000

1, andezit cu piroxenți ; 2, andezit cu hornblendă și piroxenți ; 3, piroclastite andezitice ; 4, depozite sedimentare tortoniene ; 5, filon de marcasită ; 6, marcasitizări.

Coupe géologique à travers la dôme Burău-Godineasa  
échelle 1 : 25 000e

1, andésite à pyroxènes ; 2, andésite à hornblende et à pyroxènes ;  
3, pyroclastites andésitiques ; 4, dépôts sédimentaires tortoniens ;  
5, filon de marcasite ; 6, marcasitisations.

Prezența unor intruziuni minore de andezite bazaltice la Tisa, indică manifestarea vulcanismului bazaltic plio-cuaternar din ciclul III și pe teritoriul extremității sud-vestice a Munților Metaliferi.

Vulcanismul s-a desfășurat sub controlul aliniamentelor tectono-vulcanice Tisa-Pojoga-Ghiniș (EW) și Tisa-Fragale-Groși (ENE-WSW). Aceste aliniamente se cuprind într-o zonă de minimă rezistență care se dirijează aproape paralel cu direcția axială a șanțului Metaliferilor.

Activitatea hidrometasomatică și metalogenetică se asociază vulcanismului andezitic sarmatian în principal, erupțiilor de andezite cu hornblendă și biotit. Mineralizația filoniană și indicațiile de mineralizare de la Bulza, Coșteiul de Sus, Fintoag, Tisa, constituie districtul acumulărilor hidrotermale de sulfuri polimetalice (Zn, Pb, Cu) și aur Bulza-Tisa. Caracterul specific al mineralizației acestui district este dat de prezența stibinei. Se disting trei sectoare cu următoarele particularități : a) Valea Bolinda-Valca Caselor cu mineralizație filoniană de



blendă, galenă, calcopirită, stibină, asociată erupțiilor de andezite cu hornblendă și biotit ; b) Pîrîul Alb-pîrîul Rompi cu indicații de mineralizație auro-argentiferă și de sulfuri polimetalice (filonașe, impregnații), asociată erupțiilor de andezite cu hornblendă ; c) Tisa-Fîntoag cu mineralizație de marcasită, avînd conținuturi mici de Pb, Zn, Ag (filonașe, impregnații), asociată erupțiilor de andezite piroxenice.

### BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Lupu M. (1963) Date noi asupra evoluției șanțului Metaliferilor. *Asoc. Geol. Carpato-Balc. Congr. VI, Varșovia.*
- Cioflică Gr., Istrate Gh., Popescu Gh., Udubașa G. (1966) Contribuții la cunoașterea vârstei produselor vulcanice din regiunea Hărtăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *Stud. cerc. geol., geogr., seria Geol., 11, 1, București.*
- Dușa A. (1965) Studii geologice pe valea Mureșului în regiunea valea Mare-Pojoga-Coșteiu de Sus-Bulza cu privire specială asupra stratigrafiei depozitelor mezozoice și terțiare. Autoreferatul tezei de doctorat (litografiat), București.
- (1966) Cercetări tectonice asupra regiunii Valea Mare-Căprioara-Pojoga-Coșteiu de Sus-Bulza, pe valca Mureșului. *St. Univ. Babeș Bolyai, ser. geol.-geogr. 1, Cluj.*
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. geol. Rom., XXI.*
- Borcoș M. (1966). Incadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol. 10, 2, București.*
- Ciușcă D., Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei și sturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol., geof. geogr., seria Geol. 12, 1, București.*
- Iacob D. (1944) Regiunea cuprinsă între Pojoga, Bulza și Valea Mare (jud. Severin). *Rev. Muz. Min.-Geol. VIII, 1, Cluj.*
- (1963) Contribuții la stratigrafia și tectonia regiunii vestice a Munților Metalici. *Acad. R.P.R., Filiala Cluj, St. cerc. științ., V, 3—4, Cluj.*
- Ianovici V., Ciușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. *Ed. Acad. R.S.R. București.*
- Kadić O. (1905) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes an der oberen Bega, in der Umgebung von Facset, Kostej und Kurtiya. *Jahrsb. d. k. ung. geol. Anst. 1903, Budapest.*
- (1906) Die geologischen Verhältnisse des Berglandes am linken Ufer der Maros in der Umgebung von Czela, Bulza und Pozsoga. *Jahrsb. d. k. ung. geol. Anst. 1904, Budapest.*
- Papiu V. Corvin (1934) Géologie de la région Valea Mare-Căprioara-Bulza-Pojoga. *C. R. Inst. Géol. Rom. XXXVIII, București.*





- Peltz S., Peltz Margareta (1965) Notă asupra unor iviri de șisturi cristaline în regiunea Tisa-Ioneasca. *D. S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Peltz Margareta, Urcan T. (1967) Contribuții la cunoașterea tufurilor sudate de la Pojoga (regiunea Hunedoara). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1, București.
- Kräutner H. (1968) Harta genetică a substanțelor minerale utile sc. 1: 200.000, foaia Deva. *Inst. geol.* București.
- Peltz Margareta (1969) Unele rezultate ale utilizării datelor cantitative în studiul piroclastitelor. *D. S. Com. Geol.* LIV/2, București.
- Peltz Margareta, Urcan T. (1970) Contribuții la cunoașterea vulcanismului neogen din regiunea Groși-Bulza-Fintoag (extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi). *D. S. Inst. geol.*, LV (1967—1968), București.
- Finkert E. (1907) Adatok a Bulzai hegycsoport eruptivus Közetének ismerethez. *Földt. Közl.* Budapest.
- Rădulescu D., Borcoș M. (1968) Aperçu général sur le déroulement du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI.
- Savu H. (1952) Asupra erupțiilor neogene din partea de nord a Masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* XI/III, București.
- (1967) Die Mesozoischen Ophiolithe der Rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Ac. Sci. Hung.* 11, 1—3, Budapest.
- Socolescu M. (1940) Les affleurements de minerais de la région Vața-Șoimuș-Buceava-Săvârșin-Zam. *C. R. Séances Inst. Géol. Roum.* XXII (1934—1935).
- Stur D. (1861) Über das Tertiärländ im südwestlichen Siebenbürgen. *Verh. d.k.k. geol. R. A.* XII.

## LE VOLCANISME NÉOGÈNE DE L'EXTREMITÉ SW DES MONTS METALIFERI ET LA MÉTALLOGÈNE ASSOCIÉE

### (Résumé)

Le but de cet article est de présenter la structure géologique de la région Tisa-Pojoga-Bulza-Fintoag (extrémité SW des Monts Metaliferi) dans son ensemble et l'évolution du volcanisme, à regard spécial sur les formes de manifestation, ainsi que la métallogenèse associée. Le soulèvement prévolcanique de la région est constitué de schistes épimétamorphiques, ophiolites, dépôts sédimentaires jurassiques supérieurs, créacés et tortoniens. Dans la région sur laquelle porte notre étude, une variée activité volcanique andésitique et rhyolitique s'est déroulée durant le Miocène et, probablement au commencement du Pannonien. Dans l'ensemble de l'activité des appareils de type central, les séquences effusives ont été subordonnées; l'activité intrusive, synchrone à celle extrusive, a été assez importante surtout sous le rapport des implications métallogéniques. Les principaux appareils volcaniques sont: Calea Albă à activité mixte surtout effusive, Fragale, Dealul Mare, Dealul Corbului à activité mixte surtout explosive. Ces volcans ont émis des andésites à biotite, andésites à hornblende et biotite, andésites à hornblende,



anésites à hornblende et pyroxènes, andésites pyroxéniques. Il est particulièrement difficile d'attribuer les différentes coulées de lave et les niveaux de pyroclastites, situés dans la région, aux centres d'éruption. Parfois, on n'a même pu mettre en évidence les canaux d'alimentation, ceux-ci étant soit recouverts par les produits des dernières explosions, soit détruits par celles-ci. Les volcanoclastites représentent plus de 75% de la masse des produits éruptifs. On y distingue des tufs soudés à composition rhyolitique (secteur Pojoga) et pyroclastites andésitiques grossières ou fines (pour le reste de la région).

A Coșteiu de Sus, Bulza, Pojoga, Fîntoag, il y a des intrusions variées comme forme de gisement (laccolite, dome, neck, dyke) et comme type pétrographique (andésite, andésites basaltique, diorites). Les plus importantes intrusions sont les suivantes : le laccolite Bulza-Coștei (6 km carré), formé d'andésite à hornblende et biotite ; le laccolite Ioneasca (5 km carrés) formé de diorites et de microdiorites à pyroxènes et biotites ; les microlaccolites Pojoga et Sălciva à la formations desquels participent des andésites quartzifères à biotite et hornblende ; le dôme d'andésites pyroxéniques Burău-Gocăneasa. La corroboration de toutes ces données sur la pétrologie des produits, les formes de manifestation du volcanisme, la succession et l'âge des éruptions, nous mènent à systématiser l'activité éruptive de l'extrémité SW des Monts Metaliferi en trois étapes ou cycles, corrélables à ceux établis pour le volcanisme néogène des Monts Metaliferi par Rădulescu, Boroș (1968), Ianovici et al. (1969).

Durant le premier cycle — Tortonien inférieur + moyen? — l'activité volcanique s'est déroulée seulement dans certains secteurs de la région ayant un caractère ignimbrétique dans la région Pojoga et un caractère mixte, surtout effusif, dans la région Groși-Coșteiu de Sus. Les produits émis sont représentés par des tufs soudés, rhyolitiques, andésites à biotite, leurs pyroclastites, perlites. Le volcanisme de deuxième cycle — Tortonien supérieur-Sarmatien — s'est déroulé amplement au cours du Sarmatien, comprenant tout le territoire. L'activité mixte a été surtout explosive, des intrusions s'y rattachant. La succession des éruptions s'est réalisée à partir des andésites quartzifères jusqu'aux andésites pyroxéniques (tableau 4). La présence d'un corps d'andésites basaltiques à Tisa prouve que sur le territoire étudié, ainsi que dans d'autres régions des Monts Metaliferi (Bretea, Detunata), l'activité volcanique a connu de petits revirements à la fin du Pliocène, peut-être même dans le Pléistocène. Ces manifestations du volcanisme basaltique caractérisent le troisième cycle de l'évolution du magmaisme subséquent tant sur le territoire qui fait l'objet de cette étude. Durant toute son histoire, le volcanisme s'est déroulé sous le contrôle des facteurs tectoniques, un rôle important y jouant les alignements tectono-volcaniques Tisa-Pojoga-Ghiniș (EW) et Tisa-Fragale-Groși (ENE-WSW). Les deux alignements sont compris dans une zone de faible résistance qui est orientée à peu près parallèlement à la direction axiale de la fosse des Metaliferi. L'alignement septentrional, auquel on peut attribuer un important rôle dans le développement du volcanisme ignimbrétique aussi, comprend les microlaccolites de Pojoga et le volcan Dealul Corbului. L'alignement méridional renferme les stratovoicans Fragale et Calca Albă, ainsi que le laccolite Bulza-Coștei. L'activité hydrométasomatique et métallogénique s'associe au volcanisme andésitique sarmatien. La minéralisation filonienne et les indications de minéralisation de Bulza, Coșteiu



de Sus, Fintoag, Tisa forment le district des accumulations hydrothermales de sulfures polymétalliques (Zn, Pb, Cu) et d'or (Bulza-Tisa). Le caractère spécifique de la minéralisation de ce district est donné par la présence de la stibine. On distingue trois secteurs ayant les particularités suivantes : a) vallée Botinda-vallée Casclor à minéralisation filonienne de blende, galène, chalcopyrrite, stibine, associée aux éruptions d'andésites à hornblende et biotite ; b) ruisseau Albruisseau Rompi à minéralisation auro-argentifère et de sulfures polymétalliques, associée aux éruptions d'andésites à hornblende ; c) Tisa-Fintoag à minéralisation de marcassite, ayant de petites tenues en Pb, Zn, Ag, associée aux éruptions d'andésites pyroxéniques.

### EXPLICATION DE LA PLANCHE

1, Quaternaire-alluvions ; 2, Pliocène-andésite basaltique ; 3, Pannonien-sables ; 4, Sarmatien-Tortonien supérieur-pyroclastites andésitiques ; 5, andésite à pyroxènes ; 6, andésite à hornblende et à pyroxènes ; 7, diorite ; 8, andésite à hornblende ; 9, andésite à hornblende et à biotite ; 10, andésite quartzifère ; 11, Tortonien ; a, andésites à biotite et à pyroclastites ; b, tufs soudés ; 12, Crétacé ; a, Valanginien-Hauteriviien ; b, Cénomaniien ; 13, ophiolites ; a, Basaltes ; b, pyroclastites ; c, anamésites, diorites ; 14, Jurassique supérieur ; 15 a, schistes quartzito-sériciteux, schistes quartzito-carbonatés, roches basiques métamorphisées ; 15 b, schistes quartzo-sériciteux ; 15 c, metabasaltes ; 15 d, schistes tuffogènes ; 16, transformations hydrothermales ; 17, perlite ; 18, faille ; 19, point fossilifère ; 20, position de la coupe géologique ; 21, limite du district métallogénique ; 22, minéralisations ; 23, filon ; 24, imprégnation ; 25, genèse hydrothermale ; 26, galerie ; 27, carrière ; 28, forage.

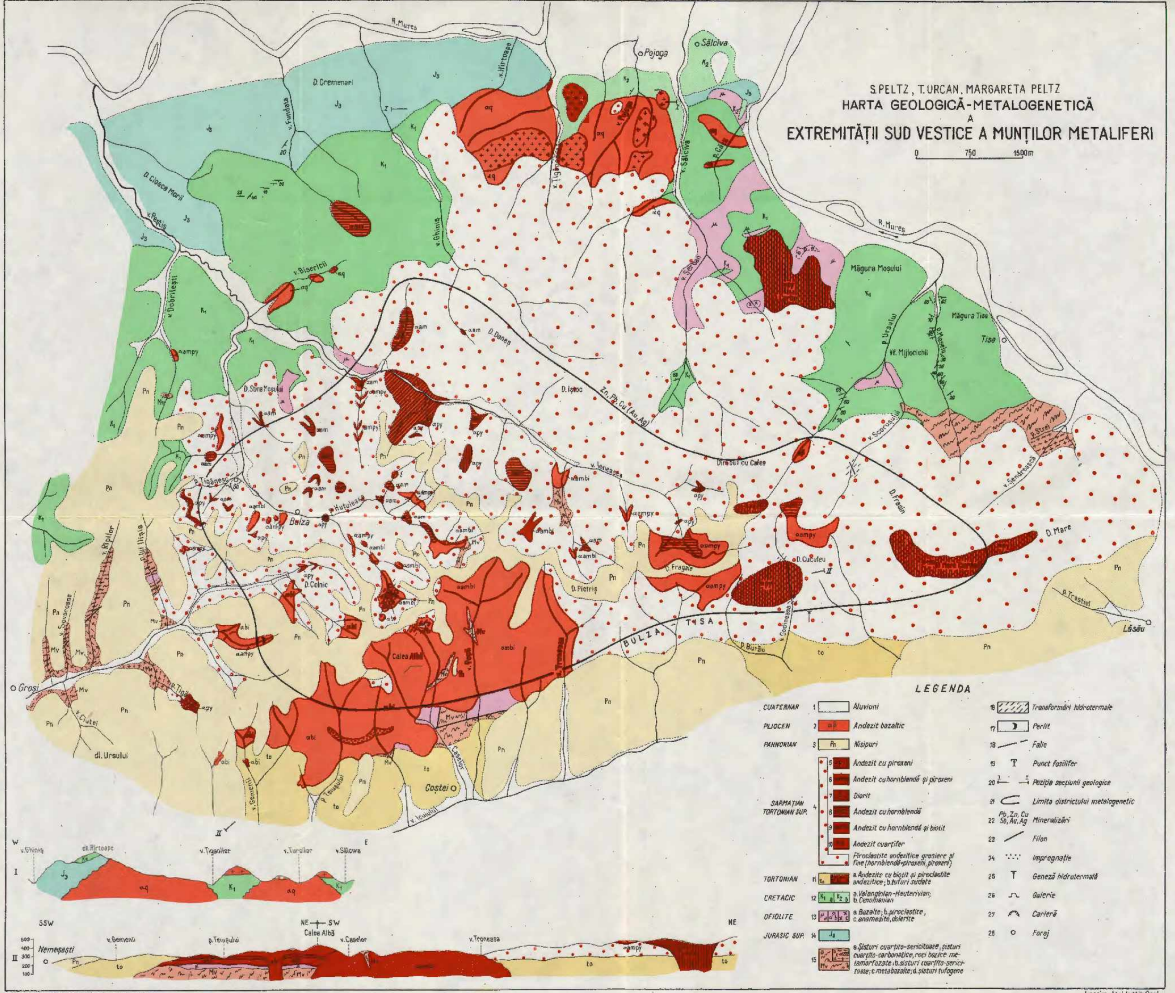






S.PELTZ, T.URCAN, MARGARETA PELTZ  
**HARTA GEOLOGICĂ-METALOGENICĂ**  
 A  
**EXTREMITĂȚII SUD VESTICE A MUNTILOR METALIFERE**

0 750 1500m



**LEGENDA**

- |                     |    |  |    |                                |
|---------------------|----|--|----|--------------------------------|
| <b>CONTINENTAR</b>  | 1  | Aluvioni   | 17 | Transformări hidrotermale      |
| <b>PLEISTOCEN</b>   | 2  | Andezit bazaltic   | 18 | Perlit                         |
| <b>PLEISTOCEN</b>   | 3  | Ph   | 19 | Nilipari                       |
| <b>SARMAȚIAN</b>    | 4  | Andezit cu piraxeni  | 20 | Puncte faștifer                |
|                     | 5  | Andezit cu hornblendă și piraxeni  | 21 | Probleme structurale geologice |
|                     | 6  | Diorit   | 22 | Ph, Sz, Cu                     |
|                     | 7  | Andezit cu hornblendă  | 23 | Mineralizații                  |
|                     | 8  | Andezit cu hornblendă și bazalt  | 24 | Nilon                          |
| <b>TERTIAR</b>      | 9  | Andezit cuarțifer  | 25 | Isopragnefte                   |
|                     | 10 | Piroclastică andezitică granulară și fine (intermediodioritică, granulară) | 26 | Geneză hidrotermală            |
| <b>TERTIAR</b>      | 11 | Andezite cu bazalt și piroclastică andezitică și bazaltică andezite        | 27 | Galtrine                       |
| <b>ERTIADIC</b>     | 12 | Andezite și bazaltici și piroclastică andezitică și bazaltică              | 28 | Carburi                        |
| <b>ORIGINE</b>      | 13 | Andezite și bazaltici și piroclastică andezitică și bazaltică              | 29 | Ferțiți                        |
| <b>JURASIC SUP.</b> | 14 | Andezite și bazaltici și piroclastică andezitică și bazaltică              |    |                                |
|                     | 15 | Andezite și bazaltici și piroclastică andezitică și bazaltică              |    |                                |

## 2. ZĂCĂMINTE

---

### CORELAȚIA DINTRE MANGAN, FIER ȘI ELEMENTELE URMĂ ÎNSOȚITOARE ÎN ZĂCĂMINTUL DEALUL RUSULUI (ȘARUL DORNEI)<sup>1</sup>

DE

GHEORGHE POPA<sup>2</sup>

---

#### Abstract

Correlations between the Manganese, Iron and Associated Trace Elements in the Dealul Rusului Ore Deposit (Șarul Dornei). This paper is aiming at the determination of some geochemical peculiar features of the Dealul Rusului manganese ore deposit. According to this, the author has determined the manganese module and the correlation coefficient between the major elements and the association of trace elements accompanying them. The value of the manganese module amounts to 2.73 (a number of 245 chemical ore analyses was used for its calculation), this indicating the bimetallic character of the ore deposit. The correlation coefficients were calculated according to the Student criterion, and owing to their checking by the null hypothesis, the conclusion was reached that the correlations are real (excepting the Mn:Fe and Cu:Co correlations). The average contents of trace elements accompanying Mn and Fe also present a genetical significance. The plotting of average values of trace elements in Strachov's diagraph (1968) shows that the Dealul Rusului manganese ore deposit falls into the group of ore deposits of volcano-sedimentary origin.

---

#### 1. Introducere

Geneza zăcămintelor de minereuri de mangan este multiplă, însă fiecare tip genetic se caracterizează prin particularitățile sale geochimice.

