

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICA
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA A

Geologie economică

Nr. 11

STUDII GEOLOGICE
ȘI METALOGENETICE
ÎN MUNȚII OAȘ – GUTÎI



BUCUREȘTI
1977



Institutul Geologic al României

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



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ
STUDII TEHNICE ȘI ECONOMICE

SERIA A

Geologie economică

Nr. 11

STUDII GEOLOGICE
ȘI METALOGENETICE
ÎN MUNȚII OAȘ – GUTÎI

BUCUREȘTI
1977



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CONTENU

(Résumés)

	<u>Page</u>
M. Borcoş, S. Boştinescu, Viorica Mîndroiu, Ernestina Volanschi. Considérations sur la métallogenèse associée aux andésites pyroxéniques pontiennes de la partie orientale des monts Gutli (gisement de Cavnic)	50
M. Borcoş, Ioana Gheorghită, Viorica Mîndroiu, Ernestina Volanschi. Considérations sur les processus métallogéniques déroulés dans l'extrémité orientale des monts Gutli (gisement de Băiuţ-Văratec) . .	92
O. Edelstein, M. Soroiu, M. Răduţ, Valentina Dragu, D. Ivan, Vera Cioroianu. Quelques points de vue sur la chronologie des processus géologiques et métallogéniques des monts Oaş — Igniş — Văratec, à partir des datations K-Ar	109
R. Jude. La géologie et la pétrologie des volcanites néogènes du nord-ouest de la zone éruptive des monts Oaş (région de Tarna Mare — Turţ)	165
I. Kalmar, N. Pop. Les minéralisations de Măgura Neagră — Tibleş. Considérations minéralogiques et géochimiques	202
P. Kovács, P. Paulini, M. Răduţ, Vera Cioroianu. L'alunitisation de la vallée de Brada — Negreşti Oaş (monts Gutli)	217
M. Murgu, D. Sandu, H. Ştefan. Aspects de l'échantillonnage des gisements filoniens explorés par des travaux miniers	227





Institutul Geologic al României

CUPRINS

	<u>Pag.</u>
M. Borcoş, S. Boştinescu, Viorica Mindroiu, Ernestina Volanschi. Considerații privind metalogeneza asociată andezitelor piroxenice pontiene din partea de est a munților Gutli (zăcămintul Cavnic)	7
M. Borcoş, Ioana Gheorghiiă, Viorica Mindroiu, Ernestina Volanschi. Considerații privind procesele metalogenetice desfășurate în extremitatea estică a munților Gutli (zăcămintul Băiut-Văratec)	53
O. Edelstein, M. Soroiu, M. Răduț, Valentina Dragu, D. Istvan, Vera Cioroianu. Unele puncte de vedere privind cronologia proceselor geologice și metalogenetice în munții Oaş — Igriș — Văratec, în baza unor datări K-Ar	97
R. Jude. Geologia și petrologia vulcanitelor neogene din nord-vestul zonei eruptive a munților Oaş (regiunea Tarna Mare — Turț)	111
I. Kalmar, N. Pop. Mineralizațiile de la Măgura Neagră (Tibles). Considerații mineralogice și geochimice	175
P. Kovács, P. Paulini, M. Răduț, Vera Cioroianu. Alunitizarea din valea Brada — Negrești Oaş (munții Gutli)	205
M. Murgu, D. Sandu, H. Ștefan. Aspecte ale probării zăcămintelor filoniene explorate prin lucrări miniere	219





Institutul Geologic al României

CONSIDERAȚII PRIVIND METALOGENEZA ASOCIATĂ
ANDEZITELOR PIROXENICE PONȚIENE DIN PARTEA
DE EST A MUNȚILOR GUTȚII
(ZĂCĂMÎNTUL CAVNIC)¹

DE

MIRCEA BORCOȘ, SERGIU BOȘTINESCU, VIORICA MÎNDROIU,
ERNESTINA VOLANSCHI²

Abstract

Metallogenesis Related to the Pontian Pyroxene Andesites in the Easternmost part of the Gutii Mountains (Cavnic Ore Deposit). The Cavnic ore deposit represents two vein systems: the most important one trending NNW-SSE and a secondary one trending WSW-ESE. The mineralization with a predominant lead-zinciferous character took place mainly in three stages to which distinct parageneses correspond: ferruginous silica assemblage, sulphide assemblage and rhodochrosite assemblage, whose spacial distribution in the ore deposit is significant. The forming temperatures are located in the boundaries of the mesothermal domain. The concentrations of the trace elements and their correlations correspond to the mineralogical composition of the mineralizations. The mineralogical, geochemical and geothermometrical data point to the relationships between the vein systems and a deep structure located in the central-western part, of the ore deposit, and to the tendency of gradual deposition with depth, from E to W, of the late paragenesis at a rather low temperature.

I. INTRODUCERE

Activitatea metalogenetică legată de erupțiile andezitice cu piroxeni de Jereapăn, care aparține ciclului II al vulcanismului neogen din munții Gutii, a condus la apariția de acumulări importante de produse cu caracter predominant plumbo-zincifer și, subordonat, auro-argentifer sau cuprifer. Concentrațiile cele mai reprezentative sînt localizate în grupul de filoane

¹ Lucrare primită la 20 XII 1973, acceptată pentru publicare la 10 I 1974, comunicată în ședința din 8 II 1974.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



ce alcătuiesc zăcămintul Cavnic, cunoscut și exploatat de mult timp. La est de acesta apar concentrații, în parte exploatate sau în curs de exploatare, în sectoarele Roata și Oața.

Zăcămintul Cavnic este situat la aproximativ 30 km est de Baia Mare. Documente foarte vechi atestă existența unei activități miniere în acest sector încă din secolul al XV-lea. Primele informații cu caracter descriptiv privind mineralizațiile și unele aspecte geologice proprii zăcămintului apar în secolul al XIX-lea.

După anul 1950 se aduc contribuții cu privire la încadrarea structurii filoniene în ansamblul geologic regional, obținându-se o caracterizare geologică, petrografică și paleontologică a regiunii (M a n i l i c i, L u p e i, 1954; P a v e l e s c u, 1954; D i m i t r e s c u, 1954; I o r g u l e s c u, 1955; P a u c ă, 1955). Ultima lucrare referitoare la metalogeneza zăcămintului a fost întocmită de J u d e et al. (1970). Din această lucrare pot fi reținute ca elemente principale existența a două generații de fracturi mineralizate, evoluția proceselor metalogenetice cu recunoașterea a cinci etape cu caracter paragenetic distincte, precum și conturarea unei zonalități din distribuția elementelor minore în principalele minerale metalice.

Observațiile efectuate în timpul procesului de exploatare de către geologii care au activat în cadrul Exploatării miniere Cavnic, concretizate în documentațiile întocmite, au conturat o anumită concepție de lucru care a orientat activitatea minieră în zăcămint. Ideile esențiale sînt: existența a trei sisteme filoniene cu vîrstă, parageneze și importanță economică diferite (sistemul VSV—ENE, sistemul NNE—SSV și sistemul „Diagonal”), stabilirea a două tipuri principale de mineralizație, caracterizate în principal prin prezența sulfurilor și cuarțului și, respectiv, a sulfurilor și carbonaților, recunoașterea a patru faze distincte de metalizare, separate prin momente de breșiere. Se semnalează, de asemenea, repartitia neuniformă a diferitelor parageneze în umpluturile filoniene.

II. DATE ASUPRA GEOLOGIEI ZĂCĂMINTULUI

Zona zăcămintului Cavnic este constituită din formațiuni sedimentare panoniene și din formațiuni eruptive andezitice aparținînd ciclurilor II și III (fig. 1).

Formațiunile sedimentare apar la zi în firul văii Cavnic și al afluenților acestuia, suportînd curgerile de lave andezitice. De asemenea, aceste formațiuni mai sînt accesibile observațiilor la nivelele inferioare ale exploatării Cavnic.

Ele sînt constituite pe o grosime de aproximativ 100 m din argile curbicortice de culoare cenușiu-vînată sau negricioasă, vag stratificate sau alcătuiind strate cu grosimi variabile, conținînd intercalații de argile grezoase sau gresii cenușii.

În apropierea contactelor cu rocile andezitice, formațiunile sedimentare sînt afectate termic, iar în vecinătatea sistemului filonian Cavnic sînt transformate hidrotermal, proces care șterge în mare măsură caracterele lor primare.



Vîrsta complexului menționat a fost stabilită paleontologic (Dimitrescu, Bleahu, 1955) și micropaleontologic (Iorgulescu, 1955) ca fiind pannoniană. Această datare este confirmată de Marinescu (fide Boroș et al., 1972)³ prin observarea unor resturi de *Limnocardide*

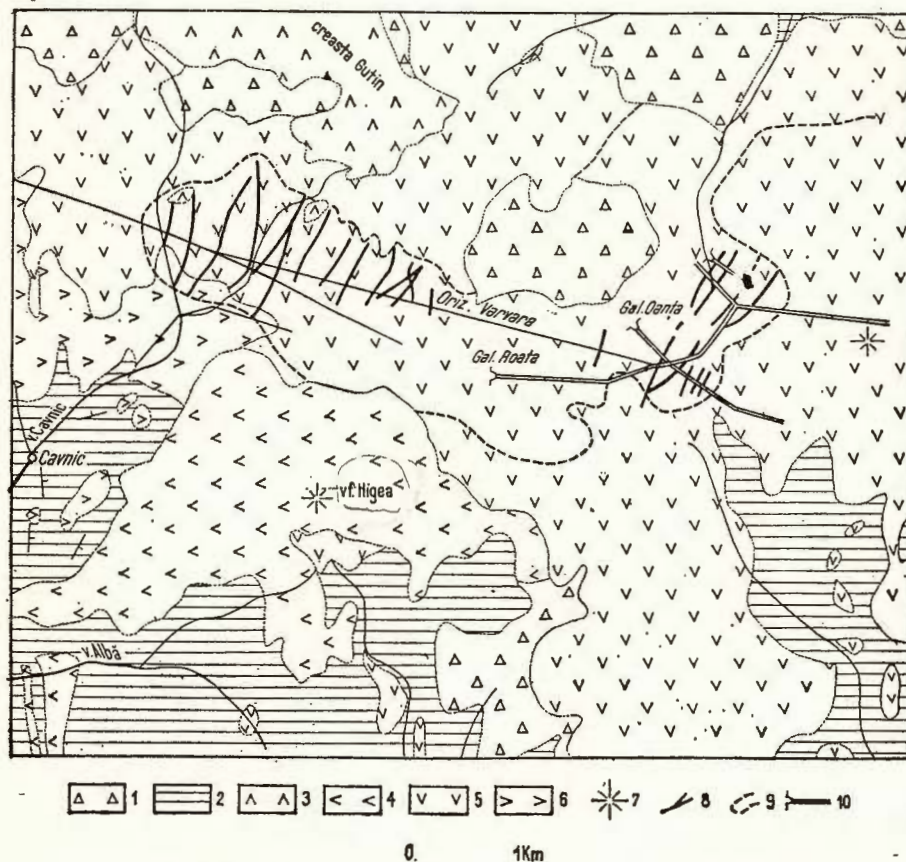


Fig. 1. — Schița geologică a cimpului metalogenetic Căvnic.

1, depozite coluviale cuaternare; 2, formațiuni sedimentare neogene și paleogene; 3, andezite cu biotit de Gutin (Pliocen superior); 4, andezite piroxenice de Mogoșa (Pontian-Pliocen superior); 5, andezite piroxenice de Jereapăn (Pontian); 6, andezite cuarțifere de Șuior (Pannonian); 7, centru de erupție; 8, filon, impregnații; 9, aureole hidrometasomatice; 10, galerie.

Esquisse géologique du champ métallogénique de Căvnic.

1, dépôts colluviaux quaternaires; 2, formations sédimentaires néogènes et paléogènes; 3, andésites à biotite de Gutin (Pliocène supérieur); 4, andésites pyroxéniques de Mogoșa (Pontien-Pliocène supérieur); 5, andésites pyroxéniques de Jereapăn (Pontien); 6, andésites quartzifères de Șuior (Pannonien); 7, centre d'éruption; 8, filon, imprégnations; 9, auréoles hydrométasomatiques; 10, galerie.

³ Arh. I.G.G.



în argilele din valea Cavnicului și de identificarea în gresiile din aceeași zonă a unui exemplar de *Congeria* cf. *C. zsigmondyi* care indică pentru aceste zone o vîrstă corespunzătoare părții superioare a Pannonianului mediu sau baza Pannonianului superior (aproximativ între zonele D și E ale Pannonianului).

Rocile sedimentare întîlnite de lucrările miniere ale exploatării sînt lipsite de o faună determinabilă; ele sînt paralelizate cu formațiunile pannoniene amintite mai sus, argumentele fiind de ordin litologic și structural; nu se exclude totuși posibilitatea ca nivelele cele mai profunde să reprezinte și Sarmațianul.

Complexul sedimentar descris este străbătut în numeroase puncte și acoperit pe suprafețe vaste de formațiunile eruptive, reprezentate prin andezitele cuarțifere cu piroxeni și amfibol de Șuior (Pannonian), andezitele cu piroxeni de Jereapăn (Pontian) și andezitele cu piroxeni, amfibol și biotit de Gutin (Pliocen superior).

Andezitele de Șuior constituie cîteva corpuri înrădăcinate cu dimensiuni medii sau mici, identificate în lucrările miniere; în valea Cavnic și în cursul inferior al cîtorva afluenți ai acesteia apar la zi curgerile de lave corespunzătoare, suportînd pe cele ale andezitelor de Jereapăn.

Acestea din urmă au fost puse în loc în lungul unui aliniament orientat aproximativ V—E, generînd mase foarte importante de produse efuzive. Datele existente nu permit identificarea unor centre de activitate vulcanică mai importante, observațiile efectuate în subteran conturînd totuși cîteva zone de înrădăcinare.

Curgerile de lave, larg dezvoltate în regiune, ocupă aproape întreg versantul drept al văii Cavnic în zona zăcămintului și o parte a celui stîng, unde se găsesc în relație directă cu andezitele piroxenice pliocen-superioare, de care se deosebesc cu greutate.

Andezitele de Jereapăn — elementul metalogen în regiune — sînt, în întreaga zonă a zăcămintului Cavnic, intens transformate hidrotermal.

Andezitele de Gutin se dezvoltă în partea de nord a zonei. Se cunosc cîteva puncte în care aceste roci străbat lavele andezitelor de Jereapăn, constituînd probabil apofize cu dimensiuni reduse ale unor corpuri înrădăcinate mai importante, neidentificate, mascate de curgerile de lave care constituie culmea Gutinul. Aceste curgeri acoperă în versantul drept al văii Cavnic, la nord de zăcămint, pe cele ale andezitelor de Jereapăn.

Zăcămintul Cavnic este situat în apropierea unor fracturi regionale, cu funcție petrogenetică situată probabil în zona contactului nordic al masivului.

Local, lucrările miniere au conturat poziția spațială a filoanelor, evidențiîndu-se direcția NNW—SSE pentru majoritatea acestora. În acest sistem principal se înscriu cele mai importante filoane din zăcămint. Un al doilea sistem, cu direcția VSV—ENE, mai puțin important, cuprinde fracturi mineralizate care reprezintă atît ramificații, cît și fracturi de legătură ale filoanelor din primul sistem. Anticipînd observațiile privind distribuția mineralizației în zăcămint, reiese cu suficientă claritate faptul că apariția ambelor sisteme de fracturi a avut loc înainte de începerea



procesului de mineralizare, dar că mișcările au continuat în tot timpul acestuia, constatându-se efectul mișcărilor de intramineralizare și brecifiere. Acest fapt a controlat repartiția produselor din diferitele secvențe ale procesului metalogenetic. În spațiul zăcămintului, practic nu se constată intervenția unor mișcări tectonice care să fi decroșat fracturile mineralizate; de asemenea, nu se cunosc falii sau fracturi nemineralizate, ceea ce indică încheierea mișcărilor înainte de sfârșitul activității metalogenetice. Se pare că fracturarea nu a fost influențată de caracterul complex al structurilor geologice, nesesezându-se o anumită preferință de localizare a fracturilor în masa vulcanică, la contactul cu formațiunile sedimentare sau în acestea din urmă. Tendința este de dezvoltare simplă a fracturilor filoniene, cu puține ramificații importante, în special în partea estică a zăcămintului. Aspectul mai complicat al filoanelor din partea de vest, în principal în zona filonului Iosif, se datorește mai ales intervenției sistemului de fracturi orientat VSV—ESE.

III. MINERALIZAȚIA

A. Observații mineralogice

Rezultat al activității petrogenetice și metalogenetice regionale, sistemul filonian Cavnice este totuși bine individualizat spațial și se distinge prin trăsături proprii.

Intervenția unor intense procese de transformare hidrotermală a înlăturat diferența de competență între diferitele tipuri de roci eruptive și sedimentare, reducând influența unui control litologic în modul de desfășurare a activității și de concentrare a produselor metalogenetice. Atât cât se poate aprecia din actuala dezvoltare a lucrărilor miniere în zăcămint, se conturează totuși un sector în care activitatea metalogenetică a fost maximă, sector situat între filoanele Gutin și Sfinți, în vecinătatea zonei centrale de înrădăcinare a andezitelor piroxenice.

Din numărul mare de filoane cunoscute și în parte exploatate în zăcămintul Cavnice, lucrările miniere au demonstrat importanța deosebită a următoarelor: Cristofor, Gutin cu ramificații, Kelemen cu ramificații (inclusiv filonul Boreut), Ramura vest, Iosif cu numeroase ramificații, Gheorghe, Sfinți, Terezia, Ungar, Voevozi, Elisabeta, Urban, Mihai și Paraschiva (fig. 2).

Înălțimea etajului mineralizat deschis pînă în prezent depășește 500 m, în special pentru filoanele din zona centrală a zăcămintului. Situația de la orizontul — 200, ca și datele din foraje, indică posibilitatea dezvoltării în continuare, în profunzime, a filoanelor principale din această zonă.

Lungimea filoanelor, considerată la nivelele de maximă dezvoltare a acestora, variază între 400 și 1 500 m, constatându-se dimensiuni maxime în partea vestică și centrală a zăcămintului (între Gutin — 1 200 m și Sfinți — 1 200 m), filonul cu lungimea cea mai mare fiind Iosif (1 500 m). Spre est, lungimile filoanelor scad treptat, cu excepția filonului Mihai (800 m), localizat în parte într-un stîlp de andezite piroxenice. Cele mai



frecvente grosimi ale filoanelor sînt cuprinse între 1 și 2 m. Pe filoanele principale (Gutin, Kelemen, Iosif, Terezia etc.) apar zone de îngroșare ce pot atinge 5—7 m. În zonele de efilare, grosimile scad treptat ajungînd sub 0,50 m. În planul fracturilor filoniene se remarcă o variație accentuată a grosimilor, uneori pe distanțe mici, fapt care se explică parțial prin evoluția neuniformă a mișcărilor tectonice din timpul activității metalo-

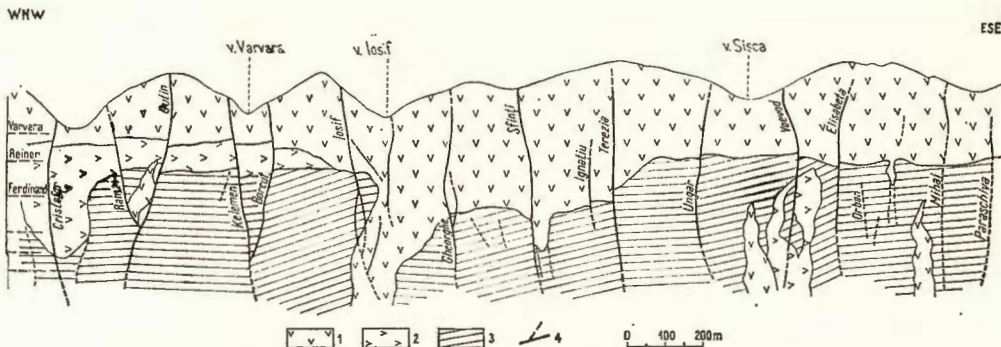


Fig. 2. — Profil geologic prin zăcămintul Cavnic.

1, andezit piroxenic de Jereapăn; 2, andezit cuarțifer de Șuior; 3, roci sedimentare paleogene și sarmațiene; 4, filon.

Coupe géologique à travers le gisement de Cavnic.

1, andésite pyroxénique de Jereapăn; 2, andésite quartzifère de Șuior; 3, roches sédimentaires paléogènes et sarmatiennes; 4, filon.

genetice. Mecanismul de formare a sistemelor filoniene și evoluția lor în timpul procesului metalogenetic, precum și aspectele morfologice ale fracturilor condiționează parametrii cantitativi și calitativi ai mineralizației.

În cea mai mare parte, produsele activității metalogenetice constituie umplutura fracturilor filoniene din zăcămint, și numai cu totul subordonat formează impregnații în imediata vecinătate a acestora. Condițiile specifice geologice în care a evoluat activitatea metalogenetică au determinat apariția unor forme texturale variate. Astfel, se remarcă texturi breicioase, rubanate, masive și subordonat colomorfe și în geode. Aceste tipuri texturale de cele mai multe ori se asociază în texturi complexe, iar pe de altă parte alternează în lungul fracturilor filoniene.

Textura breicioasă se întâlnește aproape la toate filoanele, luînd naștere în mai multe momente ale procesului mineralogic. Fragmentele provin fie din roca gazdă, fie din umplutura filoniană, dimensiunile acestora fiind foarte variate (elemente subcentimetrice, pînă la decimetrice). Liantul este reprezentat de asociația caracteristică de minerale care a urmat brecifierii. Uneori brecifierile constituie un reper util în delimitarea anumitor stadii în evoluția proceselor de mineralizare. Exemple de dezvoltare caracteristică a texturilor breicioase pot fi foarte numeroase. Astfel, în filonul Cristofor, orizontul —200, fragmente de sedimentar hidrotermalizat sînt încorporate de o silice cenușiu-neagră cu cuiburi de sulfuri,



străbătută de vine de cuarț alb (fig. 3). Pe filonul Gutin, la orizontul —150, fragmente de roci sedimentare din pereți sînt prinse într-o masă de sulfuri compacte (pirită, galenă, blendă) și cuarț; dealtfel, atît acoperișul, cît și culcușul filonului sînt caracterizate de un stadiu incipient de brecifiere, în care roca este intens fisurată, iar pe aceste fisuri este depus cuarț, conservîndu-se simburii neafecțați (fig. 4).

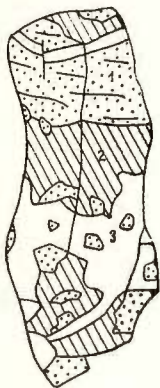
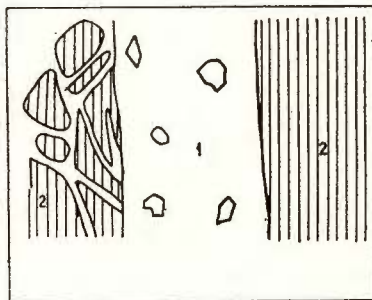


Fig. 3. — Filonul Cristofor, orizontul — 200.
1, fragmente de sedimentar; 2, silice cenușie cu sulfuri; 3, cuarț.
Filon Cristofor, horizon — 200.
1, fragments de sédimentaire; 2, silice grise à sulfures; 3, quartz.

Fig. 4. — Filonul Gutin, orizontul — 150.
1, minereu compact cu fragmente de rocă; 2, rețea de fisuri cu sulfuri de cuarț.

Filon Gutin, horizon — 250.
1, minerai compact à fragments de roche;
2, réseau de fissures à sulfures de quartz.



Pe filonul Kelemen, la orizontul —200, se întîlnesc texturi brecioase caracteristice ce rezultă din prezența unor fragmente de rocă sedimentară, cu coroane constituite dintr-o alternanță de pirită, calcopirită cu silice feruginoasă, într-o masă de cuarț și rodocrozit (fig. 5). Pe același filon, dar la orizontul Varvara, depuneri de cuarț cu pirită și jasp mulează fragmente angulare constituite din blendă și galenă. Tot la orizontul Varvara, o brechie constituită din elemente de andezit, cimentate cu minereu (pirită, cuarț), este străbătută de o brechie fină, cu cuarț și blendă (fig. 6). Unele dintre cele mai semnificative texturi brecioase caracterizează depunerile din filonul Iosif. Astfel, la orizontul Varvara, fragmente angulare, constituite din cuarț și pirită, sînt înglobate în venituri mai noi de cuarț și rodocrozit cu cuiburi de sulfuri (fig. 7). La orizontul —200, pe fragmente de rocă intens cloritizată și piritizată apar uneori depuneri concentrice de galenă și pirită, totul fiind cimentat într-o masă de cuarț cu rodocrozit. În filonul Ramura vest (orizontul —200) fragmentele de rocă sînt prinse



într-o mineralizație de cuarț și subordonat rodocrozit, cu cuiburi de blendă și galenă. Pe filonul Sfinți (orizontul -150), o mineralizație cu pirită, galenă și blendă, evident cataclazată, este cimentată cu cuarț și calcopirită. În filonul Ungar, la orizontul Ferdinand, o mineralizație completă, constituită din cuarț, galenă, blendă, tetraedrit, este cataclazată și invadată de asociația cuarț-pirită.

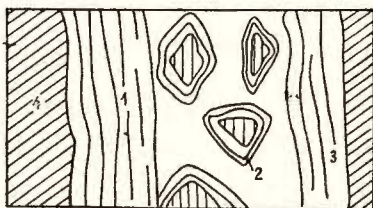


Fig. 5. — Filonul Kelemen, orizontul -200.

1, zonă rubanată (cuarț, silice hematitică, pirită, calcopirită); 2, fragmente de rocă cu coroane de pirită, calcopirită, silice hematitică, prinse în cuarț; 3, zonă rubanată (rodocrozit, cuarț); 4, sedimentar.

Filon Kelemen, horizon -200.

1, zone bariolée (quartz, silice hématitique, pyrite, chalcopirite); 2, fragments de roche à couronnes de pyrite, chalcopirite, silice hématitique, coincés en quartz; 3, zone bariolée (rhodocrosite, quartz); 4, sédimentaire.

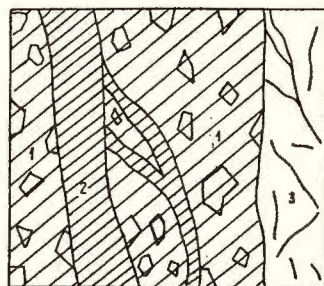


Fig. 6. — Filonul Kelemen, orizontul Varvara.

1, breccie cu elemente de andezit; 2, breccie fină; 3, silicifieri.

Filon Kelemen, horizon Varvara.

1, brèche à éléments d'andésite; 2, brèche fine; 3, silicifications.

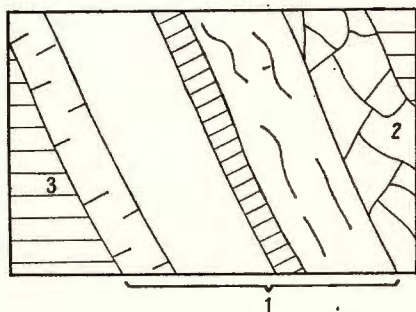


Fig. 7. — Filonul Iosif, orizontul Varvara.

1, depuneri succesive de cuarț și sulfuri; 2, breccie cu cuarț, clorit, pirită; 3, andezit silicificat-argilizat.

Filon Iosif, horizon Varvara.

1, accumulations successives de quartz et sulfures; 2, brèche à quartz, chlorite, pyrite; 3, andésite silicifiée-argilisée.

Texturile rubanate uneori simetrice, dar cel mai adesea asimetrice, sînt frecvent întîlnite în zăcămint. Ele apar cu precădere în părțile marginale ale filoanelor cu texturi complexe (în timp ce părțile centrale pot prezenta texturi breccioase). Asociațiile de minerale care formează cel

mai frecvent rubanări sînt : pirită, calcopirită, cuarț, silice feruginoasă și cuarț, rodocrozit și sulfuri. Aspecte de acest fel pot fi întîlnite de exemplu pe filoanele Kelemen, Terezia și Gavra, la orizontul — 200, pe filonul Urban, la orizontul Ferdinand, sau pe filoanele Mihai și Paraschiva, la orizonturile inferioare. Texturile în benzi apar de multe ori în zonele unde activitatea metalogenetică a fost mai intensă. Textura în benzi

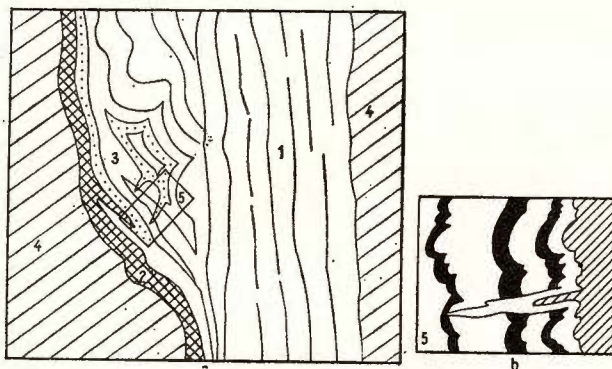


Fig. 8. — Filonul Kelemen, orizontul — 200.

1, zonă rubanată cu rodocrozit, calcit, sulfuri; 2, blendă compactă cu cuiburi de calcopirită; 3, zonă de cuarț, rodocrozit și sulfuri cu textură colomorfă; 4, sedimentar; 5, detaliu — cuarțul și rodocrozitul străbat asociația cuarț-blendă.

Filon Kelemen, horizon — 200.

1, zone bariolée à rhodocrosite, calcite, sulfures; 2, blende compacte à nids de chalcopyrîte; 3, zone de quartz, rhodocrosite et sulfures à texture colomorphe; 4, sédimentaire; 5, détail — le quartz et la rhodocrosite traversant l'association quartz-blende.

simplă se întîlnește destul de rar, în majoritatea cazurilor benzile avînd texturi individuale deosebite. Aspecte caracteristice pot fi citate pe filoanele Gutin și Iosif la orizontul Varvara, Cristofor la orizontul Ferdinand, Urban și Voevod la orizontul — 100.

Printre alte aspecte texturale comune în zăcămint, se poate aminti caracterul colomorf al mineralizației, remarcat în majoritatea filoanelor. Silicea coloidală din asociația sulfuri-silice feruginoasă, precum și paragenza cuarț-rodocrozit îmbracă cel mai frecvent asemenea aspecte. Depunerile colomorfe pe un material filonian brecios conduc de obicei la apariția texturilor în cocarde. Ca exemple pot fi amintite situațiile din filoanele Cristofor și Terezia la orizontul Ferdinand și orizontul Kelemen și Iosif la orizontul — 200.

Apariția frecventă a texturilor complexe reflectă complexitatea proceselor metalogenetice, desfășurate într-un larg interval de timp și sub influența unor repetate mișcări tectonice. Ele iau naștere prin asocierea a două sau mai multe din tipurile de texturi enumerate. Un bun exemplu în acest sens îl oferă filonul Kelemen la orizontul — 200, în partea sa nordică, acolo unde atinge grosimile maxime (pînă la 7 m) (fig. 8). Se



întilnește în această zonă o asociație de texturi rubanate, masive, breicioase și colomorfe (în cocarde). În peretele estic se remarcă o zonă rubanată, breicioasă, constituită din silice hematitică, pirită, calcopirită și cuarț, încorporând uneori fragmente de sedimentar cloritizat. În peretele vestic se dezvoltă o zonă de blendă masivă, uneori foarte larg cristalizată, cu frecvente cuiburi de calcopirită și uneori cu vine de galenă. În partea centrală a umpluturii filoniene apare o zonă rubanată constituită din rodocrozit, cuarț, calcit sau cuiburi și benzi de sulfuri, mărginită de depuneri

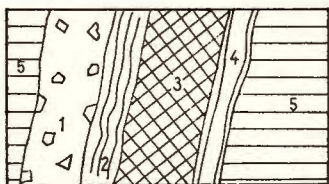


Fig. 9. — Filonul Cristofor, orizontul Ferdinand.
1, textură breicioasă (cuarț, sulfuri); 2, cuarț-rodocrozit; 3, blendă și galenă; 4, cuarț bordat de sulfuri;
5, andezit.

Filon Cristofor, horizon Ferdinand.
1, texture bréchique (quartz, sulfures); 2, quartz-rhodocrosite; 3, blends et galène; 4, quartz bordé de sulfures; 5, andésite.

colomorfe alternative de cuarț și rodocrozit, uneori în jurul unor fragmente de rocă cloritizată și mineralizată. Sînt prezente numeroase goluri tapitate cu cuarț limpede idiomorf. Pe filonul Iosif, la orizontul Varvara, în acoperiș apare o zonă de brechie cu fragmente de andezit cloritizat, cimentate de cuarț, clorit și pirită. Partea din culcuș este constituită dintr-o alternanță de benzi de cuarț și sulfuri, fiecare prezentînd aspecte texturale deosebite — masive, rubanate, microbreicioase (fig. 7). În sfîrșit, menționăm situația de pe filonul Cristofor la orizontul Ferdinand, unde în culcuș se dezvoltă textura rubanată reprezentată prin depuneri succesive de cuarț și sulfuri, alături de benzi masive de sulfuri, iar în acoperiș, rubanări de cuarț și rodocrozit și o zonă breicioasă cu fragmente de minereu cimentate cu cuarț (fig.9).

Studiul compoziției mineralogice și al aspectelor texturale în zăcămint pune în evidență existența unei succesiuni de intervale de depunere distincte, caracterizate fiecare prin anumite asociații paragenetice. Aceste intervale corespund unor etape distincte ale procesului de mineralogeneză; ele se distribuie în mod inegal în filoanele din zăcămint, putînd fi uneori absente. În acest fel apar deosebiri în compoziția mineralogică a unor zone din diferitele filoane, ca și în compoziția unor filoane, ceea ce face ca succesiunea completă de mineralizare să se poată deduce numai sintetic.

Prezența mai multor stadii în umplutura filoniană se evidențiază atît prin diferențele paragenetice, cît și prin cele de textură. Un element important pentru eșalonarea în timp a stadiilor menționate este prezentat de brechifieri care aduc uneori informații referitoare la relațiile de succesiune. Astfel, se pot pune în evidență în zăcămint mai multe asociații paragenetice bine individualizate, între care principalele sînt următoarele: asociația cu silice feruginoasă, asociația cu sulfuri și asociația cu rodocrozit.

1. *Asociația cu silice feruginoasă.* Aspectul macroscopic caracteristic al mineralizației din această asociație rezultă din alternanța unor benzi

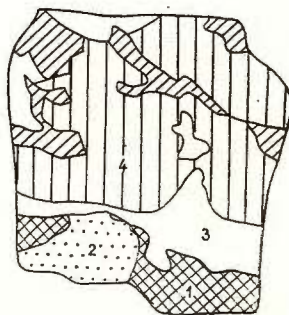
cu grosimi subcentimetrice, de silice feruginoasă de culoare brun-roșcată, cu depunerile de cuarț alb și pirită cu luciu metalic; la acestea se mai adaugă depuneri de clorit și prezența fragmentelor de rocă cloritizată de culoare verzuie. Sînt caracteristice depunerile colomorfe și benzile foarte fine (uneori submilimetrice) de oxizi de fier. Brecifierile se remarcă frecvent și sînt de cele mai multe ori urmate de depuneri tîrzii de cuarț alb și cuarț ametist. Sub microscop se remarcă, de cele mai multe ori, depuneri de pirită și calcopirită alcătuiind benzi discontinue, cuiburi sau

Fig. 10. — Filonul Gutin, orizontul Varvara.

1, silice feruginoasă cu cuiburi de sulfuri; 2, fragmente de rocă; 3, benzi de pirită idiomorfă; 4, cuarț cenușiu.

Filon Gutin, horizon Varvara.

1, silice ferrugineuse à nids de sulfures; 2, fragments de roche; 3, bandes de pyrite idiomorphe; 4, quartz gris.



cristale izolate într-o masă de silice. Pirită este de obicei idiomorfă, frecvent zdrobită, fiind urmată, în general, de calcopirită care prezintă contururi allotriomorfe. Aspecte caracteristice apar în cazurile în care se întilnesc depuneri de hematit, oligist și magnetit care constituie benzi, în general foarte fine în masa de silice. Adeseori, hematitul și oligistul, formate uneori pe seama pirită și a calcopirită, apar în agregate caracteristice de cristale lamelare dispuse în snopi.

În zăcămint, asociația descrisă a fost identificată în majoritatea filoanelor, avînd însă o dezvoltare cantitativ importantă în special în filoanele Gutin, Kelemen, Iosif și Ramura V, acesta din urmă fiind în mare măsură constituit la nivelul acestei asociații paragenetice. Dezvoltarea cea mai slabă a mineralizației cu silice feruginoasă se constată în filoanele din partea estică a zăcămintului. În umplutura filoniană, această mineralizație ocupă totdeauna zonele marginale, fapt semnificativ pentru datarea ei relativă, pătrunzînd adesea în roca-gazdă în care constituie rețele dense și neregulate de fisuri și impregnații. Caracterul general de mineralizație de temperatură ridicată nu se reflectă în mod evident în repartiția ei pe verticală. Astfel este întilnită — încă bine dezvoltată — pe filoanele Kelemen și Gutin, de la orizontul Varvara pînă la orizontul —200. Pe filonul Gutin, la orizontul —200 în apropierea transversalei, în zona de maximă îngroșare, se remarcă o alternanță repetată de benzi de silice feruginoasă, cuarț, uneori larg cristalizat, sulfuri și oxizi de fier. Ordinea de cristalizare, aceeași în cazul fiecărui nivel, este: cuarț — pirită — calcopirită — oligist și uneori magnetit martitizat. Zonele rubanate sînt străbătute de venituri ulterioare de cuarț — pirită — calcopirită — oligist, formate totuși la nivelul aceluiași stadiu de mineralizare (fig. 10,11). Aceeași

ordine de cristalizare se evidențiază și în filonul Kelemen, unde, la orizontul -200, acest stadiu de mineralizare capătă o dezvoltare deosebită (fig. 12). Un aspect interesant a fost observat pe același filon, la orizontul Varvara, unde mineralizația cu silice feruginoasă constituie depuneri concentrice

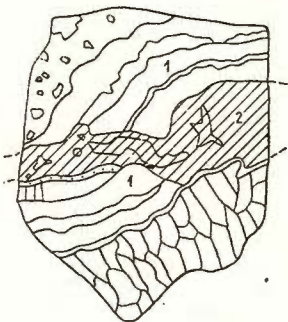


Fig. 11. — Filonul Gutin, orizontul -200.

- 1, cuarț, sulfuri, oligist, magnetit; 2, cuarț, calcopirită, oligist.

Filon Gutin, horizon -200.

- 1, quartz, sulfures, oligiste, magnétite; 2, quartz, chalcopirite, oligiste.

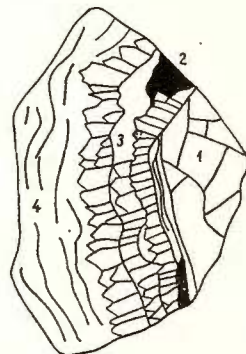
în jurul unor fragmente angulare de blendă, galenă, cuarț. Blenda și galena prezintă contururi corodate. Aspecte caracteristice depunerilor concentrice de silice feruginoasă și cuarț alb, de data aceasta pe fragmente de rocă cloritizată, se întilnesc pe filonul Iosif (orizontul -150). În acest caz,

Fig. 12. — Filonul Kelemen, orizontul - 200.

- 1, sedimentar brecciat; 2, pirită; 3, alternanță de cuarț idiomorf — silice feruginoasă; 4, cuarț fin cristalizat și silice feruginoasă cu cuiburi de pirită.

Filon Kelemen, horizon -200.

- 1, sédimentaire brécifié; 2, pyrite; 3, alternance de quartz idiomorphe — silice ferrugineuse; 4, quartz finement cristallisé et silice ferrugineuse à nids de pyrite.



atît depunerile concentrice, cît și fragmentele de rocă sînt străbătute de fisuri fine cu pirită și calcopirită, care la rîndul lor sînt intersectate de fisuri de cuarț.

2. *Asociația cu sulfuri*. Este asociația cea mai importantă din zăcămint, atît din punct de vedere cantitativ, cît și din punctul de vedere al complexității paragenetice. Ea apare bine reprezentată în toate filoanele importante, constituind din punct de vedere economic obiectul principal al exploatării. Cele mai frecvente aspecte texturale ce caracterizează această asociație sînt texturile brecioase, rubanate și în benzi, care de cele mai multe ori se asociază dînd variate tipuri de texturi complexe. Sînt frecvente benzile monominerale cu caracter lentiliform, constituite



cel mai adesea din blendă și, mai rar, din galenă sau cuarț. Sînt numeroase situațiile cînd mineralizațiile cu sulfuri corodează, străbat, recimentează sau înglobează fragmentele din asociația cu silice feruginoasă.

Asociația cu sulfuri este constituită în mod esențial dintr-un număr redus de minerale: blendă, galenă, pirită, calcopirită, tetraedrit, cuarț. Cu totul sporadic, avînd doar importanță mineralogică, au fost semnalate însă numeroase alte specii minerale dintre care se pot aminti: freieslebenit, bornit, bournonit, calcozină, covelină, germanit, jamesonit, mispichel, scheelit, wolframit, adular, sericit, minerale argiloase, carbonați etc.

Studiul microscopic evidențiază că procesele metalogenetice au avut un caracter complex, totuși putîndu-se stabili un sens general de evoluție care va fi reprezentat în cele ce urmează. În majoritatea cazurilor prima venire este reprezentată prin pirită idiomorfă, mulată uneori de calcopirită și cuarț, care de asemenea poate uneori cristaliza idiomorf. Frecvent se remarcă că aceste minerale sînt zdrobite, corodate și recimentate de depunerile ulterioare. În succesiunea metalogenetică cel mai frecvent urmează galena, în cristale allotriomorfe deseori corodate. Blendă, care se depune ulterior, reprezintă termenul cel mai abundent al paragenezelor. În benzile monominerale apare larg cristalizată, dar de obicei prezintă un aspect allotriomorf cu nuanțe deschise de brun. În blendă sînt caracteristice, în special la orizonturile inferioare ale exploataării, dezamestecurile de calcopirită. Această calcopirită de evoluție constituie de cele mai multe ori picături dispuse orientat sau neorientat și mai rar incluziuni cu contururi regulate. Calcopirita constituie și o venire independentă, ulterioară blendei, formînd cu aceasta zone de înlocuire sau filonașe. Nu sînt rare cazurile în care împreună cu calcopirita se depun tetraedritul și cuarțul, în cantități reduse. Asociația calcopirită — tetraedrit este frecvent întîlnită, acesta din urmă însă însoțind uneori și galena. Ultima venire importantă este reprezentată de cuarț, de cele mai multe ori alb-lăptos, care invadează mineralizația depusă anterior, uneori tectonizată. Se remarcă corodarea sulfurilor, fiind caracteristice pe alocuri resturile neregulate de galenă în masa de cuarț. Acest cuarț tirziu constituie frecvent benzi către zona axială a umpluturii filoniene și poate apărea idiomorf în geode. Această succesiune de depunere a principalelor minerale din asociația cu sulfuri se poate recunoaște în toate filoanele cercetate, constituind schema generală a procesului de mineralizare. În plus, au fost întîlnite unele situații deosebite, a căror frecvență restrînsă nu schimbă caracterul general descris. Astfel, relațiile dintre galenă și blendă sînt uneori neclare, observîndu-se în unele cazuri că blendă precede cristalizarea galenei. Se mai remarcă existența uneori a unei noi generații de pirită, care urmează calcopiritei, și se deosebește de pirită inițială prin aspectul proaspăt, necataclazat și prin relațiile cu restul mineralelor. Venirii tardive de cuarț i se asociază uneori o mică cantitate de calcopirită, care poate forma și cristale idiomorfe în goluri.

O succesiune completă a mineralelor principale din această asociație nu se întîlnește frecvent în zăcămint. Cîteva situații caracteristice pot fi menționate în filoanele Gutin și Kelemen, la orizontul —200, Sfînti și Terezia, la —150, Kelemen și Iosif, la orizontul Ferdinand. Sînt mai



frecvente situațiile în care parageneza este reprezentată parțial; uneori participarea slabă a sulfurilor face ca, implicit, cuarțul să devină mineralul net predominant (de exemplu în filonul Cristofor, Iosif sau Gutin, la orizonturile inferioare); alteleori se remarcă tendința ca umplutura filoniană să capete un caracter monomineral dat de blendă sau galenă, aspect întâlnit îndeosebi în ramuri cu grosimi mici, situate în vecinătatea unor filoane principale (de exemplu, la orizontul -100 în jurul filonului Cristofor

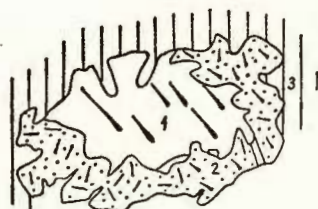


Fig. 13. — Filonul Cristofor, orizontul -200.

1, galenă; 2, pirită; 3, cuarț idiomorf.
Filon Cristofor, orizont -200.
1, galene; 2, pyrite; 3, quartz idiomorphe.

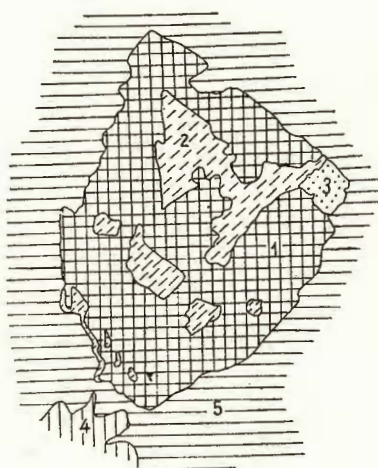


Fig. 14. — Filonul Cristofor, orizontul Ferdinand.

1, blendă; 2, calcopirită; 3, pirită;
4, galenă; 5, cuarț.
Filon Cristofor, orizont Ferdinand.
1, blende; 2, chalcopirite; 3, pyrite;
4, galene; 5, quartz.

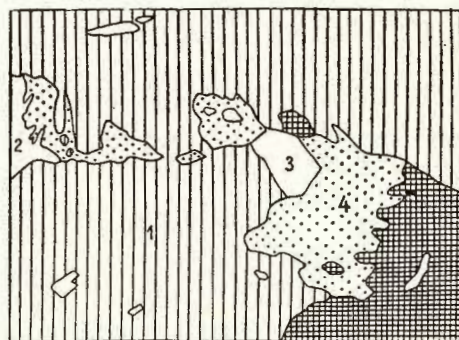


Fig. 15. — Filonul Sfinți, orizontul -200.

1, blendă; 2, calcopirită; 3, galenă;
4, tetraedrit.
Filon Sfinți, orizont -200.
1, blende; 2, chalcopirite; 3, galene;
4, tetraédrite.

și Kelemen sau la orizontul Ferdinand, de asemenea în apropierea filonului i Kelemen). Unele aspecte microscopice sînt redete în figurile 13, 14, 15, 16, 17, 18.

3. *Asociația cu rodocrozit.* Această asociație este bine reprezentată în aproape toate filoanele și poate fi considerată caracteristică pentru zăcămintul Cavnic. Aspectul macroscopic comun al asociației cu rodocrozit



rezultă din alternanța fină și multiplu repetată de zone de rodocrozit și cuarț cu zone de sulfuri (contrastând puternic prin culoare) și din texturile colomorfe, în cocarde, prezente aproape întotdeauna. De foarte multe ori ultimele venituri în partea axială a filonului sînt constituite din benzi

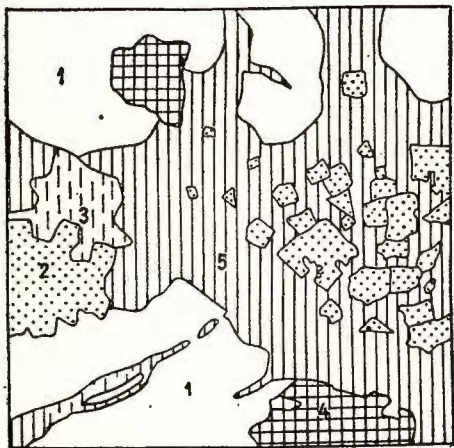


Fig. 16. — Filonul Sfinți, orizontul —150.
1, blendă cu dezamestecuri de calcopirită; 2, pirită; 3, calcopirită; 4, galenă;
5, cuarț.

Filon Sfinți, horizon —150.

- 1, blende à exsolutions de chalcopirite;
2, pyrite; 3, chalcopirite; 4, galène;
5, quartz.

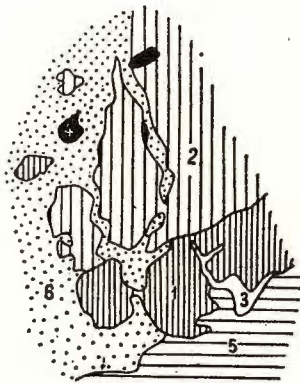


Fig. 17. — Filonul Ungar, orizontul Ferdinand.

- 1, blendă; 2, galenă; 3, tetraedrit;
4, cuarț idiomorf; 5, cuarț; 6, pirită.
Filon Ungar, horizon Ferdinand.

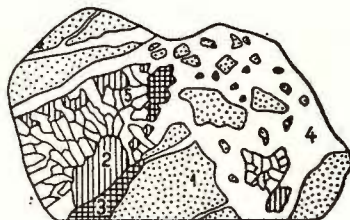
- 1, blende; 2, galène; 3, tétraédrite;
4, quartz idiomorphe; 5, quartz; 6, pyrite.

Fig. 18. — Filonul Mihai, orizontul Ferdinand.

- 1, fragmente de rocă; 2, pirită; 3, blendă; 4, silice și pirită;
5, cuarț idiomorf.

Filon Mihai, horizon Ferdinand.

- 1, fragments de roche; 2, pyrite; 3, blende; 4, silice et pyrite; 5, quartz idiomorphe.



groase de rodocrozit, calcit sau cuarț, conținând numeroase goluri în care au putut cristaliza idiomorf cuarțul, calcitul, rodocrozitul, stibina, baritina sau uneori calcopirita.

Deseori, aspecte caracteristice apar prin încorporarea de către mineralele paragenzei cu rodocrozit a fragmentelor de mineralizație din asociațiile anterioare. Procesele de brecifiere au avut loc și în timpul depunerii asociației cu rodocrozit, fapt care se observă în numeroase puncte din zăcămint. Tectonizările repetate, care s-au manifestat înainte



de venirea mineralizației cu rodocrozit, favorizate și de caracterele fizice ale blendei și galenei deja depuse, au înlesnit pătrunderea produselor ultimei asociații în umplutura filoniană sau chiar în pereți sub cele mai felurite aspecte (zone difuze sau cuiburi, fisuri neregulate de grosimi foarte variate, constituind adesea rețele complicate).

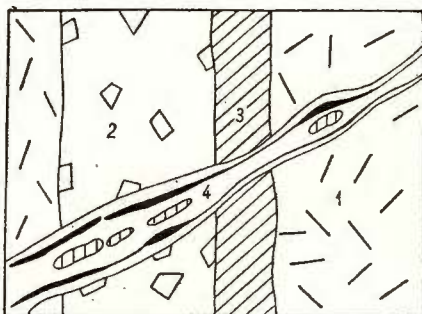


Fig. 19. — Filonul Cristofor ramură, orizontul Ferdinand.

1, andezit cuarțifer; 2, brechie cu elemente de andezit și minereu; 3, cuarț cenușiu slab mineralizat; 4, fisuri cu pirită compactă conținând benzi de blendă-galenă, iar axial rodocrozit și cuarț. Filon Cristofor ramification, horizon Ferdinand. 1, andésite quartzifère; 2, brèche à éléments d'andésite et de minérai; 3, quartz gris faiblement mineralisé; 4, fissures à pyrite compacte renfermant des bandes de blende-galène, et axialement rhodocrosite et quartz.

Imaginea actuală a mineralizației din acest stadiu, caracterizată de fenomenele menționate mai sus, sugerează o mare mobilitate a soluțiilor care au depus mineralele asociației cu rodocrozit.

Ca și în situația asociației cu sulfuri, în parageneza cu rodocrozit participă un număr mare de minerale dintre care numai câteva au o importanță cantitativă deosebită (cuarț, rodocrozit, calcit, blendă, galenă, pirită, calcopirită). Subordonat și cu răspândire neregulată au fost citate numeroase specii minerale: sulfuri, sulfosăruri, sulfatați, carbonați, silicați.

Studiul microscopic indică faptul că la început a fost depusă asociația cuarț — pirită ± calcopirită, în care pirită constituie benzi discontinui de cristale idiomorfe sau are un aspect pulverulent. Urmează o alternanță complexă de cuarț, rodocrozit și uneori calcit, în care sulfurile formează benzi subțiri continue ce urmăresc aspectul general ondulat al depunerilor de minerale de gângă, sau cuiburi cu forme neregulate ce au uneori o compoziție monominerală. Relațiile de succesiune dintre sulfuri par a fi în general asemănătoare celor existente în cazul paragenezei cu sulfuri, anterioare. Pirită este de obicei primul mineral, urmată de galenă și de o blendă care și la acest nivel este caracterizată de calcopirită. Asociația calcopirită — tetraedrit este prezentă uneori și în acest caz, constituind plaje la periferia cristalelor de blendă, borduri fine sau filonașe. Rareori tetraedritului i se asociază, în cantități mici, diverse sulfosăruri. În unele situații (filonul Urban — 100) a fost remarcată o venire tîrzie de cuarț însoțit de galenă. Tot în filonul Urban s-au remarcat sporadic cristale de hematit diseminate în cuarțul asociat cu rodocrozit. Și printre sulfurile din această asociație se remarcă predominanța cantitativă a blendei (fig. 19, 20, 21, 22).

În lucrările referitoare la zăcămintul Cavnic au fost citate, pentru zonele superioare ale exploatării astăzi inaccesibilă, unele minerale ce



par a constitui o parageneză de temperatură scăzută. Datele existente nu sînt suficiente pentru precizarea poziției acestei parageneze în succesiunea proceselor metalogenetice; ea poate corespunde unor depuneri depărtate de sursă aparținînd stadiilor menționate sau poate constitui, eventual, un stadiu tîrziu cu caracter independent.

Fig. 20. — Filonul Urban, orizontul 100.

- 1, minereu compact (pirită, galenă, blendă); 2, rodocrozit și cuarț; 3, rodocrozit cu textură în cocarde.

Filon Urban, horizon 100.

- 1, mineral compact (pyrite, galène, blende); 2, rhodocrosite et quartz, 3, rhodocrosite à texture en cocardes.

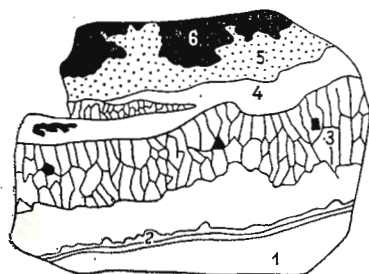
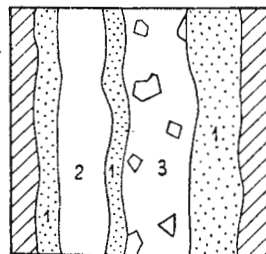


Fig. 21. — Filonul Urban, orizontul Ferdinand.

- 1, fragment de rocă; 2, rodocrozit; 3, cuarț; 4, rodocrozit, calcit; 5, cuarț cenușiu; 6, sulfuri; 7, cuarț.

Filon Urban, horizon Ferdinand.

- 1, fragment de roche; 2, rhodocrosite; 3, quartz; 4, rhodocrosite, calcite; 5, quartz gris; 6, sulfures; 7, quartz.

Fig. 22. — Filonul Mihai, orizontul — 100.

- 1, rodocrozit; 2, calcit; 3, cuarț idiomorf; 4, cuarț fin cristalizat; 5, silice cenușie; 6, pirită.

Filon Mihai, horizon — 100.

- 1, rhodocrosite; 2, calcite; 3, quartz idiomorphe; 4, quartz finement cristallisé; 5, silice grise; 6, pyrite.



În zăcămintul Cavnice, un fenomen răspîndit este constituit de brecifierile care au avut loc intermitent și cu intensități variate de-a lungul întregii activități metalogenetice. Ele se oglindesc, la diferite nivele, în diversele aspecte texturale ale mineralizației, aspecte caracteristice descrise anterior. Brecifierile sînt importante prin informațiile pe care le aduc referitoare la permanența mișcărilor tectonice — la scara structurii vulcanice —, la instabilitatea corpurilor eruptive și a formațiunilor sedimentare gazdă. De asemenea, aceste procese stabilesc, între diferitele intervale de mineralizare, relații care trădează ordinea lor de depunere.



În utilizarea momentelor de brecifiere ca repere în separarea stadiilor de mineralizare trebuie să se țină seama de faptul că — așa cum s-a arătat — ele apar în mod frecvent și în timpul desfășurării proceselor metalogenetice la nivelul fiecărui stadiu.

B. Observații geochemice

Observațiile efectuate asupra caracterelor paragenetice ale filoanelor din zăcămintul Cavnic și rezultatele analizelor chimice executate au arătat că distribuția elementelor majore oglindește în general fidel participarea mineralelor reprezentative.

Pentru caracterizarea comportării elementelor minore, cărora li s-a acordat o atenție specială, au fost executate analize spectrale cantitative pe principalele minerale metalice (blendă, galenă, pirită, calcopirită) și pe probe complexe de minereu, recoltate din filoanele cele mai importante, la orizonturile Varvara, Reiner, Ferdinand, —100, —150 și —200 m. S-a încercat — în limita posibilităților oferite de lucrările miniere accesibile în prezent — o repartizare cât mai reprezentativă a probelor în filoane și pe orizonturi, pentru obținerea unor informații care să poată caracteriza cât mai bine mineralizația din zăcămint.

1. *Elemente minore în blendă.* Au fost analizate 33 probe, a căror proveniență și conținuturi sînt cuprinse în tabelul 1, împreună cu intervalele de variație și mediile calculate pentru fiecare filon și global pe zăcămint. Pentru obținerea unei imagini mai clare a distribuției principalelor elemente minore în blendă, conținuturile au fost reprezentate grafic pe filoane, la nivelul fiecărui orizont (fig. 23, 24).

Substituenții izomorfi comuni ai zincului în blendă sînt, alături de fier, care nu a fost dozat, cadmiu și mangan. Aceste elemente sînt cantitativ cel mai bine reprezentate, cadmiul prezentînd chiar importanță economică, fără să se constate însă o corelație în comportarea lor. Cadmiul apare relativ constant în toate filoanele probate și la diferitele orizonturi, în timp ce conținuturile în mangan se înscriu într-un interval mult mai larg de variație și prezintă variații interesante, atît între diferitele filoane, cît și în cadrul aceluiași filon, dar la nivele diferite. Astfel, la orizonturile superioare se evidențiază conținuturi mai scăzute pentru blendele din filoanele din partea vestică a zăcămintului (Cristofor, Gutin, Kelemen, Iosif), spre deosebire de cele din est. La orizonturile inferioare, în special la —200 m, se constată diferențe mari între valorile de mangan în blendele din diferite filoane (conținuturi mari în Gutin și Kelemen și scăzute în Cristofor și Iosif). Aceste variații ale conținutului în mangan se oglindesc în valorile raportului Cd/Mn (fig. 23), a cărui valoare medie pe blendele din întregul zăcămint este de 1,2. Este interesant de remarcat faptul că blendele din filoanele sau zonele din filoane în care mineralizația cu rodocrozit este bine reprezentată sînt mai bogate în mangan, cu toate că provin din asociația cu sulfuri, anterioară depunerii rodocrozitului. Acest fapt indică prezența cantitativ sporită a manganului în soluțiile hidrotermale



încă înainte de apariția condițiilor fizico-chimice care să favorizeze depunerea sa în minerale proprii. La partea superioară a zăcămintului, conținuturile mai sărace în mangan ale blendelor sînt în acord cu observațiile mineralogice privind prezența mai scăzută a mineralizațiilor cu rodocrozit.

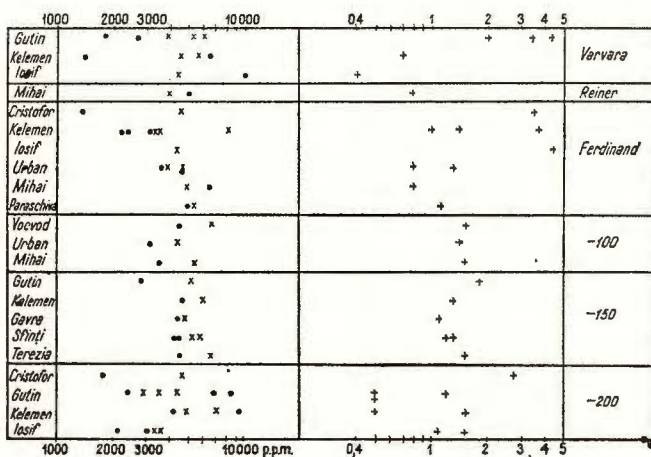


Fig. 23. — Cd (o), Mn (x) și raportul Cd/Mn (+) în blendă.
Cd (o), Mn (x) et le rapport Cd/Mn (+) en blende.

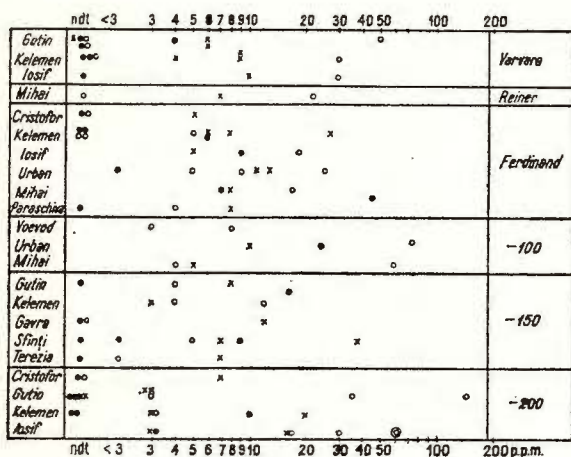


Fig. 24. — Ga (x), In (o) și Sn (o) în blendă.
Ga (x), In (o) et Sn (o) en blende.

Intervalul larg de variație a manganului în blende presupune o variație corespunzătoare și pentru fier (un alt substituent important al zincului), ținînd totuși cont de caracterul specific, puternic manganifer, al soluțiilor hidrotermale.

În adîncime cu Fe, Mn și Cd, în blende apar cantități relativ scăzute de Ga, In, Co și Sn. Valori constant mai ridicate ale galiului diferențiază



TABE
Elemente minore

Nr. crt.	Nr. probei	Filonul	Orizontul	Cd	Mn	Cd / Mn		Ga
1	111	Cristofor	Ferdinand	4600	1350	3,5		5
2	1159		-200	4700	1750	2,7		7
3	107a	Gutin	Varvara	3900	880	4,4		ndt
4	107b			5300	2700	~2		6
5	108		6100	1800	3,4		6	
6	94		~150	5100	2800	1,8		8
7	87		-200	3500	7000	0,5		~3
8	88		4300	8600	0,5		3	
9	90		2900	2400	1,2		ndt	
Δ M Gutin				2900-6100	880-8600	0,5-4,4		ndt-8
				4443	3740	~2		~4
10	105	Kelemen	Varvara	5600	1400	4		9
11	106			4600	6500	0,7		4
12	1161a		Ferdinand	3300	3200	1		27
13	1161b			3450	2400	1,4		6
14	1162			8100	2200	3,7		8
15	92			-150	6000	4700	1,3	
16	80		-200	6100	4200	1,5		20
17	81		4900	9500	0,5		3	
Δ M Kelemen				3300-8100	1400-9500	0,5-4		3-27
				5256	4262	~1,8		10
18	104	Iosif	Varvara	4400	1%	0,4		10
19	98		Ferdinand	4400	1000	1,4		5
20	1149		-200	3300	2150	1,5		3
21	1153		3600	3100	1,1		16	
Δ M Iosif				3300-4400	1000-1%	0,4-1,5		3-16
				3925	4062	1,1		8,5
22	1154	Gavra	-150	4800	4400	1,1		12
23	64	Sfinți	-150	5900	4400	1,3		7
24	1146		-150	5300	4300	1,2		38
25	91	Terezia	-150	6600	4500	1,5		7
26	56	Voevod	-100	6600	4400	1,5		27
27	1133	Urban	Ferdinand	4700	3600	1,3		13
28	1144		3900	4600	0,8		11	
29	55		-100	4300	3100	1,4		10
Δ M Urban				3300-4700	3100-4600	0,8-1,4		10-13
				4300	3733	1,2		11
30	1130	Mihai	Reiner	3900	5000	0,8		7
31	1141		Ferdinand	4900	6500	0,8		8
32	54		-100	5400	3500	1,5		5
Δ M Mihai				3900-5400	3500-6500	0,8-1,5		5-8
				4733	5000	1		7
33	1136	Paraschiva	Ferdinand	5300	5000	1,1		7
Δ M Zăcămint				2900-8100	.880-1%	0,4-4,4		ndt-38
				4840	4028	1,2		~9

As, Tl, W, Mo, Bi, Ge, V, Cr, Sb = ndt; ndt = nedetectat; Δ = interval de vari-



LUL 1

(ppm) in blendă

In	Sn	Co	Ni	Pb	Ag	Cu
ndt	ndt	ndt	ndt	900	<3	500
„	„	„	„	600	<3	<100
„	„	7	„	850	<3	<100
4	50	ndt	„	3500	21	3200
ndt	ndt	„	„	950	3	460
„	4	„	„	750	<3	<100
„	35	„	„	1700	<3	310
„	125	„	„	2800	10	1400
„	3	40	„	1200	5	1700
ndt-4	ndt-125 31	ndt-40	ndt	750-3500	<3-21	<100-3200
„	ndt	ndt	„	75	3	280
„	30	„	„	600	<3	75
„	ndt	„	„	125	<3	25
„	„	„	„	1400	6	1900
6	5	„	„	120	<3	280
4	12	13	„	75	<3	65
ndt	3	ndt	„	380	<3	50
„	10	„	„	1000	<3	340
ndt-6	ndt-30	ndt-13	ndt	75-1400	<3-6	25-1900
ndt	30	ndt	30	230	<3	100
9	18	„	ndt	180	<3	200
17	60	„	„	3200	10	3200
3	30	5	„	1900	5	160
ndt-17	18-60	ndt-5	ndt-30	230-3200	<3-10	100-3200
7	35	„	„	„	„	„
ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	<3	42
9	5	„	„	280	<3	115
12	<3	„	„	90	<3	80
ndt	<3	„	„	180	<3	60
8	3	„	„	480	<3	35
<3	9	„	12	250	<3	250
5	25	„	ndt	800	4	1700
24	72	„	„	850	10	7800
<3-24	9-72	ndt	ndt-12	250-850	<3-10	250-7800
10	21	„	„	„	„	„
ndt	22	„	„	1850	6	270
7	17	4	„	4000	13	500
4	58	ndt	„	200	<3	1200
ndt-7	17-58	ndt-4	ndt	200-4000	<3-13	270-1200
~4	32	„	„	„	„	„
ndt	4	„	„	1800	<3	1400
ndt-24	ndt-125	ndt-40	ndt-30	75-4000	<3-21	25-7800
3	19	„	„	„	„	„

ație; M = medie



în oarecare măsură blendele din filoanele vestice de cele din partea estică a zăcămintului. Indiul apare foarte rar în filoanele vestice și cu valori ceva mai mari în est. Conținuturile cele mai ridicate caracterizează blendele din filoanele Urban, Sfinți și Iosif. Asemenea indiului, staniul este mai bine reprezentat în blendele din filoanele estice (în special în Urban și Mihai). Prezența cobaltului este sporadică.

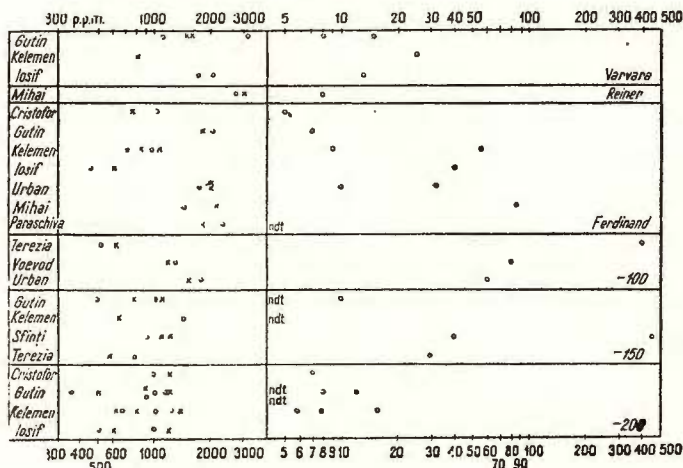


Fig. 25. — Ag (x), Sb (o) și Bi (o) în galenă.
Ag (x), Sb (o) et Bi (o) en galène.

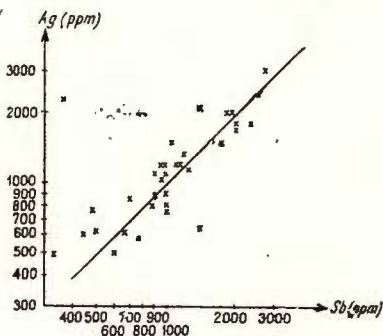


Fig. 26. — Raportul Ag/Sb în galenă.
Le rapport Ag/Sb en galène.

Argintul apare constant cu valori mici; acolo unde conținuturile sînt mai ridicate poate fi corelat cu prezența cantitativ sporită a impurităților de plumb și cupru.

2. *Elemente minore în galenă.* Cele 34 probe analizate sînt prezentate în tabelul 2, conținuturile în argint, stibiu și bismut fiind reprezentate pe filoane și orizonturi (fig. 25). Argintul și stibiul sînt prezente cu conținuturi relativ mari, cu valori medii apropiate și într-o evidentă corelație pozitivă (fig. 26). Ambele prezintă o tendință de scădere a conținuturilor înspre



TABELUL 2

Elemente minore (ppm) în galenă (Cavnic-Bolduș)

Nr. crt.	Nr. probei	Filonul	Orizontul	Ag	Sb	Bi	Mn	Cu	Zn	Te	
1	111	Cristofor	Ferdinand	750	1000	5	9	120	<300	ndt	
2	1159		-200	1200	960	7	12	215	<300	„	
3	107	Gutin	Varvara	1500	3100	15	75	500	~1,5%	„	
4	108			1500	1100	8	8	200	<300	„	
5	97		Ferdinand	1800	2000	7	11	20	ndt	„	
6	94		-150	1100	1000	10	31	73	500	„	
7	93			770	480	ndt	8	8	440	„	
8	87			900	1000	8	12	67	340	50	
9	88		-200	1200	1150	12	16	140	320	ndt	
10	89			900	900	ndt	10	180	340	„	
11	90			500	330	„	11	<3	340	„	
Δ M Gutin				500-1800 1108	330-3100 1229	ndt-15 5	8-75 20	<3-500	ndt-15%		
12	106		Kelemen	Varvara	800	780	25	34	70	<300	100
13	1161	Ferdinand		1050	960	9	8	170	1200	80	
14	1162	-150		850	700	55	5	22	<300	ndt	
15	92			650	1400	ndt	5	600	ndt	130	
16	80			1350	1200	16	9	25	„	65	
17	81	-200		800	1000	7	36	180	1300	92	
18	82			620	660	5	8	6	ndt	110	
Δ M Kelemen				620-1350 890	660-1400 957	ndt-55 17	5-34 15	6-600	ndt 1300		
19	99	Ram. W	-200	2300	360	2500	5	150	ndt	ndt	
20	104	Iosif	Varvara	1700	2000	13	27	200	<300	„	
21	98		Ferdinand	600	440	40	7	300	<300	„	
23	1149		-200	600	500	100	9	36	ndt	„	
24	1153			1200	960	250	200	27	340	225	
Δ M Iosif				600-1700 1025	440-2000 975	13-2500 100	5-200 ~50	27-200	ndt-340		
25	64	Sfinți	-150	1150	900	460	14	44	ndt	ndt	
26	1146			1200	1140	45	19	70	1550	185	
27	61	Terezia	-100	620	500	400	11	21	ndt	160	
28	91		-150	580	770	30	37	200	1400	70	
29	56	Voevod	-100	1150	1240	80	72	330	2200	40	
30	1133	Urban	Ferdinand	2000	1850	10	5	73	<300	ndt	
31	1144			2000	1900	32	8	70	850	60	
32	55		-100	1500	1750	60	7	24	<300	52	
				Δ M Urban				1500-2000 1830	1750-1900 1830	10-60 34	5-8 ~7
33	1130	Mihai	Reiner	3000	2670	8	8	40	1170	ndt	
34	1141		Ferdinand	2150	1400	85	11	200	600	„	
35	1135	Paraschi- va	Ferdinand	1800	2300	ndt	33	26	250	„	
Δ M Zăcămint				500-3000 1227	330-3100 1187	ndt-2500 123	5-200 22	<3-600	ndt-1,5%		

As, W, Tl, In, Ge, Ga, Sn, Co, Ni, Cr, V = ndt; Δ = interval de variație; M = media

Institutul Geologic al României



adîncime, în toate filoanele probate. Bismutul are un interval mult mai larg de variație și nu se corelează cu conținuturile de argint și stibiu, evidențiindu-se o ușoară tendință de creștere a valorilor cu adîncimea, caracteristică în special filonului Iosif. Pot fi semnalate, de asemenea, valori mai ridicate ale bismutului în galenele recoltate din filoanele situate în partea centrală a zăcămintului (Iosif, Sfinți, Terezia, Voevod, Urban). O situație particulară este evidențiată de proba BM-99, cu valori excepționale de argint și bismut, ce presupun prezența matilditului. Galenele din zăcămintul Cavnic sînt caracterizate și prin prezența manganului, numai în parte provenit din impurificări. De asemenea, a fost evidențiată

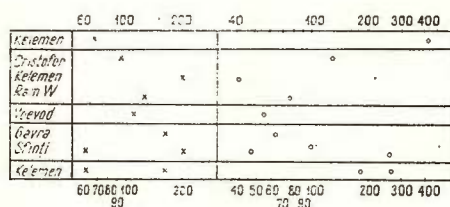


Fig. 27. — Ag (x) și Mn (o) în calcopirită.
Ag (x) et Mn (o) en chalcopyrite.

prezența telurului, neobservîndu-se o corelație a acestuia cu ceilalți substituenți izomorfi. Cel mai frecvent și cu valori mai mari, telurul apare în galenele din filoanele Kelemen, Terezia și Urban. Valorile cele mai ridicate s-au înregistrat însă pe filonul Iosif (orizontul -200) și Sfinți (orizontul -150).

3. *Elementele minore în calcopirită.* Au fost analizate 10 probe de calcopirită provenită în cea mai mare parte de la nivelul asociației cu sulfuri, deoarece gradul de dispersie a calcopiritei în celelalte stadii de mineralizare nu a permis obținerea de probe monominerale. Conținutul în elemente minore este cuprins în tabelul 3 și reprezentat grafic pe filoane și orizonturi în figura 27. A fost detectată prezența argintului și manganului în toate probele analizate; indiul apare frecvent, iar staniul și bismutul, sporadic; stibul este prezent într-o singură probă. Numărul redus al probelor analizate nu permite identificarea unor caractere specifice ale variației acestor elemente în calcopiritele din zăcămint. Se poate semnală totuși prezența foarte caracteristică a indiului în calcopiritele de la Cavnic. Argintul apare în cantități relativ mari și nu poate fi pus pe seama unor impurități de galenă sau tetraedrit.

Cantitățile de mangan, întotdeauna prezent, indică și în acest caz caracterul manganifer al soluțiilor, specifice acestui zăcămint. Arsenul, care apare sporadic, are valori mai mari în calcopiritele din filoanele Cristofor și Kelemen (pentru acesta din urmă numai la orizonturile superioare).

4. *Elemente minore în pirita.* În tabelul 4 sînt cuprinse valorile elementelor minore din cele 16 probe analizate. Repartiția neuniformă a acestora, în diferitele filoane, poate fi și o consecință a faptului că pirita este sulfura cu intervalul cel mai larg de depunere în succesiunea mineralogenetică, ea apărînd la nivelul tuturor stadiilor de mineralizare. Dintre elementele minore caracteristice piritei, cantitativ cel mai important



TABELUL 3
Elemente minore (ppm) in calcopirite

Nr. erl.	Nr. probei	Filonul	Orizontul	As	Ag	Mn	In	Sn	Bi	Sb	Pb
1	111	Cristofor	Ferdinand	420	95	130	ndl	ndl	ndl	ndl	300
2	106	Kelenen	Varvara	420	68	420	"	"	"	"	1500
3	1162		Ferdinand	<300	200	40	28	"	"	"	850
4	80	-200		ndl	160	260	ndl	"	"	"	225
5	81			<300	60	180	<3	"	"	"	"
	Δ	Kelenen		ndl-120	60-200	40-420	ndl-28				225-1500
	M			122		225					
6	99	Ram. w	Ferdinand	ndl	125	75	33	38	26	"	1700
7	1154	Gavra	-150	"	160	65	8	ndl	180	"	530
8	61	Sîm î	-150	~300	200	260	44	24	3	600	800
9	65			ndl	60	47	3	ndl	ndl	ndl	530
10	56	Voevod	-100	<300	110	55	<3	"	"	"	1000
	Δ	Zăcămint		ndl-420	60-200	40-420	ndl-41	ndl-38	ndl-180		225-1700
	M			124	124	153	12				

W, Mo, Co, Ni, V, Cr, Tl, Ga, Ge = ndt; Δ = interval de variație; M = media.



TABELUL 4

Elemente minore (ppm) în pirită

Nr. crt. probei	Nr. Filonul	Orizontul	As	Ag	Co	Ni	Mn	W	In	Bi	Sb	Pb	Cu
1	Cristofor	Ferdinand	5500	55	<10	17	200	ndt	ndt	ndt	180	1800	1,5%
2			8000	130	15	ndt	170	1700	~3	450	ndt	3600	5000
3	Gutlin	-200	3600	8	ndt	"	100	ndt	ndt	ndt	"	2500	1700
4			1200	6	13	<10	30	"	"	"	"	"	3500
5	Gutlin	Ferdinand	1200-8000 4270	6-130	ndt-13	ndt-17	30-170 100	ndt-1700	ndt-3	ndt-450	ndt-160	1800-3600	1700-1,9%
6			2300	14	ndt	ndt	470	"	"	"	~3	"	4600
7	Kelemen	Ferdinand	1000	21	"	"	1100	"	"	ndt	"	3200	1,15%
8			1150	150	<10	"	42	200	10	18	"	"	2700
9	Kelemen	-150	2200	3	<10	"	115	ndt	ndt	ndt	150	500	400
10			2500	11	ndt	"	"	170	"	<3	"	ndt	2400
11	Kelemen	-200	340	9	67	20	30	"	ndt	"	"	3400	3,8%
12			340-2500 1580	3-150	ndt-67	ndt-20	ndt-20	30-1100 321	ndt-200	ndt-10	ndt-18	ndt-150	500-4600
13	Iosif	-150	2300	5	ndt	ndt	120	625	"	<3	"	5000	450
14			2400	12	52	15	48	ndt	ndt	"	6	"	4600
15	Urban	Ferdinand	1,15%	8	<10	<10	<10	"	"	ndt	"	580	1900
16			8000	15	<10	<10	85	"	"	"	"	"	4000
17	Mihai	-100	1%	15	<10	13	30	"	5	7	150	1700	1350
18			7800	5	ndt	ndt	ndt	<10	"	~3	ndt	ndt	2300
19	Zăcămint	Ferdinand	340-1,15% 4362	3-150	ndt-67	ndt-20	<10-1100 170	ndt-1700	ndt-5	ndt-450	ndt-160	580-5580	125-3,8%
20			M										

Tl, Cr, V, Ga, Sn, Ge, Mo = ndt ; Δ = interval de variație ; M = media.

este arsenul. Acesta apare în toate probele, cu valori relativ ridicate, indicând caracterul arsenifer al piritelor din zăcămint. Conținuturi mai ridicate se evidențiază în filoanele estice (Urban, Mihai, Paraschiva) în acord cu caracterul mineralizației din aceste filoane. Dintre filoanele din vest, cele mai scăzute conținuturi în arsen apar în Iosif și Kelemen

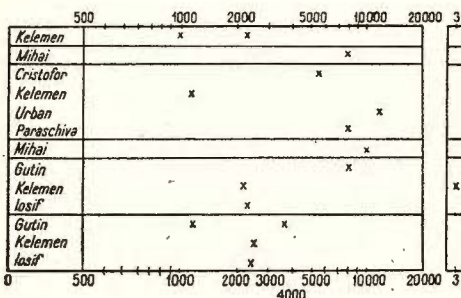


Fig. 28. — As în pirită.
As en pyrite.

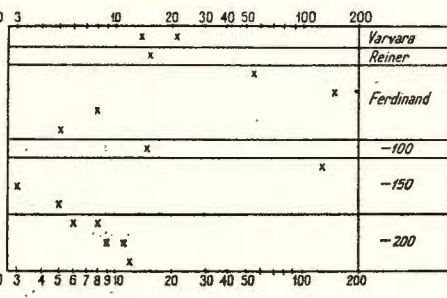


Fig. 29. — Ag în pirită.
Ag en pyrite.

(fig. 28). Valorile cele mai ridicate de arsen, în special din piritel din filoanele estice, pot indica prezența mispichelului, mineral pus în evidență dealtfel în studiul microscopic.

Argintul este prezent în toate probele analizate, în general cu valori mici și constante (fig. 29). Apar totuși trei situații când valorile de argint sînt ridicate (în filoanele Cristofor și Gutin), dar nu se corelează cu conținut

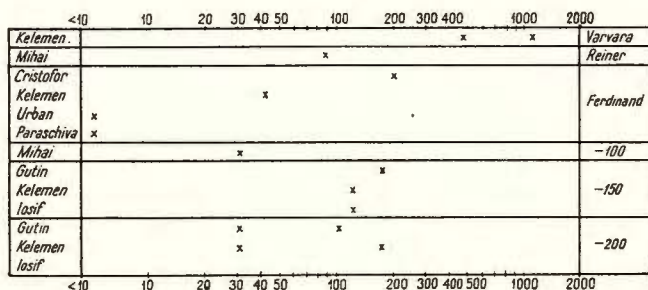


Fig. 30. — Mn în pirită.
Mn en pyrite.

turi sporite în alte elemente ce pot apărea ca impurități în pirită. Manganul, un substituent comun al fierului, apare cu valori cuprinse într-un interval de variație mai larg (fig. 30), evidențiindu-se valorile mai ridicate specifice filonului Kelemen. Este interesant de menționat faptul că în cazul piritel, conținuturile de mangan din filoanele estice sînt ceva mai coborîte decît în filoanele din vest. Cobaltul și nichelul, cu conținuturi mici, apar în majoritatea probelor. Cobaltul apare mai frecvent și cu valori ceva mai

TABLE
Elemente minore (ppm) in probe

Nr. crt.	Nr. probei	Filo-nul	Orizontal	Fe %	Cu %	Pb %	Zn %	Cd	Ag	As	Sb	Bi	
1	111	Cristofor	Ferdinand	5,65	0,38	20,26	20,01	1850	300	700	180	ndt	
2	112			4,79	0,16	2,28	8,07	520	16	<100	110	„	
3	113			4,62	0,23	4,15	9,96	750	145	300	100	„	
4	1158		-200	4,00	0,56	4,39	11,61	640	40	420	430	„	
5	1159			3,64	0,27	22,67	14,50	870	140	ndt	175	17	
6	737		-100	2,98	<0,06	2,23	8,69	930	680	320	380	3	
Δ M		Cristofor						520-1850 927	16-680 221	ndt-700	100-430 229	ndt-17	
7	107	Gutin	Varvara	3,53	0,15	7,12	13,75	1000	100	470	470	<3	
8	108			7,65	0,76	9,34	15,28	1550	240	1900	180	ndt	
9	95		Ferdinand	4,30	ndt	0,72	ndt	ndt	3	1500	90	„	
10	96			3,34	„	1,63	4,22	170	3	120	ndt	<3	
11	97			11,23	0,11	8,68	6,09	310	115	360	100	17	
12	74		-150	16,38	0,98	1,61	6,54	340	72	720	500	360	
13	75			18,69	0,03	16,54	7,25	260	75	290	85	18	
14	86		-200	5,85	ndt	0,30	0,22	ndt	4	300	ndt	<3	
15	87			9,55	0,53	12,95	18,59	1100	140	1500	230	12	
16	88			12,43	0,70	10,55	27,32	1650	560	2200	3300	≤3	
17	89			18,41	0,70	3,28	2,97	150	44	370	65	165	
18	90			8,04	0,20	10,42	29,03	1300	60	200	~60	ndt	
Δ M				Gutin						ndt-1650 652	3-560 118	120-2200 827	ndt-3300 ~426
19	105		Kelemen	Varvara	9,72	0,05	2,53	9,91	650	60	4500	130	14
20	106				5,41	0,03	1,25	3,40	160	45	350	85	24
21	1161			Ferdinand	3,24	0,19	5,84	13,89	840	80	300	270	6
22	1162				9,66	0,38	3,86	6,87	560	100	550	120	21
23	1163				4,44	0,78	10,39	12,03	1000	260	900	340	ndt
24	1165	-150		5,97	1,02	0,97	14,38	1050	70	200	120	„	
25	77			11,2	0,66	3,50	7,07	520	110	380	850	26	
26	78			4,44	1,20	6,62	22,37	1850	105	280	300	ndt	
27	79	-200		12,41	0,43	3,75	11,61	600	40	300	60	<3	
28	80			5,05	0,68	8,27	18,91	1750	115	850	1200	15	
29	81			7,26	0,19	5,07	1,99	600	65	120	60	12	
30	82			8,16	1,00	4,65	10,72	115	120	170	46	30	
Δ M				Kelemen						115-1850 808	45-260 98	120-4500 741	46-1200 298
31	109	Borcut		Varvara	7,80	ndt	5,85	8,62	400	60	650	100	ndt
32	85			-200	3,79	0,07	0,19	0,48	ndt	12	380	ndt	4
33	99	Ramura vest	Ferdinand	5,91	1,04	2,62	0,11	„	165	130	„	118	
34	84		-200	6,05	0,04	1,37	1,48	75	40	330	„	4	
35	103	Iosif	Varvara	8,04	0,07	0,54	0,23	70	140	ndt	185	<3	
36	104			1,41	0,38	3,76	7,11	300	65	300	3800	ndt	
37	100		Ferdinand	4,26	ndt	3,11	2,07	180	88	300	230	„	
38	101			11,11	„	0,50	0,61	85	11	300	ndt	<3	
39	98			5,86	0,06	2,92	1,34	80	140	120	230	ndt	
40	1155		-200	9,08	0,64	7,41	6,06	340	145	230	200	48	
41	1153			7,51	0,18	20,78	5,77	220	240	180	150	105	
42	1149			14,62	0,21	8,70	5,27	150	57	530	ndt	97	
43	1150	4,33		0,21	6,42	16,19	1150	58	320	3700	3		
44	1152	3,61	0,50	8,13	0,41	90	300	ndt	140	200			
Δ M		Iosif						70-1150 267	11-300 124	ndt-530 ~228	ndt-3800 ~864	ndt-200	



Sn	Ge	In	Ga	W	Tl	Co	Ni	Cr	V	Ti	Be
5	ndt	ndt	5	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	<30	2
4	„	„	7	36	„	„	„	„	<30	120	4
4	„	„	6	ndt	„	5	„	<10	46	1300	4
5	„	„	4	„	„	ndt	10	12	ndt	500	ndt
ndt	„	„	2	„	„	8	ndt	10	„	220	„
„	„	„	3	„	„	12	~10	10	60	1500	„
ndt-5			2-7 4,5	ndt-36		ndt-12	ndt-10	ndt-12	ndt-60	<30- 1500	ndt-4 ~1,6
ndt	ndt	ndt	6	ndt	ndt	ndt	8	<10	<30	420	<1
„	„	„	7	„	„	„	5	ndt	ndt	<30	<1
<3	„	„	16	„	31	„	ndt	ndt	„	1500	2
3	„	„	5	<30	ndt	„	„	ndt	„	900	7
5	„	„	9	210	„	4	„	ndt	33	240	15
6	4	3	7	160	„	12	„	10	30	120	3
4	3	ndt	5	115	„	7	„	10	30	90	2
4	ndt	„	6	ndt	„	3	13	20	30	125	24
7	„	„	3	240	„	<3	ndt	<10	ndt	ndt	<1
18	„	„	<3	210	„	<3	„	<10	„	„	ndt
ndt	3	„	8	340	~3	7	„	ndt	„	105	1
„	ndt	„	3	150	ndt	25	7	<10	„	170	2
ndt-18	ndt-4		<3-16 6,5	ndt-340		ndt-25	ndt-13	ndt-20	ndt-33	ndt-1500	ndt-24 ~4,8
6	ndt	<3	12	160	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	150	<1
3	„	ndt	4	ndt	„	„	„	„	„	330	3
ndt	„	„	4	„	„	„	„	„	„	65	2
„	„	<3	6	„	„	„	„	„	<30	150	2
4	„	ndt	4	„	„	„	„	„	30	<30	2
4	„	„	3	140	„	„	„	„	ndt	<30	3
ndt	„	„	5	210	„	„	„	„	<30	100	1
4	„	„	6	ndt	„	„	„	„	ndt	30	3
3	„	„	5	55	„	„	„	„	<30	50	2
5	„	<3	7	160	„	„	„	<10	ndt	ndt	<1
ndt	„	ndt	4	230	„	„	„	ndt	„	85	4
„	<3	„	4	35	„	4	12	20	<30	1000	ndt
ndt-6			3-12 6	ndt-230					ndt-30	ndt-1000	ndt-4 ~2
13	ndt	ndt	4	35	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	180	5
ndt	„	„	3	60	„	4	10	16	„	1050	ndt
6	„	<3	15	50	„	ndt	ndt	ndt	„	1450	1
3	„	ndt	3	70	„	3	7	10	„	750	2
ndt	ndt	ndt	6	ndt	ndt	3	17	32	<30	1800	1
4	„	„	3	„	„	ndt	ndt	10	ndt	<30	1
ndt	„	„	6	„	„	3	„	<10	34	1250	2
5	„	„	19	„	<3	7	„	ndt	115	>3000	2
3	„	„	11	30	ndt	ndt	„	„	ndt	1000	1
ndt	„	„	6	100	„	„	„	„	<30	400	1
6	„	„	5	ndt	„	„	8	<10	30	720	14
3	„	~3	7	320	„	13	10	ndt	30	145	ndt
8	„	<3	2	ndt	„	ndt	ndt	„	<30	95	„
ndt	„	<3	2	„	„	„	10	<10	<30	420	≤1
ndt-8			2-19 7	ndt-320				ndt-32	ndt-115	<30- >3000	ndt-14 2,2

Nr. crt.	Nr. probei	Filoul	Orizontul	Fe%	Cu%	Pb%	Zn%	Cd	Ag	As	Sb	Bi
45	1154	Gavra	-150	9,51	1,91	5,50	16,72	1250	150	230	400	135
43	66	Gh.	-150	2,11	0,59	17,37	33,40	2900	460	ndt	320	70
47	71	Sfinți	Ferdinand	3,74	1,03	3,22	7,10	600	280	200	3200	44
48	64		-150	4,81	1,56	19,14	15,95	1350	480	100	650	200
49	65		-150	5,95	1,36	4,97	7,40	450	310	480	3000	4
50	1147		-200	8,63	0,53	0,41	0,38	60	72	300	320	76
Δ M		Sfinți						60-1350 615	72-480 285	100-480 270	320-3200 1792	4-200
51	69	Terezia	Ferdinand	15,26	0,82	3,66	6,27	300	73	520	55	52
52	70		-100	5,74	0,08	0,47	0,72	45	63	ndt	175	ndt
53	61		-100	4,21	0,59	5,95	6,39	330	120	300	2700	11
54	62		-150	2,98	0,29	1,75	1,95	140	280	ndt	1700	ndt
55	63		-150	4,93	2,17	14,37	29,50	2400	390	500	3400	13
Δ M		Terezia						45-2400 643	67-390 186	ndt-520	55-3400 1606	ndt-52
56	59	Ungar II	-100	4,67	0,33	1,06	1,50	80	80	140	450	ndt
57	60		Ferdinand	2,81	ndt	0,28	0,37	<30	8	100	<30	,,
58	67		Ferdinand	3,52	0,17	1,11	2,00	125	225	ndt	760	<3
59	68	Voe- vod	-100	14,88	2,62	8,04	4,16	230	1900	6300	~1,6%	≤3
60	56		-100	3,74	0,08	0,11	0,12	ndt	12	150	85	ndt
61	57	-100	3,53	0,34	8,08	28,24	2650	163	ndt	500	3	
62	1133	Urban	Ferdinand	8,18	0,45	23,05	16,07	450	35	,,	ndt	5
63	1142		Ferdinand	2,02	0,47	2,98	6,80	270	270	350	6000	ndt
64	1143		Ferdinand	3,57	0,56	3,24	6,92	310	200	360	4100	,,
65	1144		Ferdinand	4,50	0,10	1,60	12,74	850	23	360	ndt	≤3
66	55		-100	1,05	1,03	2,68	6,86	360	920	800	6200	10
Δ M		Urban						270-850 448	35-920 289	ndt-800	ndt-6200 3260	
67	1130	Mihai	Reiner	9,03	0,19	1,24	16,55	1200	44	1700	110	ndt
68	1131		Reiner	6,41	ndt	13,71	3,23	250	290	730	260	3
69	1140		Ferdinand	7,98	0,56	4,10	6,71	300	83	750	170	4
70	1141		Ferdinand	6,17	0,28	4,76	8,35	460	62	700	150	9
71	54		-100	9,16	0,47	11,74	9,50	840	162	670	340	24
Δ M		Int. de variație/Medie						250-1200 610	44-290 128	670-1700 910	110-340 206	ndt-24
72	1128	Paraschiva	Reiner	6,61	ndt	0,44	0,60	70	30	350	130	<3
73	1129		Reiner	426	0,53	7,46	6,19	220	1130	550	~1,2%	4
74	1135		Ferdinand	11,10	0,49	5,21	12,16	600	200	650	2350	5
75	1136		Ferdinand	8,61	1,10	4,28	11,48	600	100	350	350	ndt
76	51		-100	6,91	0,52	3,84	5,18	270	230	570	4800	5
77	52	-100	11,75	1,23	6,34	5,35	310	210	1000	1300	4	
Δ M		Paraschiva						70-600 345	30-1130 345	350-1000 578	130-1,2% 3488	ndt-5
Δ		Zăcămint						ndt-2900	3-1900	ndt-6800	ndt- ~1,6%	ndt-360
M		Zăcămint						~604	~890	~567	1180	



TABELUL 5 (continuare)

Sn	Ge	In	Ga	W	Tl	Co	Ni	Cr	V	Ti	Be
4	ndt	4	12	170	ndt	ndt	ndt	ndt	<30	ndt	2
5	„	4	11	ndt	„	„	„	„	ndt	„	<1
6	„	4	6	„	„	„	„	„	„	„	2
5	„	8	6	„	„	„	„	„	„	„	<1
15	„	ndt	5	„	„	„	„	<10	<30	30	6
6	„	2	4	190	„	„	„	ndt	<30	100	2
5-15		ndt-8	4-6 5								<1-6 ~2,1
13	ndt	ndt	5	ndt	ndt	ndt	15	ndt	ndt	730	3
4	ndt	2	2	„	„	4	7	10	„	780	<1
3	„	<3	6	„	„	ndt	7	20	<30	300	<1
6	„	ndt	<3	„	„	„	ndt	<10	ndt	185	<1
3	„	<3	5	„	„	„	„	ndt	„	90	2
3-13			2-6 4					ndt-20		90-780	<1-3 1,3
5	ndt	ndt	<3	ndt	ndt	ndt	ndt	<10	ndt	180	ndt
11	„	„	7	„	„	5	7	27	33	1350	4
4	„	„	ndt	„	„	ndt	ndt	ndt	ndt	<30	<1
ndt	„	„	2	„	„	10	16	ndt	„	<30	1
7	ndt	ndt	6	ndt	ndt	5	7	24	36	1000	3
6	„	<3	9	„	„	ndt	ndt	ndt	ndt	36	1
7	„	~3	10	„	„	12	10	10	27	525	1
ndt	„	ndt	4	„	„	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt
5	„	„	3	„	„	„	„	„	„	„	5
12	„	„	5	„	„	„	„	„	„	140	3
15	„	<3	9	„	„	6	21	15	„	700	2
ndt-15			3-9 6								ndt-5 ~1,8
6	ndt	<3	3	ndt	ndt	ndt	ndt	ndt	45	900	ndt
4	„	<3	5	„	„	3	„	„	<30	1050	„
3	„	ndt	7	„	„	4	10	„	42	1180	1
8	„	„	7	„	„	ndt	10	18	30	1250	1
9	„	3	3	„	„	„	ndt	10	ndt	50	ndt
3-9		ndt-3	3-7 5						ndt-45	50-1250	ndt-1 <1
9	ndt	ndt	17	ndt	ndt	10	6	<10	140	>3000	2
3	„	„	5	„	„	ndt	ndt	ndt	25	700	ndt
7	„	„	3	„	„	„	„	„	ndt	75	1
4	„	„	3	„	„	„	„	„	„	110	1
12	„	„	3	„	„	„	„	„	„	100	2
6	„	<3	3	„	„	„	„	„	„	300	1
3-12			3-17 6							75-> 3000	ndt-2 ~1,1
ndt-18	ndt-4	ndt-8	ndt-19 ~8	ndt-340		ndt-25	ndt-20	ndt-32	ndt-140	ndt- >3000	

ridicate. Interesantă este prezența wolframului și bismutului în câteva probe, uneori cu valori mari și în corelație.