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 26 februarie 1971.

<sup>2</sup> Universitatea „Al. I. Cuza”, Iași, Calea 23 August nr. 20 A.





Astfel, minereurile tipic sedimentare, după spectrele lor geochimice se deosebesc net de minereurile de origine vulcanogen-sedimentară.

Aspectul geochimic al zăcămintelor de mangan de origine vulcanogen-sedimentară, se caracterizează prin trei particularități :

— variația continuă a raportului dintre mangan și fier, și a elementelor urmă. Conținuturile elementelor urmă sînt scăzute, iar uneori variază puternic chiar în cadrul lentilelor unui singur zăcămint ;

— în majoritatea zăcămintelor vulcanogen-sedimentare, se constată conținuturi ridicate în : Cu, Pb, Zn, W, Ba, Ge (întreaga familie de elemente sau numai o parte din ele) și conținuturi reduse sau foarte reduse de Co și mai ales de Ni ;

— asocierea de regulă a manganului cu silicea, existînd excepții foarte puține (S t r a h o v, 1968).

Menționăm și faptul că, toate zăcămintele de origine vulcanogen-sedimentară, au caracter bimetalic și deși predomină manganul, modulul manganului în aceste zăcăminte este cuprins între 1,52 și 3,38.

## 2. Modulul manganului

Modulul manganului, constituie una din caracteristicile unui zăcămint de mangan și reprezintă raportul Mn/Fe. Cînd acest raport este mai mare decît 4, zăcămintul este considerat monometalic, iar cînd raportul este mai mic decît 4, zăcămintul are caracter bimetalic.

Utilizînd 245 analize chimice puse la dispoziție de întreprinderea Minieră din Vatra Dornei, am calculat modulul manganului pentru zăcămintul de la Dealul Rusului. Acest zăcămint este cantonat în cuarțitele negre ale seriei epimetamorfice din Carpații Orientali. Minereurile de mangan se prezintă sub formă de lentile și lentile strat, consecințe ale proceselor de diferențiere metamorfică ce au avut loc în timpul metamorfismului regional. Calculînd modulul manganului pentru zăcămintul menționat, am ajuns la următoarele concluzii (tab. 1) :

— valorile modulului sînt cuprinse între 0,57 și 11,96 cele mai multe cazuri fiind în intervalul 2 — 3 (43,60%) ;

— valoarea medie (modulul propriu zis), este 2,73 ceea ce arată caracterul bimetalic al zăcămintului ;

— nu se constată nici o deosebire între cele două orizonturi de la care au fost luate probele și nici între diferitele lentile din cadrul zăcămintului ;

— nu se remarcă nici o regularitate în secțiunile transversale pe lentilele de minereu ;



— avînd în vedere cele spuse la punctul 1 al acestei lucrări, putem conchide că, după valoarea modulului, zăcămintul de minereu de mangan de la Dealul Rusului, se încadrează în grupa zăcămintelor vulcanogen-sedimentare (metamorfozate).

TABELUL 1

*Modulul manganului în zăcămintul Dealul Rusului*

Valoare minimă	Valoarea maximă	Valoare medie	Frecvența modulului % pe intervale				
			0-1	1-2	2-3	3-4	> 4
0,57	11,96	2,73	5,17	20,69	48,60	20,20	10,34

### 3. Coeficienții de corelație dintre mangan, fier și elementele urmă însoțitoare

În vederea efectuării unui studiu geochimic privind corelarea dintre elementele principale (Mn, Fe) și elementele urmă : Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Mo, Cr și V, în minereurile de mangan de la Dealul Rusului, am efectuat analize pe 70 probe de minereu colectate din zăcămint. Manganul și fierul le-am analizat personal, iar elementele urmă au fost determinate la spectrograf de către A. b. e. s. c. i G. h. — geochimist la Ministerul Mînelor, Petrolului și Geologiei.

În cadrul zăcămintelor de mangan asociația de elemente urmă însoțitoare a Mn și Fe este următoarea : Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Mo și Fe, Cr, V ; asociația apare destul de firească, dacă ne gîndim că este determinată pe de o parte de afinitatea chimică a elementelor, iar pe de altă parte de dimensiunile razelor ionice. Cu excepția  $Pb^{2+}$  ( $r_1=1,20 \text{ \AA}$ ), celelalte elemente au razele ionice foarte apropiate de cele ale Mn și Fe (tab. 2). Pe de altă parte, prin faptul că solurile și gelurile de  $Mn(OH)_2$  și  $MnO_2$  sînt încărcate cu electricitate negativă, adsorb foarte ușor cationi. Se cunosc minereuri de mangan din mlaștini care au 2,82% NiO, 14% CuO, 3% ZnO.

În țara noastră, statistica matematică a fost utilizată în geologie de către Ianovici, Dimitriu (1968, 1969, 1970), care au calculat natura distribuției elementelor chimice principale, în minereurile de mangan și în unele roci carbonatate.

În prezenta lucrare ne-am propus — aplicînd metodele puse la dispoziție de statistica matematică, la cele 70 probe analizate — să



calculăm coeficienții de corelație din cadrul fiecărei asociații de elemente chimice.

Privind graficele din figurile 3—10, în care elementele principale sînt exprimate  $\%$ , iar elementele urmă în  $10^{-40}\%$ , se poate constata :

— există corelații curbilini în cazurile : Mn : Mo, Mn : Zn, Fe : V și Cu : Co, în toate celelalte cazuri corelația este liniară ;

— există o singură corelație negativă, Mn : Fe, restul corelațiilor fiind pozitive.

TABELUL 2

*Razele ionice ale Mn, Fe și elementelor urmă însoțitoare în zăcămintele de mangan*

Elementul	$r, \text{Å}$	Elementul	$r, \text{Å}$	Elementul	$r, \text{Å}$
Co <sup>2+</sup>	0,72	Fe <sup>3+</sup>	0,64	Pb <sup>2+</sup>	1,20
Co <sup>3+</sup>	0,63	Mn <sup>2+</sup>	0,80	Pb <sup>4+</sup>	0,84
Cr <sup>3+</sup>	0,63	Mn <sup>3+</sup>	0,66	V <sup>2+</sup>	0,83
Cr <sup>6+</sup>	0,52	Mn <sup>4+</sup>	0,60	V <sup>3+</sup>	0,74
Cu <sup>+</sup>	0,96	Mn <sup>7+</sup>	0,46	V <sup>4+</sup>	0,63
Cu <sup>2+</sup>	0,72	Mo <sup>3+</sup>	0,70	V <sup>5+</sup>	0,59
Fe <sup>2+</sup>	0,74	Mo <sup>6+</sup>	0,62	Zn <sup>2+</sup>	0,74
		Ni <sup>2+</sup>	0,69		

Calculînd valorile medii ale conținuturilor elementelor, am putut evalua abaterile medii pătratice ( $S_x$ ,  $S_y$ , tab. 3) și după aceea am calculat coeficienții de corelație „ $r$ ” (tab. 3 și fig. 1). Coeficienții de corelație au valori cuprinse între  $-0,204$  și  $+0,767$ . Cea mai mare valoare corespunde coeficientului de corelație dintre Mn : Ni, iar cea mai mică valoare, coeficientului de corelație dintre Mn : Fe.

Pentru a obține informații asupra încrederii ce poate fi acordată coeficienților de corelație, s-a recurs la verificarea ipotezei  $H_0 : \rho \neq 0$ , în alternativa  $H_1 : \rho \neq 0$ . În cazul că ipoteza de zero este acceptată, nu putem trage concluzii despre prezența funcției de corelație. Dacă este respinsă ipoteza de zero și este admisă alternativa  $H_1 : \rho \neq 0$ , rezultă că, corelația este reală și deci cele două elemente chimice sînt legate printr-o dependență de corelație. Verificarea ipotezei  $H_0 : \rho \neq 0$ , în alternativa  $H_1 : \rho \neq 0$  se face folosind relația :

$$t = \frac{r}{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2}$$



în care :  $n =$  nr. de analize ;

$r =$  valoarea coeficientului de corelație ;

$n - 2 =$  nr. gradelor de libertate.

Dacă „ $t$ ” depășește valoarea admisă  $t_{\alpha, n-2}$  (luată din tabelele de specialitate) la nivelul de semnificație „ $q$ ” și „ $n-2$ ” grade de libertate, atunci se admite alternativa  $H_1 : \rho \neq 0$ .

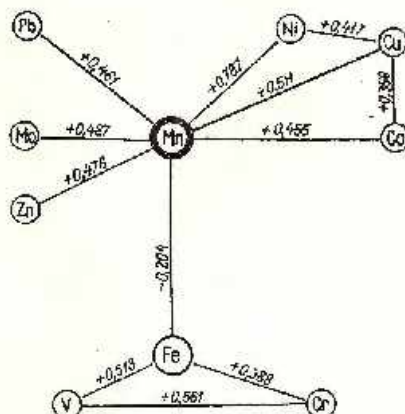


Fig. 1. — Valorile coeficienților de corelație.

Die Werte der Korrelationskoeffizienten.

TABELUL 3

Parametrii corelației dintre mangan, fier și elementele urmă în zăcămintul Dealul Rusului

Elementele care se corelează	$S_x$	$S_y$	$r$	$q$	$t_{\alpha, n-2}$	$t$	$t - t_{\alpha, n-2}$
Mn : Ni	5,76	3,22	+0,787	0,001	3,448	10,535	+7,087
Mn : Cu	5,76	38,71	+0,511	„	„	4,906	+1,458
Mn : Fe	5,76	2,74	-0,204	„	„	1,719	-1,729
Mn : Mo	5,76	4,12	+0,487	„	„	4,605	+1,157
Mn : Co	5,76	20,12	+0,455	„	„	4,216	+0,768
Mn : Zn	5,76	37,13	+0,476	„	„	4,465	+1,017
Mn : Pb	5,76	4,62	+0,461	„	„	4,285	+0,837
Ni : Cu	3,22	38,71	+0,417	„	„	3,795	+0,347
Cu : Co	38,71	20,12	-0,356	„	„	3,148	-0,300
Fe : V	2,74	1,34	-0,513	„	„	4,931	+1,483
Fe : Cr	2,74	1,38	+0,388	„	„	3,479	+0,031
V : Cr	1,34	1,38	+0,561	„	„	5,594	+2,146

În cazul zăcămintului de mangan de la Dealul Rusului — cu datele specificate mai sus — sînt 68 grade de libertate și în tabelul 3 se pot observa valorile lui „ $t$ ”, pentru fiecare pereche de elemente corelate. În tabele se găsește pentru  $t_{\alpha, n-2}$  valoarea 3,448 la  $q = 0,001$  și  $n-2 = 68$ .

Cu cît valoarea lui „ $t$ ” calculat este mai mare decît valoarea lui „ $t_{\alpha, n-2}$ ” cu atît coeficientul de corelație prezintă mai mare încredere.





Cea mai mare diferență este în cazul corelației Mn : Ni unde  $t = 10,535$ . Semnificația reală nu au coeficienții de corelație dintre Cu : Co și Mn : Fe ; încredere mai mică sugerează coeficienții de corelație Fe : Cr, Ni : Cu, Mn : Pb, Mn : Mo și Mn : Co. În sens matematic, toate corelațiile din fig. 1 le putem considera reale, excepție făcând corelațiile Mn : Fe și Cu : Co, a căror coeficienți de corelație nu indică o legătură puternică între elementele corelate. Cea mai puternică legătură se constată a fi în cadrul corelației Mn : Ni, unde  $t = t_{n, n-2}$  este 17,087. Pentru acest caz ne permitem (deși ar fi fost necesar un număr mai mare de analize și eventual o valoare mai mare a lui „t“), să stabilim și ecuația legăturii lui x(Mn) cu y(Ni), sau a lui y(Ni) cu x(Mn). Formele ecuațiilor sînt :

$$x = \frac{S_x}{S_y}(y - \bar{y}) + \bar{x}$$

$$\text{și } y = \frac{S_y}{S_x}(x - \bar{x}) + \bar{y}.$$

respectiv pentru cazul nostru :

$$x = 1,406 y + 6,418$$

$$\text{și } y = 0,441 x + 1,699$$

în care  $x = \text{Mn}$  și  $y = \text{Ni}$ .

#### 4. Concentrația elementelor urmă în zăcămintul de mangan de la Dealul Rusului și semnificația lor

Așa cum reiese din cele trei caracteristici ale zăcămintelor de mangan de origine vulcanogen-sedimentară (specificate la începutul prezentei lucrări), concentrația elementelor urmă este scăzută comparativ cu zăcămintele de mangan de origine sedimentară, sau acumulările pelagice oceanice.

Harder (1964) a dovedit că mobilizarea elementelor urmă în vatra vulcanică are loc sub formă de cloruri, care prezintă volatilitatea cea mai mare la temperaturi ridicate. Cu cît temperatura este mai înaltă, cu așt va fi mai ridicat conținutul în elemente urmă și invers. Prin urmare, concentrația elementelor urmă în minereurile de origine vulcanogen-sedimentară, este controlată de regimul de temperatură al hidrotermelor și exhalățiilor.

Sub aspect geochimic concrețiunile fero-manganoase de pe fundul oceanelor se caracterizează printr-o acumulare puternică de Co, Ni, Cu care în spectrul lor geochimic stau pe primul loc și depășesc cu mult cantitățile din minereurile de origine vulcanogen-sedimentară. Celelalte



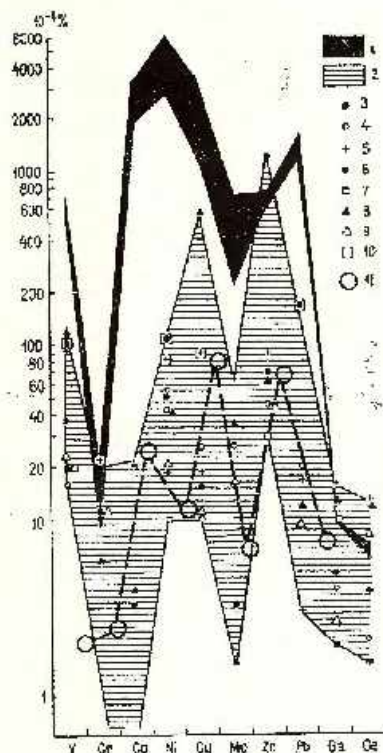
elemente urmă au valori mai mici decât Co-Ni-Cu, însă întotdeauna depășesc valorile din zăcămintele vulcanogen-sedimentare.

Fig. 2. — Compararea conținuturilor medii ale elementelor urmă, în zăcămintul Dealul Rusului față de acumulările de minereuri din sedimentele pelagice oceanice și minereurile vulcanogen-sedimentare.

1, sedimente actuale oceanice; 2, minereuri vulcanogen-sedimentare; 3, zăcămintul Tahta Karaci; 4, zăcămintul Karadjal; 5, zăcămintul Tetrikaroiisk; 6, zăcămintul Kos-Isteks; 7, zăcămintul Buguligirsk; 8, zăcămintele din Bulgaria; 9, zăcămintele din Kaukazu Mle; 10, valoarea medie; 11, zăcămintul Dealul Rusului.

Vergleich der mittleren Werte der Spurenelementgehalte aus der Dealul Rusului Erzlagerstätte mit den Erzakkumulationen aus ozeanisch-pelagischen Sedimenten und vulkanogen-sedimentären Erzen.

1, gegenwärtige ozeanische Sedimente; 2, Vulkanogen-sedimentäre Erze; 3, Tahta Karaci Erzlagerstätte; 4, Karadjal Erzlagerstätte; 5, Tetrikaroiisk Erzlagerstätte; 6, Kos-Isteks Erzlagerstätte; 7, Buguligirsk Erzlagerstätte; 8, Erzlagerstätten aus Bulgarien; 9, Erzlagerstätten aus dem Kleinen Kaukasus; 10, mittlerer Wert; 11, Dealul Rusului Erzlagerstätte.



Avînd în vedere cele de mai sus, ne-am pus problema dacă cele 70 de probe analizate de noi din zăcămintul de la Dealul Rusului, nu ne furnizează vreo indicație din punct de vedere al genezei. Pentru aceasta am utilizat o diagramă pe care o dă Strahov et al. (1968), în care se poate observa spectrul geochimic al minereurilor de mangan de origine vulcanogen-sedimentară, în comparație cu spectrul geochimic al acumulărilor de mangan din sedimente pelagice oceanice. Pe această diagramă (fig. 2) am trecut și conținuturile medii ale elementelor urmă din zăcămintul de mangan de la Dealul Rusului (excluzînd Ga și Ge).

Din fig. 2 se observă că valorile elementelor urmă: V, Cr, Co, Ni, Cu, Mo, Zn, Pb în zăcămintul Dealul Rusului, se încadrează în cîmpul zăcămintelor vulcanogen-sedimentare. Mai puțin „convingătoare” sînt elementele V și Mo, care sînt situate chiar la marginea cîmpului. Unind punctele între ele obținem o curbă pe care, dacă o urmărim de la un capăt la altul constatăm:





— curba se situează aproape în întregime în sectorul zăcămintelor de origine vulcanogen-sedimentară ;

— nu se află în sectorul amintit o mică parte din segmentul Mo-Zn și punctul corespunzător V ;

— câmpul corespunzător acumulărilor de sedimente pelagice oceanice actuale nu este intersectat în nici un punct de curba zăcămintului Dealul Rusului ;

— forma și poziția curbei, arată pentru zăcămintul de la Dealul Rusului o origine vulcanogen-sedimentară.

Pe baza rezultatelor analizelor chimice (elementele principale), efectuate pe minereuri de mangan Savul, Ianovici (1957, 1958), au atribuit zăcămintelor de mangan din Carpații Orientali o origine vulcanogen-sedimentară. În lucrarea de față noi am adus și un argument de ordin geochimic în favoarea acestei geneze.

În afară de elementele urmă determinate la spectrograf, am determinat personal Co și Ni din 20 probe de minerale de mangan. Rezultatele obținute (tab. 4) nu ne permit o interpretare statistică, din cauza

TABELUL 4  
Valorile Co și Ni în unele minerale de mangan de la Dealul Rusului

Nr. crt.	Nr. probei	Mineralul	Co în p.p.m.	Ni în p.p.m.
1	9 <sub>c</sub>	rodocrozit	2,54	9,8
2	12 <sub>c</sub>	"	3,2	8,6
3	17 <sub>c</sub>	"	5,3	20,8
4	20	"	1,2	55,6
5	71	"	2,2	41,2
6	88 <sub>r</sub>	"	1,3	12,2
7	260 <sub>r</sub>	"	8,7	18,7
8	281 <sub>c</sub>	"	8,4	8,1
9	9	rodonit	10,5	25,6
10	12	"	5,9	12,1
11	20	"	3,3	87,5
12	17	"	1,9	18,3
13	71	"	45,3	12,8
14	88	"	9,1	14,6
15	260	"	15,2	53,2
16	281	"	42,1	42,9
17	281 <sub>r</sub>	"	10,5	19,3
18	279	piroxmangit	14,2	55,9
19	G <sub>2</sub>	spessartin	13,2	15,1
20	G <sub>1000</sub>	"	18,9	26,6

numărului mic de analize. Singura observație pe care o putem face este că s-au obținut valori mai mari la mineralele din grupul rodonitului comparativ cu valorile obținute la mineralele din grupul rodocrozitului.



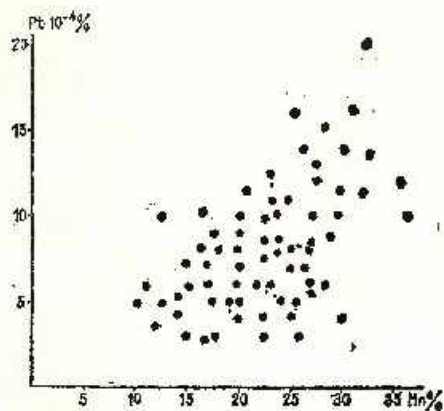


Fig. 3. — Corelația dintre Mn : Pb.  
Korrelation von Mn : Pb.

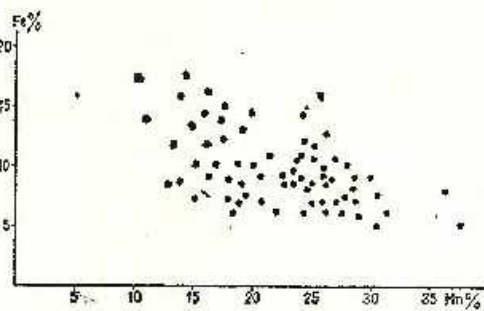


Fig. 4. — Corelația dintre Mn : Fe.  
Korrelation von Mn : Fe.