În vederea obținerii unor date suplimentare privind repartitia elementelor minore în zăcămint, s-au executat, în afara analizelor pe probe monominerale, 77 de analize spectrale pe probe globale de minereu. Conținuturile în elemente minore, precum și intervalele de variație și mediile pe filoane și zăcămint sunt prezentate în tabelul 5. Pentru realizarea unor corelări cât mai corecte, în fiecare probă au fost dozate principalele elemente metalice (Fe, Cu, Pb, Zn)⁴. Caracterul complex al mineralizațiilor din zăcămint este reflectat și prin participarea, uneori importantă cantitativ, a numeroase elemente minore, ale căror conținuturi, înegal repartizate în filoane sau la diferitele orizonturi, pot furniza o serie de informații privind desfășurarea proceselor metalogenetice.

Tipul predominant plumbo-zincifer al mineralizației este confirmat de participarea cantitativ superioară a acelor elemente minore cu afinitățile cele mai mari față de plumb și zinc. De asemenea, sunt bine reprezentate unele elemente feromagneziene, în legătură nu numai cu fragmentele de roci din umplutura filoniană, ci și cu prezența importantă a oxizilor și hidroxizilor de fier formați cu precădere în secvențele inițiale ale procesului metalogenetic. Concentrațiile semnificative de Ti, V, și mai puțin de crom pot fi menționate în filoanele cantonate în roci eruptive (Cristofor, Iosif, în parte Mihai) și în filoanele din vest, unde este mai bine reprezentat stadiul cu silice feruginoasă.

Conținuturile determinate de cadmiu sunt întotdeauna în corelație pozitivă cu zincul (fig. 31). Valorile determinate pentru cadmiu în principalele filoane sunt reprezentate pe orizonturi în figura 32. Conținuturile ridicate sunt în corelație, pe de o parte, cu prezența importantă a blendei în zăcămint, iar pe de altă parte cu conținutul relativ ridicat în cadmiu al blendelor din Cavnic. Din aceste motive, cadmiul prezintă importanță din punct de vedere economic.

Studiul statistic-matematic privind distribuția argintului în zăcămint, poate fi completat cu o serie de informații interesante, obținute prin analiza spectrală. Astfel, în diagrama de variație Ag/Pb (fig. 33), față de raportul mediu Ag/Pb determinat în analizele monomineralelor de galenă, se constată că un număr mare de probe prezintă un conținut excedentă de argint datorat participării acestuia în stare nativă sau în alte minerale decât galena. Din reprezentarea argintului și a raportului Ag/Pb pe filoane și orizonturi (fig. 34) se constată că cel mai mare exces de argint apare în probele de la orizonturile superioare, pînă la orizontul -100. Se mai evidențiază, de asemenea, o tendință de creștere a conținuturilor de argint în grupul de filoane din estul zăcămintului. În cazul citorva probe (în filoanele Gutin și Urban) se constată un exces de plumb, datorat prezenței și a altor minerale de plumb, în afara galenei.

⁴ Analizele au fost executate prin fluorescență de raze X, prin adaptarea metodei R. Tertian (1969), modificată de R. Giușcă și I. Vanghelie.



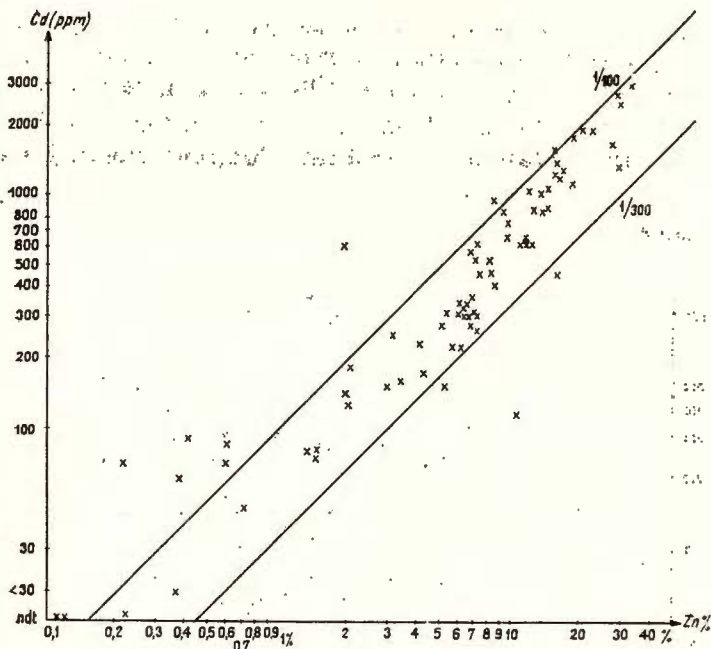


Fig. 31. — Raportul Cd/Zn in probele de minereu.
Le rapport Cd/Zn dans les échantillons de minerai.

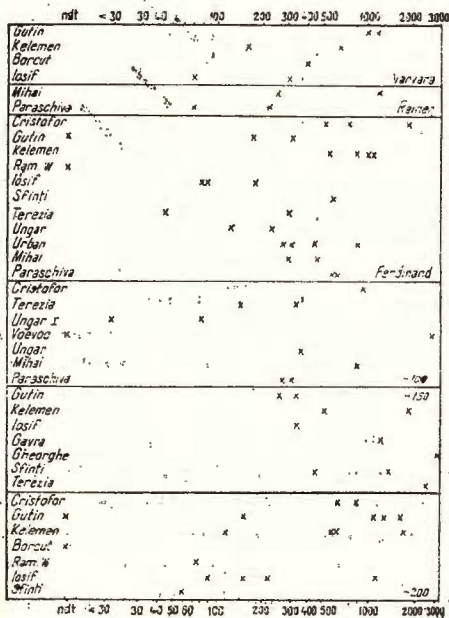


Fig. 32. — Cd in probele de minereu.
Cd dans les échantillons de minerai.



Conținuturile de arsen — reprezentate pe filoane și orizonturi în figura 35 — prezintă unele diferențe între filoane. Astfel, valorile medii cele mai ridicate apar în filoanele Gutin, Kelemen, Mihai și Paraschiva. În schimb, în cadrul fiecărui filon nu se observă tendințe de variație în raport cu înălțimea etajului mineralizat. Conținuturile mai mari din cele

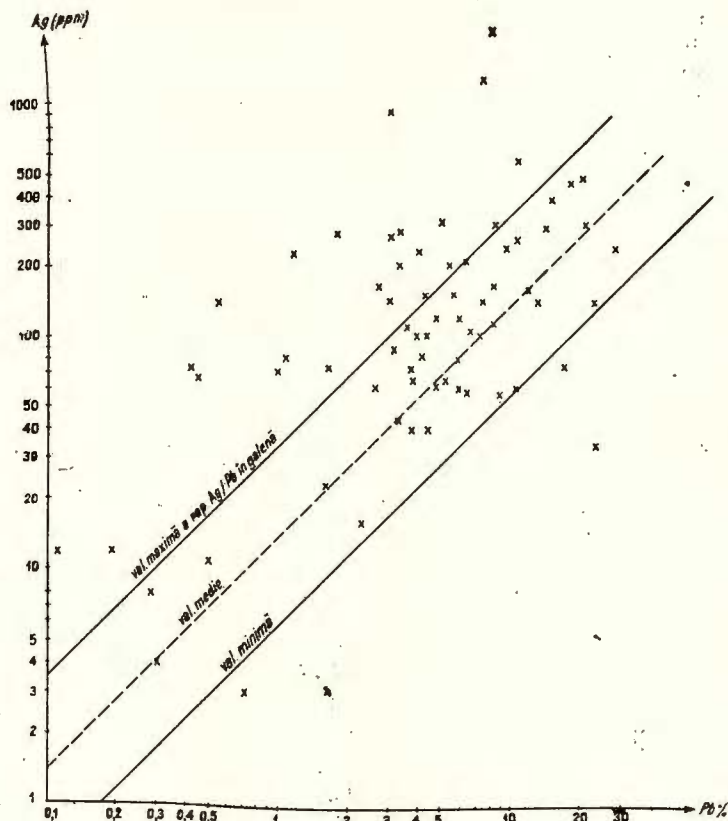


Fig. 33. — Raportul Ag/Pb în probele de minereu.
Le rapport Ag/Pb dans les échantillons de minéral.

două filoane vestice sînt în acord cu caracterul complex menționat al mineralizației, cu faptul că sînt bine reprezentate toate stadiile mineralo-genetice. În filoanele din est, o cantitate sporită de arsen a fost evidențiată și în analizele monominerale de pirită. Sesizarea unei concordanțe în ceea ce privește variația conținuturilor de arsen între probele globale de minereu și cele monominerale de pirită ar putea fi o indicație a faptului că arsenul apare în mare parte legat de pirită.



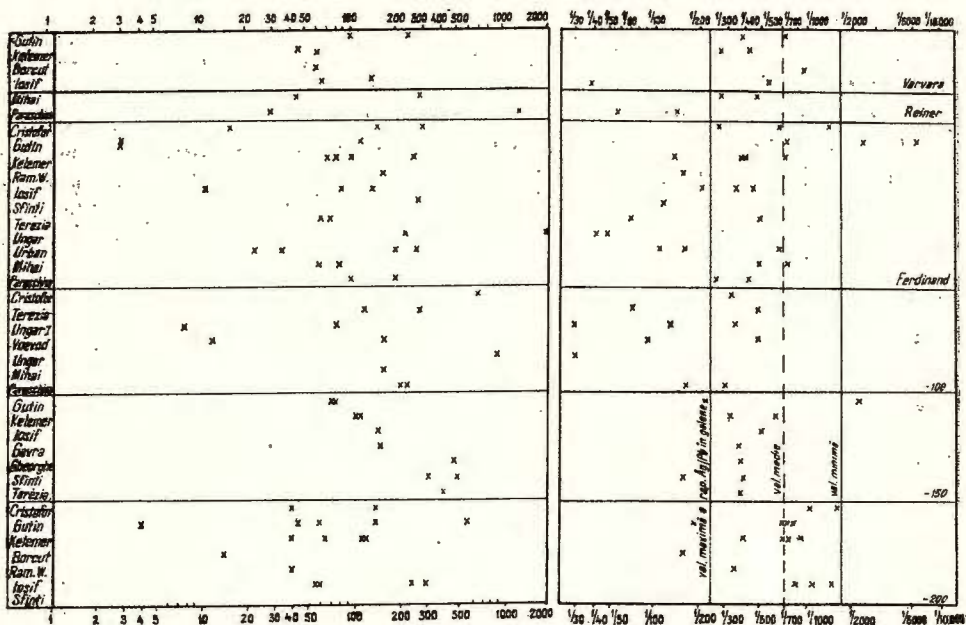


Fig. 34. — Ag și raportul Ag/Pb în probele de minereu.
Ag et le rapport Ag/Pb dans les échantillons de minerais.

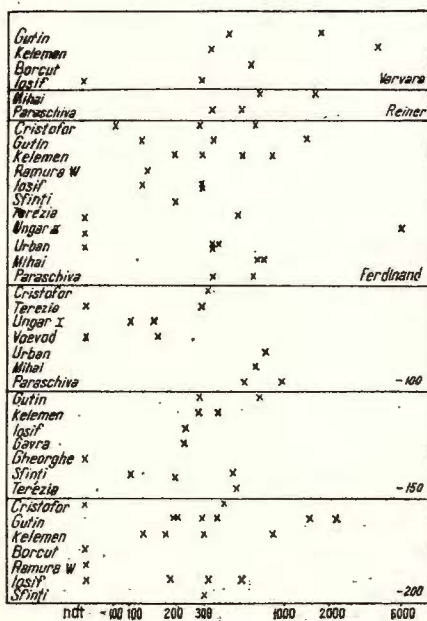


Fig. 35. — As în probele de minereu.
As dans les échantillons de minerais.

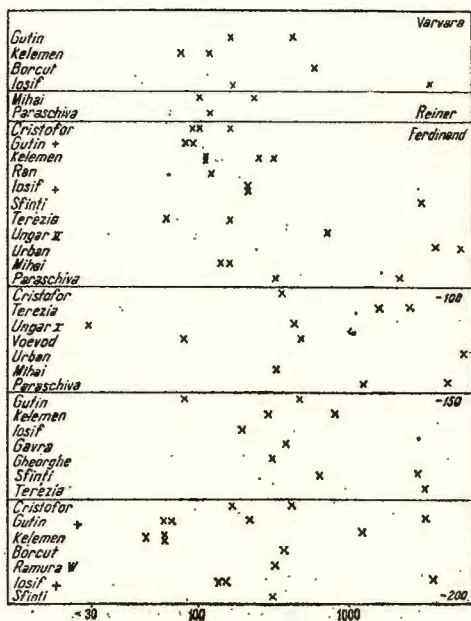


Fig. 36. — Sb în probele de minereu.
Sb dans les échantillons de minerais.

Stibiul apare în aproape toate probele, cu valori medii diferite în filoane, mai coborite în Cristofor, Gutin, Kelemen, Iosif și mai ridicate în filoanele Sfinți, Terezia, Urban, Paraschiva. Prezența valorilor mai mari de stibiu în filoanele estice este în acord cu observațiile mineralogice și se datorează surplusului de stibiu din stibină și sulfosăruri, care se adaugă conținutului de stibiu din galene. Ca o excepție, trebuie menționate valorile scăzute ale stibiului din filonul Mihai. Din reprezentarea conținuturilor de stibiu pe filoane și orizonturi (fig. 36) se remarcă frecvența mai

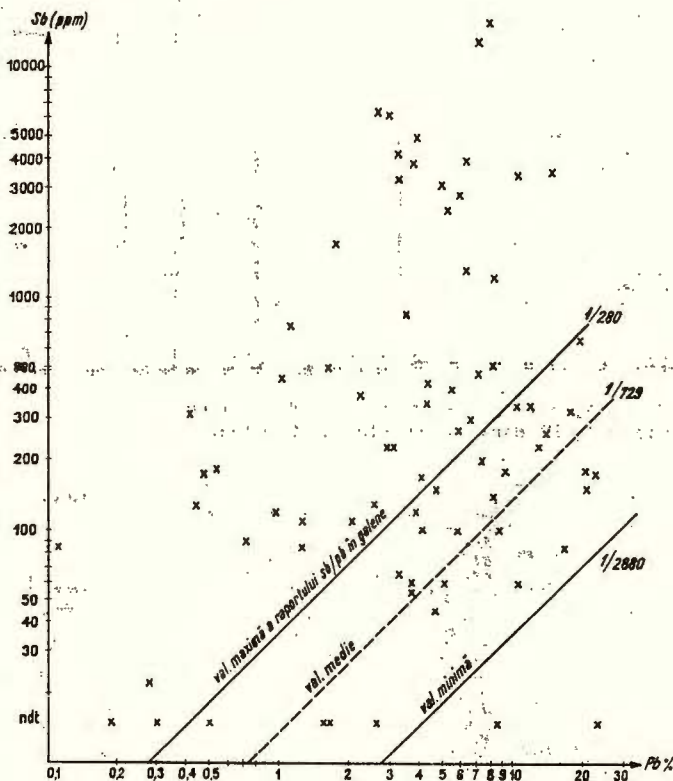


Fig. 37. — Raportul Sb/Pb în probele de minereu. Lè rapport Sb/Pb dans les échantillons de minéral.

mare a valorilor ridicate la nivelul orizontului Ferdinand și spre adâncime. Această tendință se evidențiază cel mai clar în cazul filonului Gutin (cu valorile maxime de stibiu la orizontul -200), dar se manifestă și în filonul Kelemen. Explicația acestei situații, aparent anormale, o poate constitui faptul (evidențiat în studiul mineralogic) că stadiul cu rodocrozit, responsabil de aducerea unui surplus de stibiu, se dezvoltă în filoanele din vest, cu precădere la nivelele inferioare ale etajului mineralizat. În diagrama de variație Sb/Pb, în probele complexe (fig. 37), este reprezentat intervalul de variație al raportului Sb/Pb în probele monominerale de galenă. Ca

și în cazul argintului, majoritatea probelor sînt plasate în afara acestui interval, prezentînd un exces de stibiu datorat, în mod evident, aportului mineralelor de stibiu.

Bismutul și wolframul prezintă o repartiție neuniformă în zăcămint. Astfel, la orizonturile superioare și în general în filoanele estice, bismutul apare sporadic și cu valori mici (fig. 38, 39). Valorile cele mai ridicate se

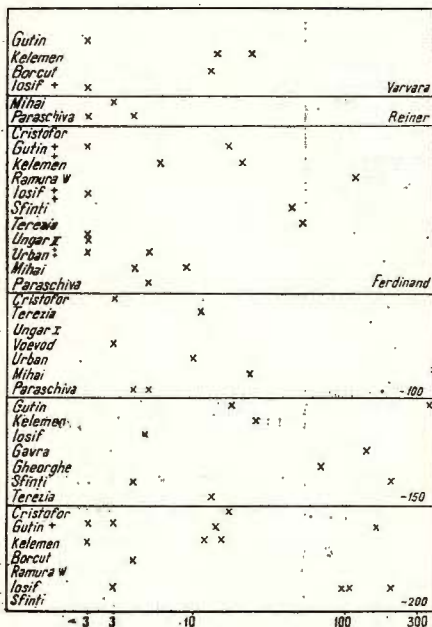


Fig. 38. — Bi în probele de minereu.
Bi dans les échantillons de minerai.

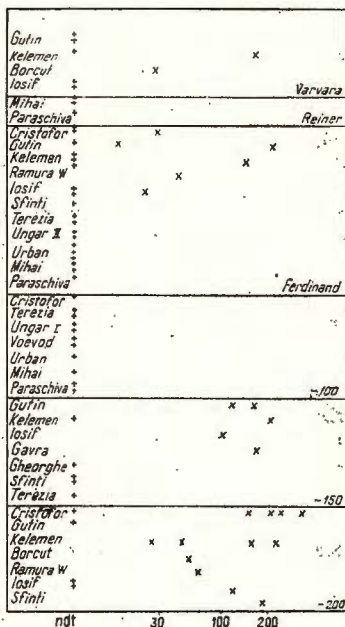


Fig. 39. — W în probele de minereu.
W dans les échantillons de minerai.

evidențiază la orizonturile —150 și —200 în probele provenind din filoanele Gutin, Iosif, Gavra, Gheorghe și Sfinti. Creșterea valorilor de bismut la nivelele inferioare se corelează cu creșterea conținuturilor de bismut din galenele din adîncime. Totuși, valorile ridicate de bismut din probele complexe nu se pot datora numai aportului de bismut din galene, trebuind admisă și prezența unor minerale specifice (de exemplu, matildit, bismutină). În ceea ce privește wolframul, distribuția valorilor din probele globale de minereu apare și mai interesantă. Acest element este prezent numai în probele recoltate din filoanele vestice (Cristofor — Sfinti) și are o tendință evidentă de creștere a conținuturilor înspre adîncime, așa încît valorile cele mai ridicate sînt evidențiate la orizontul —200. Daț fiind că în probele monominerale a fost evidențiat numai în trei analize de pirită, este de presupus că wolframul apare, în cea mai mare



tul a fost semnalat mineralogic). În același filon, pot fi menționate și două din cele trei probe în care a fost detectat taliul.

C. Observații geotermometrice

Materialul examinat — cuarț și uneori blendă transparentă — provine din filoanele Gutin, Kelemen, Iosif, Ungar, Urban, Mihai și Paraschiva. În general, dispunem de date suficiente pentru a caracteriza, în liniile cele mai generale, condițiile fizice în care s-a desfășurat mineralogeneza pe parcursul celor trei stadii principale. Menționăm faptul că dispunem și de suficiente determinări care să arunce o lumină asupra întregului interval deschis între orizonturile Varvara și —200.

În condițiile în care a decurs activitatea mineralogenetică în primul stadiu — cu acumulări masive de silice feruginoasă —, doar spre finele acestuia au putut fi măsurate temperaturi de formare ale cristalelor de cuarț ce alternează cu nivele de jasp sau ale cristalelor de cuarț formate în aceleași condiții, dar în geode de dimensiuni mici, subcentimetrice. Frecvent, au fost măsurate în asemenea condiții temperaturi ce variază între 280—300°C. În anumite situații se observă evident poziția finală (față de acest stadiu) a unor cristale de cuarț, a căror temperatură de formare este în medie de 290°C. Asemenea condiții sint caracteristice filoanelor Gutin, Kelemen și Iosif, în special la orizonturile —150 și —200. În mai multe puncte din aceleași filoane a fost determinată temperatura de formare a cuarțului cu zone semitransparente și transparente, foarte slab impregnat cu sulfuri care cimentează fragmente din mineralizația cu jasp, la care se asociază uneori fragmente de rocă. Intervalul temperaturilor de formare în această situație este cuprins între 270—290°C.

Cele mai multe determinări au fost făcute pe cristale de cuarț transparent și semitransparent, concresecut cu zone de silice colomorfă, variabil impregnate cu sulfuri sau concresecute cu acestea. Asemenea exemple au fost examinate în cuprinsul tuturor filoanelor cercetate, la mai multe orizonturi. Se poate aprecia un interval specific al temperaturilor de formare pentru cuarț cu sulfuri polimetalice, care variază între 245—292°C. Este de presupus că în general acumulările masive monominerale de blendă și galenă sau cele de minereu complex s-au format în limitele aceluiași interval sau la temperaturi cu puțin mai mari, în jur de 300°C. În funcție de poziția pe care o ocupă generațiile de cuarț final din cadrul stadiului cu sulfuri — fenomenul privit în cadrul fiecărui filon al zăcămintului — acestea s-au format între 240—290°C.

Pentru partea vestică a zăcămintului, în zona sa mediană și la partea inferioară (filonul Gutin, Iosif, Kelemen), s-a putut determina temperatura de formare a cuarțului cu care se asociază blenda transparentă și alte sulfuri comune și uneori rodocrozitul. În general, condițiile fizice la acest nivel, care ar putea reprezenta începutul mineralogenezei din stadiul al III-lea, presupun temperaturi de formare ce variază între 240—285°C. Observațiile făcute asupra blendei în asociație cu rodocrozitul din filonul Kelemen, la orizontul Ferdinand, indică o temperatură de formare în



medie de 285°C. Asupra temperaturilor de formare a blendelor au fost efectuate determinări și de Pomîrleanu și Movileanu (1966), autori care pentru filoanele Cristofor, Gutin, Kelemen și Iosif înregistrează valori medii între 250 și 298°C.

În sfârșit, cristalele de cuarț final care cresc pe secvențele bogate în rodocrozit s-au format la temperaturi mai mici de 255 sau 235°C. În partea estică a zăcămintului, cristalele de cuarț cu care se asociază blenda și rodocrozitul s-au format într-un interval de 260–270°C.

Determinările efectuate pe cristale de fluorină și calcit (Pomîrleanu, Petreuş, 1968) indică valori ridicate, și anume de 267–310°C pentru agregatele macrogranulare de calcit, de 110–178° pentru calcitul asociat cu fluorina, de sub 150°C pentru calcitul cristalizat în romboedri și mai mic de 100°C pentru calcitul scalenoedric. S-a dedus că fluorina s-a format într-un interval de temperatură cuprins între 130–178°C.

Corelînd aceste date, se pot aprecia următoarele condiții fizice de formare a principalelor stadii și secvențe de mineralogeneză :

Stadiul cu silice feruginoasă	{	<ul style="list-style-type: none"> – oxizi de fier + sulfuri (pirita + calcopirita) = 300°C. – silice feruginoasă ± sulfuri în alternanță cu benzi de cuarț (uneori cu geode) = 280–300°C; 300°C. – cuarț final = 285–293°C – cuarț care cimentează fragmente de mineralizație din primul stadiu + rocă = 280–290°C.
Stadiul cu sulfuri	{	<ul style="list-style-type: none"> – cuarț transparent, semitransparent, impregnat cu sulfuri; cuarț concrecut cu sulfuri = 245–292°C – sulfuri masive = 245–292°C; 292°C – cuarț final = 245°C
Stadiul cu rodocrozit	{	<ul style="list-style-type: none"> – cuarț transparent, semitransparent slab impregnat cu sulfuri, asociat cu blendă transparentă ± rodocrozit = 240–285°C – cuarț idiomorf cimentat cu rodocrozit = 270–285°C – rodocrozit în asociație cu cuarț, foarte slab impregnat cu sulfuri = 285°C – cuarț final pe rodocrozit = 225°; 235°C.

Determinările înregistrate demonstrează că pe fondul unei activități metalogenetice continue, concretizată prin descreșterea progresivă a temperaturilor, la limita între cele trei stadii se constată intervale de suprapunere a temperaturilor, ceea ce dovedește caracterul pulsativ al activității. Aceasta corespunde, pe de o parte, cu creșterea temperaturilor la începutul proceselor din stadiul II și III și cu schimbarea, pe de altă parte, a paragenzelor — situație mult mai evident sesizată la începutul stadiului III. În cadrul filoanelor la nivelul aceluiași stadii de mineralizare, nu se constată deosebiri sensibile ale condițiilor fizice de formare a minera-

⁵ Poziția acestor cristale idiomorfe este incertă, ele putînd reprezenta generații finale ale stadiilor anterioare.



lălor: Se poate face și pe această cale observația asupra existenței unui gradient cu temperaturi egale de formare specific secvenței cu rodocrozit din partea inferioară și mediană a filoanelor din vestul zăcămintului și din partea mediană și superioară a filoanelor estice. În acest fel, se poate evidenția încă o dată faptul că activitatea metalogenetică a debutat în partea vestică a zăcămintului, extinzându-se în timp spre est, concomitent cu intervenția unor mișcări tectonice care au reactivat fracturile din această parte a zăcămintului.

Condițiile fizice relativ omogene în care s-a desfășurat metalogeneza în ansamblul zăcămintului sugerează asocierea acesteia unei structuri de adâncime. Determinarea unor temperaturi de formare cu valori scăzute pentru generațiile de cuarț final la orizonturile inferioare ale zăcămintului (aspect recunoscut și pentru cristale de blendă de Pomirleanu, Movileanu, 1966) arată o anumită dinamică a acestei activități, care presupune o retragere către adâncime a ultimelor secvențe mineralizate, observație înregistrată în special pentru filoanele vestice. Ținând cont de aceste observații, este posibil, ca în cazul acestor filoane, să fim în prezența unei coloane mineralizate cu dezvoltare mare înspre adâncime, cu concentrații cantitativ bine exprimate, la nivelul ultimelor stadii de mineralizare.

Se poate aprecia caracterul mezotermal al mineralizației pe intervalul cercetat, reținând un interval specific de acumulare a sulfurilor în concentrații exploatabile între 260—320°C.

IV. CONCLUZII

Mineralizațiile din zăcămintul Căvnic, care au luat naștere în urmă desfășurării proceselor metalogenetice asociate fazei erupțiilor de andezite piroxenice pontiene, constituie unele dintre cele mai importante acumulări de sulfuri polimetalice din districtul metalogenetic Dealul Crucii — Băiuț.

Complexul filonian Căvnic, localizat în depozite sedimentare panoniene (și posibil sarmațiene), în andezite cuarțifere și andezite piroxenice, este constituit din două sisteme de fracturi mineralizate: un sistem principal orientat NNW—SSE și unul subordonat, dispus VSW—ENE.

Caracterele paragenetice ale mineralizației, datele privind condițiile fizice de formare a acesteia, ca și relațiile între asociațiile minerale permit stabilirea următoarei succesiuni generale a desfășurării activității metalogenetice din zăcămint:

1. Stadiul cu silice feruginoasă — minerale principale: cuarț, pirită, calcopirită, silice feruginoasă, oxizi de fier; temperatura de formare 270—300°C;

2. Stadiul cu sulfuri — minerale principale: cuarț, pirită, galenă, blendă, calcopirită, tetraedrit; temperatura de formare 245—292°C;

3. Stadiul cu rodocrozit — minerale principale: cuarț, pirită, galenă, blendă, calcopirită, rodocrozit, calcit; temperatura de formare 235—285°C (probabil mai scăzută la partea superioară a zăcămintului).



Sucesiunea mineralogenetică în cele trei stadii este complicată de caracterul ritmic al depunerilor imprimat de numeroasele recurențe.

Prezența sporadică a galenei și blendei în primul stadiu pare a indica faptul că aceste sulfuri existau deja în soluție, dar condițiile fizico-chimice nu au fost favorabile depunerii lor.

Deși principalele fracturi s-au format înaintea începerii activității de mineralizare, distribuția paragenezelor descrise în sistemele filoniene nu este omogenă. Astfel, în partea vestică a structurii, primele stadii ale proceselor metalogenetice sînt mai bine reprezentate, parageniza cu silice feruginoasă fiind prezentă pe întreaga înălțime a filoanelor; situația se inversează treptat spre est, unde în umplutura filoanelor asociația cu rodocrozit este deosebit de bine dezvoltată. Faptul poate avea mai multe cauze, dar mai ales sugerează localizarea spre vest a sursei soluțiilor hidrotermale. Acest aspect poate fi corelat și cu prezența, în partea central-vestică a zăcămintului, a principalei înrădăcinări corespunzătoare andezitelor de Jereapăn.

Din punct de vedere geochimic se remarcă faptul că, pe ansamblul zăcămintului Cavnic, caracterul plumbo-zincifer al mineralizației determină prezența cantitativ sporită a asociațiilor de elemente minore specifice blendei și galenei. De asemenea, în legătură cu prezența importantă a fierului (în special în pirită și oxizi) sînt frecvente elementele minore caracteristice mineralelor de fier. O trăsătură particulară a acestui zăcămint este concentrația relativ mare a manganului, care este prezent nu numai în mineralele proprii, ci și în principalele minerale metalice.

Aspectele calitative și cantitative, care au putut fi stabilite din modul de asociere a elementelor minore din probele complexe, subliniază unele observații făcute cu privire la evoluția temporală și spațială a proceselor metalogenetice. Valorile determinate demonstrează că activitatea metalogenetică a avut caracterul cel mai complex în partea centrală și central-vestică a zăcămintului, caracterele geochimice subliniind participarea în această zonă a tuturor stadiilor mineralogenetice. Pentru grupul vestic de filoane (Cristofor, Gutin, Kelemen, Iosif), în special către partea superioară a zăcămintului, este caracteristică asociația de elemente minore specifică produselor din stadiul timpuriu (cu silice feruginoasă) al activității metalogenetice, în timp ce în grupul estic de filoane, distribuția elementelor minore evidențiază participarea sporită a paragenizei din stadiul final metalogenetic. Aceste observații, la care se adaugă modul de distribuție a elementelor majore în zăcămint, sînt în acord cu ipoteza după care principala cale de acces a soluțiilor se localizează în aria vestică a zăcămintului, de unde acestea s-au extins succesiv pe sistemele de fracturi create spre est.

În baza elementelor geologice și metalogenetice obținute se pot dezvolta unele considerații privind perspectiva de dezvoltare a zăcămintului atît în contextul local, cît și perspectiva identificării unor noi mineralizații în ansamblul părții de est a masivului Gutii, în aria districtului metalogenetic asociat andezitelor piroxenice pontiene (de Jereapăn).



Lucrările de exploatare din zăcămintul Cavnice au demonstrat că principalele sisteme filonice au dimensiuni mari, chiar dacă pe anumite porțiuni s-au conturat zone de închidere (obstruare) a fracturilor. Din variația primară a mineralizației pe verticală și orizontală rezultă, de asemenea, posibilități de extindere în adâncime a etajului mineralizat, cunoscută fiind largă dezvoltare a stadiului de temperatură mai coborâtă (cu rodocrozit) la părțile inferioare ale zăcămintului. În aceste condiții, problemele principale privind lucrările de explorare în continuare sînt legate de investigarea în adâncime a fracturilor mineralizate, în special în partea centrală și vestică a zăcămintului.

Raportînd particularitățile metalogenetice ale zăcămintului Cavnice întregului district și comparîndu-le cu cele ale districtelor Ilba-Băița și Săsar — Valea Roșie (Borcoș, Lang, 1973 b), se pot evidenția condiții structurale favorabile dezvoltării și a altor acumulări în spațiul ocupat de andezitele piroxenice de Jereapăn, la est de Cavnice. Această apreciere se bazează pe mai multe considerente: amplexarea și intensitatea acestei faze vulcanice din faza andezitică pontiană, realizarea unui număr important de structuri subvulcanice, asocierea activității metalogenetice secvențelor subvulcanice, comportarea favorabilă a rocilor sedimentare din fundament, în acumularea mineralizațiilor și realizarea în acest fel a unei înălțimi mari a etajului mineralizat. În asemenea condiții structurale este posibilă existența unor structuri subvulcanice metalogene, mascate; de altfel, spre est se realizează trecerea la unitatea metalogenetică asociată zonei subvulcanice tipice.

Ținînd cont de indicațiile existente (aureole hidrotermale, iviri mineralizate, anomalii geofizice) sînt premise ca în această parte a masivului să se contureze și alte structuri mineralizate, în special în zonele cunoscute pînă în prezent printre care mina Roața și zonele învecinate dinspre sud (unde considerăm mineralizațiile asociate unei structuri subvulcanice mascate), contactul nordic al masivului eruptiv (încă neconcludent cunoscut între valea Rîușorului — valea Oața — valea Șiva și spre est) și în general aliniamentul Jereapăn în suprafața ocupată de andezitele piroxenice, pînă la Văratec.

În funcție de aceste elemente, considerăm că teritoriul examinat reprezintă una din regiunile cele mai favorabile pentru identificarea unor noi zone mineralizate de tipul celor asociate structurilor subvulcanice mascate din întreg masivul Gutăi, regiune care trebuie să rămînă în atenția programelor de prospecțiune și explorare geologică și geofizică.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1973 a) Volcanisme néogène des Monts Gutăi. *Rev. Roum. géol., géoph., géogr., série de géologie*, 17, 1. București.
- , Lang B. (1973) Le contrôle structural dans la metallogenèse néogène des Monts Gutăi. *Rev. Roum. géol., géoph., géogr., série de géologie*, 17, 1, 21—42. București.



- Dimitrescu R. (1954) Cercetări geologice în regiunea Capnic—Jereapăn (Baia Mare). *D. s. Com. Geol.*, XXXVIII, 4—8. București.
- , Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț. *D. s. Com. Geol.* XXXIX, 48—54. București.
- Iorgulescu Th. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. s. Com. Geol.*, XXXIX, 69—83. București.
- Jude R., Iosof V., Volanschi Ernestina (1970) Unele aspecte geologice, mineralogice și geochimice ale zăcămintului Cavnic. *Stud. tehn. econ., seria A/8*, 53—86. București.
- Manilici V., Lupei M. (1954) Studiul geologic al sectorului Baia Sprie — Capnic (reg. Baia Mare). *D. s. Com. Geol.*, XXXVIII, 72—93. București.
- Marinescu Fl. (1964) Date noi privind Sarmațianul și Pannonianul din regiunea Baia Mare. *D. s. Com. Geol.*, L/II, 251—258. București.
- Pavelescu L. (1954) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Capnic. *D. s. Com. Geol.*, XXXVIII, 9—12. București.
- Paucă M. (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D. s. Com. Geol.*, XXXVII, 161—167. București.
- Pomirleanu V., Petreuş I. (1968) La géothermometrie de la calcite et de la fluorine fondée sur l'étude des inclusions fluides du gisement hydrothermal de Capnic (Baia Mare). *Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, secția a II-a, b, Geol., geogr.*, XIV, 1—7. Iași.
- , Movileanu Aurelia (1966) Date preliminare asupra geotermometriei blendei din zăcămintul hidrotermal Capnic (Baia Mare). *Anal. şt. Univ. „Al. I. Cuza” Iași, secția a II-a, b, Geol., geogr.*, XII, 21—26. Iași.

CONSIDERATIONS SUR LA MÉTALLOGENÈSE ASSOCIÉE AUX ANDÉSITES PYROXÉNIQUES PONTIENNES DE LA PARTIE ORIENTALE DES MONTS GUTŪI (GISEMENT DE CAVNIC)

(Résumé)

Les minéralisations de Cavnic sont les plus représentatives en ce qui concerne l'activité métallogénique liée aux andésites pyroxéniques pontiennes qui se rattachent au deuxième cycle d'éruptions.

Le cadre géologique du gisement est caractérisé par la présence des formations sédimentaires pannoniennes et des éruptivités des cycles II et III, de la région (fig. 1).

Le Pannonien y est représenté par des argiles violacées ou noirâtres avec intercalations d'argiles gréseuses et de grès sombres correspondant aux zones D et E de cet étage.

Les andésites quartzifères avec pyroxène et amphibole de Şuior, d'âge pannonien, constituent de petits corps enracinés, auxquels sont liées des coulées de laves.

Les andésites à pyroxènes de Jereapăn, pontiennes, forment également quelques corps enracinés, mais surtout d'importantes coulées, l'activité éruptive ayant lieu sur un alignement orienté W—E. Ces formations, auxquelles se lient génétiquement les minéralisations de la région étudiée et qu'elles abritent partiellement, sont — dans la zone du gisement — fort affectées par le hydrothermalisme.



Les andésites à pyroxènes, amphibole et biotite de Gutin, d'âge pliocène supérieur, qui se rattachent au III-ème cycle d'éruptions, se présentent spécialement sous forme de coulées de laves constituant les zones hautes de la partie nord de la région discutée.

Dans le gisement de Cavnica, la minéralisation s'est déposée sur des fractures formées avant le début de l'activité métallogénique, qui se rangent dans deux systèmes filoniens, orientés NNW—SSE et — en moindre mesure — WSW—ENE; les mouvements sur la verticale ont continué toutefois, en général, encore pendant la déposition de la minéralisation, ce qui a eu comme suite la fréquence des textures bréchiques et des processus d'intraminéralisation.

Les principaux filons du gisement sont: Cristofor, Gutin (à ramifications), Kelemen (à ramification), Ramura Ouest, Iosif (à ramification), Gheorghe, Sfinți, Terezia, Ungar, Voevozi, Elisabeta, Urban, Mihai et Paraschiva (fig. 1). L'épaisseur des filons varie fréquemment entre 1 et 2 m, mais elle peut atteindre par endroits 7 m; leur longueur va depuis 400 jusqu'à 1500 m. Les minéralisations sont connues sur environ 500 m différence de niveau, avec la possibilité d'un développement en profondeur.

Cette minéralisation, qui constitue presque seulement le remplissage filonien, est caractérisée par des textures bréchiques, hachurées, massives et sporadiquement colomorphes et en géodes, ou — spécialement — par des textures complexes (fig. 2 jusqu'à 21).

Les aspects texturaux de la minéralisation du gisement de Cavnica sont assez souvent des éléments utiles pour établir la succession des paragenèses.

On a séparé trois associations principales, correspondant à des stades distinctes de l'activité métallogénique:

a) l'association à silice ferrugineuse connaît un développement caractéristique dans les filons de la partie ouest des gisements Gutin, Kelemen, Iosif et Ramura Ouest — occupant les zones marginales. Cette minéralisation se dispose dans une alternance de bandes de silice ferrugineuse, quartz, sulfures et oxydes de fer, dans le cadre de chacune l'origine de cristallisation étant: quartz—pyrite—chalcopirite—oligiste et parfois magnétite martitisée. Les minéraux de cette association sont fréquemment déposés près des parois des filons, autour des fragments angulaires de roche chloritisée, et parfois moulent des fragments également angulaires de blende, galène et quartz. Les températures de formation déterminées sont comprises entre 270 et 200°C.

b) L'association à sulfures est bien représentée dans la plupart des filons du gisement. Le processus de dépôt et la composition minéralogique sont complexes. Une première apparition est fréquemment représentée par: pyrite, chalcopirite et quartz, auxquels font suite la galène, la blende, encore la chalcopirite associée parfois avec tétraédrite et quartz, la dernière déposition étant formée de quartz et quelquefois de chalcopirite. Les paragenèses peuvent être par endroits compliquées par la présence des minéraux tout à fait subordonnés du point de vue quantité. A l'association avec sulfures correspondent des températures de formation variant entre 245—292°C.

c) L'association à rhodocrosite, présente aussi en presque tous les filons, est caractérisée par une alternance répétée plusieurs fois de rhodocrosite et quartz et de zones de sulfures, les dépositions tardives renfermant de la calcite et du gypse. De la grande variété des sulfures formées au cours de ce stade, les plus importantes sont la pyrite, la blende, la galène, la tétraédrite et, par endroits, la stibine.

Les températures d'homogénéisation de la phase gazeuse des inclusions se placent — au sein de l'association à rhodocrosite — dans l'intervalle 235—285°C.

Le dosage des éléments mineurs dans les échantillons monominéraux offre de nouvelles données sur le chimisme de la minéralisation du gisement de Cavnica (tableaux 1—4).



Dans la blende, Cd atteint de grandes valeurs dans tous les échantillons analysés, ce qui peut avoir une importance économique, tandis que pour Mn on observe des minéralisations variables, caractéristiques pour certains filons (fig. 22). On remarque aussi la présence, en quantités réduites, du Ga, de l'In, du Co, Sn, Ag (fig. 23).

Dans la galène, les éléments prédominants sont : Ag, Sb et Bi (fig. 24), les premiers deux en corrélations positive (fig. 25).

En certains zones du gisement sont recontrées des quantités importantes de Mn et de Te.

La chalcopyrite appartenant à l'association avec sulfures comporte constamment de l'Ag et du Mn (fig. 25), fréquemment de l'In et sporadiquement du Sn, Bi, Sb.

La déposition de la pyrite, déroulée sur un large intervalle de temps, a comme suite la variation des concentrations en éléments mineurs, dont le plus important est l'As (fig. 27). Les teneurs en Ag sont petites et constantes (fig. 28), de même que celles en Bi et Co. Mn est variable (fig. 29), V et Bi apparaissent tout à fait sporadiquement.

Les résultats du dosage des éléments mineurs en échantillons globaux de minerai (tableau 5) sont en accord avec le caractère plombo-zincifère de la minéralisation. Leur comparaison avec ceux correspondant à l'analyse des échantillons monominéraux apporte quelques nouvelles données. Par exemple, la variation du rapport Ag/Pb (fig. 32, 33) suggère la présence de l'Ag natif ou son existence dans d'autres minéraux que la galène ; la distribution du Sb (fig. 35) confirme les observations minéralogiques concernant la répartition de l'association à rhodocrosite dans le gisement et la présence des minéraux propres ; les valeurs des teneurs en Bi (fig. 37) impliquent également la présence des minéraux spécifiques ; enfin, la même observation est valable pour W (fig. 38), particulièrement aux niveaux profonds de la structure minéralisée.

Les examens géothermométriques effectués sur des cristaux de quartz et de blende démontrent le caractère mésothermal de la minéralisation du gisement de Cavnic. Les résultats acquis attestent la nature pulsatile de l'activité métallogénique associée probablement à une structure de profondeur. Ces données offrent, en même temps, des indices sur la distribution des zones de température égale et suggèrent le développement, dans la profondeur de la structure filonienne, des minéralisations correspondant aux derniers dates.

L'ensemble de ces observations nous porte à tracer l'image unitaire des corps de minerai, ce qui permet d'estimer la perspective économique du gisement et peut contribuer à l'orientation des travaux géologiques.



CONSIDERAȚII PRIVIND PROCESELE METALOGENETICE
DESFĂȘURATE ÎN EXTREMITATEA ESTICĂ A MUNȚILOR GUTȚII
(ZĂCĂMÎNTUL BĂIUȚ—VĂRATEC)¹

DE

MIRCEA BORCOȘ, IOANA GHEORGHITĂ, VIORICA MÎNDROIU,
ERNESTINA VOLANSCHI ²

Abstract

Metallogenesis Related to the Pontian Pyroxene Andesites in the Easternmost part of the Gutii Mountains (Băiuț—Văratec Ore Deposit). The metallogenetic activity from the Băiuț—Văratec mining field took place mainly on a tectonic alignment with vergences towards the volcanic massif and a NE—SW trend, along which the main hydrothermal veins are arranged. The position of this alignment suggests the existence of some access ways from the innerside to outside of the Gutii Massif, which control the mineral accumulations in structures made up chiefly of sedimentary rocks. The presence of the andesitic intrusions does not exclude the hypothesis of the existence of an independent tectono-magmatic alignment with metallogenetic functions of the characteristic type of the subvolcanic zone, which are developing towards SE. At the level of the present accumulation in the mining field, the hydrothermal activity has a monoascending character and developed in mesothermal and hydrothermal conditions. The parageneses are rather simple in both mining fields, sulphides—especially blende and galena—being quantitatively wider spread in the Văratec area. Among the present minerals, the oxides and iron carbonates may be considered specific to these ore deposits; their presence determines, on the other hand, the particular characters of the assemblages of trace elements. In gangue, quartz predominates, being also found carbonatic and argillaceous minerals with an increased frequency in the Văratec ore deposit.

¹ Lucrare primită la 20 XI 1974, acceptată pentru publicare la 21 XI 1974, comunicată în ședința din 22 XI 1974.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, București.



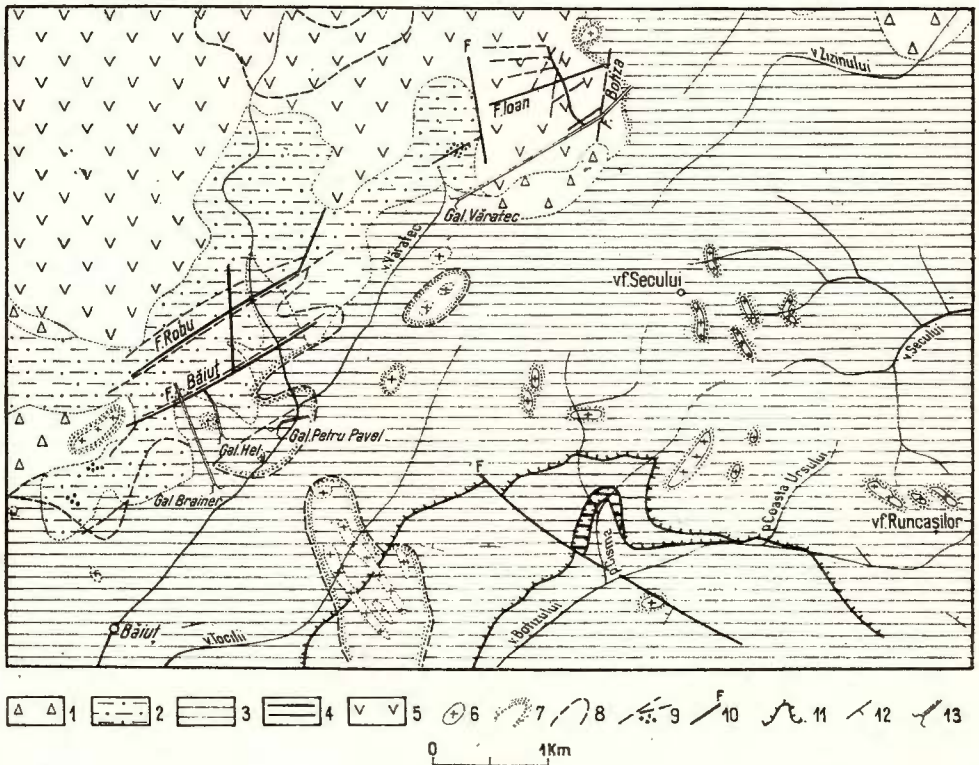


Fig. 1. — Schița geologică a cimpului metalogenetic Băiuț—Văratec—Botiza (elemente geologice privind formațiunile sedimentare paleogene după M. Săndulescu — hartă geologică sc. 1:50 000 Poiana Botizei)

1, depozite coluviale cuaternare; 2, formațiuni sedimentare și vulcano-sedimentare neogene; 3, formațiuni sedimentare paleogene; 4, formațiuni sedimentare cretacice; 5, andezite piroxenice pontiene; 6, corpuri subvulcanice andezitice și porfiridoritice; 7, metamorfism de contact termic; 8, aureole hidrotermale; 9, filon, impregnație; 10, falie; 11, încălecare; 12, poziția stratelor; 13, galerie.

Esquisse géologique du champ métallogénique de Băiuț—Văratec—Botiza (éléments géologiques concernant les formations sédimentaires paléogènes d'après M. Săndulescu — carte géologique échelle 1:50 000 Poiana Botizei).

1, dépôts colluviaux quaternaires; 2, formations sédimentaires et volcano-sédimentaires néogènes; 3, formations sédimentaires paléogènes; 4, formations sédimentaires crétacées; 5, andésites pyroxéniques pontiennes; 6, corps subvulcaniques andésitiques et porphyrodoritiques; 7, métamorphisme de contact thermique; 8, auréoles hydrothermales; 9, filon, imprégnation; 10, faille; 11, chevauchement; 12, position des couches; 13, galerie.



În raport cu evoluția activității metalogenetice în întreaga unitate a munților Gutii, acumulările de substanțe minerale utile din zona Băiuț—Văratec au fost atribuite celei de-a treia faze metalogenetice asociate andezitelor piroxenice pontiene (de Jereapăn), fază căreia îi aparțin și zăcămintele încadrate în districtul Dealul Crucii-Băiuț (Cavnic, Șuor, Baia Sprie și Herja).

Spre deosebire de acumulările aparținând acestui district, mineralizațiile de la Băiuț și Văratec sînt situate în cea mai mare parte la exteriorul masivului vulcanic, în imediata sa vecinătate, astfel încît principalul obiectiv urmărit este stabilirea relațiilor care pot fi făcute între desfășurarea proceselor metalogenetice și activitatea magmatică într-o arie în care vin în contact elemente constitutive ale masivului vulcanic și ale magmatismului subvulcanic care se dezvoltă spre sud-vest (fig. 1).

I. CÎMPUL MINIER BĂIUȚ

Acest cîmp minier este situat în extremitatea sud-estică a munților Gutii, la circa 60 km de Baia Mare, în raza localității Băiuț. Documente foarte vechi atestă existența unei activități miniere în acest sector încă de la începutul secolului al XIV-lea.

Primele informații cu caracter descriptiv privind mineralizațiile, ca și unele aspecte ale geologiei zăcămintului datează din a doua parte a secolului al XIX-lea, dar cercetarea sistematică geologică și metalogenetică începe abia după cel de-al doilea război mondial

Contribuții cu privire la încadrarea structurilor mineralizate în contextul geologic regional sînt aduse de E. Stoicovici (1947), Dimitrescu și Bleahu (1955). Cercetări de detaliu referitoare la situația geologică a perimetrului minier, atît la suprafață cît și în subteran, au fost efectuate în ultimii 20 de ani și sînt concretizate în numeroasele documentații întocmite de întreprinderile de explorare și exploatare. Cea mai mare parte a acestor date a fost prezentată în „Sinteza I.G.P.” (1959—1969), care cuprinde o hartă geologică sc. 1 : 50 000, însoțită de profile geologice în zona zăcămintului.

Raportul întocmit recent de V. M a n i l i c i și I. K a l m a r (1973)³ cuprinde un studiu detaliat al zăcămintului, cu referiri speciale asupra caracterelor mineralogice ale corpurilor de minereu.

Observațiile făcute în timpul procesului de exploatare de către geologii care au activat în ultima perioadă de timp în cadrul Exploatării miniere Băiuț, concretizate în documentațiile întocmite, au conturat o anumită concepție de lucru, care a orientat în general judicios activitatea minieră și de cercetare în zăcămint.

A. Date privind geologia și tectonica zăcămintului

Cîmpul minier Băiuț propriu-zis se delimitează în zona celor două fracturi filoniene principale (Băiuț și Robu), localizate în aria de dezvoltare

³ Arh. I.G.P.S.M.S.



a formațiunilor paleogene în apropiere de limita de la care sînt acoperite de formațiunile neogene (badeniene, sarmațiene și pannoniene) (fig. 2). Principalele elemente constitutive sînt reprezentate în acest fel de depozitele sedimentare eocene, dezvoltate în facies de fliș și corespunzătoare nivelului inferior (flișul de Tocila) și mediu (complexul grezos-conglomeratic de Secu) (B o m b i ț ă, 1972). Aceste formațiuni sînt acoperite discordant de depozitele neogene care prezintă în general o înclinare mică — 15—20° spre N—V.

Rocile sedimentare din mina Breiner sînt reprezentate în special de depozite ale flișului eocen. Predominant se întîlnesc argile și marno-argile cenușiu-vinete, uneori negricioase, alternînd cu gresii cenușii, în strate de ordinul centimetrilor și decimetrilor, cu înclinări de 24—40° spre N și NV.

Cu totul subordonat, în spațiul zăcămintului se pot menționa ivirile de andezite și porfirdiorite care apar mai frecvent în partea de SV a zăcămintului (în bazinul văii Conciului și reprezentativ în vîrfurile Cețuri), alcătuiind corpuri evident intrusive cu dimensiuni relativ restrînse. Întreg acest ansamblu este secționat de două fracturi majore, corespunzătoare filoanelor Robu și Băiuț, care, cu toată dezvoltarea mare, nu provoacă deplasarea și denivelarea compartimentelor, avînd aspect de fracturi de distensiune. Din relațiile care pot fi stabilite între elementele componente menționate — formațiuni sedimentare paleogene, neogene și roci eruptive —, momentul formării fracturilor și al desfășurării activității hidrotermale și metalogenetice (interpretat atît în situația locală, cît și în ansamblul mäsivului Gutii) poate fi considerat cel puțin pannonian, corelîndu-se astfel în timp cu faza erupțiilor andezitelor piroxenice de Jereapăn. Este posibil ca rolul important în formarea acestora să-l fi avut secvența terminală subvulcanică a acestei faze. Într-o asemenea accepțiune, s-ar putea admite poziția mineralizației ca o ultimă manifestare a proceselor magmatice aparținînd fazei erupțiilor de Jereapăn.

Observațiile care au putut fi făcute asupra celor trei mari compartimente separate de fracturile principale pun în evidență un foarte mic deranjament tectonic; fracturile mențin o direcție constantă, în general cu foarte puține ramificații. Nu s-au observat elemente care să lase impresia unei reactivizări tectonice a sistemului de fracturi mineralizat; se constată doar existența unor mișcări în timpul depunerii mineralizației, care au condus la brecifierea pereților și cataclazarea și zdrobirea primelor generații de minerale depuse, mai bine evidențiate în faza finală printr-o fisurație neregulat orientată, cu depuneri de cuarț și calcit.

Din datele de suprafață și din rezultatele unor lucrări de explorare, se constată existența unui al treilea aliniament ruptural mineralizat, situat în partea sud-estică a fracturii filoniene Băiuț, pînă în prezent neconcludent conturat, posibil de admis pe direcția filonului Petru și Pavel și a mineralizațiilor din galeriile Iosif-Borcut. Acestui aliniament îi pot fi raportate eventual și mineralizațiile din valea Capra și valea Mihai.



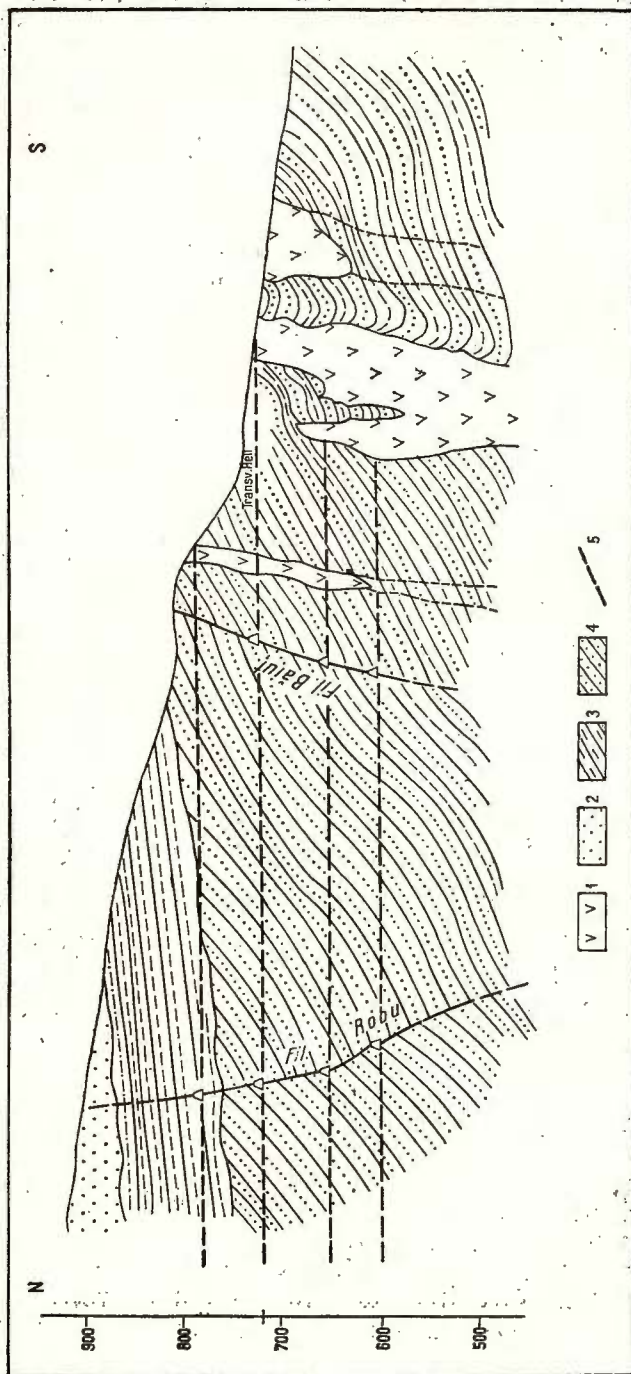


Fig. 2. — Profil geologic prin partea centrală a zăcămintului Băiut.
 1., corpuri andezitice; 2, Pannonian; 3, Sarmatien-Badenian; 4, Paleogen; 5, filon.
 Coupe géologique à travers la partie centrale du gisement de Băiut.
 1., corps andésitiques; 2, Pannonien; 3, Sarmatien-Badénien; 4, Paléogène; 5, filon.



Principalele mineralizații filoniene din cîmpul minier Băiuț (filoanele Băiuț și Robu) au o dispoziție paralelă și orientare generală NNE—SSV. Înălțimea etajului mineralizat deschis pînă în prezent este de circa 400 m. Acestor filoane principale le corespunde, la partea superioară, o serie de ramificații exploatare în trecut.

Cercetările noastre se referă în cea mai mare parte la porțiunile accesibile în prezent observațiilor directe din filoanele Băiuț și Robu (cu ramura Robu) la orizontul -60 m și parțial la orizontul principal $+60$ m și $+120$ m.

Filonul Băiuț are o orientare generală $N 70^\circ E$ și înclinare medie de $80^\circ NV$. Filonul aflurează la suprafață, unde sînt vizibile în prezent excavațiile rezultate în urma vechilor lucrări de exploatare. În extremitatea nord-estică, filonul Băiuț se bifurcă în ramurile Kelemen (cătore nord) și Iosif (cătore sud). În partea centrală a filonului, la nivelul orizontului principal, au fost exploatare două ramuri, în acoperișul și, respectiv, în culcușul filonului Băiuț, a căror extindere este limitată atît pe direcție, cît și ca înălțime de mineralizare. În zona transversalei Breiner a fost interceptată Ramura 900, care constituie o fractură mineralizată paralelă cu filonul Băiuț. În ceea ce privește dezvoltarea spațială, filonul Robu este asemănător cu filonul Băiuț, deosebindu-se numai prin înclinarea sa sudică. Filonul aflurează de asemenea, excavațiile sale putînd fi urmărite cu ușurință la suprafață. Lucrările de foraj au evidențiat continuitatea mineralizației în adîncime. În partea de vest, filonul Robu prezintă o ramificație importantă (Ramura Robu) urmărită pe înălțimea etajului mineralizat.

B. Observații mineralogice

1. Filonul Băiuț

Umplutura filoniană se caracterizează prin aspecte texturale variate, ca urmare a condițiilor în care a evoluat activitatea metalogenetică. Astfel, se remarcă texturi brecioase, pseudo-brecioase, rubanate, de impregnație și masive; aceste tipuri texturale se asociază de multe ori în texturi complexe și alternează în lungul fracturii filoniene.

Cea mai mare dezvoltare o au texturile brecioase care rezultă din cimentarea fragmentelor de roci sedimentare (marne, marno-argile, gresii). Aceste fragmente sînt cel mai adesea silicifiate și piritizate sau uneori cloritizate. În unele situații, fragmentele sînt constituite din cuarț filonian mineralizat cu oxizi de fier și sulfuri. În general, cimentul este format din cuarț alb lăptos-violaceu, uneori impregnat cu pirită și calcopirită cu vinișoare de hematit.

Texturile pseudo-brecioase rezultă din invadarea rocilor sedimentare de către rețele de vinișoare de cuarț (de obicei alb lăptos și slab impregnat cu pirită și calcopirită) și mai rar calcit; acest tip de textură a fost observat în zonele în care contactul dintre filon și roca gazdă nu este tranșant.

Rubanările apar relativ frecvent, fără a avea însă o mare continuitate pe direcție. Ele sînt constituite din alternanțe milimetrice de cuarț alb,



cenșiu și violaceu cu sulfuri. Texturile rubanate alcătuiesc benzi a căror grosime nu depășește 10 cm, care se situează de obicei spre părțile marginale ale filonului sau se dezvoltă independent în roca gazdă.

Texturile de impregnație caracterizează venirile masive de cuarț cenșiu sau negricios în care apar diseminate neuniform pirita, calcopirita și oxizii de fier.

Texturile masive se datoresc acumulărilor compacte de sulfuri cu gangă redusă de cuarț și caolin.

Apariția unor texturi complexe rezultă din prezența foarte frecventă a texturilor brecioase în umplutura filoniană, a benzilor marginale rubanate și a porțiunilor cu textură masivă.

În masa filonului apar frecvente geode tapisate cu cristale idiomorfe de cuarț, uneori transparent, dar mai des de culoare albă, cenușie sau violacee.

Studiul compoziției mineralogice și al aspectelor texturale pune în evidență existența unei succesiuni de intervale de depunere a principalelor minerale metalice și de gangă.

Din observațiile realizate în porțiunile în care filonul este accesibil în prezent, dar care pot fi considerate caracteristice pentru cea mai mare parte a etajului mineralizat, rezultă că mineralele care participă cu o pondere mare în zăcămint sînt într-un număr foarte limitat: cuarț, oxizi de fier, pirita și mai puțin calcopirita. Blenda și galena formează acumulări importante numai pe porțiuni limitate ale filonului. Tetraedritul și marcasita apar cu totul subordonat. Ca minerale de gangă, în afară de cuarț a fost pusă în evidență prezența calcitului și a mineralelor argiloase, cu totul subordonate în raport cu cuarțul. Ca minerale secundare pot fi menționate limonitul și melanteritul, formate pe seama oxizilor și sulfurilor de fier.

La partea superioară a filonului, *M a n i l i c i* și *K a l m a r*⁴ citează aurul nativ, stibina, baritina și auripigmentul.

În compoziția mineralizațiilor din filonul Băiuț pot fi recunoscute în prezent următoarele asociații de minerale metalice și de gangă:

a) *Asociația cuarț + oxizi de fier (oligist, goethit)*. În acest caz cuarțul este mineralul predominant; el se prezintă în mase compacte în care apare oligistul fin lamelar, dispus de obicei în rozete sau ca benzi subțiri și ondulate. Subordonat apare goethitul, în cristale tabulare intim asociate cu oligistul.

b) *Asociația cuarț + sulfuri ± oxizi de fier*. Cuarțul continuă să fie mineralul predominant cantitativ. Alături de oxizi de fier sînt prezente sulfurile, dintre care pirita este cea mai importantă. Atunci cînd apare asociată cu alte sulfuri, pirita este corodată de calcopirita, blendă, galenă și tetraedrit. Local, pirita este cataclazată și recimentată cu blendă. Calcopirita, deși subordonată cantitativ piritei, formează totuși și acumulări bogate în unele porțiuni ale filonului. La rîndul ei, calcopirita este uneori cataclazată și recimentată cu blendă și galenă. Blenda și galena

⁴ Op. cit., pct. 3.



apar în cantități relativ reduse în zonele în prezent accesibile observațiilor directe. Datorită acestui fapt este greu de precizat dacă acumulările bogate care au fost exploatare în trecut au luat naștere la nivelul acestei asociații mineralogice sau au constituit o secvență independentă în succesiunea mineralogenetică. Caolinitul și calcitul, identificate alături de cuarț ca minerale de gangă, s-au format probabil la nivelul acestei asociații.



Fig. 3. — Filonul Băiuț orizontul +120.

1, cuarț; 2, galenă; 3, blendă.

Filon Băiuț — orizont +120.

1, quartz; 2, galenă; 3, blende.



Fig. 4. — Filonul Băiuț — orizontul +60.

1, cuarț I; 2, pirită I; 3, cuarț II;

4, pirită II; 5, calcopyrite.

Filon Băiuț — orizont +60.

1, quartz I; 2, pyrite I; 3, quartz II;

4, pyrite II; 5, chalcopyrite.

Sucesiunea de mineralizare se încheie cu depunerea cuarțului semitransparent, fie ca benzi care străbat masa filoniană preexistentă, fie în geode sub formă de cristale idiomorfe. Acestui cuarț final i se asociază uneori cantități reduse de pirită și mărcasită (fig. 3, 4).

Din observațiile făcute asupra paragenazelor de minerale metalice și de gangă se poate presupune o relativă uniformitate a condițiilor fizico-chimice care au controlat desfășurarea activității metalogenetice. Pe de altă parte, este probabil ca și chimismul primar al soluțiilor să se fi menținut oarecum omogen în întregul interval de mineralogeneză. Această interpretare poate fi argumentată prin prezența cuarțului ca mineral predominant cantitativ pe tot parcursul procesului de mineralizare, ca și prin intervalul larg de depunere a oxizilor de fier și a sulfurilor, ceea ce determină apariția mai multor generații ale acestor minerale. Este posibil totuși să fi existat un scurt interval de timp, la începutul activității metalogenetice, în care s-au depus numai oxizi de fier, după cum este posibilă existența unei perioade situate spre sfârșitul activității, în care s-au depus numai sulfurile. Față de acest mod de desfășurare a proceselor, nu se pot separa mai multe stadii distincte în ansamblul activității metalogenetice.



2. Filonul Robu

Aspectele texturale care caracterizează mineralizația acestui filon sînt, în linii generale, asemănătoare cu cele întîlnite în filonul Băiuț. Astfel, textura breicioasă este cea mai răspîdită, rezultînd din cimentarea cu cuarț, sulfuri și oxizi de fier, fie a unor fragmente de roci sedimentare silicifiate și piritizate, fie a unor fragmente de material filonian preexistent. Printre aceste fragmente se întîlnesc uneori cristale idiomorfe de cuarț, întregi sau fragmentate.

Texturile rubanate sînt mai răspîdite în acest filon; ele sînt rezultate dintr-o alternanță de sulfuri și cuarț.

În umplutura filoniană apar uneori concentrații de sulfuri cu cantități reduse de minerale de gangă, care dau naștere la texturi masive. Local se observă porțiuni caracterizate prin texturi de impregnație, cuarțul alb lăptos formînd masa principală în care sînt diseminate neuniform sulfurile.

Ca și în cazul filonului Băiuț, tipurile de texturi descrise apar de cele mai multe ori combinate, dînd naștere la variate aspecte de texturi complexe.

Compoziția mineralogică a minereului este relativ simplă și nu prezintă variații mari pe intervalul accesibil observațiilor noastre. S-au întîlnit asociații de minerale metalice și de gangă, asemănătoare celor din filonul Băiuț. Cuarțul este și în acest caz mineralul predominant cantitativ pe parcursul întregului proces metalogenetic. Oxizii de fier sînt prezenți, dar în cantitate mai mică și cu o frecvență mai redusă. Sulfurile, printre care blenda și galena, sînt prezente în cantități sporite, formînd uneori concentrații masive. La nivelul asociației cuarț + sulfuri ± oxizi de fier s-au observat o serie de relații spațiale între mineralele constituente care au permis obținerea unor informații privind succesiunea de depunere a acestora. Astfel, depunerea începe cu pirită I, urmată de calcopirită I, blendă și galenă. La acest nivel, cuarțul se depune în mod continuu. Ulterior, o nouă venire de soluții duce la formarea piritei II, calcopiritei II, tetraedritului și marcasitei cu o nouă generație de cuarț, care poate apărea și idiomorf în geode. Asociate cu acest cuarț final, în geode apar uneori stibina, marcasita și baritina. Activitatea metalogenetică se încheie cu noi venituri de cuarț și calcit, lipsite de minerale metalice sau cu apariții sporadice de pirită, care se dispun pe fisuri ce străbat masa filoniană și rocile înconjurătoare. Pe astfel de fisuri apar și geode cu cristale idiomorfe de cuarț (fig. 5, 6).

În zona de ramificație din extremitatea vestică a filonului Robu a fost menționată prezența realgarului.

Caracterele mineralizației din filonul Ramura Robu sînt identice cu cele ale mineralizației din filonul Robu, argument în favoarea admiterii formării lor simultane.

Un aspect caracteristic, vizibil la nivelul orizontului +60 m, îl constituie tendința mineralizației de a se insinua pe stratificația formațiunilor sedimentare, în culcușul și acoperișul filonului. În aceste zone interstratificate mineralizația are un caracter masiv, fiind preponderent piritoasă;



Manilici și Kalmar⁵ consideră că acest tip de mineralizare a luat naștere la contactul dintre rocile sarmațiene și rocile paleogene, localizându-se în formațiunile sarmațiene mai puțin compacte

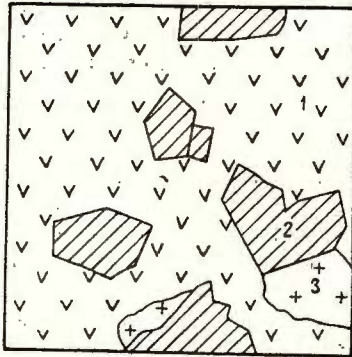


Fig. 5. — Filonul Robu — orizontul +60.

1, blendă; 2, cuarț; 3, pirită.

Filon Robu — orizont +60.

1, blende; 2, cuarț; 3, pirite.

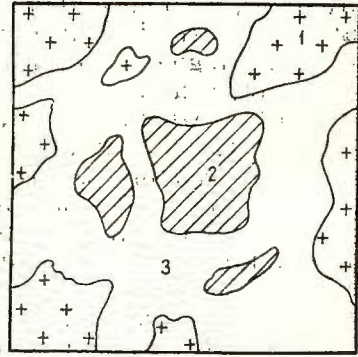


Fig. 6. — Filonul Robu — orizontul -60.

1, fragmente de andezit; 2, pirită;
3, cuarț.

Filon Robu — orizont -60.

1, fragments d'andésite; 2, pyrite;
3, quartz.

C. Observații geochemice

Studiul comportării elementelor majore (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, S) a fost realizat prin metode statistico-matematice, prelucrându-se datele de probare existente în arhiva E. M. Băiuț (M. Boroș et al., 1974)⁶.

În general, toate elementele prezintă o variabilitate pronunțată și tendințe de distribuție lognormală.

Filonul Băiuț se caracterizează prin dispersia conținuturilor de cupru plumb, zinc care se accentuează cu adâncimea, direcție în care se selectează un caracter din ce în ce mai cuprifera.

În filonul Robu și Ramura Robu, tipul plumbo-zincifer al mineralizației, mai evident la orizonturile superioare, se menține spre adâncime, unde se constată totuși tendințe de îmbogățire în cupru.

Cercetările privind variația conținuturilor în unele elemente minore s-au efectuat prin analiza spectrală a unor probe de minereu și monominerale provenite din lucrările accesibile în prezent.

Caracterul dispers al mineralizației a făcut ca separarea probelor monominerale să fie foarte dificilă. În acest fel se explică numărul foarte redus de probe analizate: blenda — 1; galena — 3; pirita — 7; calco-

⁵ Op. cit., pct. 3.

⁶ Arh. I.G.G.



pirita — 1; rezultatele sînt cuprinse în tabelul 1. Rezultatele obținute aduc o serie de date care contribuie la interpretarea celor 33 de analize pe probe globale de minereu.

Unica probă de blendă analizată provine din ramura Kelemen a filonului Băiuț, la orizontul +60, și este caracterizată prin conținuturi relativ mici de cadmiu și sporite de mangan. Conținutul de cobalt este, de asemenea, relativ mare.

Probele de galenă provenite din filonul Băiuț prezintă conținuturi foarte diferite de argint și bismut și asemănătoare de stibiu. Se remarcă valorile mai mari de 3 000 (ppm) ale bismutului și argintului în proba de la orizontul — 60, datorate probabil prezenței unui mineral specific asociat galenei (de exemplu matildit).

Valori mari de bismut și argint sînt evidențiate și în proba de galenă provenită din filonul Robu.

În proba de calcopirită din filonul Băiuț se evidențiază conținuturi mari de arsen, prezența Ag, Mn, Co, In și Ni. Față de aceste conținuturi, proba de pirită recoltată în același punct arată o îmbogățire în arsen, cobalt și conținuturi mult reduse de argint. Analizele monominerale de pirită, provenite din filonul Robu, indică aceleași valori ridicate de arsen și cobalt, dar conținuturi mai reduse de nichel decît cele evidențiate în piritele din filonul Băiuț. Trebuie menționată în plus prezența bismutului în toate probele analizate.

În vederea obținerii unor date suplimentare privind repartiția elementelor minore în zăcămint, s-a executat un număr de 33 analize spectrale pe probe globale de minereu. Conținuturile, precum și intervalele de variație și mediile pe filoane (Robu și Băiuț) și zăcămint sînt prezentate în tabelul 2. Pentru realizarea unor corelări cît mai corecte, în fiecare probă au fost dozate principalele elemente metalice (Fe, Cu, Pb, Zn)⁷. Participarea elementelor minore în concentrații inegal repartizate pe filoane poate furniza informații privind chimismul soluțiilor hidrotermale și condițiile în care s-a desfășurat procesul mineralogenetic. Caracterul preponderent piritos al mineralizației existente în prezent în zăcămint, prezența cantitativ importantă a mineralelor de fier (sulfuri și oxizi), ca și sărăcia nivelelor probate în plumb și zinc fac ca elementele minore cu afinități față de fier să fie bine reprezentate, în timp ce altele, cu afinitățile cele mai mari față de plumb și zinc, să apară în cantități reduse.

În acord cu observațiile făcute privind conținuturile foarte mici de zinc din zăcămint, cadmiul este nedectat în majoritatea probelor. Acolo unde apare, se poate sesiza o corelație pozitivă cu zinc. Apariția cadmiului este mai frecventă la nivelele superioare ale minei, pe filonul Băiuț la orizonturile +60 și +120 și pe filonul Robu — unde conținuturile de blendă sînt în general mai ridicate — de la orizontul principal spre suprafață.

⁷ Analizele au fost executate prin fluorescență de raze X, prin adaptarea metodei R. Tertian (1969), de R. Giușcă și I. V. Anghelie, I.G.G., București.



TABELUL 1

Elemente minore (ppm) în probe monominerale (Băiuț)

Blendă

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	Cd	Mn	Ga	Sn	Co	Pb	Cu	Ag
1	Băiuț	+60	1401 L	1850	3300	3	4	57	2700	2550	17

In, Ni, Bi, Ge, Ti, As, V, W, Mo, Tl = ndt

Galenă

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	Ag	Bi	Sb	Mn	Cu
1	Băiuț	-60	1307 L	> 3000	≥ 3000	330	11	28
2		+60	1401 L	970	60	520	6	600
3	Robu	Ø	1320 L	1100	600	330	16	600

As, Sn, W, V, Ga, Tl, Cd, Ni, Ge = ndt

Calcopirită

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	As	Ag	Mn	Ni	Co	In	Pb
1	Băiuț	Ø	1324 L	1250	130	30	15	14	4	<100

Mo, Ge, V, Sn, Tl, Ga = ndt

Pirită

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	As	Co	Ni	Mn	Ag	Bi
1	Băiuț	-80	1307 L	6000	200	40	58	9	30
2		Ø	1324 L	~7500	330	28	ndt	12	ndt
3	Robu	Ø	1320 L	6000	160	14	38	5	16
4			1322 L	4000	420	<10	44	7	67
5			1340 L	6200	95	<10	45	<3	18
6		+60	1341 L	7300	1100	12	65	<3	54
7			1342 L	1600	180	ndt	21	<3	42

Sn, In, Co, Tl, W, Sb, Mo, V, Ge, Be = ndt



Argintul prezintă valori medii apropiate în cele două filoane importante, fără să se observe o variație a conținuturilor la diferitele orizonturi probate. În general, valorile de argint par să fie mai mici decât cantitățile de argint asociate galenei. Unele din valorile mai mari de argint se corelează cu conținuturi mari de galenă, altele însă nu, argumente care indică proveniența argintului atât din galenă, cât și din alte faze minerale (argint nativ, eventual sulfosăruri, care însă nu au fost observate microscopic de noi).

Conținuturile de arsen sînt în general ridicate în ansamblul zăcămintului, remarcîndu-se variații mari ale acestora în special în filonul Băiuț, ca și tendințe de creștere în zonele mai bogat mineralizate. Prezența arsenului în asemenea concentrații poate fi pusă în cea mai mare parte pe seama cantităților ridicate de pirită, al cărei caracter arsenifer reiese din analizele monominerale efectuate, ca și pe seama conținuturilor de marcasită. În acest fel se pot explica, de pildă, valorile mari ale arsenului în probele provenite din Ramura Robu în zonele unde apare o mineralizație piritosă compactă. În cîteva situații, valori ridicate de arsen — care nu se corelează cu conținuturi mari de pirită — pot fi puse pe seama prezenței altor minerale, de tipul sulfosărurilor, dar considerăm că este caracteristică pentru conținuturile de arsen în zăcămint participarea acestui element în sulfurile de fier.

Stibiul, prezent în aproape toate probele, prezintă conținuturi care se plasează într-un larg interval de variație. Valorile ridicate apar sporadic (în special pe filonul Robu la orizonturile superioare) și se datorează cu siguranță prezenței stibinei. În rest — în afara participării în acest mineral, frecvent observat în umplutura filoniană — unele mici cantități se datoresc conținutului din galenă, nefiind exclusă nici existența sporadică a altor minerale de stibiu (sulfosăruri).

Bismutul, identificat în toate probele, este prezent cu conținuturi variabile, cu o valoare medie superioară în filonul Băiuț, fără a se observa o concentrare preferențială pe verticală. Cantitățile relativ ridicate de bismut nu pot fi în general explicate prin conținutul ridicat al acestui element în unele galene — aceasta cu atât mai mult cu cât în filonul Robu conținuturile de bismut sînt ceva mai scăzute decât în filonul Băiuț, cu toate că participarea galenei este mai importantă. Sînt totuși unele situații cînd valori foarte mari de bismut se corelează cu conținuturi mari de plumb și argint, reflectînd situația evidențiată în probe monominerale de galenă. Prezența cantitativ ridicată a bismutului în soluții se reflectă și în conținuturile identificate în pirită.

Wolframul apare în general sporadic, mai frecvent în filonul Băiuț, unde a fost identificat la toate orizonturile probate, și cu totul întîmplător în filonul Robu. Nu a fost detectat în analizele monominerale, așa încît este de presupus prezența wolframului în minerale proprii (wolframit, scheelit), care au fost de altfel identificate microscopic în zăcămint.

Cobaltul este unul din elementele minore care a fost identificat în toate probele globale de minereu, uneori cu valori ridicate. Conținuturile cele mai mari au fost determinate în filonul Robu și Ramura Robu. Valorile

Nr. crt.	Filonul	Ori-zontul	Proba	Fe %	Cu %	Pb %	Zn %	Cd	Ag	As	Sb
1	Băiut	- 60	1307 L	6,16	0,05	17,30	1,57	50	170	360	ndt
2			1308 L	3,59	0,85	0,09	0,06	ndt	5	100	„
3			1310 L	1,31	0,27	1,47	0,04	„	23	3500	100
4			1311 L	7,89	0,43	1,06	0,04	„	35	4200	~100
5			1312 L	2,16	0,20	1,00	0,05	„	30	400	140
6			1314 L	3,32	0,22	0,56	0,35	„	14	1500	ndt
7		Ø	1315 L	6,23	0,79	0,24	0,40	„	45	<300	„
8			1316 L	5,00	0,09	0,78	ndt	„	40	500	65
9			1317 L	4,59	0,81	0,34	0,14	„	40	<100	ndt
10			1324 L	5,52	0,91	3,04	0,02	„	37	5000	210
11			1344 L	7,70	0,64	0,63	2,48	<30	40	2000	80
12			+60	1350 L	7,98	0,90	1,36	0,85	27	130	3500
13		+120	1345 L	5,15	0,19	0,81	0,03	ndt	50	1950	120
14			1346 L	11,66	1,20	1,36	2,71	125	50	3600	140
15			1347 L	3,32	0,23	3,84	5,05	140	45	1900	600
Δ M		Filonul Băiut						ndt-140	5-170 50	<100-5000 1914	ndt-600 126
16	Robu	-60	1300 L	11,70	1,03	1,61	2,35	65	72	2200	>3000
17			1302 L	6,18	0,70	0,72	0,21	ndt	68	1300	950
18			1303 L	7,78	0,45	0,75	ndt	„	42	1500	480
19			1304 L	8,90	ndt	2,08	„	„	7	3100	<100
20			1305 L	25,00	„	4,20	0,35	„	28	4800	480
21			1318 L	13,07	0,21	0,81	ndt	„	22	1000	850
22		1319 L	6,87	ndt	0,71	0,36	„	10	1000	440	
23		1320 L	27,89	0,13	8,82	0,59	<30	80	4500	~100	
24		1321 L	2,80	0,14	0,22	0,03	ndt	38	<300	44	
25		1322 L	24,60	ndt	0,76	5,92	210	160	3800	ndt	
26		1323 L	13,50	0,15	0,73	1,00	350	68	2000	„	
27		+80	1335 L	17,27	0,58	4,51	10,39	360	63	5200	>3000
28	+120	1356 L	7,07	0,10	0,77	4,18	140	8	900	235	
29		1357 L	2,29	ndt	0,71	0,07	ndt	9	400	800	
Δ M		Filonul Robu						ndt-360	7-160 48,2	<300-5200 2275	ndt->3000 >749
30	Ramu- ra	+60	1341 L	28,10	ndt	0,73	ndt	ndt	4	4600	ndt
31	Robu		1342 L	27,57	0,02	2,48	1,58	60	85	3000	260
32	Supra- fața		1328 L	2,91	0,13	0,98	4,12	80	33	1000	40
33			1329 L	1,94	ndt	1,12	5,26	110	8	250	ndt
Δ M		Zăcămint						ndt-360	5-170 47,2	<100-5200 ~2100	ndt-73000

In, Ge, Sn = ndt.

Δ = interval de variație,

M = media aritmetică



globale de minereu (Băiuf)

Bi	Ga	W	Co	Ni	Cr	V	Ti	Mn	Tl	Mo
600	3	ndt	26	18	30	<30	530	920	ndt	ndt
7	3	35	25	14	33	ndt	480	480	„	„
160	6	34	32	16	27	≤30	440	170	~10	„
80	12	57	15	19	42	≤30	1200	550	<10	„
10	8	ndt	9	22	41	≤30	1000	270	ndt	„
40	<3	„	11	<10	12	ndt	210	550	„	„
160	4	„	30	14	41	„	730	850	„	„
200	4	32	17	11	12	„	360	170	„	„
80	<3	ndt	15	<10	12	„	300	530	„	„
32	ndt	38	64	11	36	<30	120	1500	„	„
100	„	115	60	5	30	ndt	165	650	„	„
90	3	ndt	35	23	11	<30	300	600	„	„
260	3	<30	25	<10	14	ndt	420	500	„	„
110	4	35	115	19	14	„	180	1050	„	„
50	ndt	ndt	45	6	~10	„	330	620	„	„
7-600	ndt-12	ndt-115	9-115	5-23	<10-42		120-1200	170-1500		
133			35	13,5	24		451	627		
93	4	ndt	67	29	52	<30	900	250	ndt	ndt
12	<3	„	10	~10	11	ndt	300	250	„	„
80	4	44	110	10	34	„	360	170	„	„
6	ndt	ndt	17	<10	34	„	300	180	„	„
5	<3	„	17	13	102	<30	190	400	„	„
33	4	„	64	14	36	<30	750	75	„	„
9	2	„	53	10	<10	<30	250	100	„	„
125	ndt	„	220	15	10	ndt	350	600	„	„
95	„	„	12	<10	28	„	370	100	„	„
53	<3	„	330	20	10	„	195	380	„	„
180	<3	100	145	12	13	„	280	175	„	„
140	3	ndt	>300	10	ndt	„	85	320	„	„
4	4	„	25	20	67	32	800	1450	„	„
20	11	„	ndt	10	125	<30	2150	155	„	14
4-180	ndt-11		ndt->300	6-20	ndt-125		85-2190	75-1450		
61				134	378		520	329		
53	<3	ndt	150	21	11	22	265	700	ndt	ndt
190	<3	„	250	11	ndt	ndt	300	530	„	„
5	5	„	ndt	12	46	30	1000	250	„	„
ndt	<3	„	5	7	13	ndt	470	125	„	„
ndt-600			ndt->300	6-23	ndt-125		85-2150	75-1500		
91				13,3	29		487,3	473,3		



ridicate de cobalt sînt în acord cu caracterul ferifer al soluțiilor; acest element se concentrează atît în pirită — fapt dovedit de analizele monominerale — cît și în oxizii de fier. Un alt element substituent izomorf al fierului este nichelul, identificat de asemenea în toate probele analizate. Se remarcă prezența unor valori constant mai mici decît ale cobaltului.

Valorile de crom, titan și vanadiu (ultimul cu apariții sporadice) sînt de asemenea în corelație cu prezența oxizilor de fier (hematit, magnetit) și se distribuie relativ uniform în filoane la toate orizonturile cercetate.

Cantități reduse de mangan sînt întotdeauna prezente, ele par să se datoreze mai mult substituției fierului din carbonați și oxizi decît participării în blendă.

În ansamblu, asociația de elemente minore, determinată în filoanele din zăcămintul Băiuț, este în acord atît cu caracterul mineralizației, cît și cu condițiile fizico-chimice care au controlat formarea principalelor parageneze minerale. Conținuturile reduse de plumb și zinc ce caracterizează în special nivelele inferioare ale filoanelor Băiuț și Robu fac ca elementele minore care apar de obicei în aditie cu acestea să fie slab reprezentate. Caracteristică este în schimb prezența elementelor feromagneziene Co, Ni, Cr, Ti, ca și a arsenului, care subliniază, pe de-o parte, frecvența mineralelor de fier (pirită, marcasită, oxizi, hidroxizi), iar pe de altă parte, condiții de temperatură mai ridicată în care s-au desfășurat procesele metalogenetice. În sprijinul acestei din urmă observații sînt și conținuturile ridicate de bismut, ca și apariția wolframului. Faptul că în general nu se observă variații pe verticală în distribuția elementelor minore indică regimul termodinamic relativ omogen în care s-a desfășurat activitatea metalogenetică în intervalul etajului mineralizat accesibil în prezent.

D. Observații geotermometrice

Studiul condițiilor fizice de formare a mineralizației se bazează pe determinările microtermometrice — de omogenizare a incluziunilor lichide bifazice din cristalele de cuarț. Materialul provine din cele două filoane principale, Băiuț și Robu, de la orizonturile —60, 0, +60 și +120 m. Poziția cristalelor de cuarț analizate în succesiunea procesului mineralogenetic a fost stabilită pe baza relațiilor existente între acestea și diversele asociații caracteristice de minerale cu care vin în contact, prin observații mineralogice directe și studii calcografice. Dealtfel, generațiile de cuarț identificate de noi se diferențiază și prin caracterele lor cristalografice, în ceea ce privește tipul, forma, dimensiunile incluziunilor și raportul dintre faza lichidă și gaz.

Observații geotermometrice privind condițiile de formare a mineralizației din zăcămintul Băiuț au fost efectuate de M a n i l i c i și K a l m a r⁸. Considerațiile avansate au la bază determinări care se referă la valori corespunzătoare mai multor generații de cristale de cuarț și cristale de baritină, calcită și gips. Valorile au fost sistematizate pe filoane, orizonturi,

⁸ Op. cit., pct. 3.



conducînd chiar la posibilitatea calculării unui gradient, respectiv a treptei geotermice.

Din studiile întreprinse am reușit să marcăm patru momente principale de formare a cristalelor de cuarț, posibl de examinat și cu date concludente în situația ambelor filoane, Băiuț și Robu.

Așa cum s-a arătat, succesiunea mineralogenetică debutează cu formarea oxizilor de fier și a cuarțului în alternanță sau în concreștere. Din acest stadiu de formare a cristalelor de cuarț n-am găsit probe care să corespundă analizei microtermometrice. În majoritatea cazurilor, cristalele de cuarț sînt semitransparente și opacizate datorită impregnațiilor de oxizi de fier.

A doua generație se conturează mai clar la finele secvenței corespunzătoare asociației — sulfuri polimetalice, oligist \pm caolinit și calcit. Incluziunile identificate în aceste cristale prezintă forme variate, rotunjite, alungite, neregulate și foarte multe cristale negative. Dimensiunile lor variază de asemenea în limite largi : 0,020/0,020 ; 0,030/0,010 ; 0,020/0,035 ; 0,060/0,030 mm, frecvent însă cele mai mari sînt caracteristice filonului Robu 0,070/0,020 ; 0,13/0,060 ; 0,18/0,20 ; 0,27/0,080 ; 0,36/0,020 mm. Gradul de umplere al acestor incluziuni lichide bifazice variază între 1/6 — 1/12, acesta avînd tendința să rămînă constant 1/3 ; 1/4 la incluziunile de talie mare. În asemenea cristale au fost observate de asemenea incluziuni preponderent gazoase, incluziuni monofazice și incluziuni secundare lichide bifazice. Temperatura de omogenizare a acestora din urmă n-a fost luată în considerare.

Cea de-a treia generație de cristale s-a format la finele asociației pirită, marcasită \pm stibină, baritină. Incluziunile au în general forme ovoide sau neregulate, rar alungite ; lipsesc cristale negative sau apar sporadic. Dimensiunile sînt mici — 0,020/0,020 ; 0,040/0,015 ; 0,080/0,040 m, rar întîlnindu-se forme mai mari 0,10/0,60 mm și de data aceasta mai ales în materialul care provine din filonul Robu, 0,12/0,050 mm. Gradul de umplere pentru tipul frecvent întîlnit de incluziuni este de 1/3 și 1/5, în timp ce la incluziunile mari variază între 1/10 și 1/15.

Spre deosebire de cazul precedent, prezența incluziunilor primare scade : incluziunile predominant gazoase sînt mult mai rare.

Ultima generație de cristale de cuarț reprezintă *senso stricto* secvența finală. În această situație, cristalele de cuarț adesea întîlnite în geode vin în relație cu toate asociațiile de minerale recunoscute sau se dezvoltă în sistemul de fisuri învecinat filoanelor ce traversează formațiunile sedimentare-gazdă. În toate cazurile analizate (cele mai multe se referă la filonul Băiuț), incluziunile prezintă contururi variate ; totuși, în general apropiat formelor ovoidale și dimensiuni mici aproape în toate situațiile : 0,015/0,010 ; 0,020/0,010 ; 0,035/0,035, cu un grad de umplere ce variază între 1/8 și 1/4.

O primă categorie de observații se referă la semnificația domeniului de variație a temperaturii de formare a cristalelor de cuarț pentru fiecare generație în parte. Pentru filonul Băiuț reiese că în orice caz este mai greu să confundăm poziția cristalelor, intervalul de suprapunere a domeniului



specific pentru Q 3 și Q 4 fiind extrem de limitat, de 15°C. Diferențierea dintre Q 3 și Q 2 este clar exprimată. În cazul filonului Robu domeniile de variație ale Q 2, Q 3 și Q 4 se suprapun pe un interval de 30°C. Argumentele suplimentare de recunoaștere a celor trei nivele mineralogenetice constă în caractererele fiziografice ale incluziunilor, expuse deja, la care se adaugă domeniul specific al variației pentru fiecare cristal în parte (diferența între temperaturile maxime și minime de omogenizare). Este semnificativ faptul că pentru Q 2 diferențele sînt maxime, frecvent de 60–80°C, pentru Q 3 de 45–55°C, iar pentru Q 4 de 10–25°C. Aceste valori, corelate cu tendința evidentă de descreștere a dimensiunii incluziunilor pe parcursul activității metalogenetice, atrag atenția asupra unor viteze mari de cristalizare la începutul proceselor, de altfel în perfect acord și cu temperatura mai ridicată în acest stadiu. Observațiile se corelează bine în situația analitică, demonstrîndu-se pe de altă parte că incluziunile mari s-au format în condiții de temperatură ridicată și viteze mari de cristalizare.

În ceea ce privește posibilitățile de apreciere a condițiilor fizice de formare a mineralizației în ansamblul procesului metalogenetic, pot fi trase unele concluzii suficient de bine argumentate.

În funcție de domeniul temperaturilor de variație a Q 2 și Q 3, pot fi apreciate valorile maxime de temperatură pînă la care s-au concentrat cele două asociații reprezentative de minerale metalice și cu totul orientativ prima asociație bogată în oxizi de fier : din diagramă rezultă, pe ansamblul succesiunii, pentru asociațiile de minerale individualizate, următoarele domenii ale temperaturii de formare :

- Q 4 – 185 – 260°C – filonul Băiuț
- Q 4 – 210 – 256°C – filonul Robu
- Q 3 – 240 – 270°C – filonul Băiuț
- Q 3 – 248 – 305°C – filonul Robu
- M 3 – 340 – 240°C – filonul Băiuț
- M 3 – 340 – 218°C – filonul Robu
- Q 2 – 265 – 340°C – filonul Băiuț
- Q 2 – 255 – 340°C – filonul Robu
- M 2 – (265 – 340°C) – filonul Băiuț
aproximativ între 270 – 360°C.
- M 2 – (255 – 340°C) – filonul Robu
aproximativ între 260 – 360°C.
- Q 1 orientativ – 340 ; > 360°C – filonul Robu și Băiuț
- M 1 orientativ – 320 – 360°C – filonul Robu și Băiuț.

Este interesant de remarcat faptul că se evidențiază un larg interval de suprapunere a domeniilor de formare pentru M 2 și M 3, de circa 50°C în limitele valorilor de 265–340°C pentru filonul Băiuț și de circa 45°C între valorile de 250–340°C pentru filonul Robu. Este foarte probabil ca în acest interval de suprapunere să participe și domeniul corespunzător lui M 1, mai ales dacă ținem seama de observația făcută că oxizii de fier semnalati în concentrații bogate la începutul succesiunii coexistă în para-geneze formate ulterior, la temperaturi mai scăzute, frecvent întîlnite



în M 2. Concluziile sînt valabile pentru ambele filoane, între acestea neexistînd deosebiri esențiale. În general, se poate admite că, la nivele corespunzătoare, temperatura soluțiilor a fost ceva mai ridicată în filonul Robu; indicații în acest sens se înregistrează sub toate aspectele în studiul incluziunilor.