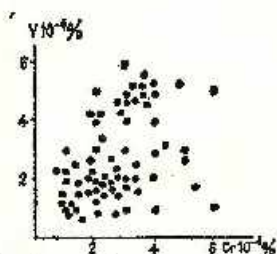


Fig. 5. — Corelația dintre Cr : V.  
Korrelation von Cr : V.

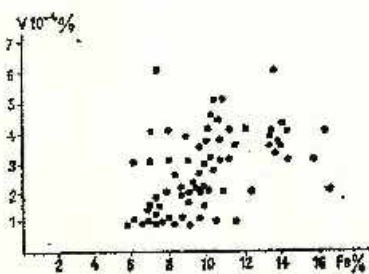


Fig. 6. — Corelația dintre Fe : V.  
Korrelation von Fe : V.



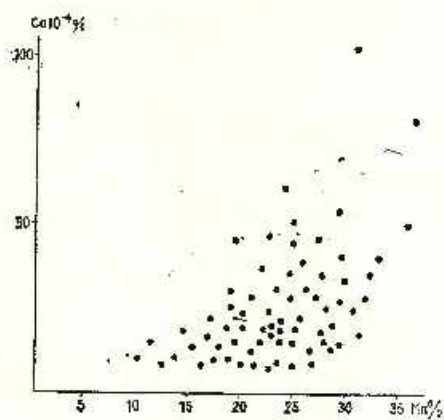


Fig. 7. — Corelația dintre Mn : Co.  
Korrelation von Mn : Co.

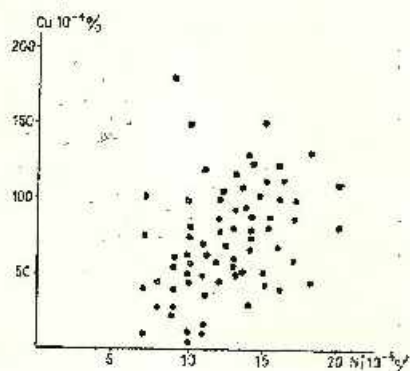


Fig. 8. — Corelația dintre Ni : Cu.  
Korrelation von Ni : Cu.

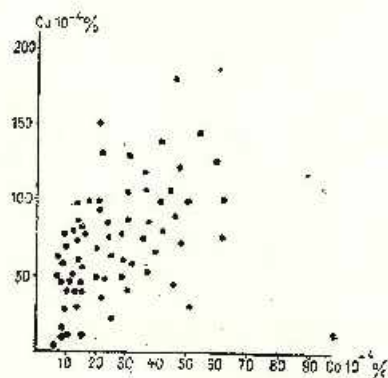


Fig. 9. — Corelația dintre Co : Cu.  
Korrelation von Co : Cu.

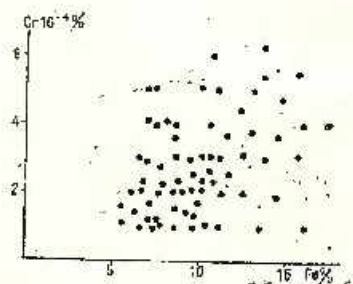


Fig. 10. — Corelația dintre Fe : Cr.  
Korrelation von Fe : Cr.



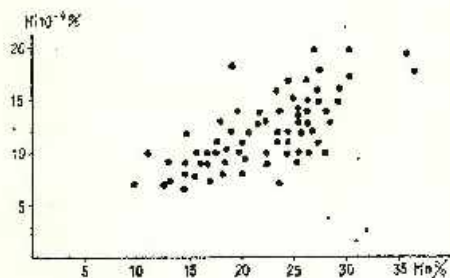


Fig. 11. — Corelația dintre Mn: Ni.  
Korrelation von Mn: Ni.

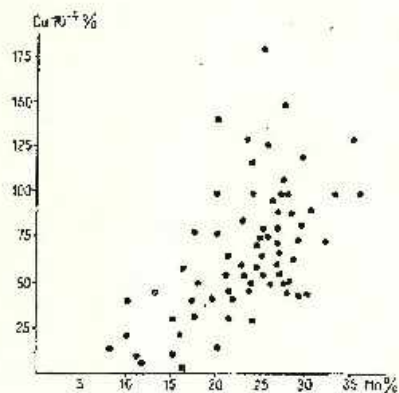


Fig. 12. — Corelația dintre Mn: Cu.  
Korrelation von Mn: Cu.

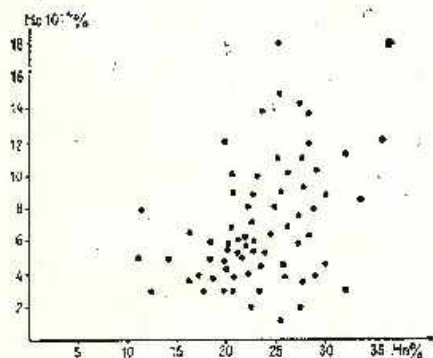


Fig. 13. — Corelația dintre Mn: Mo.  
Korrelation von Mn: Mo.

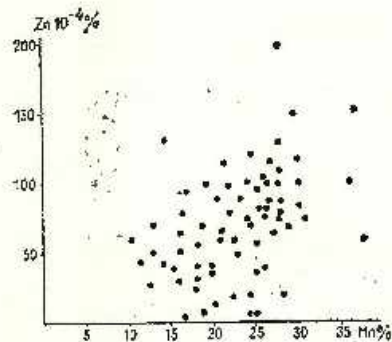


Fig. 14. — Corelația dintre Mn: Zn.  
Korrelation von Mn: Zn.





## BIBLIOGRAFIE

- Goldschmidt V. M.** (1954) *Geochemistry*. Oxford.
- Harder H.** (1964) Können Eisensäuerlinge die Genese der Lahn-Dill-Erze erklären. *Beitr. Min. und Petrogr.*, 9, Nr. 5.
- Ianovici V., Dimitriu A.I.** (1965) Legi de distribuție a elementelor chimice în roci carbonatate. *Stud. și cerc. geol., geof., geogr., seria geol.* 10, 1. București.
- **Dimitriu A.I.** (1968) Parametrii geochemici ai minereurilor din România. I. Distribuția elementelor chimice principale în minereurile de mangan. *Stud. și cerc. geol., geof., geogr., seria geol.* 13, 1. București.
- **Dimitriu A.I., Andăr Anca** (1969) Parametrii geochemici ai minereurilor din România. II. Corelația și regresia dintre elementele chimice principale în minereurile de mangan. *Stud. și cerc. geol., geof., geogr., seria geol.* 14, 1. București.
- Lepp H.** (1963) The relation of manganese in sedimentary iron formations. *Economic Geology* 58.
- (1968) The distribution of manganese in the Animikian iron formations of Minnesota. *Economic Geology* 63.
- Rankama K., Sahama T.** (1950) *Geochemistry*. Chicago.
- Savul M., Ianovici V.** (1957) Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței. *Acad. R.P.R., Bul. Științ. Secția de Științe geologice și geografice*, II, 1. București.
- **Ianovici V.** (1958) Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R. *Acad. R.P.R., Bul. Științ., Secția de geologie și geografie*, III, 1. București.
- Shaw D. M.** (1964) Interpretation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson, Paris.
- Strahov N. M., Sterenberg L. E., Kalinenko V. V., Tihomirova E. S.** (1968) Gheohimia osadocinogo margantorudnogo porfessa. Moskva.
- Sarapov I.** (1968) Utilizarea statisticii matematice în geologie. Traducere din limba rusă, Ed. Tehnică, București.

KORRELATION VON MANGAN, EISEN UND DEN BEGLEITENDEN  
SPURENELEMENTEN IN DER MANGANERZLAGERSTÄTTE  
DEALUL RUSULUI (ȘARUL DORNEI)

(Zusammenfassung)

Diese Arbeit legt unseren Beitrag zur Erforschung der geochemischen Eigenartigkeiten der in schwarze Quarzite der epimetamorphen Serie der Ostkarpaten eingelagerten Dealul Rusului-Erzlagerstätte.



Folgende Parameter wurden bestimmt: Manganmodul und Korrelationskoeffizienten von Mangan, Eisen und den begleitenden Spurenelementen.

Der Manganmodul wurde auf Grund von 245 Analysen berechnet, die vom Bergbaubetrieb Vatra Dornei stammen. Diese Werte liegen zwischen 0,57—11,96, der Mittelwert (eigentlicher Modul) beträgt 2,73 und weist auf den bimetalischen Charakter der Erzlagerstätte hin. Dieser Parameter ist unabhängig von der Position der entnommenen Probe innerhalb der erforschten Linsen.

Die Korrelationskoeffizienten zwischen Mangan, Eisen und begleitenden Spurenelementen wurden auf Grund von chemischen (Hauptelemente) und spektrographischen Analysen (Spurenelemente) von 70 Erzproben berechnet. Das Ergebnis der Analysen wurde statistisch (Student-Kriterium) bearbeitet. Bloss eine negative Korrelation (Mn:Fe) wurde festgestellt, alle anderen waren positiv. Um den Vertrauensgrad der erhaltenen Korrelationskoeffizienten nachzuweisen wurde die Hypothese  $H_0: \rho \neq 0$ , bei  $H_1: \rho \neq$  überprüft. Dabei wurde hervorgehoben, dass, mit Ausnahme der Korrelationen von Mn:Fe und Cu:Co, alle anderen Korrelationen reell sind.

Ausser auf Erzproben wurde der Co und Ni -Gehalt auch auf 20 Manganmineralproben bestimmt. Diese kleine Anzahl von Analysen hat nicht eine statistische Bearbeitung ermöglicht. Es wurde festgestellt, dass bei den Mineralen der Rhodonitgruppe grössere Werte gefunden wurden.

Der Gehalt an Mangan und Eisen begleitenden Spurenelementen weist auch eine genetische Bedeutung auf. Die Projektion dieser Mittelwerte in das Strachov-Diagramm (1968) lassen auf einen vulkanogen-sedimentären Ursprung der Dealul Rusului — Erzlagerstätte schliessen.







## 2. ZĂCĂMINTE

---

### METALOGENEZA ASOCIATĂ MAGMATISMULUI OFIOLITIC DIN MUNȚII DROCEA<sup>1</sup>

DE

HARALAMBIE SAVU<sup>2</sup>

#### Abstract

Metallogenesis Associated with Ophiolitic Magmatism from Drocea Mountains. The metallogenesis associated with the ophiolitic initial magmatism from the Drocea Mountains and Metaliferi Mountains is revealed by the close connection with the liquid-magmatic, hydrothermal and volcano-sedimentary process. The liquid-magmatic metallogenesis has led to the formation, under the conditions of gravitational differentiation, of gabbros bearing vanadiferous titaniferous magnetite from the lower horizons of the intrusive bodies in the first stage of the ophiolitic magmatism. The hydrothermal metallogenesis has determined the formation of some pyrite and calcopyrite mineralizations. The pyrite mineralization occurs in veins and stockworks, and is particularly linked to the volcanic activity, whereas the pyrite and calcopyrite mineralization, as well as nickeliferous sulphides are especially dependent on the intrusive activity. The volcano-sedimentary metallogenesis appears during the second evolution stage of the initial magmatism, characterized by extrusive volcanic manifestations, when the peculiar conditions allowed the halmyrolytic alteration of the pyroclastic material, and the sedimentation of radiolarites with bands of manganese and iron oxides within Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary deposits. All the occurrences of useful minerals are referred to the ophiolite province wherein a metallogenetic zone with several metallogenetic districts and fields is distinguished.

#### I. INTRODUCERE

Concentrațiile de substanțe minerale utile din partea de sud a Munților Apuseni au trezit interes încă din timpul romanilor. Dar dacă în acele vremuri îndepărtate aurul legat de vulcanismul neogen din Munții

---

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 28 mai 1971 a I.P.F.G. „Hunedoara” din Deva.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff 55, București.





Metaliferi era cel care se exploata, nu se știe sigur dacă și mineralizațiile asociate erupțiilor din provincia ofiolitică, cum ar fi cele de cupru din munții Drocei, au format de asemenea obiectul unor astfel de preocupări. Cert este că în diferite puncte din această regiune se mai văd încă, urmele unei activități miniere rudimentare, trădată de galerii vechi, puțuri, șanțuri și gropi al căror moment de executare se pierde în negura vremurilor.

În perioada de la sfârșitul secolului al XIX-lea și începutul secolului XX, până la cel de al doilea război mondial, au apărut numeroase indicații scrise asupra prezenței unor minerale utile de origine hidrotermală în cuprinsul munților Drocea, indicații în general disparate și cu caracter general, care se datoresc lui Papp (1907).

Începuturile unui studiu cu apropiat caracter metalogenetic asupra mineralizațiilor hidrotermale din regiunea Vața-Buceava-Săvișin-Zam se datoresc lui Socolescu (1944), care întocmește o hartă cu zonele de distribuție a acumulărilor de pirită și calcopirită, pe care le atribuia în întregime intruziunilor banatice, precum și a concentrațiilor de mangan. Ulterior, mineralizațiile de sulfuri și cele de mangan din regiune au fost prospectate geologic, uneori și geofizic, afloriment cu afloriment, iar cele mai importante au fost explorate. Între timp, în regiune a căpătat interes o nouă substanță minerală utilă și anume, titanomagnetitul vanadifer din gabbrourele mezozoice (Giușcă, Cioflica, 1956; Papiu et al., 1959), mineral a cărui geneză și mod de acumulare au fost analizate în diferite lucrări (Cioflica, Savu, 1960; Savu, Udrescu, 1967) în care se utilizează metode noi de investigație.

În ultimii ani are loc apariția unor lucrări de sinteză asupra întregii regiuni din sudul Munților Apuseni (Tanovici et al., 1969; Savu et al., 1969—1970)<sup>3</sup> și se întocmește harta metalogenetică la scara 1 : 200.000, în care se face o încadrare riguroasă a substanțelor minerale utile în diferite unități metalogenetice (Borcoș et al., 1968).

În lucrarea de față, sintetizând aceste lucrări publicate și corălundu-le cu datele noi obținute asupra diferitelor tipuri de mineralizații, am dori să prezentăm într-o concepție unitară, modul de distribuție a mineralizațiilor din cuprinsul ariei de dezvoltare a provinciei ofiolitice din sudul Munților Apuseni, insistând în special asupra genezei acestora.

<sup>3</sup> H. Savu, M. Borcoș, M. Lupu. Sinteza Munților Metaliferi. I, II. 1969—1970. Arh. Inst. Geol. București.



### A) Considerații asupra evoluției magmatismului ofiolitic

Magmatismul ofiolitic mezozoic din Munții Mureșului sau Munții Metaliferi, principala catenă din partea de sud a Munților Apuseni, se dezvoltă în cuprinsul zonei mobile cu caracter de geosinclinal (fig. 1), cunoscută în literatura de specialitate fie sub denumirea de „Geosynklinale des Siebbbürgischen Erzgebirges“ (Loczy, 1918), fie sub aceea de „Maros Geosynklinale“ (Stille, 1953). Acoastă zonă mobilă intra-

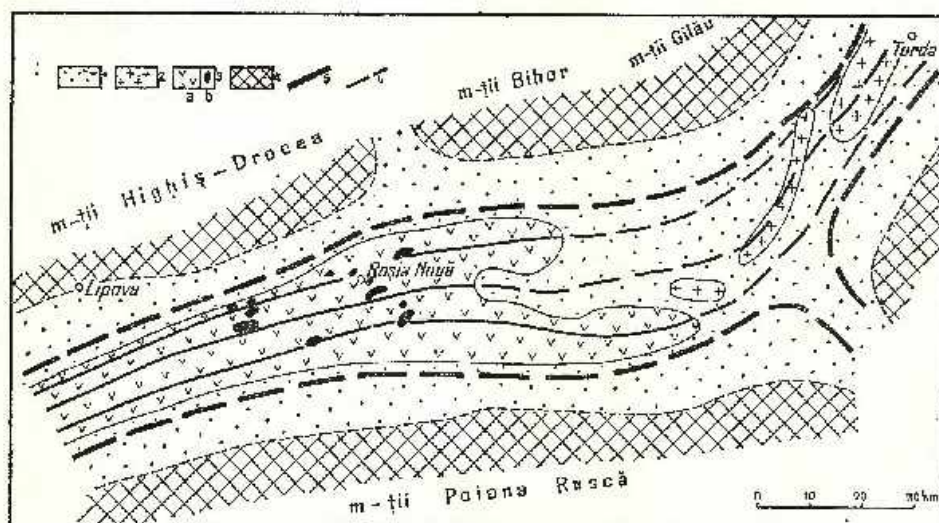


Fig. 1. — Schița geotectonică a zonei mobile a Mureșului în timpul Mezozoicului.

1, formațiuni sedimentare mezozoice; 2, roci eruptive din etapa a doua de evoluție a magmatismului inițial; 3, roci eruptive din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial (a) și corpuri intruzive bazice și ultrabazice (b); 4, fundamentul prealpin; 5, fracturi profunde marginale; 6, fracturi profunde axiale.

Schéma géotectonique de la zone mobile du Mureș durant le Mésozoïque.

1, formations sédimentaires mésozoïques; 2, roches éruptives appartenant à la deuxième étape d'évolution du magmatisme initial; 3, roches éruptives appartenant à la première étape d'évolution du magmatisme initial (a) et corps intrusifs basiques et ultrabasiques (b); 4, socle préalpin; 5, fractures profondes marginales; 6, fractures profondes axiales.

cratonică se formează în lungul unui sistem de fracturi paralele, la începutul ciclului tectonomagmatic alpin, între blocul rigid al masivului Poiana Ruscă de la sud și cel format din șisturile cristaline din munții Highiș-Drocea, Bihor și Gilău (Savu, 1962; Savu et al., 1970).

Evoluția acestei zone mobile este însoțită de o intensă activitate a magmatismului inițial, care debutează probabil la sfârșitul Triasicului sau începutul Jurassicului și durează până la începutul mișcărilor austrice.



Această activitate magmatică dă naștere la cea mai importantă masă de roci ofiolitice de pe teritoriul României, roci care alcătuiesc un complex bazaltic ce se extinde în lungime pe aproximativ 190 km, între Turda și Lipova, avînd lățimea maximă de aproximativ 40 km. Rocile eruptive bazice din vechea zonă mobilă se extind la nord-est de Turda sub depozitele sedimentare ale bazinului Transilvaniei, iar spre sud-vest ele se prelungesc descriind o curbă paralelă cu axul structural al Carpaților — probabil în zona Belgradului, zonă în care vechea fosă geosinclinală se unea cu geosinclinalul alpino-carpatic.

Activitatea magmatică ofiolitică ce se manifestă în stadiul primar de evoluție a eugeosinclinalului, se desfășoară în trei etape principale :

— În prima etapă care durează pînă la începutul Jurasicului superior, au loc în tot lungul albiei geosinclinale curgeri submarine de lave bazaltice, care repauzează direct peste șisturile cristaline ale fundamentului, astfel că momentul începerii activității magmatice rămîne încă neprecizat. Această etapă coincide cu faza de scufundare treptată a zonei mobile, al cărui echilibru izostatic se modifica continuu, determinînd astfel venituri succesive de lave cu caracter tholeiitic, ce erup pe fracturile profunde de pe fundul geosinclinalului (S a v u, 1962).

În acest stadiu de evoluție magmele sînt mai puțin diferențiate. Ele au caracter bazic, foarte rar ultrabazic, dar evoluează treptat spre diferențiate cu conținut de cuarț. Curgerile de lave submarine sînt constituite din bazalte, hialobazalte, variolitice, bazalte amigdaloidale, adesea în facies de pillow lava și sînt însoțite uneori de piroclastite bazaltice, sticle tachilitice, radiolarite și argilite roșii. În aceste lave se intercalează frecvent anamesite, mai rar dolerite și în unele zone dolerite cuarțifere. Aceste produse alcătuiesc o stivă de roci magmatice care în munții Drocea depășește probabil 3000 m grosime.