Ansamblul datelor demonstrează și confirmă observațiile studiilor mineralogice și calcografice, scoțînd în evidență sub aspect calitativ marea omogenitate a concentrațiilor, o foarte slabă tendință de diferențiere primară a soluțiilor, ilustrată semnificativ de tendința generală de suprapunere a domeniilor de variații, a temperaturii de formare pentru asociațiile sau generațiile de minerale metalice și de gangă individualizate. Toate aceste observații conduc la ideea evoluției procesului metalogenetic în zone mai adînci sau specifice unor structuri subvulcanice.

II. CÎMPUL MINIER VĂRATEC

Este localizat la circa 4 km N—E de localitatea Băiuț, mineralizațiile din acest cîmp minier constituind obiectul exploatării începînd cu prima jumătate a secolului al XIX-lea.

Cercetări privind structura geologică a zăcămintului și caracterul mineralizațiilor au fost efectuate de Dimitrescu și Gheorghiuță (1962) și Ioana Gheorghiuță (1962). Ca și în cazul zăcămintului Băiuț, numeroase informații de detaliu sînt cuprinse în rapoartele de prospecțiune, explorare și documentațiile întocmite în cadrul E. M. Băiuț.

A. Date privind geologia și tectonica zăcămintului

Cîmpul minier este situat în partea extrem-estică a masivului eruptiv, într-o zonă în care datele de suprafață arată că peste depozitele eocene cu largă dezvoltare spre sud se depune o formațiune vulcano-sedimentară, acoperită de secvențele andezitice efuzive, atribuite fazei ponțiene de erupție a andezitului piroxenic de Jereapăn. Din formațiile existente (E delstein, Valentina Dragu, 1968) rezultă că sînt prezente și formațiuni sedimentare neogene (Tortonian și Buglovian) în extremitatea sud-vestică a zonei. O imagine mai clară asupra structurii acestei zone a fost obținută în lucrările miniere prin observațiile noastre, realizate în zonele accesibile în prezent, la care se adaugă informațiile existente în diferite documentații (Dimitrescu, Gheorghiuță, 1962; documentații geologice din arhiva E. M. Băiuț) (fig. 7).

În afara formațiunilor geologice cunoscute de la suprafață, în mină se adaugă un element suplimentar, reprezentat de corpurile intrusivă andezitice.

1. *Paleogenul*. Este reprezentat printr-o formațiune flișoidă constituită din marne șiistoase dispuse în bancuri centimetrice și decimetrice, uneori strîns cutate, de culoare neagră și cenușie. La acest nivel se observă o ritmicitate în acumulare reprezentată de alternanțe de micro-ritmuri cu constituție diferită (gresii, marne, gresii marnoase), imprimînd



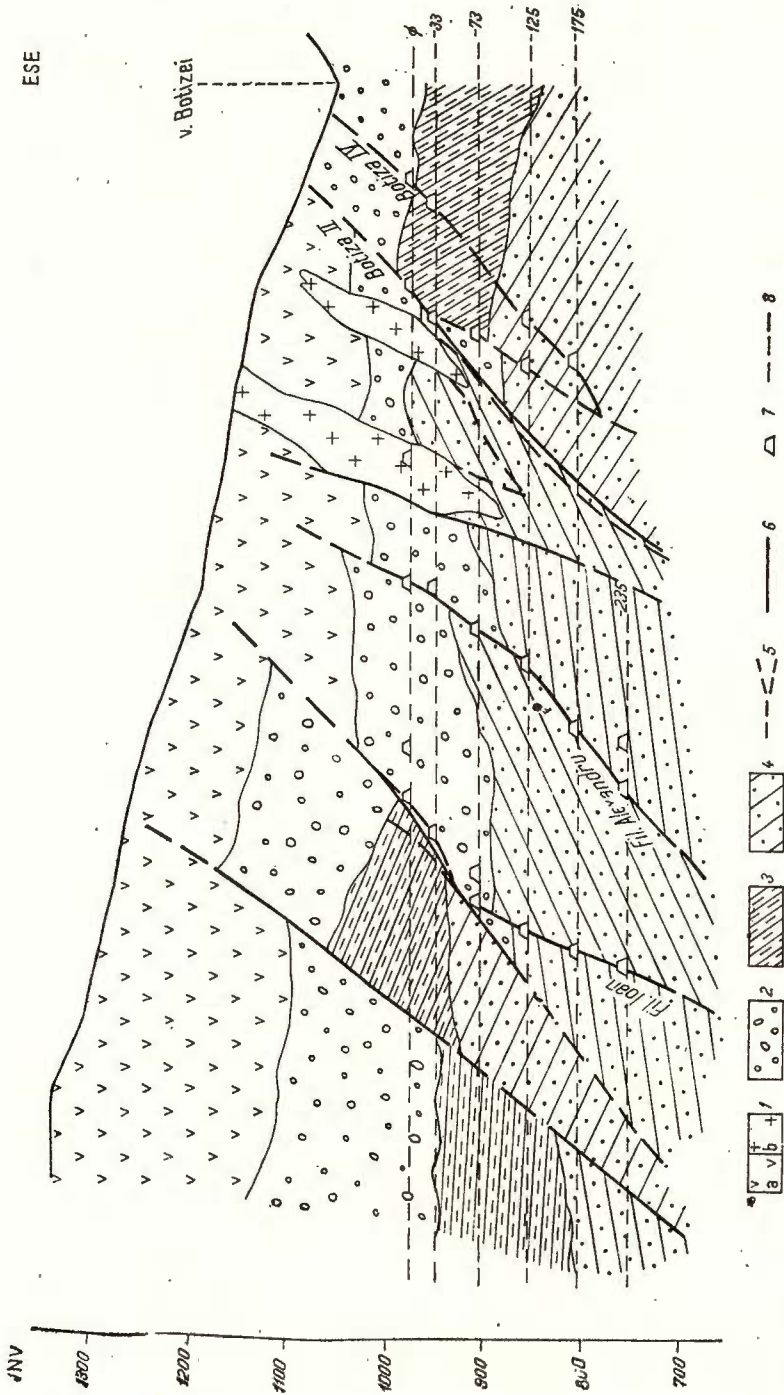


Fig. 7. — Profil geologic prin zăcămintul Văratec.
 1, andezite piroxéniques; a, lave; b, corpuri; 2, formațiune vulcano-sedimentară; 3, Neogen; 4, Palaogen; 5, falic; 6, filon; 7, galerie; 8, orizont.

Coupe géologique à travers le gisement de Văratec.
 1, andésites pyroxéniques; a, laves; b, corps; 2, formation volcano-sédimentaire; 3, Néogène; 4, Paléogène; 5, faille; 6, filon; 7, galerie; 8, horizon.

o textură cu aspect bariolat. Au mai fost puse în evidență gresii compacte sau în plăci, uneori microconglomeratice.

Formațiunile paleogene apar cu precădere în partea inferioară a zăcămintului sub orizontul -73, ajungând treptat să devină singura formațiune sedimentară prezentă. Deasupra orizontului -73, apariția Paleogenului este controlată tectonic și este reprezentativă în partea centrală a cîmpului minier.

2. *Neogenul*. Este pentru prima oară cînd sînt citate formațiuni de această vîrstă în subteran. Prezența lor apare relativ normală, ținînd cont de observațiile de la suprafață la care ne-am referit. Depozitele sedimentare neogene au fost separate pe baza caracterelor lor litologice, marcant deosebite de cele ale formațiunii paleogene, ca și pe baza discordanțelor observate între cele două grupe de roci; ținînd seama de faptul că nu dispunem de informații paleontologice, am considerat sedimentele ca făcînd parte dintr-un complex comprehensiv, care ar putea reprezenta Tortonianul, Sarmatianul și, posibil în unele puncte, Pannonianul. În ansamblu, aceste depozite, constituite din marne foioase negre sau cenușii și marne grezoase, se localizează în părțile periferice estice și vestice ale zăcămintului. Nivelul cel mai coborît la care au fost întîlnite depozitele neogene se localizează la orizontul -125, în extremitatea nord-vestică a transversalei din acoperișul filonului Ion, unde apar cu caractere litologice deosebite. În acest punct sînt evidențiate marne grezoase fine, de culoare roșcată, în alternanță cu benzi de culoare verzuie, care remaniază fragmente din fundament (roci metamorfice, roci paleogene), cît și fragment de andezite.

3. *Formațiunea vulcano-sedimentară*. Conform observațiilor de la orizonturile -73 și Principal, acest complex, descris de Dimitrescu și Gheorghiu (1962) ca formațiune piroclastică andezitică, se dispune peste formațiunile sedimentare neogene și paleogene. În partea centrală a zăcămintului, între filoanele Ion și Botiza, formațiunea se dispune direct peste rocile eocene (contacte pot fi urmărite de pildă pe transversala spre Botiza, orizontul Ø), mulînd un relief vechi, destul de accentuat al acestora. Spre S-E de fractura Botiza II și N-V de filonul Ion, formațiunea vulcano-sedimentară repauzează pe depozite neogene.

Alcătuirea formațiunii vulcano-sedimentare este foarte complexă. Au fost evidențiate fragmente de roci cristaline (șisturi cuarțitice micacee și paragnaise micacee) și roci sedimentare (predominînd marne negre, gresii cuarțitice micacee cenușiu-gălbui), cu un grad avansat de rulare și cu dimensiuni variate. Componentul vulcanogen este reprezentat prin litoclaste și cristaloclaste de andezite piroxenice, uneori cu un grad avansat de alterare. În cea mai mare parte, liantul este constituit din material fin terigen de culoare cenușiu-verzuie, adesea cu consistența mare și stratificația vizibilă. În perimetrul minei Văratec, grosimea acestei formațiuni se poate aprecia la cca 100-150 m, cu tendințe de efilare spre est.

4. *Corpurile andezitice*. Au fost recunoscute încă de multă vreme în lucrările miniere, în special la orizonturile superioare ale minei. Corpurile



sînt în general de dimensiuni mici — cu diametru ce variază între 20 — 100 m — și apar cu precădere în partea central-estică a zăcămintului. Spre suprafață, aceste corpuri sînt localizate în lavele andezitice care se dispun peste formațiunea vulcano-sedimentară. Compoziția mineralogică a corpurilor corespunde tipului de andezite piroxenice cu hipersten și augit, cu masa de bază frecvent microgranulară. Din poziția corpurilor în ansamblul structural al zăcămintului, nu se constată existența unor relații cu fracturile filoniene.

Cu privire la modul de evoluție a proceselor geologice în cadrul structural tectonic al zăcămintului se pot aduce o serie de precizări. Faptul că formațiunea vulcano-sedimentară se dispune pe termeni diferiți în spațiul zăcămintului evidențiază prezența unei tectogeneze manifestate înaintea depunerii acesteia, pe seama căreia zona centrală a cimpului minier a fost ridicată, spre deosebire de flancurile de NV și SE, constituindu-se în acest fel trei compartimente principale, în cuprinsul cărora au mai existat și alte deranjamente mai puțin importante. În zona ridicată, depozitele formațiunii vulcano-sedimentare repauzează direct peste Paleogen, care constituie un relief cu tendința de coborîre spre NV. În timpul activității vulcanice, mișcările tectonice s-au manifestat probabil în principal pe aceleași aliniamente de minimă rezistență, determinînd și compartimentarea formațiunii vulcano-sedimentare în planul unor fracturi cu vergență nord-vestică. Decalajul realizat între compartimentul central și cel nord-vestic este de circa 150 m. Acest ultim sistem de fracturi a constituit căile de circulație a soluțiilor hidrotermale care au afectat toate formațiunile geologice menționate, inclusiv curgerile de lave de la suprafață.

Fracturile mineralizate se grupează pe două direcții principale. Prima direcție, VSV—ENE, cu dezvoltare preferențială în adincime, iar cea de-a doua NE—SV spre NS, ce tinde să devină mai importantă spre partea superioară a zăcămintului. Este probabil ca prima direcție să caracterizeze sistemul de fracturi format înainte de depunerea formațiunii vulcano-sedimentare și să aibă un caracter regional, iar cea de-a doua să reprezinte mișcările mai noi, corespunzătoare activității tectono-vulcanice. În momentul declanșării activității hidrotermale, cadrul structural-tectonic al acestui sector era în linii generale realizat.

Primul sistem filonian cu direcție VSV—ENE cuprinde filoanele Ioan nou, Ramura Ioan, Alexandru și filonul Botiza IV. În același sistem se înscriu și filoanele deschise de transversala din acoperișul filonului Ioan la orizontul —125 m.

Din cel de-al doilea sistem fac parte: filonul Ioan vechi, ramificația nordică a filonului Ioan nou, la orizonturile inferioare și grupul de filoane Botiza, cu excepția filonului Botiza IV.

Ca un aspect interesant este de menționat faptul că Ramura Ioan se dezvoltă pe aceeași direcție cu filonul Alexandru, cu tendința de apropiere între ele, ajungîndu-se ca la nivelul —235 ele să se unească, astfel încît se dezvoltă o singură fractură filoniană Ioan — Ramura Ioan — Alexandru, partea nord-estică a filonului Ioan apărînd ca o ramificație. Individualiza-



rea filonului Alexandru și a filonului Ioan se observă mai ales deasupra orizontului —73 și datorită faptului că de la acest nivel spre suprafață se deschide fractura corespunzătoare filonului Ioan vechi.

Filonul Ioan prezintă lungimea cea mai mare din acest câmp minier, cu tendința de creștere a dimensiunilor spre orizonturile inferioare. Filonul are o înclinare constantă spre N—E, prezentînd o ramificație mai importantă în culcuș și două în acoperiș.

Filonul Ioan vechi a fost exploatat în trecut.

Filonul Alexandru se menține constant pe direcție la toate orizonturile, cu înclinări spre NE. Este exploatat în cea mai mare parte. Din documentațiile vechi rezultă că la partea superioară a prezentat unele ramificații evidențiate azi prin excavații și surpături. La nivelul accesibil în prezent, filonul nu prezintă ramificații (cu excepția ramurii din zona puțului, aceasta avînd dimensiuni mici) și are în general grosimi mai mici decît cele din partea superioară.

Conform datelor din documentațiile existente, grupul filoanelor Botiza — în prezent în cea mai mare parte inaccesibil — este alcătuit din patru filoane. Primele trei se înscriu pe o direcție apropiată de N—S, în timp ce filonul Botiza IV are direcția NV—SE. Cu excepția filonului Botiza III, cunoscut doar de la orizontul —33 spre suprafață, celelalte filoane au fost urmărite în adîncime pînă la orizontul —175, dar avînd o dezvoltare preferențială spre suprafață. Este de presupus că ivirile de la suprafață din valea Botizei și versantul estic al acesteia să reprezinte prelungirea filonului Botiza IV, care, în funcție de datele existente, pare să fie cel mai important din acest grup.

B. Observații mineralogice⁹

1. Filonul Ioan

Umplutura filoniană prezintă texturi variate, dintre care cele mai frecvente sînt texturile brecioase și rubanate.

Texturile brecioase rezultă din cimentarea fragmentelor de rocă silicifiate, sericitizate și piritizate sau a fragmentelor filoniene. Cimentul este constituit predominant din cuarț alb lăptos sau violaceu, aproape lipsit de minerale metalice, sau din cuarț cu sulfuri și oxizi de fier. Aceste aspecte indică faptul că momentele de brecifiere s-au succedat pe parcursul depunerii masei filoniene.

Texturile rubanate rezultă din benzi care se succed alternativ în lungul fracturii filoniene, ocupînd în general poziții marginale față de axul filonului. Benzile sînt constituite din alternanțe repetate de cuarț violaceu, fumuriu, uneori semitransparent, mineralizat cu pirită și calcopirită, cuarț steril, cuarț cu oxizi de fier și sulfuri.

Local apar texturi masive, reprezentate mai ales prin depuneri de cuarț mineralizat intens cu sulfuri (în special pirită și calcopirită) și

⁹ În redactarea acestui capitol s-au utilizat și datele prezentate de Ioana Gheorță (1962).



texturi de impregnație formate din depuneri de cuarț în care oxizii de fier, pirita și calcopirita alcătuiesc diseminări fine.

Principalele asociații de minerale metalice și de gangă care participă la alcătuirea umpluturii filoniene sînt următoarele :

a) *Asociația cuarț + oxizi de fier (oligist, magnetit, goethit) ± granați ± turmalină ± clorit*. La nivelul acestei asociații se remarcă larga dezvoltare și idiomorfismul accentuat al cristalelor de cuarț, în care uneori se observă dispunerea zonală a oxizilor de fier, în special a oligistului.

Granații și turmalina sînt prezente numai uneori și în cantități reduse. Cloritul formează mici agregate radiare dispuse printre lamelele de oligist și goethit.

b) *Asociația cuarț + oxizi de fier (oligist, magnetit, goethit) + pirită + calcopirită ± sideroză*. Pirita și calcopirita mulează și includ lamelele de oligist și de muschetovit sau cristalele tabulare de goethit. Sideroza prezintă uneori un caracter idiomorf.

c) *Asociația cuarț + oxizi de fier + sulfuri + adular + sideroză + caolinit*. La nivelul acestei asociații se constată o creștere masivă a cantității de sulfuri. Ca minerale de gangă se remarcă prezența adularului, a siderozei și a caolinitului¹⁰, ca și a unor rare cristale de epidot.

d) *Asociația cuarț + carbonați (calcit, sideroză) + marcasită*. Cuarțul are o culoare alb-lăptoasă sau violacee și împreună cu celelalte minerale din această asociație se dispune în benzi care traversează uneori masa filoniană sau cimentează fragmente de rocă și de minereu format din sulfuri și oxizi de fier. În geode, cuarțul se depune în cristale idiomorfe, asociat cu carbonați și marcasită (fig. 8, 9, 10).

2. Filonul Alexandru

Mineralizația din acest filon prezintă în general multe aspecte texturale comune cu mineralizația din filonul Ioan. Și în acest caz texturile cele mai frecvente sînt brecioase și rubanate, ele apărînd de cele mai multe ori combinate ; textura brecioasă ocupă de obicei zona centrală a fracturii filoniene. Se remarcă totuși frecvența mai mare a texturilor rubanate, care pot caracteriza uneori întreaga umplură filoniană. Ca un aspect specific, pot fi menționate texturile în cocarde care rezultă din dispunerea benzilor intens rubanate și concentrice în jurul unor acumulări de caolinit și cuarț cenușiu-albicios, cu un caracter spongios și sfărîmicios. Deosebit de caracteristică pentru acest filon este dispunerea caolinitului în cuiburi cu dimensiuni milimetrice sau centimetrice. Depunerea unor mase compacte de cuarț cu lamele fine de oligist diseminate și cuiburi de pirită generează o textură masivă care se întîlnește numai local.

Compoziția mineralogică este rezultatul participării mai multor asociații de minerale.

a) *Asociația cuarț + oxizi de fier (oligist, magnetit + goethit) ± sideroză*. Cuarțul este larg cristalizat și conține adesea numeroase incluziuni

¹⁰ Determinări prin spectrul de absorbție IR



Fig. 8. — Filonul Ioan — orizontul — 175.
 1, breccie filoniană; fragmente de gresie cimentate cu cuarț, caolin și marcasită;
 2, sulfuri masive; 3, cuarț; 4, geode cu cristale idiomorfe de cuarț; 5, cuarț cu marcasită; 6, benzi de blendă, galenă, pirită, calcopirită; 7, cuarț cu vinișoare de pirită.

Filon Ioan — horizon — 175.

1, brèche filonienne; fragments de grès cimentés à quartz, kaolin et marcassite;
 2, sulfures massives; 3, quartz; 4, géodes à cristaux idiomorphes de quartz;
 5, quartz à marcassite; 6, bandes de blende, galène, pyrite, chalcopryrite;
 7, quartz à veinules de pyrite.

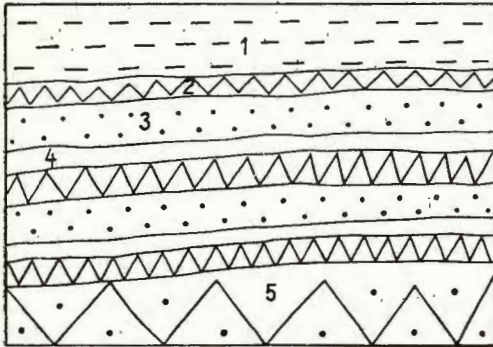
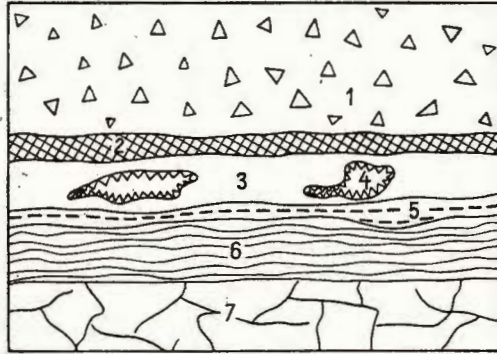


Fig. 9. — Filonul Ioan — orizontul — 235.

1, rocă sedimentară; 2, cuarț violaceu;
 3, cuarț cu impregnații de sulfuri;
 4, cuarț și caolin; 5, cuarț violaceu cu impregnații de pirită și calcopirită.

Filon Ioan — horizon — 235.

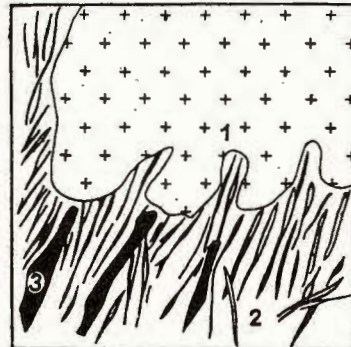
1, roche sédimentaire; 2, quartz violacé;
 3, quartz à imprégnations de sulfures;
 4, quartz et kaolin; 5, quartz violacé à imprégnations de pyrite et chalcopryrite.

Fig. 10. — Filonul Ioan — orizontul — 125.

1, pirită; 2, cuarț cu lamele de oligist; 3, calcopirită.

Filon Ioan — horizon — 125.

1, pyrite; 2, quartz à lamelles d'oligiste; 3, chalcopryrite.



fine și opace nedeterminabile, care îi imprimă un aspect tulbure. Oligistul apare în cantități însemnate și se prezintă în lamele bine dezvoltate (lanceolate) sau în lamele fine cu aspect acicular.

În strînsă asociație cu oligistul apare magnetitul, fie cu structuri proprii, fie ca pseudomorfoze după lamelele de oligist. Mici cantități de sideroză se formează la nivelul acestei asociații, în relație cu cuarțul și oligistul.

b) *Asociația cuarț + oxizi de fier + sulfuri + adular + sideroză + caolinit*. Această asociație este reprezentativă pentru mineralizația din filonul Alexandru, fiind cea mai răspîdită din punct de vedere cantitativ. Cuarțul continuă să rămînă principalul mineral de gangă atît al oxizilor, cît și al sulfurilor care predomină în această asociație. Sulfurile sînt reprezentate predominant prin pirită, calcopirită, blendă, galenă și marcasită. Pirită este adesea intens corodată și înglobată de calcopirită, blendă și galenă. Ea include uneori ace fine de oligist cu orientări diferite. S-au remarcat diverse grade de marcasitizare a pirită. Calcopirită include și ea uneori lamele de oligist și se asociază de obicei cu pirită și blendă. Un mod deosebit de prezentare este în agregate cu structură ușor penată, ceea ce poate presupune în acest caz fie o depunere inițială din soluții metacoloïdale, fie pseudomorfozarea unui fost mineral cu structură aciculară sau lamelară. Blenda conține adesea dezamestecuri de calcopirită, prezentînd structuri caracteristice. Ea corodează intens pirită. Galena este puțin asociată cu celelalte sulfuri, pe care de obicei le mulează, le corodează sau le include în masa ei. Marcasita se prezintă sub variate aspecte: agregate de cristale lanceolate, mănunchiuri de lamele fine mai mult sau mai puțin divergente, mase poroase, vinișoare etc. Se remarcă uneori gradul intens de substituție a pirită de către marcasita fibroasă.

Cu totul subordonat s-a întîlnit tetraedrit și mispichel. Alături de cuarț, dintre mineralele de gangă a fost observat adularul în cristale rombece bine dezvoltate și congrescut cu cuarț și sulfuri; sideroză, calcitul ca și caolinitul apar în cantități mult mai însemnate decît în asociația precedentă.

c) *Asociația carbonați (calcit, sideroză) + cuarț ± sulfuri*. Carbonații, și în special calcitul, sînt bine reprezentați și constituie împreună cu cuarțul umplutura unor sisteme de fisuri care străbat uneori masa filoniană formată anterior. Aceste minerale, la care se adaugă și baritina, formează uneori cristale idiomorfe în geode. Sulfurile (pirita și marcasita) apar sporadic atît în umplutura fisurilor descrise, cît și în geode, sub formă de impregnații sau agregate sferulitice (fig. 11, 12, 13, 14).

3. Filoanele Botiza

Din observațiile noastre, care provin din puncte izolate situate pe filonul Botiza IV, ca și din documentațiile anterioare, rezultă că din punct de vedere textural și paragenetic mineralizațiile din acest grup de filoane se aseamănă cu cele din filonul Alexandru (fig 15).



Fig. 11. — Filonul Alexandru — orizontul —235.

1, cocarde cu nucleu din caolin și periferia din cuarț; 2, cuarț cu sulfuri și cuiburi de caolin; 3, geode cu cristale idiomorfe de cuarț; 4, brechie filoniană; 5, alternanță de benzi de cuarț, caolin și sulfuri.

Filon Alexandru — horizon —235.

1, cocardes à noyau de kaolin entouré de quartz; 2, quartz à sulfures et nids de kaolin; 3, géodes à cristaux idiomorphes de quartz; 4, brèche filonienne; 5, alternance de bandes de quartz, kaolin et sulfures.

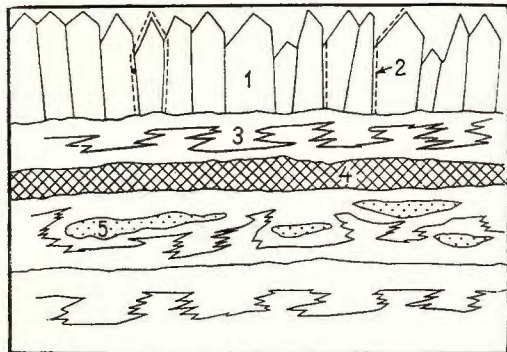
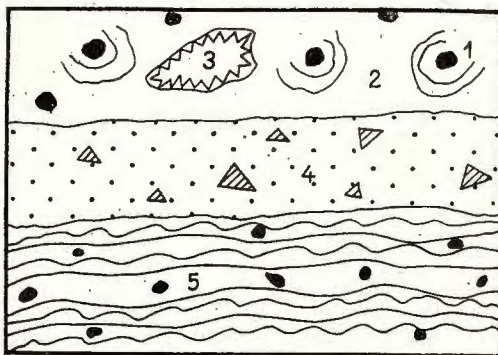


Fig. 12. — Filonul Alexandru — orizontul —235.

1, cristale de cuarț din ultima generație; 2, ultima generație de pirită; 3, cuarț cu hematit; 4, pirită masivă; 5, cuarț cu impregnații de pirită.

Filon Alexandru — horizon —235.

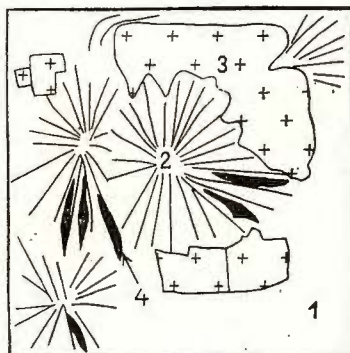
1, cristaux de quartz de la dernière génération; 2, dernière génération de pyrite; 3, quartz à hématite; 4, pyrite massive; 5, quartz à imprégnations de pyrite.

Fig. 13. — Filonul Alexandru — orizontul —73.

1, cuarț; 2, lamele de oligist; 3, pirită; 4, calcopirită.

Filon Alexandru — horizon —73.

1, quartz; 2, lamelles d'oligiste; 3, pyrite; 4, chalcoppyrite.



Luată în ansamblu, succesiunea de formare a principalelor minerale din zăcămintul Văratec este asemănătoare în linii mari cu aceea din zăcămintul Băiuț. Nici în acest caz nu este posibilă delimitarea unor etape distincte în desfășurarea procesului mineralogenetic, remarcându-se depunerea într-un larg interval a cuarțului, oxizilor de fier, sulfurilor și carbonați-

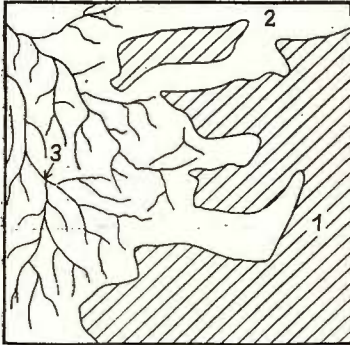


Fig. 14. — Filonul Alexandru — orizontul — 175.

1, pirită; 2, cuarț; 3, vinișoare de marcassită.

Filon Alexandru — horizon — 175.

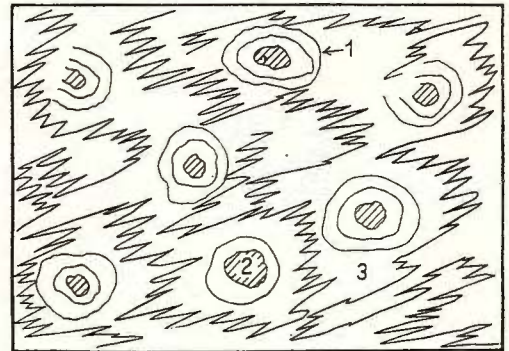
1, pyrite; 2, quartz; 3, veinules de marcassite.

Fig. 15. — Filonul Botiza IV — orizontul — 73.

1, depuneri concentrice de cuarț și caolin; 2, caolin; 3, cuarț cu impregnații de hematit și sulfuri.

Filon Botiza IV — horizon — 73.

1, accumulations concentriques de quartz et kaolin; 2, kaolin; 3, quartz à imprégnations de hématite et sulfures.



lor. Se pot totuși sublinia unele particularități ale paragenzelor din filoanele minei Văratec. Astfel, trebuie menționată prezența cantitativ importantă a oxizilor de fier (dintre care aici apare și magnetitul) și a sulfurilor, în special blenda și galena, care formează uneori acumulări importante; printre mineralele de gangă este specifică, în afară de cuarț, prezența caolinitului, a carbonaților și adularului, menționându-se, de asemenea, aparițiile sporadice de granați și turmalină.

C. Observații geochemice

Ca și în cazul mineralizațiilor de la Băiuț, studiul comportării elementelor majore a fost realizat prin aplicarea metodelor statistico-matematice¹¹.

¹¹ Op. cit., pct. 6.

În acord cu observațiile mineralogice, se constată caracterul plumbocinifer predominant al tuturor filoanelor din zăcămint. Gradul ridicat de variabilitate al elementelor permite totuși evidențierea unui caracter cuprifera al mineralizațiilor care se dezvoltă la partea inferioară a etajelor mineralizate, deschise pînă în prezent. Un alt aspect tipic al repartiției principalelor elemente metalice în zăcămint este predominanța plumbului asupra zincului, manifestată în special la orizonturile inferioare ale minei.

Studiul distribuției elementelor minore în zăcămintul Văratec s-a efectuat pe probe monominerale de blendă, galenă, pirită, marcasită și calcopirită și probe globale de minereu, rezultatele fiind cuprinse în tabelele 3 și 4.

Blendele analizate din filoanele Ioan, Alexandru și Botiza IV prezintă conținuturi ridicate de cadmiu și scăzute de mangan. Caracteristice sînt conținuturile foarte ridicate de cobalt, sesizîndu-se o tendință de creștere a valorilor în adîncime. Cantități relativ mari de cupru se datoresc calcopiritei de dezamestec, prezentă frecvent în blendele din Văratec. În trei din cele cinci probe s-au semnalat conținuturi relativ ridicate de staniu.

Galenele analizate prezintă, ca și în cazul probelor din zăcămintul Băiuț, conținuturi ridicate de bismut și argint, de cele mai multe ori în corelație pozitivă. În filonul Ioan se constată tendințe de creștere a valorilor cu adîncimea, în timp ce pe filonul Alexandru conținuturile cele mai ridicate (mai mari de 3 000 ppm atît argint, cît și bismut) au fost identificate la orizontul — 175 în probe în care stibiul prezintă valori mici sau este absent. Dealtfel, comportarea inversă a stibiului față de argint și bismut se remarcă și în celelalte probe.

Probele de calcopirită analizate prezintă conținuturi relativ constante de argint în toate filoanele, cu valori ceva mai sporite în filonul Ioan la orizontul — 235. Deosebit de caracteristice sînt conținuturile de cobalt care, în cazul filonului Alexandru, prezintă tendințe clare de creștere a valorilor, la orizonturile inferioare. Interesant de semnalat este prezența bismutului în filonul Alexandru la — 175 și Ioan la — 235. În cîteva probe a mai fost semnalată prezența indiului.

Probele monominerale de pirită indică conținuturi de arsen ceva mai scăzute decît în cazul zăcămintului Băiuț. Ca și în filoanele din Băiuț, se menționează conținuturi de cobalt și nichel, cu tendințe ușoare de acumulare preferențială la orizonturile inferioare. Conținuturi de argint apar în toate probele. În cîteva probe se semnalează și prezența bismutului.

În probele monominerale de marcasită se remarcă unele aspecte deosebite față de conținuturile în elemente minore din pirită. Astfel, arsenul prezintă valori crescute, raportul Co/Ni se schimbă devenind subunitar, ca urmare a diminuării conținuturilor de cobalt, ca și a creșterii uneori a valorilor de nichel. Conținuturile de mangan sînt mai mici. În plus, se remarcă prezența constantă a taliului.

Probele globale de minereu analizate provin din filoanele Ioan, Ramura Ioan, Alexandru și Botiza IV. Asociația de elemente minore, deși asemănătoare în linii generale cu cea din Băiuț, este mai complexă,



TABELUL 3

Elemente minore (ppm) în probe monominerale (Văratec)
Blendă

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	Cd	Mn	Ga	Sn	Co	Pb	Cu	As
1	Ioan	-125	1033 B	7600	1250	ndt	30	650	< 100	1650	10
2		- 75	1045 B	6100	1800	„	ndt	400	2800	>1%	55
3		Ø	1050 B	4400	1600	„	18	310	>3000	>1%	36
4	Botiza IV	+ 75	1385 L	5600	1300	„	ndt	>750	>3000	>1%	150
5	Alexandru	Ø	1392 L	6400	850	≤ 3	18	210	600	2200	10

In, Ni, Bi, Ge, Ti, As, V, W, Mo, Tl = ndt

Galenă

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	Ag	Bi	Sb	Mn	Cu
1	Ioan	- 235	1362 L	2350	2300	330	13	105
2		- 75	1045 B	1600	800	750	8	130
3		Ø	10 L	900	40	730	15	350
4	Alexandru	- 235	1367 L	1850	1000	700	7	100
5			1370 L	> 3000	> 3000	300	12	400
6		-175	1379 L	> 3000	> 3000	ndt	ndt	170
7		Ø	1391 L	1400	25	950	<10	120
8			1392 L	1000	300	830	<10	850
9	Botiza IV		1384 L	2300	1450	550	7	<10
10		-175	1385 L	1700	600	730	8	100
11			1386 L	1500	370	700	<10	<10

As, Sn, W, V, Ga, Tl, Cd, Ni, Ge = ndt

Calcopirită

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	As	Ag	Mn	Ni	Co	In	Bi	Pb
1	Ioan		1360 L	ndt	170	ndt	ndt	48	11	42	<100
2		- 235	1361 L	<300	130	<30	„	14	ndt	~3	180
3			1362 L	~300	140	48	„	46	„	23	1350
4	Alexandru	-235	1366 L	ndt	80	ndt	„	40	~3	ndt	560
5			1367 L	„	30	≤ 30	„	68	ndt	„	140
6		-175	1370 L	~300	120	≤ 30	„	18	„	12	480
7			1379 L	ndt	75	≤ 30	„	23	~3	37	>3000
8		Ø	1391 L	„	120	ndt	12	~5	~3	ndt	< 100
9	Botiza IV		1392 L	„	75	46	ndt	3	ndt	„	420
10		-75	1385 L	1250	150	ndt	~10	10	„	„	>3000

Mo, Ge, V, Sn, Tl, Ga = ndt



TABELUL 3 (continuare)

Pirită

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	As	Co	Ni	Mn	As	Bi	Tl
1	Ioan	- 235	1361 L	2300	200	20	13	30	29	ndt
2		- 75	1045	3300	260	30	ndt	20	9	„
3		Ø	1050	5600	95	<10	37	23	ndt	„
4	Alexan- dru	Ø	1391	2200	70	26	10	28	„	„
5			1392	1700	120	ndt	24	13	„	„
6	Botiza IV	- 75	1365	4000	150	27	13	16	17	„

Sn, In, Ga, Tl, W, Sb, Mo, V, Ge, Be = ndt

Marcasită

Nr. crt.	Filonul	Orizontul	Proba	As	Co	Ni	Mn	Ag	Bi	Tl
1	Ioan	- 125	1029	1%	<10	62	10	38	ndt	48
2		- 235	1363	6000	46	460	ndt	10	„	38
3	filon NV de Ioan		1025 A	>1%	<10	15	10	45	„	45
4		- 125	1025 B	9300	<10	32	≤10	15	„	100

Sn, In, Ga, Bi, W, Me, V, Ge, Be = ndt

conținuturile în unele elemente minore sînt mai mari, observație în acord cu caracterele paragenetice ale mineralizației de la Văratec, unde mineralele metalice sînt mai abundente.

În filoanele cercetate, cadmiul prezintă conținuturi variabile, în strînsă corelație cu conținuturile de zinc identificate în probele respective. Se poate semnala valoarea relativ ridicată a raportului Cd/Zn care indică un conținut ridicat de cadmiu în blende, reflectat de altfel în probele monominerale analizate.

Conținuturile de argint sînt mai ridicate la orizonturile inferioare și în general mai mari în filonul Alexandru față de filonul Ioan. Se constată o tendință de corelare a conținuturilor de argint și plumb, ceea ce indică faptul că o parte din conținuturile de argint din probele complexe provine din galenă. Această observație este în acord cu corelația între valorile mari de argint și plumb, ca și cu conținuturile ridicate de argint în probele monominerale de galenă. Totuși conținuturile ridicate de argint, în special din filonul Alexandru, nu pot fi explicate numai pe baza conținutului ridicat de argint din galenă.



Nr. crt.	Filonul	Ori-zontul	Proba	Fe%	Cu%	Pb%	Zn%	Cd	Ag	As	Sb	
34	Ioan	-235	1360 L	13,82	0,06	0,24	ndt	ndt	5	330	ndt	
35			1361 L	10,26	1,19	2,35	„	„	170	320	„	
36			1362 L	16,30	0,21	0,70	0,40	50	40	330	„	
37			1363 L	10,62	0,40	0,42	0,07	ndt	36	340	„	
38		-175	1374 L	9,63	0,25	0,31	0,25	„	14	<300	35	
39			1375 L	12,61	2,97	4,21	0,24	<30	210	1100	165	
40		-125	1029 B	5,39	ndt	0,87	ndt	ndt	11	1600	500	
41			1030 B	5,61	0,65	1,47	0,29	<30	34	<300	ndt	
42			1033 B	9,90	0,26	3,52	7,63	1250	32	430	370	
43			1034 B	8,75	0,30	0,35	0,06	ndt	9	470	90	
44			1035 B	2,62	ndt	0,24	ndt	„	5	100	ndt	
45			-73	1044 B	18,90	1,32	5,54	1,09	110	57	1900	750
46				1046 B	22,06	6,62	0,87	ndt	ndt	17	2000	34
47				1071 B	17,20	0,15	3,87	3,71	320	19	1500	400
48		1049 B		4,84	ndt	0,17	4,90	550	6	<300	ndt	
49		∅	1050 B	11,66	0,32	1,75	3,74	250	18	420	„	
Δ Filonul Ioan							ndt-350	5-210 42,7	100-2000 533,8	ndt-750 ~146,5		
50	Ramura Ioan	-175	1377 L	5,40	0,69	0,46	0,05	ndt	40	<100	ndt	
51	Ramura Ioan	-125	1381 L	15,18	0,23	1,52	0,40	32	40	<300	„	
52	1382 L		5,82	0,57	0,42	0,76	80	35	<300	„		
53	Ramura Ioan	-73	1047	11,42	0,42	3,29	1,67	90	38	1100	190	
54	1068	7,57	0,24	2,11	2,55	250	28	380	ndt			
Int. de variație/Medie							ndt-250	28-40 36	<100-1100 ~390			
55	Alexandru	-235	1364 L	11,33	4,01	2,26	0,05	ndt	270	650	650	
56			1365 L	12,09	3,26	3,63	0,10	„	310	550	410	
57			1366 L	16,58	ndt	7,12	0,17	42	420	400	140	
58			1367 L	17,06	0,77	1,67	ndt	ndt	200	<300	ndt	
59		-175	1368 L	11,53	0,10	0,61	0,90	65	38	800	„	
60			1369 L	13,50	0,65	2,86	0,24	26	50	400	„	
61			1370 L	7,67	0,31	1,06	ndt	ndt	57	325	60	
62			1378 L	10,10	1,51	0,27	0,05	„	160	675	ndt	
63			1379 L	16,85	1,86	16,35	ndt	„	320	1050	170	
64			1380 L	9,33	0,97	1,88	0,24	<30	95	<300	ndt	
65			1389 L	23,64	ndt	1,25	ndt	ndt	100	2400	440	
66			1390 L	3,00	„	0,47	„	„	10	<300	75	
67		∅	1391 L	14,57	0,55	8,25	4,85	400	88	480	260	
68			1392 L	9,85	0,22	1,49	7,08	850	19	~100	60	
Δ Fil. Alexandru								10-420 166,8	100-2400 ~600	ndt-440 ~160		
69		Filon NV de filon Ioan	-125	1022 B	7,25	0,6	0,87	0,86	50	17	<100	ndt
70	1025 B			5,35	0,05	0,87	1,98	150	9	500	90	
71	1402		7,57	0,15	9,36	15,02	480	60	ndt	~100		
72	1383 L		12,28	5,16	13,40	0,08	<30	1150	300			
73	Botiza IV	-73	1384 L	15,68	0,28	6,52	3,00	260	115	600	100	
74			1385 L	9,12	0,56	6,14	2,84	280	135	360	550	
75			1386 L	7,18	0,20	30,84	3,07	280	320	340	400	
Δ Zăcămint								5-1150 120	<100-2000 ~500	ndt-750 ~150		

globale de minereu (Văratec)

Bi	Ga	W	Co	Ni	Cr	V	Ti	Mn	Tl	Mo
26	9	ndt	55	42	52	30	1150	1750	ndt	ndt
370	10	100	53	20	27	42	500	1750	„	„
60	7	700	50	11	ndt	45	930	1300	„	„
135	6	800	32	37	36	38	580	760	„	„
20	7	ndt	25	62	77	33	1500	500	<10	„
400	5	40	55	20	30	ndt	280	600	ndt	„
30	13	45	30	320	38	„	1200	<100	<10	„
60	5	125	31	24	43	30	720	870	ndt	„
60	12	<100	80	25	ndt	40	<30	2150	„	„
30	5	260	22	95	65	34	1400	900	<10	„
8	5	<30	8	9	15	ndt	340	<100	ndt	„
70	6	150	58	24	ndt	38	80	700	78	„
70	7	100	200	53	77	37	1600	850	ndt	17
6	7	26	55	14	ndt	100	680	520	≤10	460
4	<3	<30	53	5	<10	<30	400	530	ndt	ndt
5	4	385	75	ndt	<10	<30	330	630	„	„
4-400	<3-13	ndt-800	8-200	ndt-320	ndt-77	ndt-100	<30-1600	100-2150		
89		176,6	55	47,6		31	544	935		
75	5	175	18	36	44	28	800	300	ndt	ndt
65	3	230	20	23	33	36	650	630	„	„
40	<3	165	29	18	27	36	420	470	„	„
60	9	90	60	27	42	40	480	750	„	„
45	10	60	38	34	30	85	400	1500	„	„
40-75		60-230	18-60	18-36	27-44	28-85	400-800	300-1500		
59		144	33	27,6	32,5	45	550	730		
400	5	105	19	35	<10	<30	100	1400	ndt	ndt
500	8	105	22	31	<10	<30	75	1700	„	„
600	9	660	36	13	<10	46	40	1600	„	„
350	13	860	37	10	<10	70	30	2000	„	„
70	3	850	60	15	14	34	400	500	„	„
120	9	430	33	10	10	34	100	1850	„	„
125	<3	46	18	135	12	15	230	1000	<10	„
850	4	440	46	31	42	34	830	730	ndt	„
480	13	240	80	54	36	36	600	1700	„	„
180	10	410	35	8	15	60	155	1650	„	„
200	<3	ndt	220	<10	27	ndt	230	200	„	„
18	<3	„	15	<10	<10	20	480	250	„	„
70	6	190	64	16	14	30	250	570	„	„
4	8	130	53	4	<10	53	105	1350	„	„
4-850	<3-13	ndt-860	15-220	4-135	<10-42	ndt-70	30-830	200-2000		
291		320	53	~27	~14	~33	259	1213		
32	13	≤30	22	42	52	38	1500	1400	ndt	ndt
13	4	30	30	17	<10	32	1150	500	<10	„
28	3	ndt	36	37	58	25	1400	1350	ndt	„
3000	6	56	50	15	<10	28	170	1350	„	„
150	9	340	150	28	43	35	780	1550	„	„
60	5	110	37	19	<10	ndt	90	500	„	„
170	5	100	30	19	<10	<30	50	320	<10	„
4-3000	<3-13	ndt-860	8-220	ndt-320	ndt-77	ndt-100	<30-1600	100-2150		
~217		~200	51,6	~35	~23	~32	472	927		

Față de situația întâlnită în filoanele Băiuț și Robu, valorile de arsen sînt scăzute. Această situație poate fi pusă în legătură pe de o parte cu conținuturile mai scăzute de arsen în pirite, iar pe de altă parte cu caracterul mai puțin piritos în ansamblu al mineralizației de la Văratec.

Stibiul este prezent mai frecvent în filonul Alexandru (în special la orizonturile superioare) și Botiza IV.

Bismutul este, ca și în cazul zăcămintului Băiuț, unul dintre elementele minore caracteristice atît prin frecvența apariției, cît și prin valorile absolute determinate în probele globale de minereu. Față de filoanele din Băiuț, conținuturile medii sînt superioare în Văratec, detașîndu-se în special valorile din filoanele Alexandru și Botiza IV. În toate filoanele se remarcă tendința de creștere a conținuturilor cu adîncimea, evidențiată cel mai bine pe filonul Alexandru. Conținutul relativ ridicat de bismut care caracterizează mineralizațiile din filoanele minei Văratec presupune participarea acestui element atît în galene, cît și minerale specifice.

Wolframul este prezent, cu valori relativ ridicate, în aproape toate probele, remarcîndu-se prezența unui conținut mai ridicat în filoanele Ioan și Alexandru. Tendințe de creștere a conținuturilor la orizonturile inferioare sînt și ele vizibile în aceste filoane. Conținuturile ridicate de wolfram, ca și constanta apariție a acestui element în întreg zăcămintul constituie indicații interesante privind regimul termic ridicat în care a decurs procesul mineralogenetic. Conținuturile evidențiate pot fi corelate cu prezența unor minerale de wolfram, citate în zăcămintul Văratec (de exemplu scheelit). Faptul că se remarcă uneori corelații între wolfram și mangan ar putea constitui un indiciu al prezenței wolframitului.

Valorile cobaltului sînt constante în toate filoanele și nu prezintă variații sistematice pe verticală. Se observă numai o tendință de creștere în probele cu conținut ridicat de fier. În unele situații, corelației pozitive între fier și cobalt i se adaugă și arsenul. Conținuturile de cobalt identificate sînt cu siguranță asociate atît prezenței piritei, cît și a oxizilor de fier în mineralizație.

Conținuturile de nichel sînt ca valoare medie mai ridicate decît în zăcămintul Băiuț, situații determinate în special de prezența unor probe în care valorile nichelului sînt mult crescute, determinînd și o schimbare a raportului Co/Ni. Conținuturile pe filoane sînt în general apropiate, diferențele din medii datorîndu-se de asemenea valorilor izolate foarte mari.

Cromul, titanul și vanadiul sînt bine reprezentate în filoanele din mina Văratec, în acord cu prezența cantitativ importantă a oxizilor de fier în mineralizații.

Manganul apare în filoanele din Văratec cu conținuturi relativ mari, distribuite constant în toate filoanele, valorile medii fiind mai ridicate sensibil decît cele din zăcămintul Băiuț. O tendință de creștere a valorilor la nivelele inferioare poate fi sesizată în cazul filoanelor Ioan și Alexandru. Prezența cantitativ sporită a manganului în filoanele grupului Văratec



poate fi pusă pe seama participării mai importante a carbonaților și blendei în paragenezele minerale.

Taliul apare doar sporadic, cu precădere în filonul Ioan, în probe în care se constată creșterea conținuturilor de nichel și inversarea raportului Co/Ni.

Asociația de elemente minore determinată în filoanele din zăcămintul Văratec prezintă în linii generale aceleași trăsături caracteristice ca și cea evidențiată în cazul zăcămintului Băiuț. Aspectele cele mai reprezentative sînt rezultate din predominanța mineralelor de fier (sulfuri și oxizi), ceea ce provoacă acumularea elementelor minore feromagneziene: Co, Ni, V, Cr, Ti, care împreună cu arsenul sînt prezente frecvent și în cantități importante. În afară de acestea, bismutul și wolframul pot fi considerate de asemenea caracteristice. Este conturată în acest fel o asociație de elemente minore în general cu distribuție relativ uniformă în zăcămint — la nivelul accesibil în prezent — care, ca și în Băiuț, evidențiază un regim termodinamic relativ constant în care s-a desfășurat mare parte din activitatea metalogenetică, în condiții de temperatură relativ ridicată.

D. Observații geotermometrice

Pentru aprecierea condițiilor fizice de acumulare a mineralizației am folosit aceleași procedee de investigații ca în cazul zăcămintului Băiuț, elementele de studiu fiind reprezentate de cristalele de cuarț, formate în mai multe secvențe ale procesului metalogenetic. Menționăm faptul că și în această situație dispunem de rezultatele studiilor microtermometrice efectuate de V. Manilici și I. Kalmar¹², care se referă la filoanele Ioan, Alexandru și grupul Botiza.

Au fost examinate incluziunile cristalelor de cuarț din secvențele asociațiilor de minerale metalice M II, M III și M IV, respectiv: oxizi de fier, pirită, calcopirită, sideroză (M II); oxizi de fier, sulfuri polimetalice ± tetraedrit, adular, sideroză, caolinit (M III) și marcasită ± stibină, pirită, sideroză și calcit (M IV). Cristalele de cuarț în relație cu prima asociație (M I) reprezentată prin oligist, magnetit, goethit ± granat, turmalină și clorit, în general intim concrescute cu mineralele menționate, nu conțin incluziuni sau, dacă au, acestea sînt foarte mici și foarte greu de studiat, dat fiind și transparența lor cu totul redusă. Aceste caractere le deosebesc de fapt, în principal, de cristalele de cuarț II. Există posibilitatea să confundăm Q I cu Q II, ceea ce nu este exclus să se fi întîmplat în parte cu Q II și III. Există totuși suficiente argumente pentru determinarea poziției celor patru generații de cuarț (I, II, III, IV).

Cristalele de cuarț I nu conțin, sau conțin foarte rar, incluziuni cu dimensiuni sub 0,020/0,010 mm.

Cristalele de cuarț II din filonul Ioan conțin incluziuni lichide bifazice care în mare majoritate nu depășesc 0,070/0,050 mm; dimensiunile frecvent întîlnite sînt de 0,020/0,10; 0,040/0,020; 0,050/0,020; 0,050, 0,040 mm.

¹² Op. cit., pct. 3.



Foarte rar au fost observate și incluziuni mari — 0,016/0,080 mm. Gradul de umplere crește progresiv de la cele mici $1/4 - 1/16$ la cele mai mari — $1/18$. Forma incluziunilor tinde spre una regulată ovoidă; rar se întâlnesc incluziuni alungite sau contururi cu totul neregulate; cristalele negative lipsesc. Frecvența incluziunilor este în general scăzută. Se poate aprecia că în egală măsură apar și incluziunile preponderent gazoase sau monofazice de gaz. Dimensiunile lor sînt în general de două sau de trei ori mai mari. În filonul Alexandru situația este aproape identică în ceea ce privește dimensiunile incluziunilor și forma lor; în schimb, uneori se constată diferențe privind gradul de umplere care variază între $1/4, 1/8, 1/10, 1/15, 1/18$ și chiar $1/25$, fără să fie în relație cu mărimea incluziunii.

Incluziunile lichide bifazice din cristalele de cuarț III care cresc pe diversele generații de minerale metalice și de gangă prezintă în ansamblu dimensiuni mai mari în raport cu precedentele (filonul Ioan). O grupă de incluziuni se înscrie în limitele de 0,020/0,10 — 0,050/0,20 mm și au un grad de umplere de $1/6 - 1/8$. O a doua grupă de incluziuni, la fel de bine reprezentată numeric, prezintă dimensiuni între 0,010/0,050 și 0,13/0,020 mm, gradul de umplere fiind relativ constant, de $1/10$. Forma incluziunilor este în mod obișnuit neregulată, uneori alungită sau trapezoidală. În filonul Alexandru apar predominant incluziunile de talie mică 0,040/0,020 — 0,060/0,020 mm, cu același grad de umplere, de $1/6 - 1/8$. Prezența incluziunilor cu gaze se observă în cristalele de cuarț atât în filonul Ioan, cît și în filonul Alexandru.

Incluziunile primare lichide din cristalele de cuarț IV prezintă forme și dimensiuni variate. Frecvent se întâlnesc incluziuni de 0,020/0,010; 0,030/0,020; 0,050/0,040; 0,090/0,02 și 0,10/0,040 mm cu un grad de umplere ce variază între $1/4$ și $1/8$ la cele mici și constant de $1/22$ la cele mari. Formele caracteristice sînt cele trapezoidale, alungite și cu contur neregulat. Aceleași aspecte sînt caracteristice și filonului Alexandru.

Nu s-au executat determinări pentru grupul de filoane Botiza.

Valorile temperaturii de omogenizare, valori maxime și minime, determinate pentru cele trei nivele reper de cuarț (II, III și IV) permit aprecierea condițiilor fizice generale în care s-a desfășurat procesul metalogenetic, în special începînd cu asociația metalogenetică M III. Apar astfel probabile următoarele domenii de variații ale temperaturii de formare, corespunzătoare asociațiilor de minerale recunoscute pe baza studiilor mineralogice și calcografice :

- Q IV 230 — 280°C — filonul Ioan
- Q IV 245 — 265°C — filonul Alexandru
- M IV 300 — 230°C — filonul Ioan
- M IV 300 — 245°C — filonul Alexandru
- Q III 265 — 300; 340°C — filonul Ioan
- Q III 270 — 300; —335°C — filonul Alexandru
- M III 340; 360 — 260°C — filonul Ioan
- M III 340; 360 — 265°C — filonul Alexandru
- Q II 260 — 340; 360°C — filonul Ioan



- Q II 265 — 340; 360°C — filonul Alexandru
 M II 360 — 260°C — filonul Ioan
 M II 360 — 265°C — filonul Alexandru
 M I probabil 300 și 360°C — filonul Ioan
 M I probabil 300 și 360°C — filonul Alexandru

Cu excepția asociației M IV care se individualizează într-un domeniu propriu, celelalte se încadrează într-un larg interval de suprapunere în care, între limitele de 260—340°C, chiar 360°C s-au putut forma toate mineralele metalice și de gangă din M III, majoritatea celor din M II și o parte din M I.

Rezultă că fiecare asociație s-a format în condiții fizice în general nu mult diferite, acest aspect fiind determinat de faptul că pe măsura desfășurării proceselor fiecare nouă asociație presupune, la începutul formării ei, temperaturi mai ridicate în comparație cu cele de la finele asociației depuse anterior. Această diferență de temperatură, pe care o putem numi „rată de revenire”, descrește progresiv spre finele activității hidrotermale. În cazul nostru, aceasta este pentru filonul Ioan de 40°C, stabilită între Q II și Q III, și de 20°C între Q III și Q IV. În asemenea condiții, cu schimbări bruște ale regimului termic, cu aport de noi elemente în soluție sau pe seama acelorași soluții primare, pot avea loc noi decantări de minerale (majoritatea din aceeași parageneză). Aceasta este condiția cea mai favorabilă, când din soluția hidrotermală se extrag maximum de elemente, cu realizarea unor grosimi mari de minereu în zonele favorabile de acumulare în fracturile filoniene și care în particular presupune acumulări formate în condiții de adâncime caracteristice structurilor subvulcanice.

III. CONCLUZII PRIVIND ACTIVITATEA METALOGENETICĂ ȘI POTENȚIALUL ECONOMIC AL REGIUNII BĂIUȚ—VĂRATEC

Din relațiile existente între depozitele sedimentare și rocile vulcanice apare evident că vulcanismul din acest sector are o vîrstă post-pannonian-superioară și s-a desfășurat probabil în timpul Pontianului la nivelul fazei de erupții a andezitelor de Jereapăn. În sectorul minei Văratec a putut fi demonstrată mai clar succesiunea acestei activități, cu o continuitate genetică între primele produse acumulate într-un facies vulcano-sedimentar și ultimele efuziuni de andezite piroxenice care se corelează la același nivel cu cele din creasta Văratec-Prislop-Pleşca. O poziție particulară ocupă corpurile intrusiv menționate în întreg teritoriul, care prin caracterile petrochimice și geochemice distincte lasă să se înțeleagă pe de o parte afinități cu linia petrogenetică a produselor din faza de Jereapăn, iar pe de altă parte afinități comune cu ansamblul corpurilor intrusiv din zona subvulcanică.

În legătură cu aceste corpuri intrusiv, precum și cu aliniamente tectonice reactivitate în timpul vulcanismului, s-a desfășurat activitatea metalogenetică. La scară regională se poate admite o continuitate a aliniamentului pe care sînt reluate fracturile mineralizate din Băiuț și Văratec, pe o distanță de circa 6 km, cu vergențe spre masivul vulcanic și direcții aproximativ SV—NE.



În contextul acestui aliniament, vergența nordică a majorității fracturilor sugerează existența unor largi căi de acces al soluțiilor dinspre interiorul masivului Gutii, ceea ce explică acumularea substanțelor minerale utile în structuri cantonate predominant în formațiuni sedimentare. Desigur, prezența intruziunilor din ambele cîmpuri miniere nu exclude posibilitatea existenței unui aliniament tectonomagmatic independent, cu funcții metalogenetice de tipul celor din zona subvulcanică.

Activitatea metalogenetică reprezintă ultima manifestare în evoluția proceselor magmatice din teritoriu. Probabil mult mai târziu, au avut loc mișcări de ridicare cu caracter regional, pe parcursul cărora s-au format actualele caractere geomorfologice ale regiunii și s-au acumulat în unele zone depozite de material coluvial.

Activitatea hidrotermală la nivelul acumulărilor actualmente în exploatare are un caracter monoascendent și se desfășoară în condițiile unor stadii mezotermale și mezohipotermale. Parageneza este relativ simplă în ambele cîmpuri miniere, cantitativ fiind mai ridicate conținuturile de sulfuri în zăcămintul Văratec. În cazul zăcămintului Băiuț, caracterul cuprifera este mai bine evidențiat, în timp ce la Văratec, sub aspect cantitativ plumbul este metalul predominant. Dintre mineralele prezente, pot fi considerate ca specifice acestor zăcămine, prin apariția pe aproape întreaga succesiune mineralogenetică, oxizii și carbonații de fier, a căror prezență este semnalată și în procesele de transformare hidrotermală; între acestea din urmă și activitatea metalogenetică există un larg interval de suprapunere.

Datele geomatematice permit, în cazul fiecărui filon și în ansamblul zăcămintelor, stabilirea modului de variație a principalelor elemente metalice atât pe verticală, cât și la nivelul fiecărui orizont, conturându-se în funcție de datele avute intervalele de optimă mineralizare¹³.

Examinind sistemele filoniene din cîmpul minier Băiuț în contextul structural geologic prezentat și ținînd cont de modul de desfășurare a proceselor metalogenetice, se constată că etajul mineralizat cu cea mai mare amplitudine și care se dezvoltă la adîncimi mai mari corespunde filonului Robu, situat în partea cea mai nordică a teritoriului. Sistemul mineralizat al filonului Băiuț prezintă tendințe de localizare mai în apropierea suprafeței, ceea ce confirmă aspectul general al mineralizației de la ultimul orizont deschis al minei (−60 m), mai bogată pe filonul Robu, a cărui dezvoltare în adîncime a fost confirmată și prin lucrări de foraj. În ceea ce privește aliniamentul sudic, marcat de ivirile și lucrările vechi din valea Mihai, valea Capra, valea Conciului și valea Văratecului, acesta nu corespunde unei fracturi de importanța celor două anterioare, acumulările reprezentînd efectele unei variații primare pe orizontală a mineralizației sau etajul mineralizat situat la nivelul cel mai ridicat.

În cîmpul minier Văratec — ținînd cont și de ultimele rezultate obținute pe transversala spre NV de la orizontul — 125 — se constată că fracturile importante pentru concentrarea mineralizației în special

¹³ Op. cit., pct. 6.



în adâncime sînt cele orientate VSV — ENE, în timp ce fracturile din sistemul aproximativ NS se dezvoltă preferențial la partea superioară a zăcămintului.

În ceea ce privește perspectiva dezvoltării mineralizațiilor cunoscute, situația apare mai favorabilă zonei Văratec, în timp ce mineralizația din zona Breiner-Băiuț se circumscrie aproximativ în limitele conturate în prezent.

În perimetrul minei Văratec actualele lucrări de cercetare a părții nord-vestice conturează un sistem de fracturi mineralizate, paralele cu filonul Ioan, care constituie elemente de perspectivă importante. În afară de această concepție de lucru adoptată de geologii din cadrul exploatării, există posibilitatea extinderii mineralizațiilor spre sud-vest, în cadrul sistemului de fracturi VSV — ENE. Argumente în favoarea acestei idei sînt indicațiile de mineralizații și transformări hidrotermale semnalate de noi în zona de izvoare a văii Văratecului, pe de o parte, și tendința de dezvoltare în adâncime spre SV a filoanelor cunoscute în mina Văratec, pe de altă parte. Nu înțelegem prin aceasta continuarea filonului Ioan spre SV, ci eventual existența altor ramuri paralele segmentate de falii cu direcție NS, asemănătoare celor ce apar în zăcămint. Pentru controlarea acestei posibilități, propunem cercetarea ivirilor mineralizate din valea Văratecului fie prin foraje de suprafață, fie printr-o galerie de la nivelul transversalei principale (a cărei lungime nu ar depăși 500 m) orientată spre NV, aproximativ de la m 500 al transversalei.

Perspectiva care se conturează în partea vestică și nord-vestică a zăcămintului ne face să considerăm utilă o explorare a zonei Piatra Văratecului, făcută în modul cel mai avantajos din galeriile cele mai apropiate și la un nivel cît mai jos cu putință. O secțiune concludentă ar putea fi obținută prin prelungirea galeriei propuse din transversala principală, care ar evidenția astfel și dezvoltarea spațială a mineralizațiilor în partea vestică a cîmpului minier.

Continuarea pe direcție spre est a mineralizațiilor din filoanele Botiza nu prezintă aspecte interesante, acestea fiind urmărite pînă la efilare. Structurile mineralizate prezintă mai curînd tendința de afundare spre SV, în stilul tectonic caracteristic întregului zăcămint. În acest sens, ar rămîne încă de verificat eventuala prelungire a sistemului Botiza spre SV, sub nivelul orizontului principal — într-o zonă sudică învecinată transversalei — verificare ce poate fi realizată prin lucrări de foraj de la acest nivel.

BIBLIOGRAFIE

- Bombiță Gh. (1972) Studii geologice în munții Lăpușului. *An. Inst. Geol.*, XXXIX, 7—110 București.
- Borcoș M., Lang B., Peitz S., Stan N. (1973) Volcanisme néogène des Monts Gutii. *Rév. Roum. Géol. Géogr. Géoph., série de géol.*, 17,1, 82—93. București.



- Borcoș M., Lang B. (1973) Le contrôle structural dans la métallogenèse néogène des Monts Gutii. *Rev. Roum. Géol. Géogr. Géoph., série de géol.*, 17,1, 21—40. București.
- Dimitrescu R., Bleahu M. (1955) Cercetări geologice în regiunea Băiuț (Baia Mare). *D. s. Com. Geol.*, XXXIX, 48—54. București.
- , Gheorghiuța Ioana (1962) Studiul geologic al minei Văratec (Baia Mare). *D. s. Com. Geol.*, XLV, 309—316. București.
- Edelstein O., Dragu Valentina, Docsănescu Florica, Stoicescu Florica, Stoicescu Gh. (1971) Miocenul din versantul sudic al virfului Văratec (munții Gutii). *D. s. Inst. Geol.*, LVII, 4, 43—53, București.
- Gheorghiuța Ioana (1962) Studiul calcografic al minei Văratec (Baia Mare). *D. s. Com. Geol.*, XLV, 321—335. București.

CONSIDÉRATIONS SUR LES PROCESSUS MÉTALLOGÉNIQUES DÉROULÉS DANS L'EXTRÉMITÉ ORIENTALE DES MONTS GUTII (GISEMENT DE BĂIUȚ-VĂRATEC)

(Résumé)

Les accumulations de minerais de l'extrémité sud-est des monts Gutii, groupées en deux champs miniers importants (Băiuț et Văratec), ont été attribuées à la troisième phase métallogénique associée aux andésites pyroxéniques pontiennes (de Jereapăn), à laquelle se rattachent également les gisements placés dans le district de Dealul Crucii-Băiuț (Cavnic, Șuior, Baia Sprie, Herja).

Les relations entre les dépôts sédimentaires et les roches volcaniques mettent en évidence le fait que le volcanisme de ce secteur est d'âge post-pannonien supérieur et qu'il s'est déroulé probablement au cours du Pontien, au niveau de la phase d'éruptions des andésites de Jereapăn. Dans le secteur de la mine Văratec on a pu démontré plus clairement la succession de cette activité, avec continuité génétique entre les premiers produits accumulés dans un faciès volcano-sédimentaire et les dernières effusions d'andésites pyroxéniques, qui viennent se corréler — au même niveau — avec celles de la crête Văratec—Prislop—Pleșa. Une position particulière est détenue par les corps intrusifs mentionnés de tout le territoire, qui — par leurs caractères pétrochimiques et géochimiques distincts — suggèrent, d'une part, des affinités avec la ligne pétrogénétique des produits de la phase de Jereapăn et, de l'autre part, peuvent être rapprochés aussi de l'ensemble des corps intrusifs de la zone sub-volcanique.

L'activité métallogénique s'est déroulée en liaison avec ces corps intrusifs, de même qu'avec des alignements tectoniques réactivés durant le volcanisme. On peut admettre — à l'échelle régionale — une continuité de l'alignement sur lequel sont placées les fractures minéralisées de Băiuț et Văratec, sur une distance d'environ 6 km, avec vergences vers le massif volcanique et à directions approximatives SW—NE.

Dans le contexte de cet alignement, la vergence nord de la majeure partie des fractures nous fait supposer l'existence des larges voies d'accès des solutions de l'intérieur du massif de Gutii, ce qui explique l'accumulation des substances minérales utiles dans des structures cantonnées surtout en formations sédimentaires. La présence des intrusions dans les deux champs miniers n'exclut guère la possibilité de l'existence d'un alignement tectonomagmatique indépendant, à fonctions métallogéniques du type de ceux de la zone subvolcanique.



Le champ minier de Băiuț

Cette unité peut être délimitée dans la zone des deux fractures filoniennes principales, Băiuț et Robu, localisées dans l'aire de développement des formations paléogènes (éocène en faciès de Ilysch), couvertes en discordance par des dépôts néogènes (tortonien, sarmatien et pannonien). Les deux filons importants, Băiuț et Robu, sont disposés en parallèle et avec une orientation générale NNE-SSW, avec pendages convergents, étant espacés d'environ 450 m près de la surface. Ils sont peu ramifiés, les plus importants étant les filons Kelemen et Iosif, dans l'extrémité nord-est du filon Băiuț, et Ramura Robu, dans la partie occidentale du filon Robu.

Observations minéralogiques. Le remplissage filonien est caractérisé par des aspects texturaux variés : bréchiques, pseudobréchiques, bariolés, d'imprégnation et massifs, qui s'associent souvent en textures complexes et alternent le long des fractures filoniennes.

Les minéraux qui participent, à grand poids, à la constitution du gisement sont peu nombreux : quartz, oxydes de fer, pyrite et, moins, la chalcopryrite. La blende et la galène se présentent en accumulations plus importantes uniquement sur des zones restreintes des filons, spécialement dans le filon Robu. La tétraédrite et la marcassite appaissent tout à fait sporadiquement. La gangue est formée — outre le quartz, qui est le minéral le plus fréquent dans le gisement — de calcite, baritine, minéraux argileux. À la partie supérieure des filons on a mentionné : or natif, stibine, orpiment et réalgar.

On peut reconnaître, dans la composition de la minéralisation, les suivantes associations caractéristiques de minéraux métalliques et de gangue :

- quartz + oxydes de fer (oligiste, goethite);
- quartz + sulfures (pyrite, chalcopryrite, blende, galène, tétraédrite) ± oxydes de fer.

Les observations faites sur les paragenèses minérales nous portent à supposer une relative uniformité des conditions physico-chimiques ayant contrôlé le déroulement de l'activité métallogénique. Il est probable que le chimisme initial des solutions aussi s'est maintenu assez homogène sur l'entier intervalle de métallogenèse. Par conséquent, on constate la présence du quartz en tant que minéral permanent prédominant du point de vue quantité et le large intervalle de déposition des oxydes de fer et des sulfures, sans avoir la possibilité de distinguer plusieurs stades dans l'ensemble de l'activité métallogénique.

Observations géochimiques. L'étude du comportement des éléments majeurs (Pb, Zn, Cu, Au, Ag), réalisée par des méthodes statistico-mathématiques aussi, indique un degré de dispersion avancé et la variabilité de ces éléments, avec la mise en évidence des tendances de sélection d'un caractère cuprifère vers la profondeur.

Des recherches sur la variation des teneurs en certains éléments mineurs ont été effectuées par des analyses spectrales sur quelques échantillons de minéral et monominéraux. Dans son ensemble, l'association d'éléments mineurs déterminée est en accord avec le caractère de la minéralisation, qu'aussi avec les conditions physico-chimiques qui ont contrôlé la formation des paragenèses minérales. Les teneurs réduites en Pb et Zn ont déterminé la faible participation des éléments mineurs, qui apparaissent généralement en association avec les premiers. Ce qui y est caractéristique c'est la présence des éléments ferromagnésiens (Co, Ni, Cr, Ti), de même que de l'As, qui souligne la fréquence des oxydes et des sulfures de Fe et, d'une autre part, les conditions de température plus élevée qui ont présidé au déroulement des processus métallogéniques. À l'appui de cette observation viennent les teneurs élevées en Bi et la présence du wolfram. Le fait que l'on n'observe pas, en général, de variations sur la verticale dans la



distribution des éléments mineurs indique le régime thermodynamique dans lequel s'est déroulé la métallogénèse dans l'intervalle de l'étage minéralisé étudié.

Observations géothermométriques. L'étude des conditions physiques de formation de la minéralisation commence par des examens microthermométriques d'homogénéisation des inclusions liquides biphasiques des cristaux de quartz. Les domaines de températures caractéristiques de l'accumulation des principales associations de minéraux métalliques (M_3 , M_2 , M_1) peuvent être estimés à: 218–340°C, 255–340°C à savoir 320C–360°C. On constate en général un large intervalle de superposition des domaines de formation, avec la mention du degré avancé d'homogénéisation des concentrations. La faible tendance de différenciation primaire des solutions est suggestivement illustrée par la tendance générale, des domaines de température, à la superposition. Ces observations mènent à l'idée de l'évolution du processus metallogénique en zones plus profondes, spécifiques à des corps intrusifs, éventuellement avec caractère subvolcanique.

Le champ minier de Văratec

Les minéralisations de ce secteur sont situées dans la partie extrême-orientale du massif éruptif. La structure géologique du gisement est constituée de formations sédimentaires paléogènes et néogènes, couvertes de produits éruptifs de la phase d'éruptions pontiennes (une formation volcano-sédimentaire en base et coulées d'andésites pyroxéniques à la partie supérieure). A ceux-ci s'ajoutent — pareillement au cas du gisement de Băiuț — une série de petits corps intrusifs de dimensions réduites, faits d'andésites à pyroxènes et hornblendes, cantonnés autant dans les roches sédimentaires que dans les produits extrusifs aussi.

Le degré de tectonisation du gisement est relativement avancé. Une tectogenèse manifestée avant le dépôt de la formation volcano-sédimentaire a exhaussé la zone centrale du champ minier, ce qui a eu comme suite la constitution de trois compartiments principaux. Pendant le déroulement du volcanisme s'est réalisée aussi le morcellement de la formation volcano-sédimentaire dans le plan de quelques fractures à vergence nord-ouest, qui ont servi parfois de voies d'accès pour les solutions hydrothermales.

Les fractures minéralisées sont orientées sur deux directions principales. La première, Ouest-Sud-Ouest — Est-Nord-Est, à développement préférentiel en profondeur (les filons Ioan Nou, Ramura Ioan, Alexandru et Botiza IV) et la deuxième — Nord-Est — Sud-Ouest jusqu'à Nord-Sud, plus importante vers la surface (les filons Ioan Vechi et le groupe Botiza). Les plus importants sont les filons Ioan-Ramura Ioan-Alexandru, avec tendance à s'unir en profondeur.

Observations minéralogiques. Le remplissage filonien présente des textures variées, dont les plus fréquentes sont celles bréchiques et celles bariolées. Localement apparaissent des textures massives et d'imprégnation; les textures en cocardes et la disposition en nids des minéraux argileux dans le filon Alexandru sont spécifiques.

Les principales associations de minéraux métalliques et de gangue qui participent à la constitution du remplissage filonien sont les suivantes:

— l'association quartz + oxydes de fer (oligiste, magnétite, goéthite) ± grenats ± tourmaline ± chlorite. La présence sporadique des grenats et de la tourmaline a été signalée seulement dans le filon Ioan;

— quartz + oxydes de fer + sidérose + pyrite + chalcoppyrite;

— quartz + oxydes de fer + sulfures + adulaire + carbonates + kaolin. Au niveau de cette association on constate l'augmentation massive de la déposition des sulfures (spécialement blende et galène). Dans le filon Alexandru est signalé, aussi tout sporadiquement, le mispickel;



— quartz + carbonates (calcite, sidérose) + pyrite + marcassite. Quelquefois, ces minéraux — auxquels s'associe la barytine — forment en géodes des cristaux idiomorphes.

La vue d'ensemble sur la succession de formation des principaux minéraux est semblable à celle du gisement de Băiuț. Il est impossible de délimiter les étapes distinctes dans le déroulement du processus minéralogénique, se remarquant le large intervalle de déposition du quartz, des oxydes de fer, des sulfures et des carbonates. Il faut mentionner la présence quantitative importante des oxydes de fer et des sulfures (particulièrement la galène et la blende). Parmi les minéraux de gangue, est spécifique — sauf le quartz — la présence de la kaolinite, des carbonates, et de l'adulaire.

Observations géochimiques. En accord avec les observations minéralogiques, on constate le caractère plombo-zincifère de tous les filons du gisement. Le degré élevé de variabilité des éléments majeurs permet pourtant la mise en évidence du caractère cuprifère des minéralisations dans la partie inférieure des filons. Un aspect typique de la répartition des principaux éléments métalliques est la prédominance du Pb par rapport au Zn.

L'association d'éléments mineurs déterminés montre des traits pareils à ceux rencontrés dans le gisement de Băiuț. Les aspects les plus représentatifs résultent de la prédominance des minéraux de fer (sulfures et oxydes), reflétée dans l'accumulation des éléments mineurs ferromagnésiens (Co, Ni, V, Cr, Ti), qui, ensemble avec l'As, apparaissent fréquemment et en quantités importantes.

Outre ceux-ci, on peut considérer les teneurs en Bi et W également caractéristiques. En ensemble, est contournée une association d'éléments mineurs à distribution assez uniforme dans le gisement, qui — de même que dans le gisement de Băiuț — met en évidence un régime thermodynamique relativement constant, dans lequel s'est déroulée la majeure partie de l'activité métallogénique, en conditions de température assez élevée.

Observations géothermométriques. Les valeurs des températures d'homogénéisation des inclusions primaires des cristaux de quartz, spécifiques pour chaque association paragenétique à part, rendent possible l'estimation des conditions physiques générales réalisées pendant le processus métallogénique. Les domaines de variation des températures de formation, correspondant aux associations de minéraux métalliques, sont compris entre 230—360°C. Les associations minérales se sont formées en conditions physiques pareilles, chaque nouvelle association ayant, au début de sa formation, des températures plus élevées, en comparaison avec celles de la fin de l'association antérieurement déposée. Cette différence de température diminue progressivement vers la fin de l'activité métallogénique. Telles conditions, à fréquents changements de régime thermique, favorisent l'extraction optimum et les dépôts massifs des minéraux métalliques des solutions.

ÎNTREBĂRI

I. Berbelea c: În zona zăcămintelor discutate s-a sesizat de către autor prezența wolframului și bismutului. Aceste două elemente sînt independente sau asociate sulfurilor comune?

Răspuns: A fost citat wolframitul și scheelitul de V. Manilici și I. Kalmar: este posibil ca bismutul să apară în unele sulfosăruri incluse în galenă. Analizele spectrale indică uneori prezența cantitativă a bismutului în galenă.



T. P. Ghițulescu: 1. Între mineralele de gangă sau din salbandă s-a citat numai caolinitul. Lipsesc mineralele argilitice potasice, ca de exemplu illitul și sericitul?

2. În structura geologică a zăcămintelor tratate în comunicare se găsesc corpuri subvulcanice și ce rol li s-a atribuit în metalogeneză?

3. Care ar fi poziția spațială a nivelelor de mineralizație studiate în raport cu poziția ipotetică a suprafeței în timpul formării zăcămintelor?

Răspuns: 1. În umplutura filoniană apar și alte minerale argiloase, dar prezența cantitativă a caolinitului este cu totul caracteristică.

2. Este de presupus că corpurile subvulcanice care apar în structura zăcămintului au controlat activitatea metalogenetică, aceasta cu atât mai mult cu cât zăcămintul studiat se localizează în aria de tranziție către zona subvulcanică.

3. Aspectele paragenetice, ca și condițiile fizico-chimice de formare a mineralizației sugerează condiții genetice specifice unor corpuri subvulcanice, rămase în adâncime.

DISCUȚII

T. P. Ghițulescu: În studiul proceselor metalogenetice este interesant de stabilit poziția lor în evoluția geologică a ariei de localizare, cât și reconstituirea poziției spațiale a nivelelor de concentrare a mineralizației în raport cu suprafața timpului, pentru a se putea interpreta datele de control structural și mai ales acelea de control geotermodinamic. Pe această cale se poate estima înălțimea „diapazonului” de distribuție verticală a zonei de concentrare a mineralizației și perspectiva.

În cazul zăcămintelor de la Văratec, se constată că înălțimea zonei de concentrație a mineralizației este numai de ordinul a 200–300 m, relativ foarte redusă de „diapazonul” obișnuit al mineralizației neogene. Dacă eroziunea a înlăturat partea superioară, aceasta ar însemna că nivelelele actualmente studiate reprezintă baza zonei de concentrare a mineralizației. Trebuie totuși ținut seama de faptul că autorii menționează în gangă minerale silicatate, ceea ce ar putea fi un indiciu că în adâncime s-ar dezvolta un tip de mineralizație cu o paragenză deosebită decît aceea cercetată.



UNELE PUNCTE DE VEDERE PRIVIND CRONOLOGIA PROCESELOR GEOLOGICE ŞI METALOGENETICE ÎN MUNȚII OAȘ — IGNIȘ — VĂRATEC ÎN BAZA UNOR DATĂRI K—Ar¹

DE

OSCAR EDELSTEIN², MIHAI SOROIU³, MARIAN RĂDUȚ², VALENTINA DRAGU⁴,
DUMITRU ISTVAN², VERA CIOROIANU⁵

Abstract

Some Points of View Regarding the Chronology of the Geological and Metallogenetical Processes in the Oaş — Igniş — Văratec Mountains on the Basis of K-Ar Determinations. There were carried out K-Ar age determinations on global samples of rocks for five fresh volcanites and four hydrothermally altered (intensely adularized and sericitized) andesites, obtaining values between 6.8—11.8 m.y. Through these age determinations the following could be established: the age of deposits from the middle-upper part of the Malvensian is of 10.8 ± 0.5 m.y., the eruptive activity ended about 6.8 m.y. ago, the gold-silver-ferrous and lead-zinciferous mineralizations from the Igniş Mountains were emplaced during the interval of 11.8—9.9 m.y., and the polymetallic mineralizations from the Oaş Mountains are of 8.4 ± 0.3 m.y. In this paper are also given arguments regarding the volcanism migration in time.

În ultimii ani s-au realizat progrese însemnate în stabilirea vârstei vulcanitelor din munții Oaş — Igniş — Văratec pe baza raporturilor acestora cu depozite sedimentare bine datate paleontologic. Necesitatea efectuării unor determinări de vîrstă absolută a survenit ca urmare a faptului că nu toate vulcanitele — în special cele mai recente — sînt

¹ Lucrare primită la 7 V 1975, acceptată pentru publicare la 20 V 1975, comunicată în şedința din 30 V 1975.

² Întreprinderea de prospecțiuni și explorări geologice „Maramureș”, Baia Mare, str. Victoriei nr. 146.

³ Institutul de fizică atomică, Măgurele, București.

⁴ Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, str. Caransebeș nr. 1, București.

⁵ Institutul de cercetări și proiectări pentru industria metalelor neferoase, str. Victoriei nr. 154, Baia Mare.



în relații directe cu formațiuni sedimentare fosilifere. Pe de altă parte, asemenea determinări oferă date importante pentru soluționarea controversatei probleme a etapelor de mineralizare. De asemenea, se consideră că în acest fel se pot realiza mai bune corelări cu produsele vulcanice similare din restul lanțului carpatic și o înțelegere mai bună a poziției vulcanismului din Carpați în cadrul evoluției magmatismului orogenic alpin.

În cursul anului 1974 s-au efectuat primele determinări de vîrstă K—Ar, analizîndu-se nouă probe. Evident, un număr atît de restrîns nu poate fi suficient decît pentru a deschide discuții privind problemele de cronologie ale unui vulcanism care are un larg diapozon de vîrstă (Badenian — Pliocen) și ale cărui produse acoperă o suprafață de peste 1 500 km². Din aceste motive, nota de față are un caracter preliminar.

Au fost analizate cinci probe de roci proăspete și patru probe de roci intens metamorfozate hidrotermal (tab. 1). Dozarea potasiului s-a făcut prin metoda activării cu neutroni rapizi (Soroiu, Popescu, 1974), iar dozarea argonului radiogenic prin metoda activării cu neutroni termici (Soroiu, Cerei, 1967). La calcularea vîrstelor K—Ar s-au folosit constantele $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$, $\lambda_{\alpha} = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$ și $^{40}\text{K}/\text{K} = 1,22 \cdot 10^{-4} \text{ g/g}$.

Pentru verificarea preciziei și acurateței determinărilor realizate în cadrul Institutului de fizică atomică, s-au efectuat două datări pe o probă de bazalt din Puy Courny (Auvergne, Masivul Central Francez), probă care analizată în prealabil în Laboratorul de petrografie și geocronologie al Facultății de Științe a Universității din Paris de către Hervé Bellon a indicat $7,44 \pm 0,1$ mil. ani. La cele două determinări au rezultat: $7,52 \pm 0,37$ și $7,44 \pm 0,45$, ceea ce arată o eroare de 5—6%.

Produsele vulcanice din munții Oaș — Igniș — Văratec se raportează la două formațiuni cu caractere distincte: una rioidacitică și alta andezitică. Formațiunea rioidacitică este constituită din tufuri, tufite, ignimbrite și, subordonat, riolite, puse în loc în două momente: Badenian superior și Sarmațian inferior. Vulcanismul andezitic, care are o amploare mai mare, este reprezentat printr-o varietate mai largă de dacite și andezite și s-a manifestat în mai multe etape, începînd din Sarmațianul inferior și pînă către sfîrșitul Pliocenului.

În funcție de modul de manifestare a vulcanului și de momentul desfășurării, în munții Oaș — Igniș — Văratec se individualizează patru sectoare: munții Oaș, munții Igniș — versant sudic, munții Igniș — versant nordic și munții Văratec. Eruptivismul se amorsează în versantul sudic al munților Igniș și migrează în timp către N și W.

Succesiunea vulcanitelor în aceste patru sectoare — în funcție de raporturi de superpoziție și de date paleontologice — este figurată în tabelul 3⁶. (Nu a stat în intenția autorilor gruparea produselor în etape distincte de manifestare vulcanică).

⁶ Cercetările geologice efectuate în regiune au conturat mai multe posibilități de încadrare a vulcanitelor în faze sau cicluri de erupție distincte. Dintre acestea, cele mai semnificative au fost prezentate de Giușcă (1958), Ianovici et al. (1961), Rădulescu, Borcoș (1968), D. Rădulescu et al. (Arh. I.P.E.G. „Maramureș”, Baia Mare), Borcoș et al. (1973).



Activitatea metalogenetică, generatoare a cunoscutelor zăcăminte auro-argentifere și plumbo-zincifer-cuprifere este asociată vulcanismului andezitic. Mineralizația a fost pusă în loc în mai multe faze, începînd din Sarmațian și pînă în Pliocen.

Determinările de vîrstă K—Ar efectuate permit un nou mod de abordare a unora dintre problemele importante în înțelegerea desfășurării

TABELUL 1

Vîrsta K—Ar a unor roci vulcanice din munții Oaș—Igniș—Văratec

Nr. probei	Tipul de rocă	Locul de colectare	K %	⁴⁰ ArRad 10 g ³ /g	Vîrsta 10 ⁶ ani
A. Roci proaspete					
19 469 A	Microdiorit porfir cu hipersten și augit	Izvorul Borcutului, munții Văratec	1,68	0,81	6,8±0,3
19 465	Andezit cu piroxeni, hornblendă și biotit de Gutin	Vf. Gutin, la E de Tăul Morărenilor	2,71	1,43	7,4±0,3
19 480 A	Andezit cu hipersten și augit	Vf. Piatra Viscului, munții Oaș	1,09	0,61	7,8±0,8
19 461	Andezit cu hipersten și augit, de Igniș	Vf. Pietricica, masivul Igniș	1,78	1,07	8,4±0,3
19 463 A	Andezit cuarțifer cu piroxeni și hornblendă, de Piscuiatu	Valea Pojana, munții Igniș	1,66	1,28	10,8±0,5
B. Roci intens hidrotermalizate					
19 468 D	Andezit cu piroxeni și hornblendă intens adularizat	Mina Ghezuri, galeria transv. oriz. intermediar	5,22	3,15	8,4±0,3
19 473	Andezit piroxenic, cu hornblendă sporadică, de Jereapăn, sericitizat	Mina Roata; direcțională fil. V, oriz. Ø	5,21	3,70	9,9±0,3
19 462	Andezit cuarțifer, cu piroxeni și hornblendă de Piscuiatu, adularizat	Mina Săsar direcțională fil. XXV, oriz. XIII	8,81	7,08	11,3±0,3
19 479 B	Andezit cu hipersten și augit, de Seini, adularizat	Mina Ilba; direcțională fil. Firizan, oriz. +40	6,11	5,13	11,8±0,3



proceselor vulcanice și metalogenetice, și anume: momentul încheierii activității vulcanice, migrarea activității vulcanice, vîrstele etapelor de mineralizare. De asemenea, se pot face unele observații asupra vîrstei radiometrice a depozitelor malvensiene.

1. *Observații asupra vîrstei radiometrice a unor depozite malvensiene și a limitei Miocen/Pliocen.* Proba nr. 19 463 A reprezintă un element din aglomeratul andezitului cuarțifer cu piroxeni și hornblendă de tip Piscuiatu care aflurează în cursul văii Poiana — Ilba (munții Igniș, versant sudic). Către partea superioară a complexului de aglomerate apar intercalații de marne cu *Congeria ramphophora* Brus, *C. zsigmondyi* Halaváts, *Limnocardium conjugens* Partsch, *Melanopsis vindobonensis* Fuchs, *Melanopsis bouéi affinis* Handm. Această asociație reprezintă Malvensianul mediu-superior (zonele C, D, E în clasificarea lui Papp, 1951), vîrstă ce corespunde deci și andezitului cuarțifer. Dealtfel, pe baza observațiilor și din alte puncte, se acceptă astăzi unanim (P. Vîlcea nu et al., 1962⁷; Marinescu, 1964; Chițimuş et al., 1967; Borcoş et al., 1973; Giuşcă et al., 1973) vîrsta malvensiană a andezitului cuarțifer de Piscuiatu care apare în versantul sudic al munților Igniș, între Ilba și Baia Sprie.

Rezultă, în consecință, că vîrsta depozitelor din partea median-superioară a Malvensianului este de $10,8 \pm 0,5 \cdot 10^6$ ani.

În tabelul 2 se prezintă schematic corelarea depozitelor malvensiene din bazinul Baia Mare cu depozite din alte bazine, considerate sincrone pe criterii paleontologice. Corelarea s-a făcut pe baza interpretărilor lui Moțaș și Marinescu (1972), Jiříček (1974), Vialov (1974) și Berggren (1973, 1974). Se poate considera că, în linii generale, datările K—Ar confirmă o astfel de corelare, poate cu excepția paralelizării integrale a Malvensianului cu Messinianul, pentru partea bazală a căruia, recent, Berggren indică 6,6 mil.ani.

Determinările efectuate nu au urmărit în mod special obținerea de date privind limita Miocen/Pliocen. Însă, întrucît pentru vulcanite considerate a fi cert postponțiene (andezitul cu hipersten și augit din virful Piatra Viscului) s-a determinat vîrsta de $7,8 \pm 0,8$ mil. ani, se poate presupune că limita Miocen/Pliocen poate fi estimată a fi mai veche de $7,8 \pm 0,8$ mil. ani, fie că Pliocenul începe cu Ponțianul — așa cum consideră Moțaș și Marinescu (1972) —, fie că el urmează Ponțianului, așa cum apreciază Jiříček (1974). Pentru vîrsta mării mare decît 5 mil. ani a limitei Miocen/Pliocen (stabilită ca atare de Berggren pentru bazinul Mediteranean, pe baza foraminiferelor planctonice și a nannoplanctonului) pledează și determinările K—Ar efectuate pe vulcanite din Ucraina Transcarpatică — vulcanite considerate de vîrstă dacian-levantină — care nu au indicat vîrste mai mici de $7,64 \pm 0,6$ mil. ani (recalculat cu $\lambda_e = 0,584$), așa cum rezultă din lucrările lui Bagdasarîan și Danilovici (1968) și Mihailova et al. (1974).

⁷ Arh. I.G.P.S.M.S.



2. *Date noi privind momentul încheierii activității vulcanice.* Asupra momentului încetării activității vulcanice în munții Igniș au fost exprimate idei contradictorii. P a u c ă (1955) afirmă că erupțiile au încetat la limita Meoțian/Ponțian, iar I o r g u l e s c u (1955) argumentează ideea continuării activității explozive și în partea inferioară a Pliocenului prin faptul că în depozite ce conțin o microfaună caracteristică acestui interval stratigrafic a identificat nivele de tufuri andezitice. G i u ș c ă (1958) și R ă d u l e s c u (1958) consideră că unele aspecte ale vulcanismului au continuat și în Pliocen. Echipa de prospecțiuni Baia Mare (1970)⁸ pune în evidență faptul că andezitul piroxenitic de Igniș repauzează peste diatomitul din zona Piatra Marcului (masivul Igniș), pe care G h i u r c a și J a k a b (1967), pe baza unei bogate asociații floristice, o atribuie zonelor G/H ale Pannonianului (echivalente ale Dacianului). Mai târziu, amintind de raporturile cu diatomitul de la Chiuzbaia, B o r c o ș et al. (1973) atribuie ultimelor erupții de andezite piroxenice vârsta pliocen-superioară, pe baza raporturilor de superpoziție față de andezitele piroxenice ponțiene sau de andezitele cuarțifere pannonian-ponțiene. Același punct de vedere este exprimat și de către G i u ș c ă et al. (1973) într-o lucrare de sinteză.

În ceea ce privește munții Oaș, I o n i ț ă (1970) constată că toate fenomenele magmatice sînt de vîrstă pliocen superior-pleistocenă, iar S a g a t o v i c i (1964) consideră că erupțiile au început în Tortonian și au continuat în Sarmațian și Pliocen (poate și în Pleistocen) Referindu-se la partea de nord-vest a munților Oaș, J u d e (1971) arată că activitatea eruptivă de cea mai mare intensitate s-a desfășurat în Pannonianul superior s. l. B o r c o ș et al. (1974)⁹ stabilesc faptul că eruptivismul s-a manifestat în intervalul de timp dintre Ponțianul superior și Pliocenul terminal.

Pentru vulcanitele din zona munților Văratec, vîrsta s-a putut doar presupune, pe baza unor paralelizări. E d e l s t e i n și C h i ț i m u ș (1968)¹⁰ și V a l e n t i n a D r a g u și E d e l s t e i n (1968) arată că cele mai noi erupții din zona Băiuț pot fi echivalate din punct de vedere petrografic și stratigrafic cu andezitul cu hipersten și augit de Igniș. Acestui punct de vedere i se raliază K a l m a r și I o n e s c u D o i n a - O r a n i a (1970)¹¹ și M a n i l i c i et al. (1973)¹². După B o r c o ș et al. (1974)¹³, cele mai noi vulcanite din zona Băiuț sînt andezitele ponțiene.

Astăzi dispunem de o determinare de vîrstă K-Ar asupra rocii, care este considerată de majoritatea cercetătorilor a fi cel mai nou vulcanit din versantul sudic al munților Igniș: andezitul cu piroxen, hornblendă și biotit care alcătuiește masivul Gutii. Acest andezit are $7,4 \pm 0,3$ mil. ani. Determinările de vîrstă K-Ar pun însă în evidență faptul că cea mai tinăra rocă eruptivă este microdiorit-porfirul cu augit și hipersten care formează dyke-uri și cupole în regiunea Poiana Botizei (munții Văratec).

⁸ Op. cit., pct. 6.

^{9,10} Arh. I.P.E.G. „Maramureș”

^{11,12,13} Arh. P.P.E.G. „Maramureș”



El a fost pus în loc în urmă cu $6,8 \pm 0,3$ mil. ani. Această vîrstă corespunde după Mihailova et al. (1974) părții mediane a Dacianului (Kimmerian), iar după Eversden et al. (1974), Plaisancianului (Piacențianului). În mai noua scară a timpului, elaborată de Berggren (1974) pe baza foraminiferelor și a datelor paleomagnetice, această vîrstă ar corespunde bazei Messinianului (!). Evident, în lipsa unui număr mai mare de determinări de vîrstă K-Ar și în absența unor corelări suficient de precise ale Neogenului din bazine izolate ale Paratethysului și din Paratethys și Tethys, este prematur astăzi a se face considerații mai ample. Se poate releva doar faptul că cel mai tîrziu vulcanit probat din munții Oaș — Igniș — Văratec are $6,8 \pm 0,3$ mil. ani și că, deci, nu se poate confirma ideea continuării activității vulcanice și în Pleistocen¹⁴. De curînd, Rădulescu (1973) a pus în evidență prin datări K-Ar că nici în munții Harghita (unde cel mai recent vulcanit are $3,92 \pm 0,2$ mil. ani) activitatea vulcanică nu a continuat pînă în Pleistocen. În tronsonul ucrainian al catenei Vihorlat, Bagdasarian et al. (1968) și Mihailova et al. (1974) nu au determinat vîrste mai mici de $7,6 \pm 0,6$ mil. ani pentru vulcanite considerate de Maleev, Kostjuk, Koronovskii și Milanovski (1966) de vîrstă dacian-levantină (seriile de Ilnițk, Gutin și Bujor), fapt ce o determină pe Mihailova să conchidă că activitatea vulcanică este antelevantină.