Datorită mișcărilor oscilatorii ce au loc în prima etapă, din bazinul magmatic subcrustal sînt emise succesiv magme a căror compoziție reflectă gradul de diferențiere a magmei tholeiitice primare, care a suferit eventual și unele procese de contaminare cu material acid din sial. Unele dintre aceste venituri de magmă formează mici intruziuni localizate în complexul bazaltic sub formă de corpuri subvulcanice, pînze intrusiv, dykuri și filoane de roci bazice (gabbroide), ultrabazice și slab acide, caracteristice în munții Drocea. Unele intruziuni reprezintă corpuri compuse, dar cele mai multe au suferit o diferențiere *in situ* — supracrustală — dînd astfel naștere la corpuri bazice stratificate (G i u ș c ă et al., 1963).





— În a doua etapă de evoluție a magmatismului inițial care se manifestă de asemenea în tot lungul albiei geosinclinale, în timpul Jurasicului superior și Neocomianului, structura geosinclinalului se modifică datorită mișcărilor chimmerice noi. Zona sa axială începe să se ridice sub forma unei dorsale care-i separă aria inițială în două fosse secundare, aproape simetrice, care vor constitui în continuare domeniul de sedimentare a flișului cretacic și sediul unui vulcanism cu caracter extrusiv-recurent (Savv, 1962 b). Activitatea magmatică din această etapă a condus la formarea unor aparate vulcanice de tip central, ale căror produse se asociază recifilor portlandieni și neocomieni sau se intercalează în depozitele de fliș asociate de obicei cu radiolarite și în care au loc uneori depuneri de oxizi de mangan. Aceste produse, mai ales piroclastice, comportă o mare varietate de roci vulcanice, în a căror diferențiere s-au separat două linii genetice: o linie calcoalcalină caracterizată prin asociația bazalt-andezit-dacit-riolit (— porfir granitic) de tip Ilteu și o alta alcalină, cu asociație bazalt-limburgit-oligofir-trahandezit-ortofir de tip Troaș.

— În timp ce în partea de vest a zonei geosinclinale, în munții Drocea, activitatea magmatismului ofiolitic se încheie cu etapa a doua, spre est, în Munții Metaliferi și Trascău, aceasta continuă până în Barronian (Giușcă et al., 1963) și Apțian (Ghițulescu et al., 1965). În această a treia etapă, vulcanismul revine printr-o recurență la magme bazice mai uniforme, dar cu caracter spilitic. Această comportare se explică prin reinstalarea, în această parte estică a Munților Mureșului, a stadiului de geosinclinal adânc, în care se acumulează importante depozite de fliș cretacic.

Remarcăm că în stadiul de eugcostoclinal tipic, când are loc procesul de scufundare a zonei mobile, magmatismul inițial se manifestă prin curgeri submarine caracteristice, constituite din lave slab diferențiate, în general bazaltice, însoțite de intruziuni de magme cu caracter asemănător. În celelalte două etape ce se succed după mișcările neochimmerice care, deși sînt procursoare ale orogenezei principale, modifică totuși structura de ansamblu a geosinclinalului, angajîndu-l într-o stare de tensiune prelungită, se manifestă un vulcanism prin excelență extrusiv, cu roci foarte variate sub aspect structural și compozițional. În ultima etapă rocile au caracter spilitic, produsele finale ale magmatismului inițial apropiindu-se de ceea ce se cunoaște sub denumirea de serie spilitică.

Sub aspect structural și petrografic există o deosebire importantă între partea vestică a zonei geosinclinale ce cuprinde munții Drocea și



vestul Munților Metaliferi și partea estică în care se situează Munții Metaliferi și Trascău, regiuni separate prin sistemul de fracturi orientate pe direcția NW-SE, paralel cu linia Săcărâmb-Brad-Baia de Criș. În timp ce la est de această linie predomină formațiunile sedimentare mezozoice, iar rocile eruptive sînt reprezentate aproape numai prin cele din etapele II și III, în regiunea de la vest, în Munții Drocea, predomină rocile eruptive din prima etapă, însoțite rar de vulcanite din a doua etapă de evoluție a magmatismului inițial. Anumite particularități din evoluția zonei geosinclinale a Mureșului ne îndeamnă să presupunem că această linie a putut să funcționeze încă din timpul Cretacului, ca un element structural ce separa două domenii a căror evoluție, deși asemănătoare în linii generale, avea loc în condiții proprii fiecăruia.

De remarcat este și faptul că, în timp ce în partea de vest, în zona Dumbrăvița-Baia-Julita, corpurile și filioanele de gabbrouri sînt orientate aproximativ pe direcția est-vest, de la meridianul localității Vărădia spre est, are loc o curbare puternică spre nord-est a structurilor și a orientării corpurilor de gabbrouri (pl. III).

### B) Metalogeneza asociată magmatismului inițial

Metalogeneza asociată magmatismului inițial (ofiolitic) se manifestă în primele două etape de evoluție a acestuia, motiv pentru care trebuie să avem în vedere în acest studiu mai ales partea vestică a zonei mobile a Mureșului, respectiv munții Drocea și partea de vest a Munților Metaliferi, în care se cunosc acumulări de substanțe minerale utile avînd o astfel de origine.

Activitatea metalogenetică a depins de modul de desfășurare a magmatismului inițial și a fost controlată de condițiile geotectonice specifice în fiecare etapă de evoluție. Aceasta a condus la formarea a trei mari tipuri de acumulări de substanțe minerale utile — lichid-magmatice, hidrotermale și vulcanogen-sedimentare — care se încadrează în *provincia concentrațiilor asociate magmatismului ofiolitic alpin*, în cadrul căreia, subprovincia metalogenetică a ofiolitelor din sudul Munților Apusei coincide aproximativ cu subprovincia petrologică ofiolitică din această regiune. La interiorul acesteia se individualizează *zona feriferă lichid-magmatică și de sulfuri hidrotermale Drocea* (pl. III), în care se remarcă acumulări de titanomagnetit vanadifer și acumulări de pirită, calcopirită și sulfuri nichelifere.

1. **Metalogeneza lichid-magmatică.** Metalogeneza lichid-magmatică a determinat acumulările de titanomagnetit vanadifer din principalele

corpuri de gabbrouri asociate complexului bazaltic din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial din munții Drocea și vestul Munților Metaliferi, care conturează mai multe cimpuri metalogenetice cuprinse în *districtul ferifer lichid-magmatic Drocea-Roșia Nouă* (pl. III). După particularitățile structurale ale acestor corpuri de gabbrouri trebuie să deosebim de la început două categorii: corpuri de gabbrouri în care acumularea magnetitului se produce datorită diferențierii gravitaționale ce se manifestă după punerea lor în loc, cum sînt cele de la Căzănești-Ciungani, Almaș-Seliște, Almășel, Cuiăș, Banieșu și Julița și corpuri mici sau filoane de gabbrouri cu magnetit a căror diferențiere, respectiv îmbogățirea în fier a magnei, s-a produs în bazinul magmatic subcrustal sau eventual într-un corp intrusiv situat la nivele mai adînci și de unde diferențiatele au fost pulsate în masa complexului bazaltic. Așa sînt corpurile și filoanele din cîmpul Dumbrăvița-Baia.

— Acumularea titanomagnetitului vanadifer în cursul consolidării corpurilor de gabbrouri s-a realizat în condiții particulare de diferențiere. După punerea în loc a corpurilor intrusive bazice, magma gabbroidă suferă un proces de diferențiere gravitațională, în care cristalizarea fracționată, însoțită de modificări succesive ale presiunii volatilelor, în special vapori de apă din interiorul intruziunii, conduce în final la corpuri stratificate, cum este cel de la Căzănești-Ciungani sau cu stratificație ritmică, cum sînt corpurile de la Almaș-Seliște și de la Julița (fig. 2).

Cristalizarea fracționată începe cu formarea mai întîi a plagioclazului, căruia îi urmează piroxenul (olivina), procesul încheindu-se cu cristalizarea oxizilor de fier, în special a titanomagnetitului vanadifer. Acest mod de diferențiere este ilustrat clar de diagrama din figura 3 (Savv, 1967), din care se constată că din magma bazaltică primară a intruziunilor de la Căzănești-Ciungani și Almășel se separă într-un sens diferențiate mai bogate în  $MgO$ , din care rezultă gabbrouri cu olivină și în altul diferențiate în care s-au acumulat cristale de plagioclaz (anortozite). Magma reziduală conduce, în special în primul caz, la diferențiate îmbogățite în fier, din care rezultă nivelul de gabbrouri cu titanomagnetit vanadifer (fig. 4 a). Venirile de magmă cele mai tîrzii dau naștere la diferențiate cu cuarț, cum sînt micropegmatitele din corpul de la Cuiăș.

Cioflică și Savv (1960), cercetînd corpurile de gabbrouri din munții Drocea, arată că fenomenul de diferențiere se produce cu antrenarea cristalilor de plagioclaz spre partea superioară a intruziunilor și cu acumularea gravitațională a magnei reziduale, îmbogățită în fier, spre nivelele inferioare ale corpurilor, de preferință spre zonele marginale





Fig. 2. — Stratificație ritmică în baza corpului de gabbro de la Julița, constituită din benzi alternante de gabbrouri și dolerite. Valca Mureșului. Stratification rythmique dans la base du corps de gabbros de Julița, constituée de bandes alternantes de gabbros et de dolérites. Vallée du Mureș.

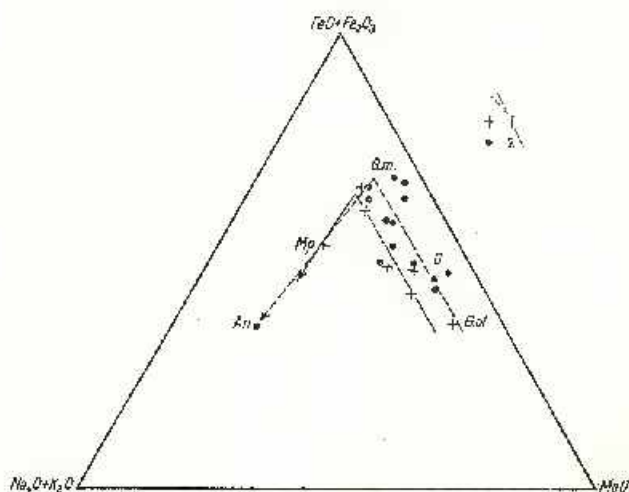


Fig. 3. — Diferențierea magmci tholeiitice în corpuri intrusiv de la Almășel (1) și Căzănești-Ciungani (2).

Gv, gabbro cu olivină; Gm, gabbro cu magnetit; Mp, micropegmatit; An, anortozit.

Différenciation du magma tholéiitique en corps intrusifs à Almășel (1) et à Căzănești-Ciungani (2).

Gv, gabbros à olivine; Gm, gabbros à magnétite; Mp, micropegmatite; An, anorthoste.

care au avut un regim de consolidare mai liniștit. Fenomenul este asemănător de fapt cu cel ce are loc în corpul de gabbro de la Skaergaard, cercetat de Wager și Brown (1968).

Acest proces de acumulare a fierului este favorizat de gradul accentuat de oxidare al magmei gabbroide, care a determinat ca raportul dintre  $\text{FeO}$  și  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  să se modifice, în cursul diferențierii, în favoarea oxidului feric (Kennedy, 1948). Acesta din urmă are rol de fondant care mărește intervalul de cristalizare a magmei reziduale. S-a arătat (Ciofilița, Savu, 1960) că magmele corpurilor gabbroide din munții Drocea, în care se formează orizonturile de gabbrouri cu titanomagnetit vanadifer (fig. 4), au rezultat în general din magme puternic oxidate ( $W = 0,70$ ), în timp ce majoritatea rocilor bazaltice și corpurile de roci ultrabazice, în care nu au loc acumulări de fier, au provenit din magme mai puțin oxidate (fig. 5). Oxidarea magmelor este determinată probabil de concentrarea apei disociate, fenomen a cărui origine ar putea să fie în legătură cu procesul de contaminare a magmelor tholeiitice primare cu material din sial (Savu et al., 1970).

În cursul cristalizării magmelor oxidate din corpurile de gabbrouri numai o mică cantitate de fier participă la formarea silicaților feromagnetieni, iar cea mai mare parte se acumulează în magma reziduală, din care va cristaliza sub formă de titanomagnetit vanadifer. Efectul geochimic al acumulării magmelor reziduale se remarcă prin concentrarea Ti și V împreună cu Fe, în detrimentul Si, Al și Ca și prin modificarea conținutului celorlalte elemente minore din gabbrourele cu titanomagnetit vanadifer (Savu, Udrescu, 1967).

— Corpurile mici și filoanele de gabbrouri cu magnetit din zona Dumbrăvița-Baia, care au fost puse în loc ca produse deja diferențiate și îmbogățite în fier, au urmărit aceeași linie de cristalizare și anume plagioclaz-piroxen-titanomagnetit vanadifer. Un fapt care vine să sprijine ideea că aceste corpuri și filoane de gabbrouri cu titanomagnetit vanadifer au rezultat din magme deja diferențiate fie în bazinul magmatic, fie într-un corp gabbroic mai important situat la o adâncime mai mare în complexul bazaltic sau în scoarță, este prezența în aceeași zonă a unor filoane de bazalt cu magnetit (pl. I, fig. 1), a căror grosime este de 0,5 până la câțiva cm. Această rocă constă în principal dintr-o masă de cristale fine de magnetit (90%), ale căror interstiiți sunt cimentate cu sticlă, în care apar rare microlite de plagioclaz bazic. Remarcăm de asemenea, că în această zonă se întâlnesc și numeroase filoane de micropegmatite.



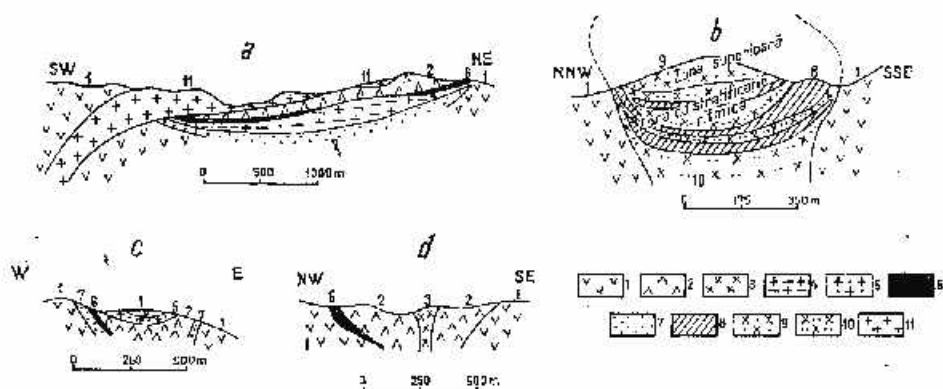


Fig. 4. — Structura corpurilor de gabbroui din Munții Drocea.

a, pinza intrusivă de la Căzănești-Ciungani; b, dyk-ul de la Almaș-Seliște; c, corpul de la Almășel; d, corpul de la Cuiăș-Toe; 1, bazalte și anamesite; 2, gabbroui; 3, gabbroui cu olivină; 4, dolerite; 5, dolerite și microgabbroui; 6, gabbroui cu titanomagnetit vanadifer; 7, microgabbroui; 8, dolerite, hiperite și gabbroui cu magnetit; 9, gabbroui și anortozite; 10, gabbroui cuarțifere; 11, diorite cuarțifere banatitice.

Structure des corps de gabbros des monts de Drocea.

a, nappe intrusive de Căzănești-Ciungani; b, dyke d'Almaș-Seliște; c, corps d'Almășel; d, corps de Cuiăș-Toe; 1, basaltes et anamesites; 2, gabbros; 3, gabbros à olivine; 4, dolérites; 5, dolérites et microgabbros; 6, gabbros à titanomagnetite vanadifère; 7, microgabbros; 8, dolérites, chaperites et gabbros à magnétite; 9, gabbros et anorthosites; 10, gabbros quartzifères; 11, diorites quartzifères banatitiques.

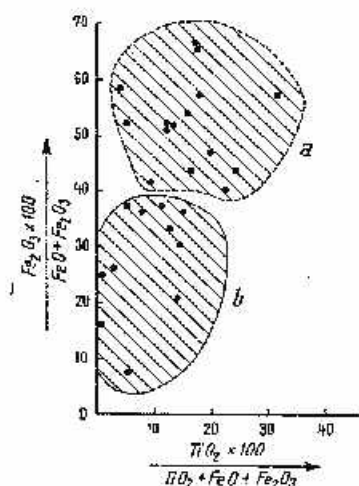


Fig. 5. — Variația gradului de oxidare la diferite roci efuzive și intrusivă din Munții Drocea.

a, magne puternic oxidate; b, magne slab oxidate (Ciollică, Savu, 1969).  
Variation du degré d'oxydation pour différentes roches effusives et intrusives de monts de Drocea.

a, magmas fortement oxydés; b, magmas faiblement oxydés (Ciollică, Savu, 1969).

Studiul microscopic al titanomagnetitului vanadifer din orienturile de gabbroui din diferite corpuri intrusive bazice arată că acesta se prezintă în cristale xenomorfe, care ocupă interstițiile cristalinelor de silicați separate anterior (pl. I, fig. 2), fapt care atestă că el este ultimul mineral cristalizat. Titanomagnetitul vanadifer participă în proporție de 5 până la 25% din volumul gabbrouilor. Uneori în magnetit apar lamele de ilmenit (pl. I, fig. 2 și 3) rezultate prin dezamestec și dispuse paralel cu fața 111 (Cioflica, Savu, 1960). În alte cazuri se întâlnesc concreșteri întime de titanomagnetit și silicați din care rezultă o structură apropiată ca aspect de structura grafică (pl. I, fig. 4), sau concreșteri întime între magnetit și pirită (pl. II, fig. 1). Apar de asemenea cristale scheletiforme de titanomagnetit cu numeroase incluziuni de plaje de pirită și silicați. Cu titanomagnetitul vanadifer se asociază ilmenit, mai abundent în corpul de la Cuiș, oligist (pl. II, fig. 2), uneori rutil și sfen.

TABELUL 1

*Analiza chimică a magnetitului din gabbrouile din munții Drocea  
(după Cioflica, Savu, 1960)*

Oxizi	1	2	3	4	5	6
FeO	37,50	29,80	29,63	21,28	35,1	28,4
MgO	0,59	3,50	1,97	0,90	1,4	1,9
MnO	0,50	0,50	0,69	—	0,67	0,68
CaO	1,20	1,80	1,81	—	0,9	1,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	42,20	44,40	47,36	59,63	49,8	4,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,79	1,20	3,43	—	6,77	4,03
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,183	0,81	0,194	0,60	0,31	0,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	urme	urme
TiO <sub>2</sub>	9,80	12,40	7,2	5,26	3,15	14,25
SiO <sub>2</sub>	3,46	4,80	7,50	—	2,85	2,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	—	0,067	—	0,03	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>b</sup>	0,50	1,09	0,44	—	—	—
Total	99,943	100,10	110,111	—	100,48	100,65

1 Magnetit din gabbroul cu olivină și magnetit Căzănești-Ciungani, 2 Magnetit din gabbroul de Sorbu-Căzănești-Ciungani, 3 Magnetit din gabbroul de Cruin-Căzănești-Ciungani, 4 Magnetit din dolerite, orizontul doleritic Căzănești-Ciungani, 5 Magnetit din gabbroul cu magnetit de Almaș-Sâșișle, 6 Magnetit din gabbroul cu magnetit de la Dambărețuța.

Compoziția chimică a titanomagnetitelor vanadifere din orienturile de gabbroui îmbogățite în fier din diferitele corpuri intrusive bazice din munții Drocea sînt redată în tabelul 1.





Diagrama triunghiulară  $TO_2$ - $MO$ - $R_2O_3$  (fig. 6) scoate în evidență, ca și analizele de mai sus, un conținut de  $TiO_2$  destul de ridicat, dar relativ mai scăzut în comparație cu alte corpuri cunoscute în literatură. Conținuturile de  $TiO_2$  arată că orizonturile de gabbrouri cu titanomagnetit vanadifer au cristalizat la temperaturi variind între 700 și 1000°C (Savu, Udrescu, 1967). Ele se aseamănă din punct de vedere al

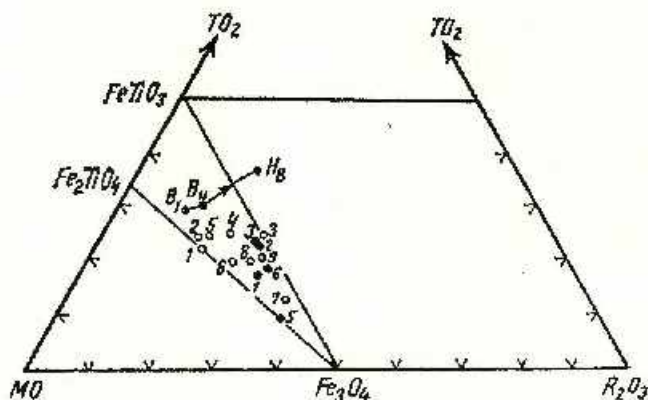


Fig. 6. — Diagrama de variație  $TO_2$ - $MO$ - $R_2O_3$ . 1-6 (puncte), magnetite din Munții Drocea;  $B_1$ - $B_2$ - $H_8$ , magnetite din teschenitele de la Black Jack; 1-9 (cerculețe), magnetite de la Skaergaard și Schmoor Lake-Quebec (după Cioflică, Savu, 1970).