Pe baza determinărilor de vîrstă K-Ar, se poate deci avansa ideea că activitatea vulcanică în lanțul Vihorlat — Harghita s-a încheiat înainte de începutul Pleistocenului, iar în sectorul munților Oaș — Igniș — Văratec, chiar înaintea Romanianului. Această idee se cere însă verificată de un număr mai mare de determinări, care, în același timp, ar permite o mai precisă corelare a Dacianului, Romanianului și, poate, a Pleistocenului (dacă există) din această zonă cu echivalentele lor din alte bazine

3. *O confirmare a migrării activității vulcanice.* Considerăm că, într-o primă aproximație, andezitul cu augit și hipersten din ultima fază de erupție ar putea servi drept reper în cronostratigrafia vulcanitelor din munții Oaș — Igniș — Văratec. Acesta reprezintă întinse curgeri de lavă în munții Oaș, constituie roca principală care participă la alcătuirea edificiilor vulcanice majore din versantul nordic al munților Igniș și apare de asemenea și în versantul sudic al acelorași munți. În munții Văratec, andezitul cu hipersten și augit apare mai ales ca și corpuri intrusive, sub formă de mici cupole și dyke-uri. Se poate afirma că andezitul cu hipersten și augit are o poziție bine stabilită în evoluția vulcanismului în fiecare din aceste zone. O astfel de interpretare permite unele observații asupra corespondențelor în timp între procesele vulcanice manifestate

¹⁴ Există totuși unele rezerve. În munții Oaș — Igniș — Văratec există alte vulcanite, relativ recente, a căror vîrstă nu a putut fi determinată în raport cu roci sedimentare date paleontologic. Dintre acestea, sill-urile constituite din andezit augitic ± olivină și dyke-ul de andezit cu hipersten și augit ± olivină din Valea Runcului — Săpînța (Edelstein et al., 1973) ar putea fi roci mai noi.



în sectoarele Oaaș, Igniș și Văratec: andezitul din vârful Igniș are $8,4 \pm 0,3$ mil. ani, cel din Piatra Viscului (munții Oaaș) — $7,8 \pm 0,8$ mil. ani, iar microdiorit-porfirul din Izvorul Borcutului (munții Văratec) numai $6,8 \pm 0,3$ mil. ani. Valorile acestea se însușează unor alte date (Borcoș, 1970¹⁵), care, toate, evidențiază tendința de migrare a vulcanismului andezitic dinspre munții Igniș către NV, spre munții Oaaș și către est spre munții Văratec, pe direcția arcului vulcanic.

În ceea ce privește migrarea vulcanismului la scara mai largă a lanțului Oaaș — Tibleș — Harghita, s-a arătat încă de mult timp că cele mai tinere vulcanite apar în munții Călimani — Gurghiu — Harghita, fapt care a condus la concluzia că vulcanismul a migrat către SE. Dar, dacă se compară datele de vîrstă K-Ar obținute pentru andezitele cu augit și hipersten din munții Oaaș — Igniș — Văratec ($8,4 - 6,8$ mil. ani) cu cele obținute pentru roci similare din munții Călimani (Rădulescu, 1973: andezit cu augit și hipersten $7,08 \pm 0,21$ mil. ani și bazalt cu augit și olivină $7,37 \pm 0,66$ mil. ani), se poate observa faptul că momentele în care s-a amorsat vulcanismul care a generat andezitul cu augit și hipersten sînt sensibil apropiate în cele două sectoare. Migrarea este mai evidentă la nivelul ciclurilor de erupție.

4. *Idei privind caracterul eruptivismului în munții Văratec.* Cunoașterea vîrstei microdiocrit-porfirului din Izvorul Borcutului (munții Văratec) este privită de către autori drept o cale indirectă de evidențiere a modului specific de desfășurare a vulcanismului în zona estică a munților Oaaș — Igniș — Văratec. Forma de zăcămint dominantă a vulcanitelor care participă la alcătuirea munților Văratec este aceea de neck-uri, mici lacolite, apofize, dyke-uri și cupole. Faptul că în munții Igniș forma de zăcămint predominantă o constituie curgerile de lavă cu intercalații de vulcanoclastite, care repauzează peste sau alternează cu depozite sedimentare de vîrstă neogenă, în timp ce în munții Văratec apar corpuri cu caracter intrusiv și depozitele Paleogenului aflorază, ar putea duce la concluzia că în această din urmă regiune eroziunea a fost mai intensă și că datorită acțiunii sale și, poate, grație unor mișcări care au ridicat acest tronson al lanțului vulcanic au fost scoase la zi nivelele mai profunde, canalele care au alimentat aparatele vulcanice. Această supoziție este însă infirmată de vîrsta relativ recentă a vulcanitelor din această zonă: proba 19 469 A — $6,8 \pm 0,3$ mil. ani. Este greu de presupus — perioada fiind scurtă — că în regiune ar fi activat aparate vulcanice importante pe care eroziunea să le fi distrus. Nu poate fi vorba decît de o caracteristică a modului de desfășurare a vulcanismului în munții Văratec, care le conferă trăsătura de unitate de tranziție între sectorul munților Igniș, caracterizat de structuri extrusive și sectorul munților Tibleș — Toroioaga — Bîrgău cu corpuri intruse, de dimensiuni relativ mari.

5. *Observații asupra vîrstei mineralizațiilor.* În munții Oaaș — Igniș — Văratec metalogeneza este asociată vulcanismului andezitic. Fazele

¹⁵ M. Borcoș. Cercetări de microtermometrie geologică cu privire specială asupra unor procese metalogenetice și petrogenetice din România. Teză de doctorat, 1970. București.



de mineralizare au succedat perioadele efuzive de maximă intensitate. Interpretarea în mod diferit a raporturilor dintre mineralizație și vulcanite a condus la presupunerea existenței în munții Gutii a unei singure faze de mineralizare (Giușcă et al., 1969), a două faze (Rădulescu, Borcoș, 1968, Echipa de prospecțiuni Baia Mare, 1970¹⁶), a trei faze (Gherasi, 1970, Borcoș, Lang, 1973) sau a mai multor faze (Socolescu, 1957). Pentru zona munților Oaș, Borcoș et al. (1974)¹⁷ aduc dovezi privind existența a două etape de mineralizare.

Disponem astăzi de determinări de vîrstă K-Ar pentru patru andezite din imediata vecinătate a unor filoane hidrotermale, intens transformate (substituite substanțial prin adular sau prin sericit). Întrucît metasomatoza potasică este un proces asociat destul de intim mineralizării, pe care o precede, se poate considera că valorile obținute corespund, cu aproximație, și etapelor de mineralizare.

Trei dintre probe reprezintă cele trei petrotipuri de vulcanite larg dezvoltate în versantul sudic al munților Igniș, cărora, după Borcoș și Lang (1973) li se asociază cite o etapă de mineralizare:

- 19 479 B — andezit cu hipersten și augit de Seini (Volhynian), adularizat, zăcămintul Ilba — Firizan — $11,8 \pm 0,3$ mil. ani
- 19 462 — andezit cuarțifer de Piscuiatu (Malvensian) adularizat, zăcămintul Săsar — Sofia — $11,3 \pm 0,3$ mil. ani
- 19 473 — andezit piroxenic cu hornblendă de Jereapăn (Pontian?), sericitizat, zăcămintul Cavnic — Roata — $9,9 \pm 0,3$ mil. ani

Referindu-ne la aceste date, s-ar părea că ele confirmă punctul de vedere conform căruia în versantul sudic al munților Igniș s-ar fi manifestat trei faze de mineralizare distincte. Dar, diferența de vîrstă dintre mineralizațiile de la Săsar și Ilba, pentru care Costache (1969) a adus argumente că sînt diferite în timp, este nesemnificativă: cele două valori se pot considera egale, dacă se ține seama de mărimea erorii metodei. Deși semnificativă din punct de vedere matematic, diferența de vîrstă dintre mineralizațiile de la Roata și de la Săsar nu prezintă nici ea o valoare mare; iar dacă se are în vedere faptul că durata formării mineralelor filoniene într-un zăcămint epitermal este de aproximativ 1 mil. ani (Silberman, 1971), devine dificil de stabilit dacă vîrstele determinate pentru mineralizațiile de la Ilba, Săsar și Roata definesc trei faze distincte, bine individualizate sau dacă ele surprind momente diferite ale unui proces desfășurat pe un interval de timp relativ mai larg. Evident, prin acumularea de noi date de vîrstă K-Ar, care să se refere și la alte zăcăminte, se va putea da un răspuns mai concludent acestei probleme.

Diferențele sînt însă evidente atunci cînd se compară vîrsta mineralizației din munții Oaș ($8,4 \pm 0,3$ mil. ani) cu aceea a mineralizațiilor

¹⁶ Op. cit., pct. 8

¹⁷ Op. cit., pct. 9



TABELUL 3

Schema simplificată a evoluției vulcanismului neogen în munții Oaș — Igriș — Văratec

Munții Oaș	Munții Igriș - versant nordic	Munții Igriș - versant sudic	Munții Văratec
<p>Andezit cu hipersten și augit (Piatra Viscului)</p> <p>[Mineralizatie] 8.4</p> <p>Andezit cu piroxeni și hornblendă</p> <p>Andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit.</p> <p>Andezit cu hipersten și augit</p> <p>** Dacit, hialodact, hialoandezit</p> <p>[Mineralizatie]</p> <p>Andezit cuarțifer cu piroxeni și hornblendă (de Găguneașca)</p>	<p>Andezit piroxenitic cu olivină.</p> <p>Andezit cuarțifer cu biotit (de Pleșa Mare)</p> <p>Andezit cu hipersten și augit (de Igriș)</p> <p>Andezit amfibolic (de Breze)</p> <p>Andezit cuarțifer (de Neresen)</p>	<p>Andezit cu piroxeni, amfiboli și biotit (de Gubin)</p> <p>Andezit cu hipersten și augit (de Igriș)</p> <p>Andezit amfibolic (de Breze)</p> <p>[Mineralizatie] 9.9</p> <p>Andezit piroxenitic ± hornblendă (de Jereșpân)</p> <p>[Mineralizatie] 11.3</p> <p>Andezit cuarțifer cu piroxeni și hornblendă (de Piscuțu)</p> <p>Dacit cu piroxeni și hornblendă (de Ulmoasa)</p> <p>[Mineralizatie] 11.8</p> <p>Andezit cu hipersten și augit (de Selint)</p>	<p>Microdiorit porfir cu hipersten și augit</p> <p>[Mineralizatie]</p> <p>Microdiorit porfir cu piroxeni și hornblendă</p> <p>Andezit cuarțifer cu hornblendă și biotit</p>
Formațiunea andezitică	Formațiunea andezitică	Formațiunea andezitică	Formațiunea andezitică
Tuf dacitic cu biotit	Tuf dacitic cu biotit (de Remeți)	Tuf dacitic cu biotit (de Remeți)	Tuf dacitic cu biotit
Complex vulcanoclastic riodacitic	Complex vulcanoclastic riodacitic (presupus)	Complex vulcanoclastic riodacitic	Complex vulcanoclastic riodacitic

1 *Hioeypris brady*, *Caspiolla* cf. *C. balcanica*, *Pontoniella acuminata* (Cojocă et al., 1973); 2, *Elphidium macellum*, *Porosonion subgranosus*; 3, *Cardium* (*Cerasoderma*) *gleichenbergense*, *C. absolum jekeliusi*, *Ervilia dissita*, *Elphidium incertum* (E d e l s t e i n et al., 1973); 4, *Cibicides lobatulus*. In erupție, *Articulina problema* (E d e l s t e i n et al., 1973); 5, *Congeria zsigmondyi*, *C. banatica*, *C. marocovici*, *Limnocardium humilicostatum* (V a l e n t i n a D r a g u, E d e l s t e i n, 1971); 6, *Congeria ramphophora*, *Limnocardium conjugens*, *Melanopsis vindobonensis*, *M. bouei affinis* (C h i ț i m u ș et al., 1967); 7, *Cardium* sp. *Mactra* sp. *Aenaea sceni* (E d e l s t e i n et al., 1970); 8, *Cardium* (*Cerasoderma*) *gleichenbergense*, *C. pium. pium.*, *Ervilia dissita dissita*, *Nonton granosum* (E d e l s t e i n et al., 1970); 9, *Ostrea dilatata*, *Pycnodonta cohiclar* var. *nauticularis*, *Bullimina aculeata*, *Bolivina anliqua*, *Globigerina bullioides*. (Echipa de prosp. Baia Mare, 1970).



din munții Igniș. Vîrsta mai nouă a mineralizației din munții Oaș constituie încă o dovadă a migrării în timp și spațiu a activității vulcanice.

Autorii aduc călduroase mulțumiri geologilor G. Weisz, P. Cristea, T. Bîlcu, I. Schmidtco și I. Ghilvaci pentru ajutorul acordat la colectarea probelor și geologilor P. Dumitrică și Gh. Popescu pentru prețioasele sugestii.

BIBLIOGRAFIE

- Bagdasarjan G. P., Danilovici L. G. (1968) Novie dannie ob absolutnov vozraste vulcanischih obrazovanii Zakarpatia. *Izv. Akad. Nauk. SSSR*, 9/1968, Moskva.
- Bagdasarjan G. P., Vass D., Gukasian P. H. (1974). Materiali k gheohronologiceskoi scale absolutnogo letoiscislenia. V. sb. Novie dannie absolutnogo gheohronologhii, *Nauka*, 240—244. Moskva.
- Berggren W. A. (1973) Biostratigraphy and Biochronology of Late Miocene (Tortonian and Messinian) of the Mediterranean. *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*. Amsterdam.
- Berggren W. A. (1973 a) The Pliocene Time Scale: Calibration of Planctonic Foraminiferal and Calcareous Nannoplankton Zones. *Nature*, 243, 5407, 391—397.
- Bleahu M. D., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogen Carpathian Arc: Continental Arc. Displaying the Features of an Island Arc. *J. of geophys. res.*, 78, 23.
- Borcoș M., Lang B. (1973) Le controle structural dans la metallogenèse néogène des Monts Gutii. *Rev. roum. géol. géophys. géogr., série de géol.*, 17,1, 1973. București.
- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1973) Evoluția vulcanismului neogen în partea centrală a munților Gutii (Băița — Certeze — Săpînța — Baia Sprie). *St. tehn. econ.*, 1,9,7—34. București.
- Chițimuș V., Chivu Maria, Dragu Valentina, Edelstein O., Kalmar I., Mărgărit Eugenia (1967). Asupra vîrstei unor erupțiuni din bazinul minier Baia Mare. *D. s. Com. Geol.*, LIII (1965—66). București.
- Costache C. (1969) Dyke-uri de andezite cuarțifere tip Piscuiatu în perimetrul Ilba. *Rev. minelor*, 8.
- Dragu Valentina, Edelstein O. (1968). Asupra prezenței Pannonianului la nord și vest de Băiuț (Baia Mare). *D. s. Com. Geol.*, LIV/1. București.
- Edelstein O., Dragu Valentina, Chiorpec Mioara (1970). Observații asupra vulcanitelor și depozitelor sarmațiene străbătute de forajul nr. 303 valea Colbului — Băița (Baia Mare). *D. s. Com. Stat Geol.*, LV/1. București.
- Edelstein O., Răduț M., Bologa B., Cojoccea C., Götz A., Weisz G., Dragu Valentina, Istvan Dumitru, Babucea Yvonne (1973). Sill-urile andezitice din versantul nordic al munților Gutii. *D. s. Inst. Geol.*, LIX/1. București.
- Gherasi N. (1970) Observații asupra mineralizațiilor de la Băia Mare în legătură cu tectogeneza alpină. *D. s. Inst. Geol.*, LV. București.
- Ghiurca V., Jakab E. (1967). Diatomita de la Chiuzbaia (Baia Mare). *Studia Univ. „Babeș Bolyai”*, ser. geol., geogr., 1. Cluj.



- Gillet S., Faugères (1974) Mise au point sur le Néogène du domaine égéen. *Geologische Rundschau*, 63,6, 1974, 1173—1179. Berlin.
- Giuşcă D. (1958) Die Entwicklung des Vulkanismus in der Gegend von Baia Mare. *Congr. Asoc. Carp.-Balc.* Kiev.
- Giuşcă D., Cioflică G., Udubaşa G. (1969) Metallogenesis Associated to Neogene Volcanism in the Romanian Carpathians. *Rev. roum. géol. géoph., géogr., série de géol.*, 13/1. Bucureşti.
- Giuşcă D., Borcoş M., Lang B., Stan N. (1973) Neogen Volcanism and Metallogenesis in the Gutii Mountains. *Symposium Volcanism and Metallogenesis*. Bucharest.
- Givulescu R., Ghiurca V., Diaconeasa B. (1964) Vorläufige Mitteilung über die pannonische Flora von Chiuzbaia (baz. Maramureş, Rumänien). *Njb. Geol., Paläont.*, M. b. 1. Stuttgart.
- Ianovici V., Giuşcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghişă I., Dimitrescu R. (1961) Ghidul Baia Mare. *Congr. VI G, Asoc. Carp.-Balc.* Bucureşti.
- Ioniţă S. (1970) Cercetări geologice în Ţara Oaşului (Turţ — Batarci — Tarna Mare). *D. s. Inst. Geol.*, LVI (1968—1969). Bucureşti.
- Iorgulescu Th. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. s. Com. Geol.*, XXXIX. Bucureşti.
- Jiříček R. (1974) Corrélation du Néogène supérieur des régions de la Paratethys et de la Tethys. *Geologický zborník — Geologica Carpathica*, XXV, 1, 145—166. Bratislava.
- Jude R. (1971) Asupra unor vulcanite sticloase din nord-vestul eruptivului Oaşului. *St. cerc. geol., geogr., seria geol.*, 16, 2. Bucureşti.
- Konečný V., Bagdasarian G. P., Vass D. (1969) Evolution of Neogene Volcanism in Central Slovakia and its Confrontation with Absolute Ages. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.*, T. 13. Budapesta.
- Koronovskii N. V., Milanovskii E. E. (1966) K voprosu o vozraste stratovolcanov Siniak i Borliov-Dil (Zakarpacie). *Ocerki po gheologii Sovetskikh Carpat*. Moskva.
- Merlici B. V., Spitkovskaia S. M. (1974) Glubinnie razloml, neoghenovli magnatism i orudenenie Zakarpattia. Lvov.
- Mihailova N. P., Glevasscaia A. M., Ţicora V. N. (1974) Paleomagnetizm vulcanoghennih porod i reconstrucţiia gheomagnitnogo polia Neoghena. *Izd. „Naukova dumka”*, 1974. Kiev.
- Milanovskii E. E., Koronovskii N. V. (1973) Orogennii vulcanizm i tectonica Alpiiskogo poiasa Evrazii. *Izd. „Nedra”*, 1973. Moskva.
- Motaş C. I., Marinescu F. (1971). Evoluţia şi subdiviziunile Sarmaţianului în bazinul dacic; Malvensianul, nou termen stratigrafic. *D. s. Inst. geol.*, LVIII (1971). Bucureşti.
- Paucă M. (1952) Sedimentarul din zona eruptivă de la nord de Baia Mare. *D. s. Com. Geol.*, XXXIX. Bucureşti.
- Rădulescu D. (1958) Studiul petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Seini — Ilba — Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.*, XXXI. Bucureşti.
- Rădulescu D. P. (1973) Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita. *D. s. Inst. geol.*, LIX/4. Bucureşti.
- Rădulescu D. P., Borcoş M. (1968) Aperçu générale sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI. Bucureşti.
- Rădulescu D. P., Peltz S., Stanciu Constantina (1973) Neogene Volcanism in the East Carpathians (Călimani — Gurghiu — Harghita Mts). *Guide Symposium Volcanism and Metallogenesis*, 1973. Bucharest.



- Sagatovici Alexandra (1968) Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaș. *Inst. Geol. St. tehn. econ.* 15. București.
- Seneš J., Cicha I. (1973) Neogene of the West Carpathian Mts. *Guide X Congress of Carpathian-Balkan, Geological Association*, 1973. Bratislava.
- Socolescu M. (1957) Observații asupra metalogenezei și zonalității în provinciile metalogenetice ale Carpaților Orientali și Baia Mare. *Rev. minelor*, VIII, 1. București.
- Shafiquallah M., Damon P. E. (1974) Evaluation of K-Ar isochron methods. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 38, 1341—1358.
- Vass D., Bismuth H. (1971) Compte-rendu du V-ème Congrès du Comité de Stratigraphie de Néogène Méditerranéen (Lyon, Septembre 1971). *Notes du Service Géologique*, 40. Tunis.

QUELQUES POINTS DE VUE SUR LA CHRONOLOGIE DES PROCESSUS GÉOLOGIQUES ET MÉTALLOGÉNIQUES DES MONTS OAȘ—IGNIȘ—VĂRATEC, À PARTIR DES DATATIONS K-AR

(Résumé)

À la constitution des monts Oaș — Igniș — Văratec participent des produits volcaniques se rattachant à deux formations avec caractères différents, l'une rhyodacitique et l'autre andésitique, mises en place depuis le Badénien et jusque vers la fin du Pliocène. Des déterminations d'âges K-Ar ont été récemment effectuées, sur des échantillons globaux de roche, pour cinq volcanites fraîches et pour quatre andésites fort transformées hydrothermalement (adularisées ou séricitisées).

On a fait l'analyse radiométrique d'un élément prélevé de l'aggloméré de l'andésite quartzifère à pyroxènes et hornblende de Piscuiatu, intercalé dans les dépôts sédimentaires qui renferment *Congerina ramphophora*, *C. zsigmondyi*, *Limnocardium conjugens*, *Melanopsis vindobonensis*, *Melanopsis bouéi* aff., par suite de laquelle a été obtenu un âge de $10,8 \pm 0,5$ m.a. De la sorte, on peut préciser l'âge des dépôts de la partie médiane supérieure du Malvensien (les zones C, D, E dans la classification de P a p p).

Les volcanites les plus jeunes des monts Oaș, Igniș et Văratec ont $7,8 \pm 0,8$ m.a., $7,4 \pm 0,3$ m.a. et notamment $6,8 \pm 0,3$ m.a. Faute d'échelles chronostratigraphiques précises, il est difficile de formuler des considérations plus amples sur la signification de ces données. On peut pourtant affirmer que la fin de l'activité volcanique peut être placée avant le Pléistocène. Vu que ces âges soient comparables à ceux déterminés pour les volcanites des séries de Bujor et de Gutin, considérées par les chercheurs soviétiques d'âge dacien-levantin, le problème qui reste à résoudre c'est de préciser la signification temporelle de la faune dacien-levantine.

Les déterminations radiométriques mettent en évidence pour les minéralisations auro-argentifères et plombo-zincifère-cuprifères des monts Igniș des âges de $11,8 \pm 0,3$ m.a.; $11,3 \pm 0,3$ m.a. et $9,9 \pm 0,3$ m.a.

Si l'on tient compte du fait que certains auteurs considèrent que la durée de la formation des minéraux filoniens, dans un gisement épithermal, est d'environ 1 m.a., il serait difficile d'établir si les âges déterminés se rapportent à trois phases de minéralisation bien individualisées ou s'ils marquent des moments différents d'un processus déroulé dans un intervalle de temps relativement plus large.



Pour les minéralisations polymétalliques du gisement de Ghezuri, monts Oaş, on a établi l'âge de $8,4 \pm 0,3$ m.a.

DISCUȚII

M. Oșianu: Sugerez verificarea unor ipoteze conform cărora mineralizațiilor existente în zonă magmatismului neogen li s-ar atribui o vîrstă hercinică, rolul magmatismului neogen rezumîndu-se în acest caz la simpla remobilizare a sulfurilor. Probabil că metoda Pb^{206}/Pb^{207} ar fi în măsură să elucideze problema unor remobilizări de asemenea anvergură.

Răspuns: Asemenea determinări sînt în curs de efectuare. Este de așteptat ca rezultatele ce se vor obține să permită aducerea unor contribuții la clarificarea problemei originii metalelor din zăcămintele asociate vulcanismului neogen din munții Oaş-Ig-niș-Văratec.

H. G. Krätner: 1. Pentru datarea K/Ar a unor roci cu vîrste de ordinul cîtorva milioane de ani va fi necesar a se lua în considerare o valoare medie rezultată din cel puțin 3—5 analize pentru fiecare tip de andezit.

2. Neconcordanța față de evidența geologică a unora din vîrstele K/Ar prezentate de Dv. și pentru care presupuneți erori de analiză (exemplu: andezitul de Piscuiatu, proaspăt și transformat; valorile mici pentru rocile în facies subvulcanic) poate fi interpretată prin acceptarea următorului model pentru evoluția difuziunii argonului într-o structură vulcanică simplificată:

a) În domeniul subvulcanic vîrstele K/Ar reprezintă vîrste de răcire (cooling ages). Ele nu indică deci momentul punerii în loc a magmei respective, ci timpul de la care în urma răcirii sub $250-300^{\circ}\text{C}$ roca a devenit un sistem închis pentru difuziunea argonului. Acest timp poate fi de ordinul a unui milion de ani.

b) În domeniul transformărilor hidrotermale se ajunge la o restructurare mineralogică însoțită de pierderea argonului. Dacă se imaginează un prag de temperatură corespunzător limitei superioare a transformărilor hidrotermale, se poate presupune o acumulare în această zonă a argonului eliberat prin restructurările din adîncime. Vîrstele pe roci transformate hidrotermal vor fi deci neconcludente, ele fiind sistematic fie mai mici (în zonele de pierdere a argonului), fie mai mari (în zona de acumulare a argonului sub prag), față de vîrsta reală a rocii sau a procesului de transformare hidrotermală.

c) Rezultă că numai datările pe roci provenite din curgeri de lavă, care sînt supuse unei răcirii rapide după punerea lor în loc și care nu au fost afectate de procese ulterioare de transformare, pot da vîrste K/Ar satisfăcătoare pentru intervale de timp de ordinul a cîtorva milioane de ani și cu semnificații geologice reale.



GEOLOGIA ȘI PETROLOGIA VULCANITELOR NEOGENE DIN NORD-VESTUL ZONEI ERUPTIVE A MUNȚILOR OAȘ (REGIUNEA TARNA MARE — TURȚ)

DE

RADU JUDE¹

Abstract

Geology and Petrology of Neogene Volcanites from the North-Western Eruptive Zone of the Oaș Mountains (Tarna Mare — Turț Region). The north-western eruptive formations of the Oaș Mountains (Tarna Mare — Turț region) are generated by the Neogene subsequent magmatism which displayed an intense activity in the inner part of the Carpathian Orogene. Within the investigated region the pyroxene andesites are dominant, representing products of some recurrent eruptions, Pannonian-Pliocene in age, which alternate with hypersthene varieties (hyaloandesite, hyalodacite, „trachyandesites”), respectively with amphibole andesites and quartz andesites. The eruptive formations made up stratovolcanic apparatus, lava volcanoes and extrusive domes. Subvolcanic eruptions of microdiorites and porphyric microgranodiorites, sporadically dolerites associated with the extrusive volcanic activity. From the stratigraphic relationships with sedimentary deposits it results that the age of eruptions is Pannonian-Pontian and post-Pontian. The main eruptions are framed in the second cycle of the Gutli Mountains; the late activity of basaltic andesites belongs to the third cycle, to the Bujor sequence from the Transcarpathian Ukraine respectively. The petrochemical interpretation of data of silicate analyses points out that the eruptive rocks under study belong to the chalc-alkaline magma series; some eruptive terms: „pigeonite” bearing pyroxene andesite and andesites with amphibole and pyroxene show a weak tholeiitic character. The volcanites from the north-west of the Oaș Mountains have their origin in a basaltic magma which underwent an evolution characteristic of the chalc-alkaline magmas, with some peculiar aspects. One of the aspects is suggested by the increasing content in Fe oxides and less in Ti the pyroxene andesites and in those with pyroxene and amphibole, as well as by micronic occurrences of orthomagmatic sulphides in the rocks. A second aspect is yielded by the outstanding development of the hypersthene volcanites with their glassy derivations. One may admit that this points out noticeable assimilation processes of sialic material the magma during its evolution. This phenomenon may be explained taking into account the plate tectonics in close connection with the crustal subduction mechanism from the Carpathian

¹ Universitatea din București, Facultatea de geologie și geografie.



Domain (Rădulescu, Săndulescu, 1973). The assimilation processes of sialic substance and possibly crossbreeding phenomena within latent magma chambers could explain the grading of the primary magma from a basic composition into an intermediary, andesitic one. The tridymite occurrences within the volcanites with magmatically resorpted hornblende are looked upon as typo-morph for the volcanic craterial zones.

Terenurile cu roci vulcanice din nord-vestul zonei eruptive a munților Oaș au constituit obiectul preocupărilor noastre în decursul mai multor ani. Începute în 1958—1959 și continuate în 1961—1963, cercetările noastre în această regiune au avut, într-o primă etapă, caracter de prospecțiuni pentru minereuri neferoase. Într-o a doua etapă, 1965—1972, investigațiile noastre au urmărit atît aspecte petrografice și vulcanologice ale terenurilor eruptive, cît și fenomenele postmagmatice și în special problema metalogenezei asociată magmatismului terțiar din regiune.

Lucrarea de față tratează geologia și petrologia vulcanitelor neogene din regiunea menționată, precum și unele aspecte vulcanologice.

Regiunea care a format obiectul cercetărilor noastre se situează la extremitatea nord-vestică a țării, în județul Satu Mare, pe teritoriul comunelor Tarna Mare, Bătarci, Turț și parțial Cămirzana. Suprafața cartată și reprezentată pe harta geologică anexată iucrării este conturată pe trei părți — la vest, la nord și NE — de granița de stat cu U.R.S.S. ; spre sud este delimitată de o linie care ar uni localitățile Turț și Cămirzana, situate aproximativ pe traseul paralelei de 48°.

Formele de relief cele mai pronunțate se grupează în partea estică a regiunii, începînd cu creasta Gorzăului (altitudine de 650 m) de la nord de Băile Tarnei și care reprezintă prelungirea sudică a muntelui Frasin, situat în cea mai mare parte pe teritoriul Ucrainei transcarpatice. În continuare, spre sud, urmează vîrfurile Chicerei, Holmul Mare, masivele Tompei, Căpîrcei și Căslășul a căror altitudine depășește în general 600 m. Un caracter mai unitar reprezintă zona cu aspect montan din centrul regiunii, deși aici altitudinile nu mai ating 600 m. Principalele cote sînt marcate în această zonă prin Măgura Tarnei, vîrfurile Teiului, dealul Bătarșilor, vîrfurile Nucului și mai la SV, Măgura Bătarșilor cu Dealul Babii. În zonele limitrofe, spre vest, se detașează creasta dealului Hatu și masivele Colnic și Pleșcuț de la Tămășeni, iar în estul regiunii, la Cămirzana, dealurile Cetățuia Mare și Cetățuia Mică. Sînt masive vulcanice, în general de formă conică, înconjurată de terenuri sedimentare a căror altitudine coboară la 200 m, ceea ce conferă o notă specifică peisajului oșenesc. Principalele cursuri de apă sînt valea Tarnei cu afluentul său valea Bătarșilor care se varsă în riul Tisa, apoi valea Turșilor și Valea Mare (la Cămirzana), ambele tributare riului Tur, la rîndul său afluent al Tisei.



I. UNELE DATE PRIVIND ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE

Cele mai vechi preocupări de cercetare geologică în regiune se confundă cu interesul pentru mineralizațiile metalifere și pentru aparițiile de cărbuni din „Țara Oașului”.

Referiri la regiunea Tarna Mare — Turț datează din secolul trecut, lucrări sistematizate apar însă la începutul secolului al XX-lea.

P a u c ă (1954) face interesante observații asupra sedimentarului din bazinul Oașului; la Cămîrzana menționează prezența Sarmațianului, iar la Turț, Bătărca și Tarna descrie depozite ponțiene. P a u c ă susține ideea unui Ponțian transgresiv peste depozitele sarmațiene. Cit privește rocile vulcanice, acestea sînt atribuite unor erupții preponțiene, ipoteză care în vederile noastre apare numai parțial acceptabilă.

În continuare, regiunea a fost cercetată de I o n i ț ă care în rapoartele geologice și într-o lucrare recent publicată (1972) atribuie depozitelor sedimentare o vîrstă pliocen-superioară (Dacian și Levantin), iar formațiunilor eruptive, vîrsta pliocen superioară-pleistocenă.

Terenurile eruptive din zonele limitrofe spre SE și S (Cămîrzana, Bixad, Ghertă, Călinești, Orașul Nou) au fost cercetate de I. C. P o p e s c u (1956, 1957)². V. B î r l e a, în urma cercetărilor sale, ajunge la concluzia că vulcanitele acide de la Orașul Nou sînt de natură ignimbritică. Sedimentarul din partea centrală și vestică a bazinului Oașului a fost cercetat de A l e x a n d r a S a g a t o v i c i, care în lucrarea publicată în 1968 oferă interesante date asupra stratigrafiei și faunei depozitelor neogene, precum și observații asupra rocilor eruptive. Diferite sectoare ale regiunii Cămîrzana — Bixad au fost cercetate apoi de I. G h e o r g h i ț ă, C. T e o d o r u, R. J u d e, F e l i c i a B a r b u în 1959 și de L i d i a B î r l e a, V. B î r l e a și O l g a I o n e s c u în 1967 în cadrul programului C.S.G.

Cercetările noastre în regiunea Tarna Mare — Turț s-au desfășurat în mai multe etape, începînd din 1958—1959, cînd a fost inițiat un program de explorare. O parte din rezultatele acestor cercetări sînt consemnate într-o lucrare publicată în colaborare (M a n i l i c i et al., 1970). Într-o altă lucrare (J u d e, 1971) s_abordează problema petrologiei vulcanitelor în facies sticlos de la Bătărca-Turț-Tămășeni.

Investigațiile geologice, geofizice și geochimice ale Întreprinderii geologice de prospecțiuni și lucrările formațiilor de explorare I.G.E.X., respectiv ale I.P.E.G. „Maramureș” aduc remarcabile contribuții la cunoașterea regiunii. Spre exemplu, cercetările geofizice conduse de S. F o t o p u l o s (1964)³ pun în evidență un cîmp de maxim gravimetric care suscită interesul pentru noi investigații asupra structurii fundamentului.

Recent, regiunea a fost cuprinsă în programul de cercetare geologică complexă, inițiat de Institutul de geologie și geofizică pentru zona Oaș — Gutii (M. B o r c o ș et al., 1972, 1973)⁴.

^{2,3} Arh. I.G.P.S.M.S.

⁴ Arh. I.G.G.



II. ÎNCADRAREA GEOLOGICĂ A REGIUNII TARNA MARE — TURȚ

Ocupînd o însemnată parte din terenurile sedimentare și eruptive ale munților Oaș, regiunea Tarna Mare — Turț se încadrează din punct de vedere geologic în depresiunea neogenă situată în partea internă a orogenului Carpaților de NE. Din Slovacia de est, depresiunea internocarpatică neogenă se continuă pe teritoriul Ucrainei transcarpatice și apoi pe teritoriul românesc în bazinele Oașului și al Maramureșului. Amplasată pe un fundament constituit în principal din roci cretacice și paleogene aparținînd domeniului de fliș carpatic, depresiunea neogenă apare alcătuită dintr-o cuvertură groasă de depozite de molasă miocene și pliocene, cu o participare redusă a formațiunilor lagunare-salifere. Acestea li se asociază, încă din Miocen, o suită de roci vulcanogene, generate în mare parte de centrîi eruptivi ai zonei Vihorlat — Oaș — Gutii.

Formațiunile de geosinclinal ale fundamentului preneogen sînt cunoscute pe teritoriul românesc în bazinul maramureșan și mai la sud în structurile tectonice denumite „pînza Botizii și pînza wildflisch-ului”.

Sucesiunea stratigrafică a depozitelor neogene începe — în bazinul maramureșan — cu Tortonianul, transgresiv și discordant peste flișul paleogen. În cuprinsul depozitelor tortoniene au fost separate : un orizont de tufuri dacitice în bază conținînd intercalații de marne cu globigerine, paralelizat cu orizontul tufului de Dej din bazinul Transilvaniei ; depozite lagunare (salifere) în care se încadrează și zăcămintul de sare de la Ocna Șugatag, apoi un complex de marne, gresii și șisturi argiloase, echivalat cu orizontul șisturilor cu radiolari, iar la partea superioară, orizontul marnelor cu *Spirialis* (M o t ă ș, 1956).

În continuitate de sedimentare, peste Tortonianul superior urmează Sarmațianul¹, constituit predominant din marne și din alternanțe de marne și argile cu gresii și, subordonat, nisipuri și conglomerate. Depozitele sarmațiene conțin intercalații de tufite și tufuri andezitice și dacitice. În zona văii Mării se cunoaște o faună volhyniană cu *Mactra eichwaldi*, *Modiolus sarmaticus*, *Syndesmya reflexa*, *Ervilia dissita*, *Cardium lithopodolicum*, *C. vondobonense*, *C. transcarpaticum* etc. (Mira Tudor, Moisesescu, 1956). Pe rama sudică a bazinului Oașului, Alexandra Sagatovici (1968) argumentează cu date paleontologice prezența Buglovanului, Volhynianului și a părții inferioare a Bessarabianului.

Depozitele mai noi decît Sarmațianul, aparținînd domeniului pannonic, alcătuiesc o stivă de mai multe sute de metri înspre zona axială a depresiunii. Sînt reprezentate, în linii generale, printr-un complex marnos, argilos-grezos în bază, devenind preponderent nisipos către partea lui superioară. În acest complex este cunoscută prezența stratelor subțiri de lignit, a resturilor de plante incarbonizate, precum și a intercalațiilor de tufite și tufuri andezitice. Paucă (1954) atribuie acestor depozite, din bazinul Oașului și al Băii Mari, vîrsta ponțiană. Acest autor pledează, dealtfel, pentru o importantă lacună de sedimentare în timpul Sarmațianului superior și al Meoțianului. Studiile mai recente atestă prezența Pannonianului în bazinul Băii Mari — zonele C, D și E, după clasificarea lui



Papp — (Marinescu, 1964; Gherasi, Bombiță, 1967; Giușcă et al., 1973; Edelstein et al., 1976). În bazinul Oașului, Alexandra Sagatovici separă, în cadrul Pannonianului s. l., un Pannonian inferior, caracterizat printr-o faună cu *Congeria banatica*, *C. bicarinata*, *C. zsigomondyi*, *C. partschi* Czjk., *C. subglobosa longitesta*, *Melanopsis vindobonensis* etc., și un Pannonian superior, echivalent al Pontianului, reprezentat prin orizontul cu *Congeria balatonica*.

Partea superioară a Pliocenului este separată de Alexandra Sagatovici sub denumirea de „stratele de apă dulce” cu *Viviparus neumayri*, *Unio cubranovici*, *Brotia vásárhelyi* etc.

Fenomenele eruptive s-au desfășurat într-o strânsă corelație cu evoluția geologică a depresiunii intern-carpătice. În munții Gutii erupțiile vulcanice au evoluat pe parcursul a trei faze sau cicluri (Rădulescu, Borcoș, 1968; Giușcă et al., 1973). Din primul ciclu fac parte orizonturile de tufuri acide și efuziunile riolitice de vîrstă tortoniană, care ar putea fi corelate cu „tufurile plagioliparitice” burdigalian-tortoniene din Ucraina transcarpatică (Sobolev et al., 1955).

Cel de-al doilea ciclu cuprinde o succesiune variată de roci, începînd cu andezitele piroxenice sarmațiene (andezitul de Seini) și continuînd cu dacite (dacitul de Ulmoasa, dacitul de Dănești) și cu andezite cuarțifere de vîrstă pannoniană (andezitul de Piscuiatu, respectiv de Șuior). În același ciclu sînt încadrate andezitele cu piroxen și subordonat cu amfibol (de Firiza, de Jereapăn) atribuite recent erupțiilor pontiene (Giușcă et al., 1973).

Ultimului ciclu, de vîrstă pliocen-superioară, îi sînt atribuite impozantele erupții de andezite piroxenice, caracterizate printr-o bazicitate mai accentuată (andezitul de Ilba, de Mogoșa, de Săpînța), precum și unele derivate mai acide, dintre care face parte andezitul cu biotit de Gutii.

Produsele metalogenezei polimetalice și aurifere din munții Gutii sînt asociate mai ales formațiunilor vulcanice și subvulcanice din cel de-al doilea ciclu eruptiv. În vederile mai noi (Borcoș, Lang, 1973) sînt admise trei faze de mineralizare evoluînd în același sens cu fenomenele eruptive — de la vest spre est — în spațiul a trei districte metalogenetice: Seini — Băița, Băița — Valea Roșie; Dealul Crucii — Băiut.

III. GEOLOGIA REGIUNII TARNA MARE — TURȚ

Regiunea Tarna Mare — Turț apare alcătuită din formațiuni sedimentare și eruptive neogene.

A. Formațiunile sedimentare neogene

Cercetarea terenurilor sedimentare s-a efectuat în vederea obținerii unor date noi de observație care, coroborate cu datele apărute în literatura geologică, să permită o mai bună cunoaștere a structurii geologice a regiunii



și, în primul rînd, deducerea vîrstei produselor eruptive și a mineralizațiilor asociate.

Cu ocazia cartării formațiunilor sedimentare au fost prelevate probe micropaleontologice într-un număr apreciabil (130 probe), în special din fracțiunea pelitică. Cea mai mare parte din aceste probe a fost analizată de Maria Tocorjescu, Eugenia Mihăilescu, Cornelia Cornea, Zorela Munteanu și Viorica Cosma — specialiști în cadrul laboratorului de micropaleontologie al Întreprinderii geologice de prospecțiuni. Unele din rezultatele acestor analize apar deja consemnate în rapoartele geologice aflate în arhiva I.G.P.S.M.S., respectiv a Institutului de geologie și geofizică.

O altă serie de probe a fost analizată mai recent de Maria Orbocea în laboratorul Facultății de geologie și geografie a Universității din București.

O primă observație care se degajă din cercetarea sedimentarului — de la suprafață pînă la adîncimi de peste 600 m, cit a fost străbătut cu foraje de explorare — este aceea că partea inferioară cunoscută a acestor depozite se caracterizează printr-o compoziție litologică relativ monotonă, marnoasă-argiloasă, grezoasă, în general foarte săracă în faună și microfaună. Este o formațiune neritică în care unele nivele de marne conțin o asociație restrînsă de foraminifere de apă salmastră, indicînd prezența Sarmațianului.

Subetajul stratigrafic următor, cu o litologie ceva mai variată, reprezintă o formațiune neritic-litorală în care, pe lîngă ostracode, mai persistă unele foraminifere eurihaline, adaptate la condițiile îndulcirii apelor în bazinul de sedimentare. Prin aceste fosile, la care se adaugă o faună cu congerii și limnocardiacee mici, subetajul poate fi paralelizat cu Pannonianul inferior cunoscut pe rama sudică a bazinului Oașului, precum și în alte sectoare ale domeniului pannonic, spre exemplu bazinul Șimleu (Nicorescu, 1972).

Subetajul stratigrafic superior, în facies lacustru-lagunar, conținînd strate subțiri de cărbune și o microfaună de ostracode, l-am atribuit Pannonianului superior sau Ponțianului.

Subetajul separat pe hartă ca Pannonian inferior ar corespunde Pannonianului s.s. (Papp, 1951), respectiv Malvensianului din bazinul dacic (Motaș, Marinescu, 1971), în timp ce subetajul delimitat ca Pannonian superior s-ar situa la nivelul Ponțianului. Am adoptat această grupare în vederea unor eventuale corelări cu termeni similari din restul bazinului Oașului și din alte regiuni limitrofe.

1. Sarmațianul

Depozitele atribuite Sarmațianului aflurează pe suprafețe restrînse în partea centrală a regiunii, în jurul vulcanului Măgura Bătarilor.

Prezența Sarmațianului este posibilă și în alte puncte, cel puțin după aspectele litologice — spre exemplu la sud de Holmul Mare, la



Cămîrzana —, dar nu l-am separat ca tare din lipsă de dovezi paleontologice.

În partea sudică a vulcanului Măgura Bătarcilor aceste depozite sînt compuse dintr-o succesiune quasi-ritmică de marne și marne grezoase-șistoase cu gresii cuarțoase slab micacee, uneori tufitice. În apropierea contactelor cu eruptivul, stratele sînt redresate pînă la verticală și puternic afectate termic pe distanțe de mai multe zeci de metri.

Înspre partea superioară, gresiile sînt înlocuite gradat prin nisipuri cu bobul fin, iar marnele, prin argile nisipoase cenușii. Accidental apar intercalații milimetrice de calcar. În marnele din nivele superioare au fost observate cochilii mici, imperfect conservate, de gasteropode (forme aparținînd probabil genului *Potamides*), iar probele micropaleontologice determinate de Maria Tocorjescu și Zorela Munteanu⁵ conțin o asociație formată din: *Nonion granosum* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Elphidium articulatum* (d'Orb.), *Rotalia beccarii* (Linée), *Bulla lajonkaireana* (Basterot), fragmente de ostracode; glauconit.

O asociație similară de foraminifere a fost determinată de Cornea Cornelia⁶ în 1963 în marnele din valea Bătarcilor, mai la nord de Dealul Măgurii: *Rotalia beccarii* (Linée), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Nonion comune* (d'Orb.), *Elphidium minutum* (Reuss), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll).

Acest complex marnos-grezos de la partea inferioară a depozitelor neogene cunoscute în regiune prezintă evidente asemănări atît în ceea ce privește conținutul micropaleontologic, cît și ca litologie, cu depozite volhinian-bessarabiene descrise de Alexandra Sagatovici (1968) pe rama sudică a bazinului Oașului. Cele mai multe forme din asociația de foraminifere menționată sînt cunoscute de asemenea în Sarmațianul din bazinul Băii Mari (Iorgulescu, 1955), ca, dealtfel, și în bazinul Șimleu (Nicorici, 1972; Clichici, 1973).

2. Pannonianul inferior

Depozite de această vîrstă sînt larg răspîndite la Tarna în lungul pîriului Cremenii, în jurul masivului Viezuri și mai la sud, la Băile Turților și pe pîriul Prihode, aproape de Turț, precum și la Cămîrzana pe valea Ceaslășului și Valea Mare; au fost străbătute, de asemenea, pe grosimi apreciabile cu foraje de explorare din dealul Viezuri și de la Băița Turților.

Din punct de vedere litologic sînt reprezentate prin marne și argile cenușii, uneori șistoase, cu intercalații decimetrice de aleurolite și de gresii cuarțoase micacee, care se desfac în plăci, uneori curbicorticale. Împreună alcătuiesc o stivă groasă de mai bine de 150 m. Înspre partea

⁵ Maria Tocorjescu, Zorela Munteanu. Buletin micropaleontologic, nr. 732/29, ian. 1966 — I.G.P.S.M.S., București.

⁶ Cornea Cornelia, Maria Tocorjescu. Buletin micropaleontologic, nr. 163/nov. 1963, I.G.P.S.M.S. București.



superioară devin mai abundente gresiile grosiere slab cimentate, în bancuri care ajung la 3 m sau mai mult, asociate cu nisipuri, cu argile și local cu strate centimetrice de lignit.

Examineate la microscop, gresiile sînt alcătuite din cuarț și subordonat din ortoclaz, plagioclaz, muscovit și granule de magnetit, la care se adaugă uneori foițe de biotit, piroxen, zircon, granat și eventual alte minerale. Cimentul este cuarțos, carbonatic sau din minerale argiloase, care în zonele mineralizate par a fi, cel puțin în parte, de natură epigenetică.