Diagramme de variation  $TO_2$ - $MO$ - $R_2O_3$ . 1-6 (points), magnétites des monts de Drocea;  $B_1$ - $B_2$ - $H_8$ , magnétites dans les teschenites de Black Jack; 1-9 (petits cercles), magnétites de Skaergaard et de Schmoor Lake-Quebec (selon Cioflică, Savu, 1970).

compoziției chimice cu magnetitele din alte corpuri de gabbrouri cunoscute de pe glob. Menținerea magmei reziduale îmbogățită în stare lichidă până la temperatura de 700°C depinde probabil de cantitatea de volatile, în special apă, din compoziția sa.

Cercetările recente pe care le-am făcut, au arătat că în afară de oxizii menționați, în gabbrourele cu magnetit se întâlnesc și mici separații globulare, plaje sau picături de pirită (pl. II, fig. 3) asociată adesea cu calcopirită, uneori și cu blendă (pl. II, fig. 4), separate în stadiul lichid-magmatic. În ambele cazuri citate se constată că aceste separații globulare s-au format înaintea silicaților și titanomagnetitului care le includ. Pirită este înlocuită pe fisuri cu oligist, ceea ce arată că sulfu-



nile s-au separat în stadiul reducător, iar mai târziu, când gradul de oxidare al magmei a crescut, pirita este înlocuită de oxizi de fier.

Cu toate că corpurile de gabbrouri din câmpurile metalogenetice din munții Drocea și vestul Munților Metaliferi au suferit același fenomen de diferențiere *in situ*, fiecare prezintă însă particularitățile sale.

Corpul de la Căzănești-Ciungani (Cioflăca, 1962) are o formă de pînză intrusivă, cu suprafața de aproximativ 5 km<sup>2</sup> (fig. 4 a). Orizontul de gabbrouri cu titanomagnetit, format la temperatura de 800—950°C, prezintă în zona marginală grosimea de 30—40 m și tinde să se efilaze spre partea centrală a pînzei intrusive. Conținutul de titanomagnetit vanadifer în asociație cu ilmenit și ulvöspinel variază între 5 și 15%.

Corpul de gabbro de la Alnaș-Seliște (Cioflăca, Savu, 1962) este de fapt un dyk cu stratificație ritmică. În structura acestui dyk s-a separat o zonă superioară constituită din gabbro cu diopsit și din anortozite și o zonă inferioară cu stratificație ritmică (fig. 4 b), în cadrul căreia se disting trei nivele principale mai mult sau mai puțin continue de gabbrouri cu magnetit, hyperite și dolerite, care alternează între ele și care însumează o grosime de aproximativ 20 m. Titanomagnetitul vanadifer care a cristalizat la temperatura de aproximativ 710°C, se acumulează în special în nivelul intermediar și anume, spre marginile corpului, în apropierea pereților acestuia. Conținutul de magnetit din aceste gabbrouri variază între 3 și 12%.

Corpul de gabbrouri de la Alnașel (Savu, 1962; Savu et al., 1970) care a rezultat din mai multe veniri de magmă, este mai redus ca suprafață, iar din punct de vedere al conținutului de magnetit este de importanță mai mică. În baza masei de gabbrouri cu diopsid de pe rama vestică a corpului, în zona izvoarelor piraieiilor Rîpii și Padinei, se separă un nivel îngust, de aproximativ 10 m grosime și 300 m lungime, constituit din gabbro cu un conținut de titanomagnetit care variază între 8 și 20%. Acest gabbro prezintă o granulație mai fină decît cel din restul corpului, apropiindu-se mult de un microgabbro. Prin structura sa, el se deosebește și de rocile cu titanomagnetit din celelalte corpuri descrise, dar magnetitul păstrează același caracter xenomorf.

Corpul de gabbro de la Cuiăș-Toc (Savu, Udrescu, 1967) prezintă și el dimensiuni mai reduse, fiind în partea de sud străpuns de corpul banatitic de la Săvirșin. El a rezultat de asemenea din intruziuni succesive de magmă bazică. Gabbrouirile cu titanomagnetit vanadifer, care s-a format la temperatura de 790°C, formează un nivel discontinuu de aproximativ 8 m grosime, care aflurează în pîriul Sîrbului (Ruscului) și în bazinul Văii Rea, pe rama de nord-vest a corpului, unde este



intercalat în gabbrouri cu diopsid (pl. III și fig. 4 d). Conținutul de titanomagnetit asociat frecvent cu ilmenit atinge uneori 20%, dar este în general mai redus, variind între 10 și 15% din volumul rocii.

Corpul de gabbrouri de la Julița are formă de pînză intrusivă, în baza căreia a fost pusă în evidență o structură cu stratificație ritmică (fig. 2) evidentă (Savu, 1967). Gabbrourele cu conținut redus de titanomagnetit (5—10%) au fost identificate sub formă de nivele înguste, care apar pe marginile corpului, în partea sa de vest.

Remarcăm că cantitatea de gabbrouri cu titanomagnetit care se separă în corpurile de la Almășol, Cuiș-Toc și Julița este în general mai mică decât în cele de la Căzănești-Ciungani și Almaș-Seliște. Această particularitate s-ar putea datora faptului că primele reprezintă corpuri compuse care au rezultat din venituri succesive de magmă, a căror compoziție și stare de oxidare au fost diferite de ale celor din urmă și mai ales faptul că volumul de magmă fiind mai mic, nu a permis o concentrare mai importantă de magnetit în nivelele din baza corpurilor.

Gabbrourele de pe valea Baniștii (Săvirșin) reprezintă partea de sud-vest a unui corp intrusiv bazic mai important care a fost străpuns de masivul banatic de la Săvirșin și erodat în cea mai mare parte. El constă în principal din microgabbrouri cu diopsid și hornblendă poichilitică, cu textură orientată, în care se intercalează nivele subțiri și benzi de gabbro cu oxizi de fier, cu textură asemănătoare. Conținutul lor de magnetit (6,50%) este mai redus decât în rocile din corpurile descrise anterior și după datele cercetărilor microscopice și de magnetism, nu diferă prea mult de conținuturile de magnetit din microgabbrourele înconjurătoare.

Corpurile și filoanele de gabbrouri cu titanomagnetit din cimpul Dumbrăvița — Baia sînt în general de dimensiuni reduse, grosimea lor variind între 2 și rar 50 m, iar lungimea măsurată în general pe direcția est-vest, între 200 și 1000 m, relații ce rezultă și din datele cercetărilor de magnetism. Aceste filoane s-au format la temperatură de aproximativ 970°C, cum rezultă din conținutul de  $TiO_2$  din magnetitul de pe valea Calului (Dumbrăvița). Cantitatea de titanomagnetit din filoanele și micile corpuri de gabbrouri din această regiune variază între 15 și 25%.

**2. Metalogeneza hidrotermală.** Soluțiile postmagmatice asociate activității magmatismului inițial au acționat asupra rocilor bazice, determinând fenomene de transformare hidrotermală și mineralizații de sulfuri,

mai ales pirită. Metamorfismul hidrotermal afectează atât rocile intru-sive cât și pe cele efuzive din complexul bazaltic, în care s-au născut parageneze de minerale cu actinolit (uralit), epidot, clorit, calcit, cuarț și zeoliți (Savu, 1967). S-a determinat astfel, un facies de temperatură mai ridicată, în care este caracteristică parageniza :

— Plagioclaz acid — actinolit (uralit) — epidot — cuarț (calcit), și un facies de temperatură mai scăzută caracterizat prin asociația :

— Albit — clorit — calcit — prehnit.

Activitatea metamorfismului hidrotermal se încheie cu alterarea rocilor în faciesul zeoliților, minerale care se depun pe fisurile și în vacuolele acestora.

Concentrațiile de sulfuri determinate de această activitate hidrotermală conturează în munții Drocea *districtul cu acumulări de pirită Căzânești — Roșia Nouă — Pietriș* care cuprinde mai multe cimpuri metalogenetice (pl. III), dintre care unele se referă la concentrații de pirită și altele la mineralizații de cupru și nichel.

— Mineralizațiile de pirită sînt cuprinse în cimpurile Roșia Nouă-Troaș și Pietriș-Toc. În partea de vest, la nord de localitatea N. Bălcescu, se individualizează de asemenea un mic cimp metalogenetic cu pirită, care este însă izolat de aria districtului. Mineralizațiile din cadrul acestor cimpuri sînt în general lipsite de importanță economică. După rezultatele cercetărilor întreprinse de Socolescu (1944), Papiu (1953), Savu<sup>4</sup> și Savu et al. (1970) ele se prezintă sub formă de filoane și mai rar de volburi, care prezintă în zona de oxidație o pălărie de fier formată în special din limonit, cum este cea de la est de Toc, sau din limonit și melanterit ca la volbura de pe valea Hănuleasa.

În cimpurile Pietriș-Toc și N. Bălcescu sînt caracteristice filoanele localizate pe sisteme de fractură și fisuri orientate în partea vestică pe direcția EW, iar în cea estică pe direcția NE-SW, paralel cu liniile structurale pe care au erupt rocile ofiolitice și au fost puse în loc și compurile de gabbrouri. Aceste filoane au dimensiuni reduse, grosimea lor reducîndu-se de obicei la cîțiva centimetri și depășind foarte rar 20 de cm. Ele sînt mineralizate cu pirită, foarte rar asociată cu puțină calcopirită în gangă de cuarț și calcit, rar zeoliți, adesea cu zone de impregnație în jurul lor.

Cîmpul cu pirită Roșia Nouă-Troaș cuprinde de asemenea numeroase filoane de dimensiuni reduse de pirită, asemănătoare celor de

<sup>4</sup> Rapoarte de teren și bari din anii 1952—1959, aflate în arhiva Institutului geologic, București.





mai sus, și de obicei cu pălării de fier în zona de oxidație. Caracteristică pentru acest câmp rămâne volbura de pe valea Hămuleasa, în jurul căreia se găsesc câteva pălării de fier, indicând mineralizații cu structură asemănătoare, cum sînt cele de la Valea cu Calea și piriul Drumul Radei, cercetate în parte prin prospecțiuni electrometrice și prin lucrări de explorare.

Volbura de pe valea Hămuleasa conține mineralizații de pirită în gangă de cuarț și calcit, mai rar zeoliți; uneori apar și filonașe care conțin pirită și puțină calcopirită. În ceea ce privește formarea ei, Papiu (1956) a arătat că structura cu filonașe anastomozate a volburei a rezultat în urma mineralizării interstițiilor dintre elementele unui nivel de aglomerate situat între două curgeni de bazalte în facies de pillow — lava și care a funcționat ca un filtru, ce a reținut substanțele metalifere. Observațiile noastre efectuate în anul 1954<sup>5</sup>, cînd se executau lucrările de explorare, ne-au condus la concluzia că zona de volbură este alungită pe direcție N 20° E și că rețeaua de filonașe anastomozate străbate în aceeași măsură toate rocile, inclusiv separațiile de pillow — lava, din cuprinsul volburei. Poziția verticală a acesteia se pare că este cea primară și se datorează formării în această zonă, în timpul manifestării magmatismului ofiolitic, a unui plan de minimă rezistență aproape vertical, în lungul căruia rocile au fost brecciate și mineralizate de soluțiile hidrotermale ce se degajau din adîncime.

După caracterele mineralizației și paragenezele acesteia, acumulările de sulfuri din cele două cîmpuri metalogenetice par să se fi format în condițiile stadiului epitermal spre cel mezotermal.

— Acumulările hidrotermale cu caracter cuprifere sînt încadrate în cîmpul metalogenetic Căzănești-Almășel-Pietriș, care se dezvoltă în jurul corpurilor de gabbrouri de la Căzănești-Ciungani și de la Almășel, și în cuprinsul căruia apar extrem de multe filonașe mineralizate care sînt figurate pe hărțile elaborate de Socolescu (1944), Cioflîca (1962) și Savu et al. (1970). Mineralizații cu același caracter mai apar la est de Dumbrăvița și la est de Almaș-Seliște, în două mici cîmpuri metalogenetice (pl. III).

Mineralizația din aceste cîmpuri constă în principal din pirită, care nu mai apare singură, ci în asociație cu calcopirită și alte minerale metalifere. Caracterul cuprifere al acestei mineralizații și cel piritos al mineralizației din cîmpurile metalogenetice anterioare a fost deter-

<sup>5</sup> H. Savu. Raport Geologic asupra părții de E și SE a Masivului Drocea. 1954. Arh. Inst. Geol. București.

minat după cât se pare, de faptul că mineralizația piritoasă este legată de activitatea efuzivă a magmatismului ofiolitic, pe cînd cea cuprifera este determinată de activitatea intrusivă a acestuia. Foarte bine se poate stabili această legătură în cazul corpului de gabbrouri de la Almășel, unde mineralizația cuprifera este localizată pe două aliniamente situate pe contactele de nord-vest și sud-est ale corpului. Mineralizații mai apar uneori și la interiorul corpului, precum și la exteriorul său, sau în zone mai îndepărtate din jurul acestuia (Savv, 1962).

Cercetările mai recente întreprinse de IGEX, Corbu et al.<sup>6</sup>, Gheorghiuțescu (1970) și de autorul prezentei lucrări, au arătat că pe planul de contact nord-vestic al corpului cu rocile bazaltice s-au format mai multe filoane cu calcopirită și pirită în gangă de cuarț, între care menționăm filonul de la Mîna Transilvania și pe cel de pe pîrîul Padinei. Alte filoane au gangă de calcit și cuarț, cu care se asociază uneori clorit, epidot și un amfibol actinolitic. Pe planul de contact sudic, la pîrîul Cîrța Cailor, mineralizația constă din magnetit, pirită și calcopirită și este asemănătoare cu aceea de pe valea Lupoia (Roșia Nouă) situată în afara corpului gabbroic<sup>7</sup>. Cu aceste minerale principale se asociază și altele în cantitate redusă, cristalizînd împreună în următoarea ordine: cuarț-magnetit-hematit-pirită-clorit-epidot-blendă-calcopirită-galenă-tetraedrit-lîer oligist-calcit-marcasită-bornit-calcozină (Gheorghiuțescu, 1970). În zona de oxidație apar malachit și car azurit.

Parageneza sulfurilor cu magnetitul, semnalată de Socolescu încă din 1944, este destul de obișnuită în acest cîmp metalogenetic. O astfel de parageneză este explicată de Beletsin (1950) prin modificarea concentrației O și S în soluții în timpul depunerii mineralelor metalifere, conform evoluției sistemului Cu-Fe-S-O (fig. 7). În cazul de față, ținînd seamă de ordinea depunerii mineralelor, rezultă o concentrație mai puternică a oxigenului în soluție la începutul cristalizării, dar ulterior concentrația sulfurului a fost cea care a predominat. Aceste fenomene s-au manifestat la temperaturi cuprinse între 210 și 230°C, date care, corelate cu paragenezele de minerale, arată că mineralizația a avut loc într-un interval de temperatură din prima parte a stadiului mezotermal.

Mineralizațiile din bazinul văii Tătărcoaia și de la Căzărnești, în partea centrală a cîmpului, se prezintă de asemenea în filoane de

<sup>6</sup> Mariana Corbu, Elena Cruțu, Otilia Mihăilescu și M. Popescu. Date preliminare privind studiul mineralizațiilor de la Almășel. Comunicare la sesiunea științifică IGEX, 1969.

<sup>7</sup> Op cit. pct. 4.





dimensiuni reduse (Socolescu, 1944; Cioflica, 1962), în care mineralizația este în general asemănătoare cu cea de la Almășel și Corbești. Ca și la Almășel, în zona de oxidatie se formează limonit și în cantitate redusă malachit și foarte rar azurit.

Cercetătorii anteriori, în special Socolescu (1944) căruii i se alătură Corbu et al.,<sup>8</sup> au considerat că aceste mineralizații ar fi

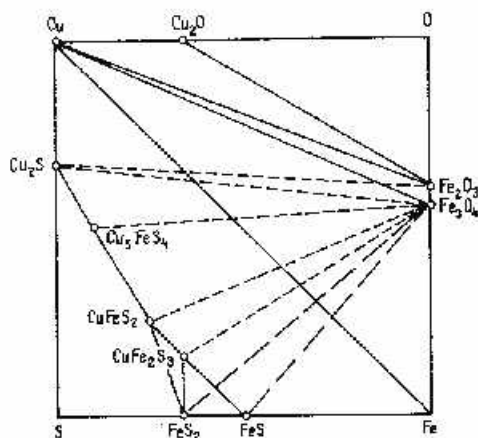


Fig. 7. — Paragenzele mineralelor din sistemul Cu-Fe-S-O (după Betshtin, 1950).  
Paragenèses des minéraux du système Cu-Fe-S-O  
(selon Betshtin, 1950).

generate de magmatismul subsecvent laramic (banatic). Alți cercetători sînt de părere însă, că mineralizațiile de sulfuri sînt legate de magmatismul ofiolitic. Noi am arătat că sulfurile de la Almășel, ca și cele localizate în ofiolitele din restul munților Drocea, se corelează ca timp de punere în loc mai ales cu diferențiatele acide (diorite cuarțifere și micropegmatite) cu care se încheie prima etapă de evoluție a magmatismului inițial, diferențiate care am considerat că au derivat din magme contaminate cu material din scoarța sialică. Astfel de diferențiate sînt caracteristice corpului de la Almășel, particularitate care ar explica poate și asocierea blendei și a galenei în aceste mineralizații. De altfel, am arătat mai sus că în orizonturile și filoanele de gabbrouri cu titanomagnetit vanadifer, rezultate din magme reziduale îmbogățite în fier, apar adesea separații globulare (pl. II, fig. 3 și 4) de sulfuri în

<sup>8</sup> Op. cit. pct. 5.

asociația pirită-calcopirită-blendă, incluse în silcați sau în titanomagnetit. Prezența acestor sulfuri în masa gabbrourilor arată că o parte din ele au putut să se concentreze și în soluțiile reziduale și să se depună în filoanele mineralizate.

O dovadă în plus că mineralizațiile de sulfuri din districtul Căzănești-Roșia Nouă-Pietriș sînt determinate de metalogeneza asociată magmatismului ofiolitic, este faptul că în partea de nord-est a districtului, la Ciunganî, se conturează un mic cîmp cu mineralizații hidrotermale nichelifere, semnalate de Papp (1906) și Socolescu (1944) și cercetate microscopic de Petruțian (1943). Aceste mineralizații apar sub formă de impregnanții sau de filoane subțiri situate în bazalte alterate, în care se remarcă paragenza magnetit — pirotină — pentlandit — calcopirită, formată la o temperatură mai ridicată. În cantitate mică apar bravoit și pirită. După Petruțian (1943), Betehtin (1950) și alții o astfel de asociație mineralogică indică o legătură genetică sigură cu rocile eruptive bazice. De aceea poate că nu ar fi lipsită de interes urmărirea conținutului de elemente platinice în această mineralizație, ca de altfel și în gabbrourele cu titanomagnetit din Munții Drocea.

**3. Metalogeneza vulcanogen-sedimentară.** Activitatea metalogenetică vulcanogen-sedimentară asociată magmatismului ofiolitic a condus la formarea unor acumulări de oxizi de mangan, intercalate în jaspurile supradiabazice situate în baza formațiunilor Cretacicului inferior din cele două fose marginale ale zonei geosinclinale, formate după modificările determinate de mișcările neochimerice în structura zonei mobile. Acumulările de oxizi de mangan se prezintă sub formă de strate subțiri, intercalate în jaspurile (radiolarite) care apar în baza calcarelor recifale de vîrstă jurasic-superioară sau neocomiană, sau alternează cu marnele și calcarele neocomiene, uneori și cu produsele piroclastice sincrone.

În ceea ce privește geneza acestor depuneri manganifere au existat mai multe păreri. Socolescu (1944) a presupus că depunerile de oxizi de mangan ar fi de origine hidrotermală. Mai tîrziu Papiu (1953; 1956), fără a exclude posibilitatea unor aporturi hidrotermale, consideră că principala cauză care a condus la formarea acumulărilor de oxizi de mangan se datorează alterării produselor vulcanice în condițiile mediului marin, însoțită de activitatea biotică a radiolarilor, care a determinat extragera silicei, fierului și manganului prin distrugerea rețelei cristaline a mineralelor, trecerea fierului și a manganului în stare de bicarbonați solubili în apa mării și depunerea lor alternativă sub formă de oxizi, în condiții favorabile, fenomen însoțit de activitatea intensă a diferitelor



genuri de bacterii ca *Crenotrix*, *Leptotrix*, *Cladotrix*, *Clanotrix*, *Bacillus manganiferus* etc. Acest cercetător găsește o asemănare între condițiile în care au loc depunerile mezozoice de oxizi de mangan din munții Drocea și cele care au controlat formarea depozitelor manganifere din devonianul Uralilor, descrise de Şatski (1954).

Noi observăm, însă — oă de altfel și Papiu (1953) care se întreabă asupra cauzei acestui fenomen — că în munții Drocea și Metaliferi depunerile de oxizi de mangan se formează numai în orizontul jaspurilor supra-diabazice, deci în cele sincronice cu manifestarea erupțiilor din a doua etapă de evoluție a magmatismului inițial. Aceasta credem că se explică prin particularitățile activității vulcanice submarine din această etapă, care au fost descrise într-un capitol anterior.

Astfel, în timp ce în prima etapă magmatismul se caracterizează prin curgeri submarine de lave bazaltice, în general lipsite de gaze și care sînt slab alterate, în etapa a doua el se manifestă printr-un vulcanism mai ales extrusiv, adesea de tip central, care a dat naștere la aparate cu structură asemănătoare stratovulcanilor. O astfel de manifestare vulcanică extrusivă presupune în primul rînd o mare concentrare de gaze în camera magmatică, care în momentul exploziei submarine se răspîndesc în apa marină, împreună cu materialele piroclastice, în special ocnușă vulcanică. Consecința va fi că condițiile fizico-chimice ale mediului marin se vor modifica brusc, iar produsele magmatice solide (sticlă și silicați), fiind foarte fin pulverizate, vor fi ușor descompuse de agenții chimici și biotici, astfel că implicit și cantitatea de ioni de Si, Fe și Mn dizolvați în apa mării sub diferite stări va crește în perioadele de manifestare a vulcanismului recurent din această a doua etapă, ceea ce explică și depunerile mai importante și mai frecvente de radiolarite, argilite roșii feruginoase și de oxizi de mangan din regiune.

De altfel, literatura ne arată că și în alte regiuni de pe glob, depunerile mai importante de mangan de origine vulcanogen-sedimentară au loc sincron cu manifestarea unui vulcanism în general extrusiv și cu caracter spilit-keratofiric. Este normal să se întîmple așa, deoarece în condițiile spilitizării, numai prin simpla alterare a piroxenului în clorit, fără a mai vorbi de componentul sticlos al produselor vulcanice, sînt puse în libertate cantități importante de Fe, Mn, Ti, V și alte elemente chimice. Or, asemenea procese de alterare a sticlei vulcanice din produsele piroclastice și a piroxenilor și sticlei interstițiale din rocile bazaltice spilitizate, oligofire etc., intercalate în jaspurile cu benzi de oxizi de mangan constituie o regulă în munții Drocea. Mai mult, calcarele



intercalate în jaspurile cu depuneri de oxizi de mangan explorate pe valea Luncoșului, la nord de Pîrnești, conțin și elemente din erupțiile sincrone de riolite din această regiune, cum sînt fragmente de rocă cu cristale de cuarț corodate de magmă, cristale spante de plagioclaz acid, ortoză și lamele de biotit (S a v u, 1962) <sup>9</sup>.

În toate cazurile cunoscute, acumulările manganifere sînt alcătuite din manganomolane și piroluzit. Din punct de vedere al sistematicei adoptate, acestea conturează două districte situate în afara zonei metalogenetice Drocea.

— Pe rama de nord a zonei de roci ofiolitice, în Munții Drocea, se individualizează *districtul cu acumulări vulcanogen-sedimentare de oxizi și hidroxizi de mangan Pîrnești-Șoimuș-Buceava*, delimitat în cuprinsul formațiunilor neocomiene sedimentate în fosa Drocei și care cuprinde două cîmpuri manganifere. Cîmpul cu oxizi și hidroxizi de mangan Pîrnești și cîmpul Buceava, ce se caracterizează prin acumulări de oxizi de mangan sub formă de benzi înguste, dispuse pe planul de stratificație al rocilor sedimentare sau sub formă de impregnație în acestea din urmă. În general ele sînt lipsite de importanță economică.

— Pe rama sudică a zonei de roci ofiolitice din munții Drocea și Metaliferi se separă *districtul cu acumulări vulcanogen-sedimentare de oxizi și hidroxizi de mangan Tămășești-Dealul Mare*, în care se individualizează de asemenea două cîmpuri manganifere. Unul din ele cuprinde ivirile din jurul localităților Tămășești—Godinești și Podele, cercetate de Iacob (1957), și altul pe cele care apar mai la est, în împrejurimile Dealului Mare. Alte depuneri de oxizi de mangan și fier, fără importanță, au mai fost semnalate în Munții Metaliferi de către Ghițulescu și Socolescu (1941).

## CONCLUZII

Metalogeneza asociată magmatismului ofiolitic din munții Drocea și Metaliferi se manifestă în strînsă legătură cu procesele lichid-magmatice, hidrotermale și vulcanogen-sedimentare.

Metalogeneza lichid-magmatică se pare că a fost cea mai importantă, deoarece a condus la formarea, în condițiile diferențierii gravitaționale, a gabbrourilor cu titanomagnetit vanadifer din orizonturile inferioare ale diferitelor corpuri intrusive bazice din prima etapă de evoluție a

<sup>9</sup> H. S a v u. Raport asupra lucrărilor geologice din partea de W a munților Drocea, 1955, Arh. Inst. Geol. București.





magmatismului ofiolitic. Când se vor putea extrage Fe, Ti și V din magnetite, aceste concentrații vor căpăta o importanță economică deosebită.

Metalogeneza hidrotermală a condus la formarea unor mineralizații de pirită și calcopirită, în general de mică importanță economică. Mineralizația de pirită apare în filoane sau sub formă de volbură și este legată, se pare, mai ales de activitatea vulcanică, pe când cea de pirită, calcopirită și de sulfuri nichelifere depinde în special de activitatea intrusivă a magmatismului inițial.

Metalogeneza vulcanogen-sedimentară se manifestă în cursul etapei a doua de evoluție a magmatismului inițial, caracterizată prin manifestări vulcanice extrusive, când condiții particulare ale mediului marin au permis alterarea halmirolitică a materialului piroclastic și sedimentarea jaspurilor și a oxidizilor de mangan și fier în depozitele sedimentare jurastic-superioare și cretacic-inferioare.

## BIBLIOGRAFIE

- Betohntin A. G. (1950) Paragonczisi rudnih mineralov v sistemah Fe-S-O i Cu-Fe-S-O. *Izv. Akad. Nauk SSSR, seria geolog.*, 5, Moskva.
- Borcoș M., Savu H., Stanciu Constantina (1968) Harta metalogenetică la scara 1:200.000, foaia Brad. *Inst. Geol. București.*
- Cioflica G. (1962) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (Munții Drocea). *An. Com. Geol.*, XXXII, București.
- Savu H. (1960) Noi contribuții la cunoașterea posibilităților de formare ale titanomagnetitelor din Munții Drocea. *Stud. cercet. geol.*, V, 4, București.
- Savu H. (1962) Stratificația ritmică din dykul de gabbro de la Almas-Săliște (Munții Drocea). *Stud. cerc. geol.*, VII, 1, București.
- Gheorghitescu D. (1970) Aspecte cristalo-fizice ale piritei din mineralizațiile cuprifere de la Almășel (Munții Drocea). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geologie*, 15, 1, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.
- Borcoș M., Resnic F. (1965) L'éruptif des Monts Métallifères dans le cadre de l'orogénèse alpine. *Carp.-Balk. Geol. Assoc. VII Congr., Sofiu, Reports*, III, Sofia.
- Giușcă D., Cioflica G. (1956) Pinza intrusivă de la Căzănești-Ciungani. *Anal. Univ. Buc., seria Șt. nat.*, 12, București.
- Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp. — Balc., Congr. V, București, 1961, II. București.*



- Iacob D. (1957) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii regiunii Zam-Godinești-Cărmăzinești (Hunedoara). *Acad. R.P.R., Bul. științific, secția biol., agronom., geol.-geogr.*, V, 3, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Edit. Acad. R. S. România, București.
- Kennedy G. C. (1948) Equilibrium between volatiles and iron ores in igneous rocks. *Amer. Journ. Sci.*, 246, 9.
- Loczy L. (1919) Einige Betrachtungen über den geologischen Aufbau der Geosynklinalen des Siebenbürgischen Erzgebirges im weiteren Sinne und der nord-westlichen Karpaten. *Földt. Közl.*, XLVIII, Budapest.
- Papiu V. Corvin (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Acad. R.P.R.*, V, 1, București.
- (1956) Erupții vulcanice submarine. Ed. științifică, București.
- Savu H., Romanescu D., Pîrvu Olivia (1959) Corelația dintre alcătuirea geologică și anomaliile magnetice din zona axială a Masivului Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Com. Geol.* XLII, București.
- Papp K. (1906) Die Umgebung von Alvácza und Kazanesd im Kom. Hunyad., *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. f.* 1904, Budapest.
- (1907) Fachgutachten über den Erzbergbau von Almásszélistye, Budapest.
- Petrulian N. (1943) La pyrrhotine nikélfère de Ciungani, Monts de Drocea (Transylvanie). *Acad. Roum., Bull. Sect. Sci.*, XXV, București.
- Ramdohr P. (1960) Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akad. Verlag, Berlin.
- Savu H. (1962 a) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol.*, XXXII, București.
- (1962 b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pirnești din masivul Drocea. *D. S. Com. Geol.*, XLIV, București.
- (1967) Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Sci. Hung.*, XI, 1—3, Budapest.
- Udrescu Constanța (1967) Paleotemperatura și geochemia gabbrourilor de la Cuiș (Munții Drocea). *D. S. Com. Geol.*, LII, București.
- (1968) Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXVI, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochemia și petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.*, LVI, 1, București.
- Socolescu M. (1944) Les affleurements de minerais de la région de Vafașoimuș-Buceava-Săvirșin-Zam. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXVIII, Bucarest.
- Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang des Karpatenbogens. *Geol. Beihefte*, VIII, Hannover.





- Şatski N. S. (1954) O marganţenosnih formaţiiah i o metallogenii marganţa. *Izv. Akad. Nauk SSSR, seria gheolog.*, 4.
- Wager L. R., Brown G. M. (1968) Layered igneous rocks. Oliver a. Boyd edit., Edinburgh, London.

## LA MÉTALLOGENÈSE ASSOCIÉE AU MAGMATISME OPHIOLITIQUE DES MONTS DE DROCEA

### (Résumé)

L'auteur présente la distribution des minéralisations des unités métallogéniques qu'il a séparées dans l'aire de développement de la province ophiolitique située au S des Monts Apuseni, appuyant surtout sur les conditions qui les ont engendrées.

Le magmatisme ophiolitique mésozoïque de cette région se développe le long de la zone mobile intracratonique du Mureş, qui a un caractère de géosynclinal et qui se forme au commencement du cycle tectonomagmatique alpin, entre les blocs cristallins rigides du N et ceux du S (fig. 1). L'évolution de cette zone mobile est accompagnée par une intense activité du magmatisme initial-ophiolitique qui débute probablement à la fin du Trias ou au commencement du Jurassique et qui dure jusqu'au début des mouvements autrichiens. Cette activité magmatique, qui a lieu dans le stade d'eugéosynclinal, se déroule pendant trois étapes principales.

Pendant la première étape, qui se manifeste jusqu'au commencement du Jurassique supérieur, sur les fractures profondes du fond du géosynclinal, des coulées sous-marines de laves basaltiques se produisent, souvent en faciès de pillow-lava, représentées par des basaltes, hialobasaltes, variolites, basaltes amigdaloides, anamésites, dolérites quartzifères, auxquelles des pyroclastites basaltiques, des verres tachilitiques, des radiolarites et des argilites rouges s'associent quelque fois. Il en résulte un complexe basaltique de plus de 3000 m d'épaisseur, où sont mis en place quelques petits corps de roches intrusives basiques et parfois ultrabasiques, caractéristiques pour les monts de Drocea. La structure de ces corps intrusifs est stratifiée, déterminée par le phénomène de différenciation gravitationnelle — in situ — que le magma souffre.

Dans la deuxième étape d'évolution du magmatisme initial, qui se manifeste durant le Jurassique supérieur et le Néocomien, la structure de la zone géosynclinale change à cause des mouvements néochimériens qui, bien que faibles, déterminent un soulèvement de la zone axiale de cette zone et la formation de deux fosses marginales, où se déposent des formations de flysh accompagnées par les produits d'un volcanisme extrusif à caractères particuliers. Des structures volcaniques de type central, se forment, dont les produits, surtout des pyroclastites, s'associent aux récifs portlandiens et néocomiens et s'intercalent dans les premiers dépôts crélacés inférieurs, où s'associent aux radiolarites. Les produits volcaniques comportent une grande variété de roches, différenciées selon deux lignes principales : une ligne chalcocalcine caractérisée par l'association



basaltic-andésite-dacite-rhyolite (-porphyre granitique) et une ligne alcaline, comprenant l'association basale-limburgite-oligophyre-trachiandésite-orthophyre.

Tandis que dans la région des monts de Drocea le magmatisme initial s'achève par la deuxième étape, dans la partie orientale de la zone mobile, dans les Monts Metaliferi et Traseău, il se prolonge. Les produits volcaniques de cette troisième étape sont généralement représentés par des roches spilitiques.

La métallogenèse associée au magmatisme ophiolitique se manifeste dans les deux premières étapes, motif pour lequel on a considéré, surtout dans cette étude, la région des monts de Drocea, où apparaissent des minéralisations. Vu que l'activité métallogénique tient de la manière de déroulement du magmatisme initial, ces minéralisations se rattachent à trois grandes catégories: liquide-magmatiques, hydrothermales et volcanogène-sédimentaires. Les minéralisations appartiennent à la province des concentrations associées au magmatisme ophiolitique alpin, dans le cadre duquel s'individualise la zone ferrifère liquide-magmatique et de sulfures hydrothermales Drocea, où l'on distingue plusieurs districts et champs métallogéniques (pl. III).

a) La métallogenèse liquide-magmatique a déterminé la formation de gabbros à titanomagnétite vanadifère dans les horizons inférieurs de certains corps de gabbros appartenant à la première étape d'évolution du magmatisme ophiolitique, qui appartient au district ferrifère liquide-magmatique des monts de Drocea. D'après leurs particularités structurales et génétiques, ces corps se divisent en deux catégories: corps de gabbros dans lesquels l'accumulation de la magnétite a lieu grâce à la différenciation qui se produit après leur mise en place, et corps petits ou filons de gabbros dont la différenciation, respectivement l'enrichissement du magma en fer, a lieu dans le bassin magmatique subcrustal ou dans un corps intrusif situé en profondeur, d'où ces magmas ont été poussés dans le complexe basaltique.

Les corps de gabbros de la première catégorie, comme sont ceux de Căzânești-Ciungani, Almas-Seliște, Almășel, Cuiăș-Toc, Baniesul et Julița, souffrent une différenciation gravitationnelle où la cristallisation fractionnée, accompagnée de modifications successives de la pression des composants volatils du magma, mène finalement à la formation de corps stratifiés ou à stratification rythmique (fig. 2). La cristallisation commence par la formation des cristaux de plagioclase qui flottent vers la partie supérieure des corps, où se forment des gabbros et des anorthosites, et des cristaux d'olivine qui tombent au fond et desquels résultent en quantité réduite des gabbros riches en ce minéral. C'est la cristallisation du pyroxène qui suit et les oxydes de fer (fig. 3) se séparent du magma résiduel.

Il en résulte que le magma résiduel s'enrichisse en fer et s'accumule vers la partie inférieure des corps, constituant des horizons de gabbros à titanomagnétite vanadifère (fig. 4). Ce processus d'accumulation du fer est favorisé par le degré d'oxydation des magmas (fig. 5) qui permet que le rapport  $FeO/Fe_2O_3$  se modifie en faveur de l'oxyde ferrique. Celui-ci a le rôle de fondant qui élargit l'intervalle de cristallisation du magma résiduel en permettant son enrichissement graduel en fer. L'effet géochimique de ce processus se remarque par la concentration du Ti et du V ensemble avec le Fe au détriment du Si, Al, Ca et Mg et par la modification du rapport entre les éléments chimiques majeurs et mineurs.





Dans les corps petits et les filons de gabbros à magnétite, comme ceux de Dumbrăvița-Baia, la cristallisation s'est produite dans le même ordre, notamment plagioclase-pyroxène-titanomagnétite vanadifère. La présence des filons minces de basaltes à magnétite (pl. I, fig. 1), minéral qui y occupe 90%, prouve que le magma qui les a engendrés s'est différencié dans le bassin magmatique sous-crustal ou dans un corps intrusif plus profond. Il est à remarquer que dans cette zone on rencontre aussi des corps ou des filons de micropegmatites.

La titanomagnétite qui abonde dans les gabbros se présente en cristaux xénomorphes parfois idiomorphes à inclusions de silicates ou de pyrite et chalcoppyrite (pl. I, fig. 2 et 4; pl. II, fig. 1). La teneur des gabbros en titanomagnétite varie de 5 à 25%. Parfois celle-ci présente des séparations d'hémérite selon la face 111 (pl. I, fig. 2 et 3). L'oligiste et parfois le rutile ou le sphène s'y associent souvent (pl. II, fig. 2).

La composition chimique des titanomagnétites des monts de Drocea (tab. I) et le diagramme triangulaire (fig. 6) mettent en évidence une teneur en  $TiO_2$  relativement plus petite que celle des magnétites comprises par d'autres corps de gabbros. A partir de cette teneur en  $TiO_2$  on a établi que les gabbros à titanomagnétite des monts de Drocea avaient cristallisé entre 700 et 1000°C.

La titanomagnétite exceptée, on rencontre aussi parfois dans ces gabbros de petites séparations globulaires de pyrite, souvent associée à la chalcoppyrite, parfois à la blende, incluses dans des silicates ou dans la magnétite (pl. II, fig. 3 et 4), ce qui prouve que ces séparations se sont formées avant celles minérales.

Bien que les corps de gabbros aient été soumis aux mêmes phénomènes de différenciation in situ, chacun a ses particularités qui sont brièvement présentées dans cet exposé (fig. 4).

b) La *métallogenèse hydrothermale* est liée à l'activité postmagmatique des éruptions ophiolitiques, dont les solutions déterminent — dans les roches basiques — des altérations hydrothermales appartenant à un faciès de température plus élevé, caractérisé par la paragenèse plagioclase-acide-actinolite (uralite)-épidote-quartz(-calcite), et à un autre faciès de température plus basse, où c'est la paragenèse albite-chlorite-calcite-préhnite qui est fréquente. Les dernières solutions produisent des phénomènes de zolitisation.

Les minéralisations de sulfures hydrothermales forment dans les monts de Drocea le district à accumulations de pyrite Căzâncuți-Roșia Nouă-Pietriș, avec plusieurs champs métallogéniques, parmi lesquels certains comprennent des minéralisations de pyrite, et d'autres des minéralisations de cuivre et de nickel.

Les minéralisations de pyrite se rapportent surtout à l'activité volcanique et se présentent généralement sous forme de filons minces ou de „stockwerkes“ parmi lesquels on connaît celui de la vallée Hânuțeasa. La minéral pyriteuse présente une gangue de quartz et de calcite, tandis que dans la zone d'oxydation il forme des chapeaux de fer riches en limonite.

Les minéralisations à caractère cuprifère sont tout spécialement liées à l'activité intrusive, notamment aux différenciations acides du magma tholéitique, qui a aussi donné naissance aux micropegmatites de la première étape d'évolution du magmatisme initial. Elles se présentent surtout comme filons à gangue

de quartz où apparaissent les paragenèses suivantes plus caractéristiques: (1) pyrite-chalcopryrite et (2) magnétite-pyrite-chalcopryrite, auxquelles s'associent en quantité réduite blende, galène, tetraedrite, hématite, oligiste, marcassite, bornite et chalcosine. La paragenèse magnétite-pyrite-chalcopryrite est due à la modification de la concentration en O et S des solutions hydrothermales pendant la formation de la minéralisation, conformément à l'évolution du système Cu-Fe-S-O (fig. 7).

Les minéralisations de sulfures nickelifères qui se caractérisent par l'association magnétite-pyrothine-pentlandite-bravolte-pyrite sont rares et apparaissent seulement dans la partie NE de la région, étant en étroite liaison avec le corps gabbroïde de Căzănești-Ciungani. Celles-ci forment le petit champ métallogénique de Ciungani.

c) La métallogenèse volcanogène-sédimentaire a déterminé la formation des dépôts d'oxydes de manganèse qui se présentent sous forme de bandes minces intercalées dans les jaspes (radiolarites) situées à la base du Crétacé inférieur appartenant aux deux fosses marginales de la zone géosynclinale du Mureș. Ces dépôts manganésifères sont le résultat de l'altération halmirolithiques des produits volcaniques, surtout pyroclastiques, de la deuxième étape d'évolution du magmatisme initial, processus qui a été facilité par l'activité biotique des radiolaires et qui a déterminé l'extraction du Mn, Fe et Si du réseau des minéraux mélanocrates et des verres volcaniques. Le manganèse et le fer passent initialement aux biocarbonates solubles dans l'eau de la mer et se déposent ultérieurement sous forme d'oxydes, dans des conditions favorables; ce phénomène est accompagné par l'activité intense de différentes espèces de bactéries.

Les accumulations d'oxydes de manganèse forment deux districts manganésifères, le premier situé au NW de la zone de roches ophiolitiques des monts de Drocea et l'autre sur la bordure méridionale des Monts Metalifere (pl. III).

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

### Planche III

Carte métallogénique de la province ophiolitique alpine des monts de Drocea  
 1, alluvions et dépôts quaternaires; 2, dépôts tertiaires; 3, volcanites néogènes;  
 4, magmatites laramiennes (banatitiques); 5, dépôts sédimentaires mésozoïques;  
 6a, roches effusives et pyroclastites; 6b, roches intrusives basiques; 7, soubassement préalpin; 8, faille; 9, faille de chevauchement. Composition chimique et minéralogique du minerai: 10, sulfures de cuivre; 11, pyrite; 12, sulfures de nickel; 13, oxydes et hydroxydes de manganèse; 14, oxydes de fer. Unités métallogéniques: 15, province et sous-province; 16, zone; 17, district; 18, champ. Dans la couleur de l'élément chimique prédominant.





## PLANȘA I

- Fig. 1.** — Filon de bazalt cu magnetit (negru) care străbate rocile cu structură doleritică (alb-cenușiu) de pe valea N. Bălcescu, Nic. II, X 4.  
Filon de basalt à magnétite (noire) qui traverse des roches à structure doléritique (blanc-grisâtre) dans la vallée N. Bălcescu, Nic. II, X 4.
- Fig. 2.** — Cristal xenomorf de titanomagnetit vanadifer (cenușiu) cu separații lamelare de ilmenit (alb), care include o separație globulară de pirită, Pîrîul Cornetu Mic (Dumbrăvița), Nic. +, X 110.  
Cristal xénomorphe de titanomagnétite vanadiifère (gris) à séparations lamellaires d'ilménite (blanche) qui comprend une séparation globulaire de pyrite, Ruisseau Cornetu Mic (Dumbrăvița), Nic. + X 110.
- Fig. 3.** — Cristal idiomorf de titanomagnetit vanadifer (cenușiu) cu separații lamelare de ilmenit (alb sau cenușiu închis) după fața 111, Pîrîul Cornetu Mic (Dumbrăvița), Nic. —, X 110.  
Cristal idiomorphe de titanomagnétite vanadiifère (gris) à séparation lamellaires d'ilménite (blanche ou gris foncé), d'après la face 111, Ruisseau-Cornetu Mic (Dumbrăvița), Nic. +, X 110.
- Fig. 4.** — Concreștere intimă cu aspect de structură grafică între magnetit (alb) și piroxen (cenușiu închis), Valca Julița (Baia), Nic. II, X 110.  
Compénétration intime à aspect de structure graphique entre la magnétite (blanche) et le pyroxène (gris foncé), Vallée Julița (Baia), Nic. II, X 110.





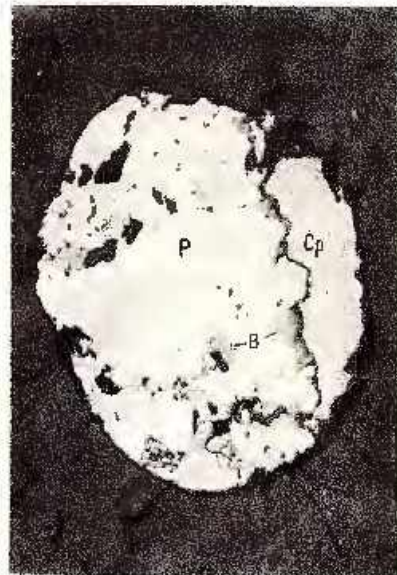
1



2



3



4

Institutul Geologic, Țări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII 2.



## PLANȘA II

- Fig. 1. — Cristal idiomorf de magnetit (cenușiu) cu incluziuni și concreșteri intime de pirită (alb). Pîrful Cornetu Mic (Dumbrăvița). Nic. II, X 95.  
Cristal idiomorphe de magnétite (gris) à inclusions et compénérations intimes de pyrite (blanche). Ruissseau Cornetu Mic (Dumbrăvița). Nic. II, X 95.
- Fig. 2. — Cristal scheletiform de oligist (cenușiu) cu incluziuni de plajă de pirită (alb) și silicați (cenușiu închis). Dumbrăvița. Nic. II, X 75.  
Cristal squelettiforme d'oligiste (grisâtre) à inclusions de plages de pyrite (blanche) et de silicates (gris foncé). Dumbrăvița. Nic. II, X 75.
- Fig. 3. — Separație globulară de pirită (alb) inclusă în silicați (cenușiu închis) și în parte în magnetit (cenușiu). Pirită este înlocuită pe fisuri cu oligist. Pîrful Cornetu Mic (Dumbrăvița). Nic. II, X 184.  
Séparation globulaire de pyrite (blanche) incluse en silicates (gris foncé) et partiellement en magnétite (gris). Pyrite est remplacée dans les fissures par l'oligiste. Ruissseau Cornetu Mic (Dumbrăvița). Nic. II, X 184.
- Fig. 4. — Separație globulară de pirită (P), calcopirită (Cp) și biencă (B) inclusă în silicați. Valea Cornetu (Aimaș-Seliște). Nic. II, X 190.  
Séparation globulaire de pyrite (P), chalcopyrite (Cp) et blende (B) incluse en silicates. Vallée Cornetu (Aimaș-Seliște). Nic. II, X 190.





1



2



3



4

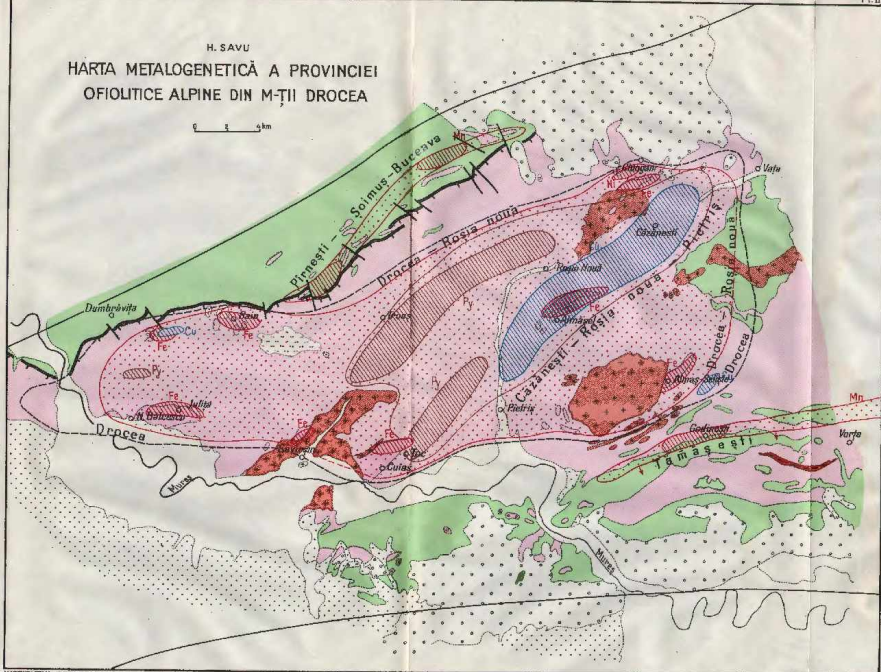
Institutul Geologic. Dăci de seamă ale ședințelor. vol. LVIII/2.





H. SAVU  
HARTA METALOGENETICĂ A PROVINȚIEI  
OFIOLITICE ALPINE DIN M-ȚII DROCEA

0 1 2 3 km



LEGENDA

- 1 Aluvii și depozite cuaternare
- 2 Depozite terțare
- 3 Vulcanite neogene
- 4 Magmatite lorenice (banățice)
- 5 Depozite sedimentare mezozoice
- 6 a) Rocă efuzivă și piroclastică  
b) Rocă intrusivă bazică
- 7 Fundamentul prealpin
- 8 Falte
- 9 Falte de înclăcare

COMPOZIȚIA CHIMICĂ ȘI MINE-  
RALOGICĂ A MINERELUI

- 10 Cu Sulfuri de cupru
- 11 Py Pirită
- 12 Ni Sulfuri de nichel
- 13 Mn Oxizi și hidrooxizi de mangan
- 14 Fe Oxizi de fier

UNITĂȚI METALOGENETICE

- 15 Provincie și subprovincie
  - 16 Zonă
  - 17 District
  - 18 Cîmp
- La culoarea elementului  
cîmpului predominant



**2. ZĂCĂMINTE**



**RADIOACTIVITATEA ROCILOR ERUPTIVE ȘI A APELOR  
MINERALE DIN ZONA RAPOLT-BOHOLT<sup>1</sup>**

DE

ION TIEPAC,<sup>2</sup> NICOLAE GEAMĂNU<sup>3</sup>

**Abstract**

The Radioactivity of the Eruptive Rocks and the Mineral Waters from the Rapolt-Boholt Zone. The radioactivity of the Neogene rocks of the southern part of the Metaliferi Mountains presents values under 30  $\mu$  r/boxir. The highest values have been obtained from the Deva and Uroi andesites. In some spring deposits, the travertines in the Rapolt-Zone, have high values, more 450 p.p.m. U. For the same rock type there are no differences in the content of radioactive elements from the Ist and IInd cycle.

Lucrarea de față privește partea de sud a Munților Metaliferi sub aspect general și mai detaliat zona Rapolt-Boholt.

**GEOLOGIA**

În alcătuirea geologică a regiunii cercetate de noi (partea de sud a Munților Metaliferi) intră un număr mare de formațiuni de vîrstă foarte diferită.

Geologia Munților Metaliferi a făcut obiectul a numeroase cercetări dintre care amintim: Bleahu (1968); Borceș (1964), (1968); Borceș et al. (1965); Cioflică (1961), (1962), (1964); Dimi-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 28 mai 1971, a I.P.E.G. „Hunedoara” din Deva.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 55, București.

<sup>3</sup> Intreprinderea Geologică de Prospectiuni, Cal. Griviței 84, București.





trescu (1961); Ghițulescu, Borcoș (1966); Giușcă et al. (1965); Ianovici et al. (1969).

O largă dezvoltare o au formațiunile cu caracter eruptiv. O mare suprafață ocupă rocile magmatismului inițial etapa I, reprezentate prin bazalte, peridotite, gabrouri, dolerite. Pe o suprafață, de asemenea mare, apar rocile ce aparțin magmatismului subsecvent tardiv (vulcanite neogene) aparținând celor trei cicluri de erupție. Ele sînt reprezentate prin: andezite, dacite, riolite și bazalte.

În ceea ce privește zona cristalinului de Rapolt există studii cu caracter general și de detaliu.

Într-un studiu mai vechi asupra Munților Metaliferi a fost descris sumar alcătuirea cristalinului din zona Rapolt.

Studiile de detaliu în această zonă se datoresc lui Berbeleac (1961, 1964). În alcătuirea geologică a regiunii, după datele autorului, intră formațiuni cristalofiliene epizonale și formațiuni sedimentare.

Formațiunile cristalofiliene cuprind următoarele complexe de roci: complexul rocilor calcaroase, complexul rocilor filitice carbonatice, complexul rocilor porfiroide.

Complexul rocilor calcaroase cuprinde roci cu o granulație fină și medie (0,5—1 mm) fiind localizate în zona centrală a anticlinalului.

Complexul rocilor filitice-carbonatice include câteva tipuri de roci: șisturi carbonatice cuarțitice cu sericit și clorit; șisturi filitice carbonatice și calcit ferifer; roci dolomitice uneori șistoase stratificate, alteori ankeritice sau calcaroase.

Complexul rocilor porfiroide după părerea lui Berbeleac se leagă cu cele din Poiana Ruscă și aparțin probabil unor porfiroide cuarțifere sau riolitice metamorfozate în condiții de epizonă.

Formațiunile sedimentare de vîrstă eocenomiană sînt reprezentate prin alternanțe de conglomerate și gresii puternic cimentate, peste care urmează marmele vinete senoniene și șisturi argiloase-marnoase cu gipsuri sarmațiene.

În partea de sud a zonei Rapolt se găsește o apariție de roci andezitice descrisă în detaliu de Berbeleac (1964). Andezitele au un aspect microgranular alcătuite din cristale de feldspat iar spațiile dintre ele sînt ocupate de augit, magnetit, oligist, pseudobrookit.

Vîrsta cristalinului este atribuită de autorul menționat Carboniferului sau Permianului inferior.



### Metodica de lucru

Concomitent cu colectarea probelor au fost efectuate măsurători în teren cu un radiometru de scintilație. Aceste măsurători au fost făcute sub forma unor profile sau ca puncte izolate în diversele zone de apariție a rocilor cu caracter eruptiv.

Probele de apă au fost colectate din izvoare iar în cazurile posibile au fost colectate și tufurile calcaroase depuse de acestea.

Dozarea uraniului, thoriului și a potasiului în roci s-a făcut prin spectrometrie gama. Eroarea de determinare  $\pm 10\%$ .

Determinarea uraniului în ape s-a făcut prin metoda absorbției pe cărbune și determinarea ulterioară cu arsezonazo III prin metoda colorimetrică (1963).

Radiul s-a determinat prin metoda descrisă de Barker (1957).

### Rezultate

Analizând datele măsurătorilor radiometrice asupra părții de sud a Munților Metaliferi pot fi desprinse o serie de concluzii.

O primă concluzie este aceea că valorile radiometrice în această parte a Munților Metaliferi sînt în general scăzute, foarte rar depășind valoarea de  $30 \mu r/oră$ . Cele mai ridicate valori au fost obținute la contactul dintre calcarele jurasice și riolitele de Băița (Barbura). Calcarele prezintă în general valori radiometrice scăzute și în toate punctele măsurate pentru acest tip de rocă valorile au fost de  $5-10 \mu r/oră$ . Valoarea înregistrată la Băița (Barbura) a atins  $70-80 \mu r/oră$  fiind pusă în evidență la contactul dintre calcare și riolite, calcarele fiind afectate hidrotermal. Culoarea calcarului de la zona de contact este negricioasă spre deosebire de cel neafectat care este cenușiu-gălbui.

Valori radiometrice relativ ridicate au fost obținute în masivul Bîrzava ( $40 \mu r/oră$ ) andezitele de la Alrnașul Marc ( $35 \mu r/oră$ ) și andezitele de la Deva și Uroi ( $50 \mu r/oră$ ).

Asupra acestora din urmă trebuie făcute unele precizări.

În general, rocile eruptive vulcanice au conținuturi de elemente radioactive relativ scăzute și în general zăcăminte de substanțe radioactive în ele sînt rare.

Valorile radiometrice obținute pentru andezitele de la Deva și Uroi cît și conținutul de thoriu și uraniu determinat în ele (tab. 1) permit să se afirme că ele apar îmbogățite în elemente radioactive, mai ales uraniu.





În ceea ce privește valorile radiometrice obținute în masivul de la Bîrzava ele sînt destul de semnificative. Se poate afirma că un studiu de detaliu al radioactivității acestui masiv ar putea furniza rezultate interesante în ceea ce privește nu numai concentrația de elemente radioactive cît mai ales eventuale acumulări de elemente rare.

O altă concluzie ce se poate desprinde din analiza datelor radiometrice (cît și din determinarea conținuturilor de uraniu și thoriu) este aceea că nu există deosebiri mari între diversele faze de erupție. Trebuie precizat că măsurătorile au fost efectuate doar pentru ciclul I și II.

Rocile din ciclul I pentru același tip de rocă, nu au dat valori mai ridicate decît cele din ciclul II.

Trebuie însă precizat că aceste concluzii au un caracter informativ bazate pe un număr relativ restrîns de măsurători și determinări de laborator în raport cu perimetrul cercetat. Un volum mai mare de măsurători în teren și determinări mai numeroase în laborator ar fi în măsură să furnizeze valori medii pe baza cărora să se emită concluzii de ansamblu cît mai exacte.

Analizînd conținuturile de uraniu și thoriu prezentate în tabelul 1 se poate observa că ele sînt scăzute.

Datele existente în literatura de specialitate pentru andezite spre exemplu Larsen et al. (1960); Taylor, White (1966), Goldstein et al. (1961); Kazmin (1966) arată că pentru aceste roci conținutul de uraniu este cuprins între 0,3 p.p.m. și 3,2 p.p.m. iar cel de thoriu între 0,4 și 6,0 p.p.m. (conținuturi de clark).

Conținuturile de uraniu și thoriu pentru andezitele analizate de noi se încadrează în limitele de mai sus exceptînd cele de la Deva și Uroi care uneori depășesc limitele clarkului atît pentru uraniu cît și pentru thoriu fără însă a atinge valori de interes economic. Dacă comparăm valorile pentru andezitele din diverse puncte se poate observa că nu există deosebiri evidente.

Dîntre rocile vulcanice, valorile medii ale conținuturilor de uraniu și thoriu cele mai mari le au dacitele, fără însă a depăși limita superioară a conținutului de clark.

Analizînd acum, mai în detaliu, măsurătorile radiometrice precum și analizele de laborator din zona cristalinului de Rapoii, pot fi observate următoarele :



TABELUL 1

Conținuturile de uraniu și thoriu pentru diverse roci din partea de sud a Munților Metaliferi

Locul	Tipul rocii	U ppm	Th ppm	K %
Cariera Aciuța	andezit	1,2	5,2	1,5
	andezit	1,4	4,3	1,6
	andezit	1	6,7	1,4
	andezit	1	6,1	1,2
	andezit cu amfiboli	1,7	4,4	1,6
	andezit cu amfiboli	1	5,8	1,2
	andezit cu amfiboli	1	7,2	1,9
Cariera Vitfuri	andezit	1	1,1	1,2
	andezit	1	5,4	1,0
	andezit	1,3	3,1	1,3
	andezit	1,4	4,1	0,9
	andezit cu piroxeni	1	5,0	1,4
	andezit cu piroxeni	1	7,1	1,2
Cariera Crișul Alb	andezit	1	5,1	1,4
	andezit cu piroxeni și hornblendă	1	6,6	1,4
	andezit cu piroxeni și hornblendă	1	4,2	1,4
Cariera Romanita	andezit	1	3,1	0,9
	andezit	1	3,6	1,0
	andezit	1	3,3	1,1
Platra Bulzului	dacit	1	7,2	1,6
	dacit	1,2	6,6	1,5
Ormindea Veche	andezit	1	8,3	1,8
Cariera Feerag	riolit	1,1	6,1	1,4
	riolit	2,2	8,4	2,7
	riolit	1,4	5,6	2,9
Cariera Gura Barza	andezit	1,1	6,1	5,1
	andezit	1,6	5,5	1,8
Coasta Mare	dacit	3,1	18,1	0,9
	dacit	1,4	5,6	1,2
Conduerea	dacit	1,1	6,1	1,5
	dacit	1,4	22,4	4,5
Dealul Fetii	riolit	2,2	5,1	2,3
	riolit	2,4	4,6	4,1
Almașul Mare	andezit	1,1	5,5	3,4
	andezit	2,1	3,6	5,2
	andezit	2,4	6,1	2,6





Tabelul 1 (Continuare)

Locul	Tipul rocii	ppm U	Th ppm	K %
Dealul Gliganului	andezit ofiolit	1,4	8,1	2,3
		1,2	12,1	3,4
Dealul Caraci	andezit	1,1	3,1	0,7
	andezit	1,4	3,1	1,1
	andezit	1,4	5,5	1,4
	andezit	3,1	10,2	0,9
Porcurca	andezit	1,4	8,1	2,6
	andezit	1,4	7,2	2,5
Dealul Sfredelul	riolit	2,1	9,1	3,8
Cariera Măgura Sirbi	bazalt	2,1	8,1	1,5
	bazalt	2,4	8,7	2,2
	bazalt	2,2	8,4	1,9
	bazalt	2,7	8,0	1,9
Cariera Măgura Sirbi	bazalt	1,1	10,1	2,4
	bazalt	1,2	10,6	2,4
	bazalt	1,5	10,9	2,1
Dealul Uroi	andezit	4,5	23,8	4,2
	andezit	3,7	17,7	4,0
Deva-Dealul Cetății	andezit	6,1	15,4	4,4
	andezit	3,2	15,8	2,0
	andezit	2,1	18,3	1,9
Masivul Hirzava	granitoid	6,0	23,1	2,8
	granitoid	3,1	15,4	4,3
	granitoid	13,1	7,0	3,4
	șist cristalin	2,4	19,4	4,0

Valorile radiometrice din această zonă nu depășesc 30—40  $\mu$  r/oră. Valorile cele mai ridicate au fost date de rocile porfiroide iar cele mai scăzute de către caloare (5—10  $\mu$  r/oră).

Pentru tipurile de roci analizate din zona cristalinului de Rapolt, datele privind conținuturile de uraniu, thoriu și potasiu sînt date în tabelul 2.

Valori mai ridicate ale conținuturilor de elemente radioactive le au rocile porfiroide, celelalte tipuri de roci avînd conținuturi de uraniu mai scăzute dar totuși în limitele conținuturilor clarkului.



TABELUL 2

Conținuturile de elemente radioactive în zona cristalinului de Rapolt

Nr. de probe	Tipul rocii	Conținuturile		
		Up mp	Th ppm	K %
1	porfiroid granitoid	—	22,6	9,6
1	porfiroid feldspatic	2,9	19,9	5,8
1	porfiroid laminat	6,4	23,5	9,3
13	porfiroid sericitos	4,2	16,7	5,2
4	porfiroid sericito-cloritos	3,5	17,6	5,6
2	șist sericitos	1,4	15,1	4,7
3	șist sericito-cuarțitic	3,5	18,4	2,2
2	șist filitic	4,3	14,4	3,8
9	filit	4,4	12,4	3,8
3	filit sericitos	3,3	6,9	2,7
1	filit grafitos	2,3	12,8	4,5
7	metatuf acid	2,5	13,2	3,0
2	microconglomerat cuarțos	2,5	2,5	0,7
1	cuarțit	1,1	1,3	—

### Radioactivitatea apelor

Rezultatele conținuturilor de uraniu în apele analizate sînt date în tabelul 3.

Pentru o înțelegere mai exactă a semnificației valorilor din tabelul 3, trebuie arătate conținuturile de uraniu în apele naturale, care sînt date în tabelul 4.

În apele de suprafață conținutul de uraniu este mai scăzut decît cel din apele subterane. În acestea din urmă conținutul de uraniu, radium și radon depinde de o serie de factori, printre care : anotimpul, conținutul și forma sub care se găsește uraniul în roci ; gradul de îmbogățire a rocilor în elemente radioactive, temperatura, regimul hidrodinamic.

Conținutul mediu de elemente radioactive în apele subterane este de  $4 \cdot 10^{-12}$  g/l pentru radium și de  $7 \cdot 10^{-6}$  g/l pentru uraniu (Tokarev, Scerbakov 1956).

După cum au arătat cercetările anterioare, în regiunea Boholt-Geoagiu-Strei, hidrochimic pot fi deosebite trei tipuri de apă : ape carbonatate, ape clorurate și ape sulfatate.

În funcție de predominanța unor componente chimice specifici sau de unele particularități fizice, apele din regiune apar ca ape minerale sau ca ape termale, mai rar ca ape termominerale.

Apele subterane ce vin în contact cu concentrații de uraniu pot extrage uraniul din rocă fie prin dizolvarea mineralelor de uraniu, fie





TABELUL 3

Conținuturile de uraniu și radium în apele din zona Rapolt-Boholt

Izvorul	U 10 <sup>-6</sup> g	Ra 10 <sup>-10</sup> g	Temp. C°	pH	Debit l/sec.	Mineralizație t. g/l	CO <sub>2</sub> g/l
1. Paulis	1,8	—	9,5	6,0	0,06	3,71	1,50
2. Foraj IGEX 4750	10,6	—	—	—	—	6,23	2,17
3. Boholt-sat	9,4	—	—	—	0,35	5,00	1,29
4. Boholt-izv. imbuteliere	8,9	—	10	6,5	0,35	3,41	1,05
5. Mina Certej	9,2	—	9	6,5	0,7	2,85	0,77
6. Pincota	6,0	—	—	—	0,03	3,85	1,70
7. Chimindia „la butuc”	12,8	—	—	—	—	1,60	0,59
8. Chimindia vale	0,5	0,9	—	—	0,04	3,35	1,25
9. Bompotoe izvor curte	3,1	26,4	—	6,5	—	3,30	1,18
10. Bompotoe izvor captat	0,4	—	—	6,6	—	4,04	1,06
11. Valea Roșie	3,8	—	18,5	6,5	2,5	—	0,47
12. Rapoltel-sat	6,1	4,2	21	6,5	6,0	2,59	0,83
13. Rapoltel-sat	4,9	3,2	23	—	0,5	—	—
14. V. Rapoltel	5,3	—	—	—	—	—	—
15. V. Bobilna	5,6	1,3	24	6,5	4,0	1,00	0,7
16. V. Bobilna	5,0	1,3	—	7,3	—	—	—
17. V. Veteului	6,5	—	10	7,0	0,03	3,61	0,5
18. V. Căoi	5,0	—	13	6,5	—	—	1,28
19. V. Bretelin	2,8	—	12,5	—	0,01	0,86	0,04
20. Teliuc-uzină	6,2	—	—	—	0,2	3,01	0,94
<u>Ape sulfatate-carbogazoase</u>							
21. V. Singiorgiului	—	—	—	—	—	2,27	0,69
<u>Ape clorosodice</u>							
22. Băile Deva	3,0	—	—	—	—	14,40	—
23. Hărău	5,4	21,7	11,5	—	—	—	—
24. Birsău	2,2	—	14,0	6,5	—	5,77	—
<u>Ape termale</u>							
25. V. Roșie	4,7	—	19	—	2,0	1,51	—
26. Bobilna-sat	3,7	—	—	—	3,0	—	—
27. Băile Ghoagiu	9,4	4,0	3,3	6,5	32,0	1,3	—
28. Băile Călan	1,8	—	19	—	—	—	—

TABELUL 4

Conținutul de uraniu și radium în diverse tipuri de ape

Tipul apei	U g/l	Ra g/l
Rfuri	$6 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-10}$
Apele rocilor sedimentare	$5 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-7}$	$2 \cdot 10^{-12} - 3 \cdot 10^{-10}$
Apele rocilor eruptive acide	$7 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-12} - 4 \cdot 10^{-12}$
Apele zăcămintelor uranifere	$8 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-12} - 6 \cdot 10^{-11}$



pe calea spălării uraniului care se găsește sub formă diseminată. În primul caz, conținutul de uraniu în ape atinge de obicei  $n. 10^{-4}$  —  $n. 10^{-2}$  g/l și în al doilea caz  $n. 10^{-5}$  —  $n. 10^{-4}$  g/l.

Rocile ce apar în zona Rapolt-Boholt au conținuturi scăzute de uraniu. Este cunoscut că apele acidulate pot extrage din roci uraniul, nelegat de rețeaua cristalină a mineralelor. Pentru a se ajunge la conținuturi de uraniu de ordinul  $n. 10^{-5}$  g/l apele trebuie să vină în contact cu zone relativ îmbogățite de uraniu.

Între temperatura izvoarelor și conținutul lor de uraniu nu se poate vorbi de existența unei corelații (Tokarev, Scerbakov 1956).

Din datele prezentate în tabelul 3 se poate observa că nu există o corelare între conținutul de elemente radioactive din apele analizate și debit, mineralizare sau conținutul de  $CO_2$ .

Apele analizate au un pH ușor acid și, neexistând diferențe între ele, nu se poate vorbi astfel de o legătură între concentrația uraniului și pH.

Legat de problema radioactivității apelor trebuie discutată problema conținuturilor de elemente radioactive în travertinele depuse de acestea.

TABELUL 5

*Conținuturile de uraniu în travertinele depuse de apele din zona Rapolt-Boholt*

Locul de colectare	U · 10 <sup>-8</sup> g	U în apă 10 <sup>-8</sup>
Cărpiniș	0,4	6,4
Bămpotoc-sat	479,0	9,4
Bămpotoc-Valea Roșie	18,3	8,8
Bămpotoc-izvorul captat	32,4	9,4
Rapoltel	129,6	4,2
Valea Rapoltel-nord-sat	6,8	8,8
Boholt-Șoimuș	7,6	1,8

Rocile calcaroase au conținuturi scăzute în elemente radioactive (1—2 p.p.m.), în timp ce travertinele analizate au în unele cazuri, un conținut mai ridicat.

Comparativ cu datele din literatura de specialitate asupra travertinelor (Cerdințev 1968) se constată că acestea din urmă au conținuturi în uraniu mai scăzute.



## CONCLUZII

Radioactivitatea, în ansamblu, a formațiunilor neogene ce apar în partea de sud a Munților Metaliferi este scăzută fiind în medie de 20—30  $\mu$  r/oră; o radioactivitate ceva mai mare a fost măsurată pentru travertinele din regiunea studiată.

## BIBLIOGRAFIE

- Barker B. F., Johnson O. J. (1957) Determination of radium in water. *Geological Survey Water Supply Paper* 1696-B.
- Berbeleac I. (1961) Contribuțiuni la cunoașterea aparatului vulcanic de la Uroi. *D. S. Com. Geol.* XLVIII, (1961—1962) 1, București.
- (1964) Cercetări geologice și petrografice în cristalinul insulei Rapolt (Boi-Rapolt-Rapolțel). *D. S. Com. Geol.* XLIX (1961—1962) 1, București.
- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, 1961, II, 1, București.
- Borcoș M., Mantea Gh. (1968) Vîrsta formațiunilor și a activității vulcanice neogene în bazinul Roșia Montană. *St. Cerc. Geol.* 13, 2, București.
- Mantea Gh., Gheorghită I. (1965) Relații stratigrafice și tectonice între formațiunile sedimentare mezozoice și complexul rocilor eruptive bazice mezozoice cu privire specială asupra Munților Metaliferi. *S.S.N.G.*, III. București.
- Cioflică Gr. (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi. *Anal. Univ. Buc., Ser. St. Nat. Geol. Geogr.* X, 27, București.
- Dimitrescu R. (1961) Asupra poziției vulcanismului neogen din Munții Apuseni în cadrul sistemului carpatic. *Com. Acad. R.P.R.* XI, 1, București.
- Ghițulescu T. P., Borcoș M. (1966) Incadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi. *St. Cerc. Geol.* 11, 2, București.
- Giușcă D., Cioflică G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr. V Buc.*, 1961, II, București.
- Goldzstein M., Ghillermo S. (1961) Radioactivité des laves de la chaîne des Pays. *Bull. Soc. Fr. Miner. Cristall.* 84.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad., București.
- Kazmîn N. V. (1966) O raspredelenii soderžanii U i Th v efuziionih i intruzivnih obrazovanii Pribalhsico. *Gheohimija* nr. 3, Moscova.



- Larsen E. S., Gottfried D. (1960) Uranium and thorium in selected suites of igneous rocks. *Am. J. Sc.*, 258 A.
- Taylor S. R., White A. J. R. (1966) Trace element abundance in andezites. *Bull. Volc.* 29.
- Tokarev A. N., Seerbakov V. A. (1956) Radiohidrogeologia, Moskva.

## RADIO-ACTIVITÉ DES ROCHES ÉRUPTIVES ET DES EAUX MINÉRALES DE LA ZONE RAPOLT-BOHÖLT

### (Résumé)

L'étude a eu pour objet les formations néogènes du S des Monts Metaliferi.

Les résultats ont démontré que le niveau de la radio-activité ne dépassait pas 30  $\mu\text{r/h}$ . À partir des mesurages radiométriques sur terrain et des analyses de laboratoire, on a établi que les andésites de Deva et d'Uroi présentaient la radio-activité la plus élevée pour ce type de roches. Les valeurs atteintes par ses andésites sont de 2,5 fois plus grandes que les valeurs présentées par d'autres andésites.

Les calcaires qui apparaissent dans la zone qui fait l'objet de l'étude ne dépassent point 1  $\mu\text{r/h}$ . À Băita (Barbura), au contact de ceux-ci avec les rhyolites, on a obtenu la plus élevée valeur (70 à 80  $\mu\text{r/h}$ ).

Des valeurs relativement élevées ont été obtenues pour le massif de Bîrzava; là, une étude détaillée menerait à des résultats intéressants.

En ce qui concerne l'analyse comparative des résultats regardant le fer et le Hnd cycles, on a conclu qu'on ne pouvait pas mettre en évidence une différence de niveau quant à leur radio-activité.

Les données obtenues par les auteurs ressemblent aux données de la littérature de spécialité. Il faut quand même mentionner les andésites de Deva et d'Uroi qui sont enrichies en uranium.

Les roches du cristallin de Rapolt présentent de petites teneurs en uranium et en thorium, celles porphyroïdes ayant la radio-activité la plus élevée.

Quant à la radio-activité des eaux, certaines sources présentent des teneurs élevées en uranium, obtenues par le contact avec des zones riches en uranium.

En étroite liaison avec la radio-activité des sources de la zone Rapolt, c'est le problème des dépôts calcaires formés par celles-ci. Certains travertins présentent de hautes teneurs en uranium; c'est le cas du travertin de Banpotoc-village dont la teneur en uranium arrive à 479 p.p.m.

On peut aussi remarquer que les andésites ayant les plus hautes valeurs apparaissent justement dans la zone d'apparition des eaux et des travertins présentant la plus grande radio-activité.

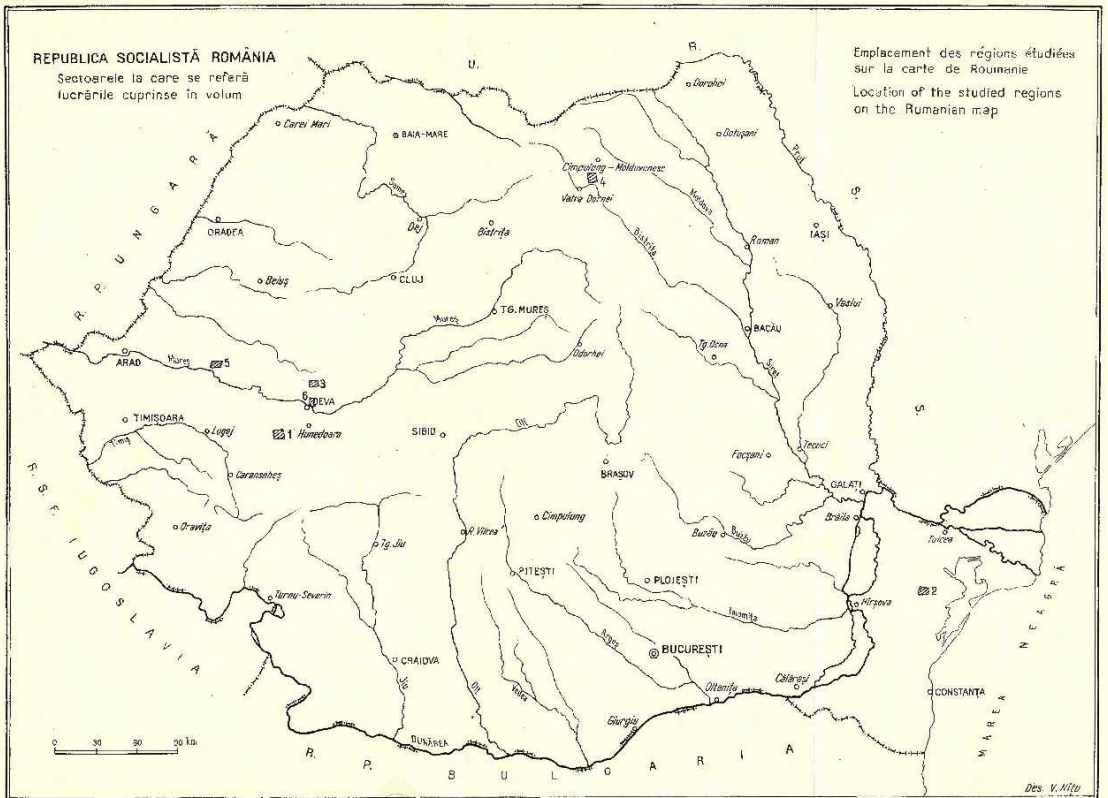




REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA

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







## CUPRINS

### ZĂCĂMINTE

Pag.

1. Gherasi N., Ciornei P., Zimmermann P. Contribuții la cunoașterea rocilor banatice și a mineralizației din zona Ascușita Mare (bazinul Rusca Montană) . . . . .	5
2. Mureșan M. Studii asupra zăcămintului de pirită cu magnetit de la Altin-Tepe (Dobrogea Centrală). II. Poziția stratigrafică a mineralizației . . . . .	25
3. Peltz S., Urcaș T. Vulcanismul neogen din extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi și metalogeneza asociată . . . . .	53
4. Popa Gh. Corelația dintre mangan, fier și elementele urmă însoțitoare în zăcămintul Dealul Rușului (Șarul Dornei) . . . . .	79
5. Sașu H. Metalogeneza asociată magmatismului ofiolitic din munții Drocea . . . . .	93
6. Tîepac I., Geamănu N. Radioactivitatea rocilor eruptive și a apelor minerale din zona Rapolt-Boholt . . . . .	112



## CONTENU

(Résumés)

### GISEMENTS

Page.

1. Gherasi N., Ciornici P., Zimmermann P. Contributions à la connaissance des roches banatitiques et de la minéralisations d'Ascujita Mare (bassin de Rusca Montană) . . . . . 22
2. Mureşan M. Etudes sur le gisement de pyrite à magnétite d'Alfin-Tepe (Dobrogea Centrale). II. Position stratigraphique de la minéralisation . . . . . 46
3. Peltz S., Urcan T. Le volcanisme néogène de l'extrémité SW des Monts Metaliferi et la métallogenèse associée . . . . . 75
4. Popa Gh. Korrelation von Mangan, Eisen und den begleitenden Spurenelementen in der Manganzlagerstätte Dealul Rusului (Şarul Dornei) . . . . . 90
5. Savu H. La métallogenèse associée au magmatisme ophiolitique des monts de Drocea . . . . . 116
6. Tiepac I., Geamănu N. Radio-activité des roches éruptives et des eaux minérales de la zone Rapolt-Boholt . . . . . 131





Redactor : MARGARETA PELTZ  
Tehnoredactor și corector : OVIDIU REFAAT  
Traduceri : FLORIN CHIUTU, MARGARETA MĂRJEU  
Ilustrații : VIRGIL NIȚU

---

*Dat la culcuș : ianuarie 1972. Bun de tipar : martie 1972.*  
*Tiraj : 1.900 ex. Hirtie scris I, A. Formă 10X160/56 g. Căli*  
*de tipar : 8 $\frac{1}{2}$ . Comandă : 19. Pentru bibliotecă indicele de*  
*clasificare : 55 (058).*

---

Intreprinderea poligrafică „Informația” str. Brezoianu 33-25,  
București, România.







Responsabilitatea asupra conținutului articolelor  
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUT GÉOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LVIII

1971

2. GISEMENTS



Institutul Geologic al României