Pe planele de stratificație ale gresiilor sînt frecvente impresiunile de frunze de arbori incarbonizate, iar în rocile pelitice apar solzișori de pești.

În marnele din cursul superior al văii Băilor a fost identificat (R. Jude, 1965)⁷ un mulaj de *Congeria partschi* Czj k., iar pe pîriul Prihode, la Turț, marnele conțin congerii și limnocardiacee mici din care am identificat *Limnocardium promultistriatum* Jek. În citeva probe de la Băile Turților și de la est de masivul Viezurilor (zona Scaborca) Maria Orbocea a determinat: *Rotalia beccarii* (Linée), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Loxozonche* cf. *eichwaldi* (Liv.), *Candona* (*Lineocipris*) cf. *Hodonensis*, *Pleurostomela* sp.

În probele de marne de pe valea Cremenii, determinate anterior de Maria Todorjescu, sînt prezente: *Elphidium maccellum* (Fichtel et Moll), *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Ostracoda* sp., *Astrorhisa vermiformis* (Göess), iar în probele din valea Băilor, pe lângă unele foraminifere salmastre remaniate, se întîlnesc: *Paracyprina*, *Astrorhisa vermiformis* (Göess), tuburi de viermi.

Probele de marne de pe pîriul Prihode, la Turț, conțin: *Cytheridea pannonica* (Mehes), *Candona Lactea* (BaIRD), *Cyprideis torosa* (Jones), *Leptocythere* sp., *Valvata simplex* Fuchs, oase și respectiv dinți de pești. Toate aceste asociații de microfaună dau indicații asupra vîrstei pannonian-inferioare a depozitelor din zonele menționate.

O asociere similară de formaminifere cu ostracode se cunoaște și în sedimentarul de la Cămîrzana, pe pîriul Ceaslăș.

În cuprinsul depozitelor de această vîrstă au fost observate mai multe intercalații de tufuri lapilice cu o compoziție predominant andezitică, însoțite de cinerite psamitice și tufite.

3. Pannonianul superior (Pontian)

Subetajul atribuit Pontianului are cea mai largă răspîndire, începînd cu aflorimentele de pe valea Tarnei și cu ivirile de la Valea Seacă și continuînd cu cele de la Bătareci și Tămășeni, situate în general în zonele piemontane. Pe suprafețe mai largi apare la Turț, în versantul de sud al Dealului Babii, pe pîriul Prihode și de aici mai spre sud și est, înspre Gherța și Cămîrzana.

Pontianul, urmînd în continuitate stratigrafică peste Pannonianul inferior, este reprezentat în mod predominant prin nisipuri și argile cu

⁷ Arh. I.G.G.



intercalații de marne și marne argiloase șistoase și local pietrișuri. În acest complex apar mai multe strate de cărbune inferior (lignit) a căror grosime este cuprinsă în general între 0,10 și 0,80 m. În aflorimente, cel mai frecvent se întâlnesc nisipuri gălbui-albicioase cu bobul fin, slab consolidate, cu stratificație oblică, în bancuri de 1—3 m sau mai mari care alternează cu argile și argile nisipoase micacee, uneori foioase satinete, cenușiu-vineții. Depozitele atribuite Pontianului formează o stivă groasă, depășind 250 m.

În valea Tarnei, la Văgaș și mai la sud, la Bătarci, depozitele pontiene conțin intercalații lenticulare de pietrișuri, alcătuite din elemente bine rulate de cuarț și cuarțite, asociate cu rare fragmente de roci eruptive, într-un liant nisipos argilos fiabil; aceste pietrișuri reprezintă, probabil, un sediment fluviatil — deltaic.

La Turț, pe văile Șipote și Lespezi, la partea superioară a depozitelor pontiene, se interpune un pachet de tufuri dacitice cu biotit a cărui grosime poate fi apreciată la 50—60 m. Corespunde, stratigrafic, tufului de Călinești, descris mai la sud de Alexandra Sagatovici și este cunoscut de asemenea în Ucraina transcarpatică (Danilovici, 1963).

În acord cu Paucă (1954), depozitele atribuite Pontianului, mai ales intercalațiile de marne, conțin frecvente cochilii de *Melania escheri* (Brongt). Pe lângă această formă fosilă, Ioniță (1972) mai menționează: *Prosotenia zitteli* L. r., *Planorbis anceps* S., *Coretus corneus* L., dreisenide, ostracode etc.

Probele micropaleontologice, recoltate din fracțiunea pelitică de pe văile Șipote și Lespezi de la Turț și care au fost analizate de Maria Tocorjescu și Viorica Cosma⁸, se caracterizează prin predominarea ostracodelor: *Candona candida* O. F. Müller, *Candona lactea* Baird, *Candona* 20 a₁, *Cyprideis torosa* T. R. Jones, *Cytheridea pannonica* Méhes, *C. pannonica* v. *tuberculata* Zal., *Lineocypris trapezoida* Zal., *Ostracoda* 20 a₁, *Paracyprina labiata* Zal., *Valvata simplex* Fuchs, *V. moesiensis* E. Jekelius, *Mohrensternia* sp. (tuburi de viermi), ceea ce reprezintă un argument în plus pentru vîrsta pontiană a acestor depozite.

O adnotare apare necesară, aceea că pe lângă formele menționate, analizele micropaleontologice pun în evidență o bogată microfaună remanentă din depozite mai vechi cretacice, paleogene și miocene. Aceasta poate să reprezinte o dovadă că sursa de material pe contul căreia s-au format depozitele neogene din regiune au constituit-o în principal formațiunile de filș ale orogenului carpatic.

4. Cuaternarul

Sedimentele cuaternare cunosc o dezvoltare considerabilă în cuprinsul regiunii, mai ales în partea vestică și sud-vestică. Principalele formații uni separate pe hartă sînt depozitele deluvio-proluviale și de terasă aparținînd Pleistocenului și sedimentele aluviale reprezentînd Holocenul.

⁸ Maria Tocorjescu, Viorica Cosma. Buletin micropaleontologic, nr. 182/febr. 1967. I.G.P.S.M.S. București.



Depozitele deluviale și proluviale apar sub forma unor cuverturi groase de 1—2—4 m sau mai mult, pe versanții muntoși și, respectiv, în zonele piemontane începînd de la Tarna, la Valea Seacă, la Comlăușa, Bătarei și apoi la Tămășeni și la Turț, mascînd în multe locuri limita dintre sedimentarul Pannonian și rocile eruptive. Sînt alcătuite dintr-o matrice argiloasă, uneori nisipoasă, cenușiu-gălbuie cu pete brune, în care sînt înglobate fragmente de roci eruptive și mai rar fragmente de gresii și marne. În unele zone de la Tămășeni depozitele deluviale au o matrice argiloasă roșie cu aspect lateritic în care sînt prinse fragmente și blocuri de roci eruptive mari pînă la 2 m. În fisurile rocilor andezitice din baza acestor depozite se observă infiltrații colomorfe de silice și de minerale argilitice. Asemenea depozite trebuie considerate drept produse reziduale, rezultînd din alterația rocilor eruptive andezitice în condițiile unui climat care a variat în timp geologic. Aceste produse s-au acumulat pe loc sau după un prealabil transport la mică distanță.

Sedimentele aluviale și depozitele de terasă au o dezvoltare mai însemnată în lungul văilor principale: valea Tarnei, valea Bătarcilor, Turților și Valea Mare de la Cămîrzana. Dar extinderea cea mai largă o au sedimentele aluviale în lunca Tarnei și la SV de Tămășeni, în cîmpia dinspre Halmeu.

Examenul probelor de aluviuni arată că aceste sedimente sînt compuse preponderent din fragmente de roci andezitice, din gresii, marne și, subordonat, din cuarțite la care se adaugă cuarț detritic, muscovit, feldspat, piroxen, amfibol, magnetit, ilmenit, rutil, zircon și granat. În proporție redusă participă unele sulfuri.

B. Vulcanitele neogene

Formațiunile eruptive din regiunea Tarna Mare — Turț aparțin provinciei vulcanice neogene de la interiorul arcului carpatic. Eruptivul neogen din această regiune reprezintă continuarea nemijlocită spre sud-est, în munții Oaș, a zonei eruptive a munților Vihorlat. Mai departe, spre SE, eruptivul Oașului face legătura prin două aliniamente tectono-vulcanice cu o altă zonă eruptivă, aceea a munților Gutii.

În cadrul regiunii Tarna Mare — Turț, masa principală de vulcanite este generată de erupții pannonian-ponțiene, erupții care au continuat, probabil, pînă în Pliocenul superior. Produsele vulcanice se încadrează foarte bine la cea de-a doua „mare etapă a vulcanismului terțiar” din spațiul depresiunii intern-carpatică (L a z a r e n k o et al., 1963). Vulcanitele acide miocene, aparținînd primei etape, cunoscute în regiuni învecinate: Berch și Vișk din Ucraina transcarpatică și în bazinele Maramureșului și Băii Mari nu sînt cunoscute aici; ele ar trebui căutate, eventual, în orizonturi stratigrafice mai vechi, care nu aflurează în regiunea investigată.

Caracterul petrografic dominant al vulcanitelor din regiune este dat de andezitele piroxenice, reprezentînd produse ale unor erupții recurente, de intensitate și amploare considerabile. În suita acestorași erupții



123/65

se constată prezența unor derivate hialine, de compoziție mai acidă, cu nuanțe subalcaline (J u d e, 1971). Pe acest fond petrografic se înscriu toate celelalte tipuri de roci cum sînt andezitele cu amfibol, andezitele cuarțifere, dacite și rocile în facies subvulcanic microdioritice și microgranodioritice.

Dacă avem în vedere succesiunea și răspîndirea produselor eruptive, trebuie menționate mai întîi intercalațiile de tufuri lapilice, de cinerite și de tufite în depozitele pannoniene, observate în mai multe puncte în valea Ceaslășului de la Cămîrzana și mai la nord, la izvoarele văii Turților. La Tarna, în pîrîul Morii și Cremenii și în valea Băii ele alcătuiesc veritabile depozite vulcano-sedimentare. În general, stratele au grosimi decimetrice, rareori depășind 2 m. Compoziția lor este andezitică, mai rar dacitică. Rocile sînt însă în cele mai multe cazuri alterate, argilizate. Aparțin, foarte probabil, unor centri eruptivi situați în afara regiunii.

Erupțiile din cadrul regiunii debutează cu andezitul cu augit și hipersten care, la sud de Tarna Mare, în zona vîrfului Teiului — Ursoi — Frăsinel, nu departe de Comlăușa alcătuiește un mare stratovulcan cu o structură complexă. Din același aparat face parte și andezitul piroxenitic care aflorează în pîrîul Nucului și în valea Băii.

Următorii termeni eruptivi sînt reprezentați prin andezite hiperstenice, hialoandezite și hialodacite cu hipersten, cu unele derivate „trahianandezitice”. Relațiile andezitului hiperstenic cu andezitul mai vechi cu doi piroxeni sînt evidente în versantul drept al văii mari a Socilor, unde între cei doi termeni eruptivi se interpune un sediment tufitic de mai multe zeci de metri. Acest „sediment” reprezintă, de fapt, un depozit sedimentar vulcanogen care mai la nord aflorează în valea Tarnei și valea Frasinului, iar mai la sud, în valea Bătărcilor (fig. 1).

Andezitul hiperstenic are o dezvoltare apreciabilă în Măgura Tarnei (Gruicul Morii) și în cursul inferior al văilor Băii și Morii unde observațiile de cartare geologică și investigațiile magnetometrice par să indice o structură vulcanică înrădăcinată. Mai spre sud-est apare în dealul Nucului și în Vîrfurile Mic și Vezurilor unde formează o cupolă extrusivă. Pe același aliniament se înscrie andezitul hiperstenic din dealul Ceaslăș care reprezintă un vulcan de lave. Andezite hiperstenice asociate cu hialoandezite și cu „trahianandezite” sînt puse în evidență în dealurile Ursoi și Chicera de la Turț (J u d e, 1971), alcătuind mici cupole extrusive. În extremitatea vestică a regiunii, andezitul hiperstenic, cu zone largi vitrofirice, formează dealul Hămliței de la Șirlău și masivul Vîrticel — Hatu — Piatra Cerbului, care în ansamblu reprezintă un interesant vulcan de lave, în parte erodat.

Hyalodacitul alcătuiește o structură vulcanică craterială în partea estică a văii Bătărcelului, de unde se extinde spre sud pe mai bine de 4 km pînă aproape de Chicera Mare. L-am atribuit unor erupții posterioare andezitului cu augit și hipersten, deoarece în versanții văilor Bătărcelului și Nucului se situează deasupra acestui andezit și datorită faptului că breccii eruptive și curgeri de hyalodacit conțin enclave și andezit piroxenitic. La rîndul său, hyalodacitul este străbătut de dyke-uri de andezit amfibolic



și de andezit cuarțifer, iar în valea Turților, la SV de Fața Mare, este acoperit de andezitul cu hipersten și augit.

Andezitul cu hipersten și augit aparținând, așadar, unor erupții posterioare hyalodacitului formează aparatul vulcanic de la Băile Turților și se dezvoltă mult spre sud, în zona văii Runcului.

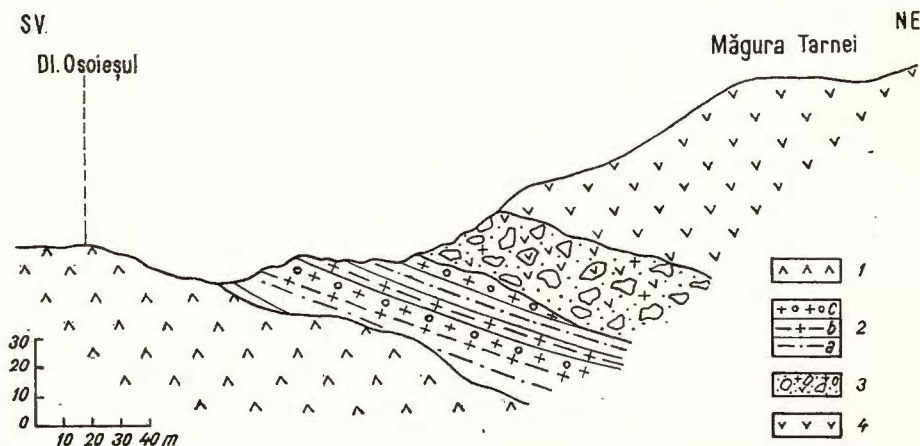


Fig. 1. — Relațiile andezitului hipersthenic cu andezitul cu doi piroxeni. Măgura Tarnei. 1, andezit cu augit și hipersten; 2, depozite sedimentar-vulcanogene: a, gresii și marne cu material cărbunos; b, tufite; c, tufuri lapilice; 3, breccii piroclastice hipersthenice; 4, curgeri de lave andezit-hipersthenice.

Les relations de l'andésite hypersthénique avec l'andésite avec deux pyroxènes. Măgura Tarnei. 1, andésites avec augite et hypersthène; 2, dépôts volcano-sédimentaires: a, grès et marnes à matériel charbonneux; b, tufites; c, tufs lapilliques; 3, brèches pyroclastiques hypersthéniques; 4, coulées de laves andésite-hypersthéniques.

După suita de vulcanite piroxenice cu derivatele lor hialine și probabil în parte sincron cu acestea, activitatea eruptivă a continuat cu efuziuni de andezite cu amfibol și piroxen și cu andezite cuarțifere și dacite.

Dacitele sint reprezentate printr-un orizont de tufuri și tufuri sudate care aflorază la SE de Turț în văile Lespezilor și Șipotelor. Acest orizont de tufuri situat la partea superioară a depozitelor pontiene este generat, foarte probabil, de erupții sincrone vulcanitelor hipersthenice, deoarece spre vest, în valea Sunătorii, piroclastitele dacitice au în bază tufuri lapilice piroxenice, iar deasupra lor apar curgeri de andezit hipersthenic. Succesiunea de roci piroclastice dacitice, observată în valea Șipotului Mare, începe cu o stivă de tufuri lapilice și breccii cu fragmente de poncii și de roci dacitice, iar mai la est, în valea Lespezilor, cu tufuri sudate. Înspre partea superioară a stivei, care măsoară mai mult de 50 m, se trece gradat la tufuri psamitice cu rare elemente lapilice. Deasupra lor se dispune un nivel de tufite cu biotit gros de 2 m și apoi o curgere de lavă andezitică scoriacee (1 m). Urmează un banc de 3 m nisipuri cu



bobul fin și apoi tufuri psamitice (0,5 m). Mai departe terenul este acoperit ; în creasta dealului Obirșiei aflorează lave andezit-hiperstenice (fig. 2).

Faptul că tufurile dacitice devin mai grosiere spre SE, în valea Lespezilor, ar putea să arate că ele aparțin unui centru eruptiv situat nu prea departe în afara regiunii, probabil la Călinești.

Un alt orizont de tufuri dacitice, gros de 10—15 m, probabil sincron cu primul, mai apare în partea sudică a masivului Colnic. Se compune

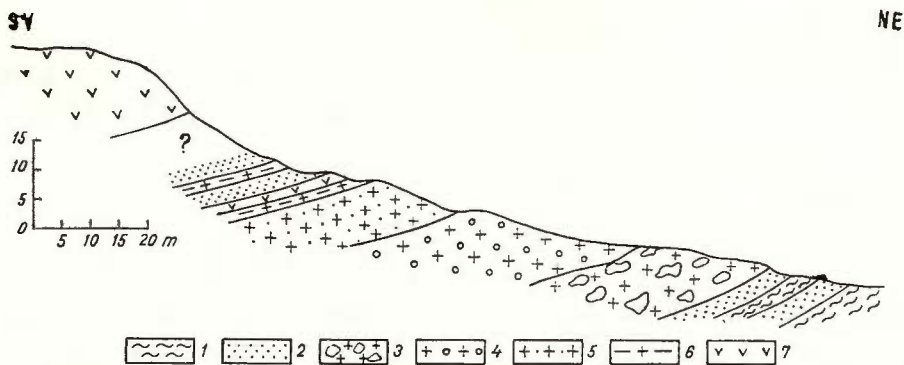


Fig. 2. — Relațiile tufului dacitic cu depozite pontiene în valea mare a Șipotelor (Turț). 1, argile; 2, nisipuri pontiene; 3, tufuri de poncii; 4, tufuri lapilice dacitice; 5, tufuri psamitice; 6, tufite cu biotit; 7, andezit hiperstenic cu zone vitrofirice și scoriacee.

Les relations du tuf dacitique avec dépôts pontiens dans la grande vallée des Șipote (Turț). 1, argiles; 2, sables pontiens; 3, tufs de ponces; 4, tufs lapilliques dacitiques; 5, tufs psamitiques; 6, tufites à biotite; 7, andésite hypersthénique avec zones vitrophyriques et scoriacées.

din tufuri de poncii și tufuri lapilice cu ciment cineritic; local prezintă aspectul unor tufuri sudate.

Andezitele cu amfibol și piroxen au cea mai largă răspindire în partea nordică a regiunii, pe valea Frasinului și la Băile Tarnei unde formează două structuri vulcanice independente. Curgerile de lavă se dispun fie peste complexul de tufite și tufuri polimictice și peste andezitul hiperstenic — în valea Morii —, fie direct peste sedimentarul pannonian. Spre SE, andezitele cu amfibol și piroxen alcătuiesc cele două cupole extrusive : Holmul Mare și Holmul Mic. Sub formă de mici dyke-uri și sill-uri au mai fost remarcate și în alte puncte; un atare dyke, la izvoarele văii Socilor, străbate prin hyalodacite. Mai la sud, formează masivele Măgura Bătarceilor și Dealul Babii. A mai fost observat la extremitatea sud-estică a regiunii la izvoarele văii Sunătorii. În versantul vestic al Dealului Babii, breccii și curgeri de lavă ale andezitului cu amfibol și piroxen repauzează peste o stivă de piroclastite andezit-piroxenice, iar în continuare spre sud, se dispun peste depozite pontiene.

Din suita acelorași roci amfibolice face parte, de asemenea, microdioritul porfiric cuarțifer reprezentind corpul subvulcanic din dealul Viezurilor, la Tarna. Cercetarea galeriilor de explorare ne-a permis observarea



unor situații concludente în ceea ce privește vârsta mai nouă a intruziunii subvulcanice în raport cu andezitul hiperstenic.

Andezitul cuarțifer este cel mai bine reprezentat în masivul Colnic de la Tămășeni, unde alcătuiește o cupolă extrusivă. Relațiile sale cu alte roci sînt mai evidente în partea sudică a dealului Colnic, unde andezitul cuarțifer străbate și acoperă lave andezit-hiperstenice și depozite pannonian-superioare (ponțiene).

Dealul Pleșcuț, de la sud-vest de Tămășeni, reprezintă un corp subvulcanic de microgranodiorit porfiric intrus în sedimente pannoniene (ponțiene). Pe flancul vestic, sedimentarul argilos, nisipos, uneori șistos, prezintă evidente efecte de metamorfism termic. Aspectul său morfologic, dedus din cartarea geologică, este acela al unui mic lacolit asimetric.

Ultimul termen eruptiv din regiune l-am considerat andezitul piroxenic bazaltoid de la N și E de Băile Tarnei, unde formează curgeri masive de lavă și piroclastite breciforme suprapuse în parte peste andezite amfibolice.

Andezitul piroxenic bazaltoid se integrează structurii stratovulcanice a muntelui Frasin, situată în cea mai mare parte pe teritoriul Ucrainei transcarpatice. Rocii similare sînt atribuite de geologii sovietici seriei de Bujor (Danilovici, 1963). În versantul estic al văii Frasinului, acestui andezit i se asociază o intruziune doleritică de dimensiuni modeste.

1. Asupra vârstei produselor eruptive

În aprecierea vârstei vulcanitelor din regiunea Tarna Mare — Turț s-a avut în vedere faptul că depozitele sedimentare cele mai noi care apar de sub rocile eruptive aparțin Pannonianului superior (Ponțianului). Înseamnă deci că eruptivul este de vîrstă ponțiană sau post-ponțiană. Unele observații de teren obligă însă a nu ridica eruptivul oricît de mult în scara stratigrafică. În partea central-nordică a regiunii, unde s-a manifestat un vulcanism de durată, aparițiile de sedimentar scoase de eroziune sau sedimentarul interceptat cu foraje este reprezentat mai ales prin faciesul marnos-argilos-grezos al Pannonianului inferior. În locul complexului nisipos-argilos al Ponțianului, în valea Tarnei, valea Frasinului și mai la sud, în baza rocilor hiperstenice constatăm prezența unui depozit sedimentar vulcanogen a cărui grosime se ridică la 100 m. În valea Turților — la nord de dealul Fața Mare — și în multe alte puncte, depozitele piroclastice au o evidentă stratificație și conțin intercalații de roci detritice marnoase — argiloase sau grezoase, tufitice (valea Bătărceleului). Aceste observații arată indubitabil că produsele eruptive s-au acumulat, cel puțin în parte, subacvatic, situație care a trecut pînă în prezent neobservată.

Se poate admite, așadar, că erupțiile s-au desfășurat în cea mai mare parte în timpul sedimentării Ponțianului; manifestările finale de andezite piroxenice bazaltoide au evoluat probabil pînă în timpul Pliocenului superior (Dacian). Complexul vulcanic din regiunea Tarna Mare — Turț poate fi corelat, atît din punct de vedere petrografic, cît și în ceea ce privește secvențele eruptive cu „Suita de Gutin” din Ucraina transcarpatică. Andezitul bazaltoid ar aparține erupțiilor mai noi, din „Suita



de Bujor” (S o b o l e v et al., 1955, L a z a r e n k o et al., 1963). O parte din vulcanitele de la Tarna — Turț se pot paraleliza, totodată, cu unii termeni eruptivi din faza a II-a a munților Gutii: andezitele piroxenice și andezitele cu amfibol și piroxen ar corespunde andezitelor poțione de Jereapăn, respectiv de Firiza, în acord cu vederile mai noi (B o r c o ș et al., 1973).

Andezitul piroxenic bazaltoid corespunde, foarte probabil, andezitului de Ilba din ciclul al III-lea eruptiv al munților Gutii.

2. Unele aspecte vulcanologice

Din examinarea succesiunii și răspîndirii rocilor eruptive în cadrul regiunii se poate ușor înțelege că în partea central-nordică se desemnează o grupare de vulcani ale căror produse acuză un pronunțat caracter de consanguinitate, sugerînd prin aceasta filiația comună la aceeași sursă magmatică. Este vorba de stratovulcanul din apropiere de Comlăușa, constituit din andezit cu augit și hipersten, de aparatul vulcanic din Bătărcel — Rădăcini compus din hyalodacite; de structura eruptivă Gruitul Morii, din andezit hiperstenic, respectiv de aparatul vulcanic de la Băile Turților, alcătuit din andezit cu hipersten și augit. Centrii de emisie principali se înscriu într-o zonă cu alungire nord-vestică, de unde curgerile de lavă se dirijează spre vest (Ursoi — Comlăușa), spre NE (valea Morii) și spre SE (dealul Bătărcilor). Erupțiile au avut un caracter recurent și posibil în parte sincron, termenii piroxenici repetîndu-se de două sau de mai multe ori în succesiunea produselor eruptive. Erupțiile încep prin manifestări explozive, primele produse fiind reprezentate mai ales prin tufuri și brecii, pentru ca în etapele de maturitate să predomine efuziunile de lavă.

Aparatul stratovulcanic din zona Ursoi — Comlăușa, la care geomorfologic a fost recunoscută o linie craterială deschisă spre vest (R. J u d e, 1963)⁹ apare clădit dintr-o succesiune de curgeri de lave andezitice, separate între ele prin trei sau mai multe nivele de piroclastite: brecii, tufuri lapilice, cinerite. Efuziunile terminale, cum sînt cele din versantul nordic al craterului (creasta Ursoi), îmbracă aspecte sticloase scoriacee. Stratovulcanul apare complicat de o serie de dyke-uri instalate pe fracturi tectono-vulcanice și de corpuri de brecii eruptive (valea Comlăușa).

La aparatul vulcanic de la Băile Turților suprastructura vulcanică se evidențiază geomorfologic prin dealurile Fața Mare — Tompa — Coasta Rea și Copîrcea. În jurul centrilor de erupție de andezit cu doi piroxeni, derivînd dintr-o magmă cu viscozitate relativ scăzută, s-au conservat adevărați torenți de lavă, lave cu blocuri și lave scoriacee (valea Runcului, valea Sunătorii). În dealul Copîrcii se pot vedea interesante separații endocinetice columnare.

Cele mai groase stive piroclastice sînt generate de erupțiile hyalodacitice ale aparatului din zona Bătărcel — Rădăcini, caracterizate printr-o excepțională energie explozivă.

⁹ Arh. I.G.P.S.M.S.



Toate celelalte structuri vulcanice din zonele limitrofe sînt, în general, structuri mai simple : vulcani de lavă și frecvent cupole extrusive, derivînd din magme cu un coeficient de viscozitate mai ridicat : vulcanul Hatu — Piatra Cerbului ; dealul Colnic de la Tămășeni ; Holmul Mare, Holmul Mic, Cetățuia de la Cămîrzana etc.

Măgura Bătarilor și Dealul Babii ar putea fi interpretate, la o primă vedere, ca două structuri vulcanice îngemănate. O cercetare atentă conduce însă la concluzia că cele două masive reprezintă unul și același aparat vulcanic format în două sau mai multe stadii eruptive. Suprastructura vulcanică, distrusă spre vest, se recunoaște foarte bine geomorfologic dacă vulcanul este privit din cîmpia Someșului de la Halmeu sau dinspre Fața Mare (fig. 3). Segmente ale suprastructurii dispuse într-un mare arc de cerc, după o linie craterială ipotetică, sînt reprezentate prin creasta nord-estică a Măgurii și prin Dealul Babii, cu prelungirile sale spre nord și pre SV pînă în dealul Vărăticului de la Turț. Primele erupții, dominant explozive, au produs stive de breccii și tufuri lapilice, vizibile în versanții de vest și sud ai Dealului Babii, după care au avut loc efuziuni de lavă, alternînd cu momente explozive, rezultînd o mixtură de lavă și lave cu blocuri (lave piroclastice), bine reprezentate în versantul nordic al Măgurii și în Dealul Babii. Ultimele erupții au caracterul unor intruziuni subvulcanice, evidențiate prin două apofize scoase de coroziune la vest și sud de neck-ul Măgurii și printr-o largă aureolă de metamorfism termic în rocile sedimentare de pe flancul sudic al Măgurii, comparabilă doar cu aureola termică din jurul masivului subvulcanic Birleşti de la Cămîrzana.

Masivele Colnic și Cetățuia de la Tămășeni reprezintă o cupolă extrusivă de andezit cuarțifer, însoțită de curgeri scurte de lavă, dirijate spre nord și est. Relațiile geologice și liniatia de curgere a fenocristalelor arată că zona de înrădăcinare a cupolei se situează în partea ei sud-vestică. Aproape de zona de înrădăcinare sînt evidente și aici două corpuri subvulcanice, cel dinspre sud avînd o lungime de 350 m. În partea vestică a cupolei extrusive, eroziunea a scos la zi breccii și lave vitrofirice din primele momente eruptive.

O altă cupolă extrusivă interesantă este aceea din dealul Chicera — Ursoi de la Turț, alcătuită, în principal, din andezite și hyaloandezite hiperstenice. Spre est, rocile hiperstenice acoperă andezitul cu doi piroxeni, iar spre sud și vest ele stau peste tufuri de scorii și peste sedimentarul pannonian. Primele produse eruptive care alcătuiesc cupola extrusivă sînt reprezentate prin breccii și tufuri vitrofirice și prin lave hialine, uneori perlitice, vizibile pe flancurile de NV și sud ale masivului Ursoi, după care au urmat andezite și hyaloandezite hiperstenice care în valea Chicerei au o interesantă rubanare dispusă în evantai. Ultimul termen eruptiv este reprezentat prin „trahandezit” cu hipersten și hornblendă brună, conturat în zona vîrfului Ursoi.

În anumite stadii ale vulcanismului erupțiile s-au manifestat prin intruziuni subvulcanice, dintre care mai bine cunoscute sînt cele de dealul Viezuri, de la Băile Turților, masivul Pleșcut de la Tămășeni și, respectiv, masivul Grohotișului de la Cămîrzana. Cu unele dintre aceste corpuri



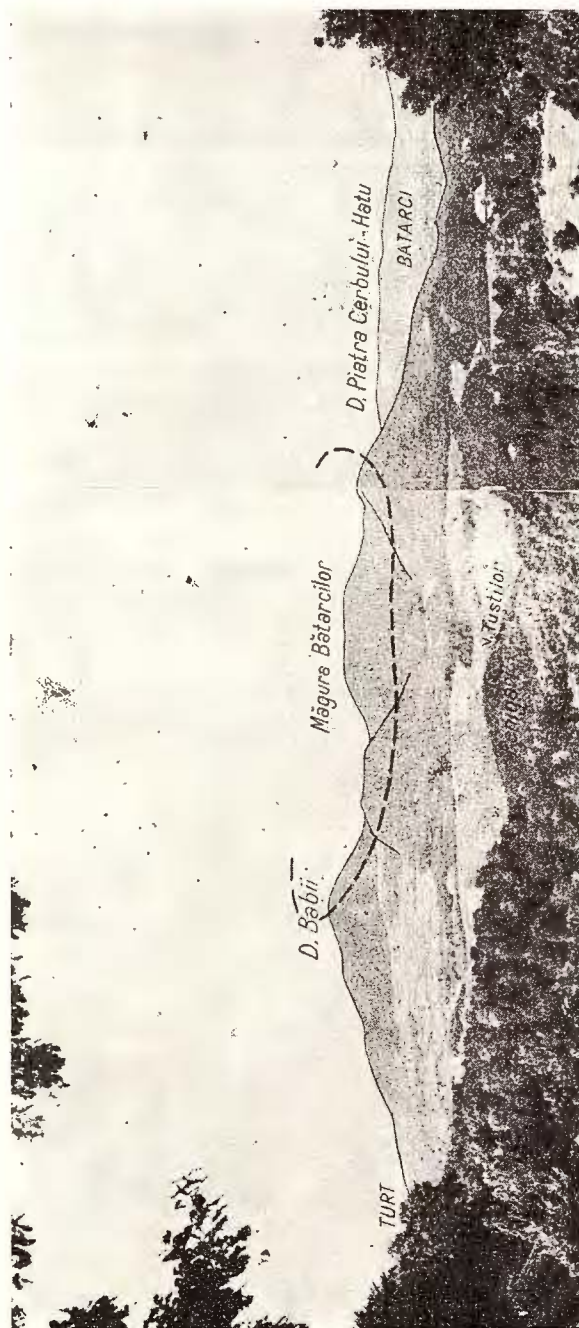


Fig. 3. — Morfologia suprastructurii vulcanului Măgura Bătarilor.

Linia întreruptă marchează linia craterială ipotetică.

La morphologie de la superstructure du volcan Măgura Bătarilor.

La ligne interrompue marque la ligne crateriale hypothétique.

subvulcanice sînt asociate variate procese metasomatice și o activitate metalogenetică de natură hidrotermală.

3. Formațiuni piroclastice

Rocile rezultate în principal din activitatea vulcanică explozivă sînt reprezentate prin brezii și microbrezii piroclastice, prin tufuri lapilice și prin cinerite psamitice și mai fine. În zonele crateriale alcătuiesc pachete groase cu o distribuție neordonată a elementelor în ciment cineritic sau din lavă scoriacee (Ursoi — Comlăușa, Bătărcel, Gruitul Morii). Aceste produse vulcanice sînt cu atît mai fine și mai bine sortate granulometric cu cît acumularea lor a avut loc mai departe de centrul eruptiv. Cea mai mare răspîndire o au stivele de piroclastite compuse din andezit cu augit și hipersten și din roci vitrofirice, în jurul aparatelor vulcanice din centrul regiunii, sugerînd existența unuia sau a mai multor conuri vulcanice fragmentate de eroziune. Asemenea depozite piroclastice au fost cartate în dealul Vișoarelor de la nord de Tarna Mare, în dealul Cocoșei de la vest de Comlăușa și în lungul văii Bătărcilor la est de localitate și de aici mai spre sud. Din același tip de piroclastite mai fac parte stivele groase de tufuri din versanții văii Turților, din valea Penigărilor și de la Băile Turților, care stau peste hyalodacite sau peste sedimentarul pannonian inferior, ele fiind acoperite discordant de andezitul cu hipersten și augit. Edifica-toare este stiva de piroclastite de la est de Bătărci, groasă de mai bine de 60 m, alcătuită din bancuri stratiforme de brezii, tufuri lapilice și cinerite, într-o succesiune apropae ritmică. Înspre amont, în valea Bătărcilor, piroclastitele devin mai grosiere și conțin blocuri de roci eruptive pînă la 2—3 m, indicînd prin aceasta apropierea de aparatul vulcanic de hyalodacite din zona Bătărcel — Rădăcini.

Acumulate, în parte, în mediul de sedimentare pannonian, produsele piroclastice sînt frecvent asociate cu roci de natură epiclastică și cu sedimente detritice. Caracteristic sub acest aspect este pachetul de roci pe care l-am considerat un depozit sedimentar-vulcanogen de vîrstă probabil pontiană, observat în valea Tarnei și mai la sud, în versantul drept al văii Socilor și în valea Bătărcelului; poziția lui în baza andezitului hiperstenic, a hyalodacitului și a andezitului cu hornblendă și hipersten a fost constatată într-o serie de aflorimente (fig. 4). Acest depozit, cu o grosime apreciată la aproape 100 m, se compune din tufite psamitice grosiere, din argile și marne nisipoase cu conținut de material cărbunos, din gresii și din strate lentiliforme de conglomerate cu elemente allohtone. Deasupra acestui depozit, predominant tufitic, se dispune o stivă groasă de tufuri polimictice cu intercalații stratiforme de gresii și marne tufitice, cartate în valea Frasinului, valea Tarnei și mult mai la sud, în valea Turților între masivele Viezuri și Fața Mare. Tufurile polimictice se compun în proporții aproximativ egale din fragmente de roci (30—40%) și din sticlă vulcanică, uneori cu structură perlitică și subordonat din cristale. Fragmentele de roci sînt reprezentate prin andezite cu doi piroxeni, andezite hiperstenice, andezite cu amfibol, subordonat dacite și microdiorite cuarțifere, apoi fragmente de poncii, roci vitrofirice, gresii și șisturi



argiloase. La acestea se adaugă cristale de andezin, hipersten, hornblendă și cuarț detritic; matricea se compune din așchii de sticlă vulcanică cu aspect celular, sau din „flame” de sticlă mai mult sau mai puțin argilizate, clorizate sau substituite prin carbonați sau alte minerale. La Băile Tarnei și în alte puncte au fost observate aflorimente monolitice de tuf sudat. Compoziția petrografică foarte variată ar putea să arate că acest

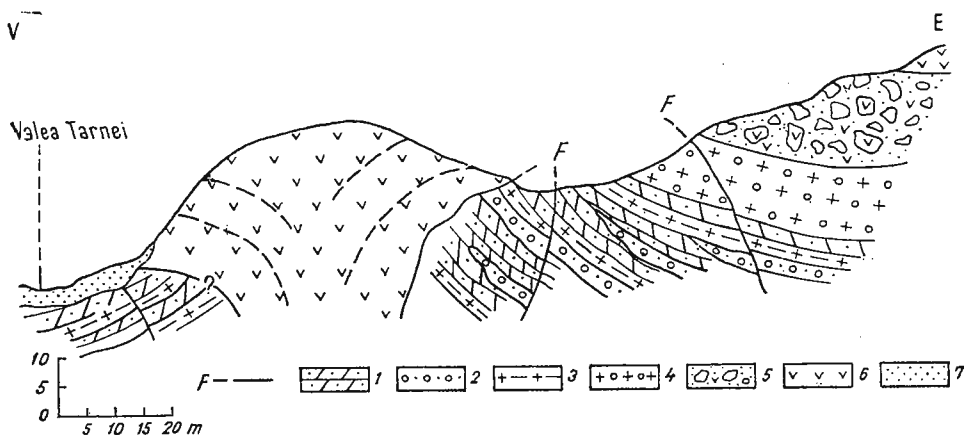


Fig. 4. — Relațiile depozitelor sedimentar-vulcanogene, pliocene, cu andezitul hiperstenic în valea Tarnei.

1, marne nisipoase tufitice; 2, strate lenticulare de conglomerate tufitice; 3, gresii tufitice; 4, tufuri lapilice polymictice; 5, breccii piroclastice; 6, andezit hiperstenic — curgeri de lavă, cupolă extrusivă; 7, sedimente cuaternare; F, fracturi tectonice.

Les relations des dépôts volcano-sédimentaires, pliocènes, avec l'andésite hypersthénique dans la vallée de la Tarna.

1, marnes sableuses tufitiques; 2, couches lenticulaires de conglomérats tufitiques; 3, grès tufitiques; 4, tufs lapilliques polymictiques; 5, brèches pyroclastiques; 6, andésite hypersthénique — coulées de lave, coupole extrusive; 7, sédiments quaternaires; F, fractures tectoniques.

pachet de tufuri a fost generat de mai mulți centri eruptivi, unii situați, probabil, în afara regiunii.

În valea Morii pot fi văzute stive de aglomerate vulcanice, compuse din blocuri decimetrice de andezit hiperstenic într-o matrice de tufite psamitice și aleurolitice, foarte bine stratificate.

Mai la sud, în zona Chicera — Ursoi — Măgura Turților, în stivele de tufuri lapilice și de cinerite cu o pronunțată stratificație ritmică abundă fragmentele de roci hiperstenice sticloase și bucățile de scorie vulcanică de 10—20 cm, reprezentând uneori adevărate tufuri de scorii (fig. 5).

4. Breccii eruptive

Breccii eruptive au fost observate atât în cadrul stratovulcanului Ursoi — Comlăușa, cât și în legătură cu alte structuri eruptive din regiune. Apar, de exemplu, în valea mare a Socilor și în dealul Afinet, ocupînd

zonele marginale ale corpului andezitic propilitizat de la NE de vârful Teiului.

Valea Comlăușii, la est de satul cu același nume, deschide pe distanță de 70—100 m alte două corpuri de brezii eruptive, intruse în sedimentarul pannonian. Sint compuse din fragmente decimetrice de andezit piroxenic,

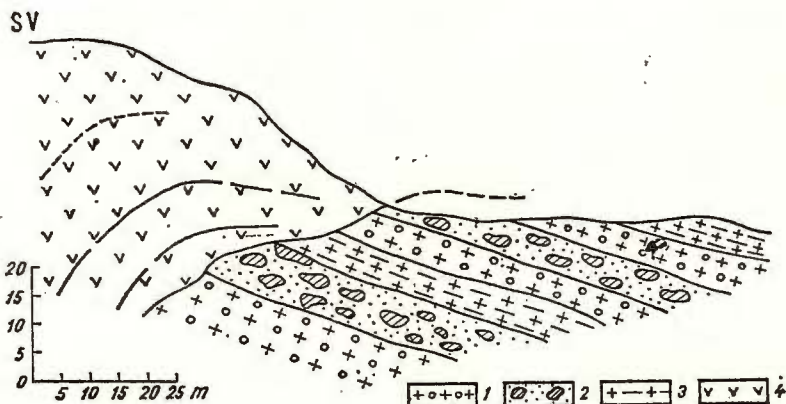


Fig. 5. — Relațiile andezitului piroxenic din Măgura Turților cu complexul vulcanoclastic pannonian.

1, tufuri lapilice polimictice; 2, tufuri de scorii; 3, tufite și marnе tufitice; 4, andezit cu hipersten și augit.

Les relations de l'andésite pyroxénique de Măgura Turților avec le complexe volcanoclastique pontien.

1, tufs lapilliques polymictiques; 2, tufs de scories; 3, tufites et marnes tufitiques; 4, andésite à hypersthène et augite.

subordonat fragmente mai mici de roci sedimentare neogene, înglobate într-o matrice compactă andezitică. În rocile sedimentare marnoase, argiloase de la contact, se constată efectul metamorfismului termic pe o zonă îngustă de 10—20 cm.

Galeria 20, în dealul Viezuri, străbate pe aproximativ 100 m partea marginală a unor brezii eruptive intruse în sedimentarul pannonian inferior. Contactele neregulate, cu apofize, au tendința de afundare spre sud; aceeași rocă, reprezentînd probabil un dyke de brezii de explozie, aflorează, ceva mai la nord, sub vârful Viezuri. Breziile au o alcătuire neomogenă, predominînd fragmentele colțuroase de andezit hiperstenic, în parte vitrofirice, rubanate, de 5—30 cm, într-o matrice de material triturat, pe alocuri cu injecții magmatice.

Mai multe apariții de brezii au fost puse în evidență cu galeria 23, în zonele marginale ale structurii eruptive de la Băile Turților. O parte este de natură eruptivă (brezii de explozie), dar cele mai frecvente, localizîndu-se pe traseul unor fracturi vulcano-tectonice, reprezintă de fapt o formațiune de „glauch”. Recunoașterea lor constituie, de altfel, o permanentă dificultate în cartarea subterană. Breziile eruptive interceptate pe distanțe de 15—50 m în galeria 23 au limite nete cu rocile înconju-



rătoare și contururi neregulate, cu apofize. Continuitatea pe cel puțin 250 m în adâncime a uneia din coloanele de brezii este confirmată de datele unui foraj de explorare. Aceste brezii sînt alcătuite din elemente centimetrice, mai rar depășind 30 cm, de „andezite” piroxenice, subordonat participînd roci sedimentare neogene și ocazional xenolite de roci flișoide mai vechi. Cimentul este o mixtură de roci triturate, sedimentare și eruptive în care participă eventual și un material cineritic. În coloana de brechie deschisă pe intervalul 1 058—1 090 m sînt evidente, de asemenea, injecțiile ulterioare de andezit.

În ceea ce privește mecanismul de formare a coloanelor de brezii eruptive, se admite că ele s-ar datora gazelor vulcanice degajate de mase magmatice în ascensiune (Merlici et al., 1961). Alți autori (Norton, Cathles, 1973) susțin că „golul” în care se formează asemenea brezii este creat de „vapori de apă magmatică degajată în timpul ascensiunii maselor plutonice”.

Ulterior formării lor, o parte din breziile eruptive examinate a fost injectată cu pulsații noi de magmă și invadată de fluide postvulcanice care au generat intense procese metasomatice; fragmentele de roci eruptive apar cel mai frecvent argilizate, iar matricea silicifiată, uneori substituită prin siderit sau alte minerale.

IV. TECTONICA

A. Unele elemente de tectonică regională

Din punct de vedere geotectonic, regiunea Tarna Mare — Turț face parte din depresiunea neogenă care ocupă partea internă a arcului alpin al Carpaților de nord-est. Aceasta reprezintă o depresiune post-tectonică alungită de la NV spre SE, situată între zona internă a flișului carpatic și „Masivul Median Pannonic”. Ea a apărut în Miocenul inferior ca urmare a inversiunii tectonice a zonei geosinclinale. Depresiunea intern-carpatică a funcționat în timpul Neogenului ca o zonă de sedimentare caracterizată prin frecvente mișcări oscilatorii diferențiale. Ca urmare a aceluiași mișcări, în Miocenul superior și în Pliocen arealul „Masivului Median Pannonic” (definit ca atare de Kobler, 1921) suferă o subsidență marcantă, funcționînd apoi ca un bazin de sedimentare, cunoscut sub numele de „Depresiunea Pannonică”. Partea vestică a depresiunii intern-carpatică neogene — teritoriul cursului mijlociu al Tisei, inclusiv bazinul Oașului — se menține în Miocenul superior și în Pliocen ca zone de subsidență ce se atașează Depresiunii Pannonică (Lazarenco et al., 1963; Merlici et al., 1974). Regiunea Tarna Mare — Turț cunoaște, așadar, în Miocenul superior și în Pliocen, o evoluție geologică de tip pannonic.

Depresiunea intern-carpatică sau „depresiunea transcarpatică neogenă”, în expresia geologilor sovietici, este umplută cu depozite de molasă miocene și pliocene, măsurînd în unele sectoare mai mult de 2 500 m. Formațiunea de molasă neogenă se așază pe un fundament eterogen



alcătuit din roci paleogene, cretacice și mai vechi, afectate de o tectonică disjunctivă (Merlici, Spitkovskaia, 1974).

Tectonica fundamentului depresiunii — care se reflectă parțial și în cuvertura sedimentară neogenă — este caracterizată prin prezența direcțiilor structurale longitudinale (VNV—ESE) sau „carpatice” și a celor transversale (NE—SV) sau „pannonice”. Aceste două direcții structurale — „carpatică” și „pannonică” — au fost recunoscute, de altfel, și pe teritoriul românesc, mai la sud, în cadrul depresiunii Someș — Lăpuș (Paucă, 1963). Caracteristică este, așadar, o tectonică în blocuri, datorată mai ales fracturilor transversale (pannonice), evidențiată de prezența unor sectoare de ridicare a fundamentului preneogen, în formă de horsturi, boltiri, mărginite de zone de afundare.

Asemenea arii de ridicare a fundamentului sînt cunoscute în Ucraina transcarpatică în regiunile Vișk, Bereh, Ciopsk, Ujgorod etc. (Vialov, 1963; Merlici, Spitkovskaia, 1974), ca și mai la vest, la Zemplin etc. pe teritoriul Cehoslovaciei și Ungariei. În cursul mijlociu al Tisei este cunoscut, de asemenea, un graben vulcano-tectonic (Szadeczki, 1963; Pantó, 1969).

Pe teritoriul românesc, la sud de regiunea Tarna Mare — Turț, investigațiile geofizice pun în evidență un interesant cîmp de maxim gravimetric, alungit pe direcția V—E, a cărui linie axială trece prin apropiere de Livada — Prilog — Negrești Oaș. Acest cîmp de maxim gravimetric este cauzat, după J. Andrei et al. (1970)¹⁰, de o zonă de ridicare a fundamentului cristalin avînd forma unui horst. Interpretarea este sprijinită și de datele cercetărilor seismometrice, precum și de rezultatele unui foraj de explorare de la Orașul Nou care la adîncimea de 675 m a trecut direct din cuvertura sedimentară neogenă în fundamentul cristalin epimetamorfic.

Spre nord, structura de „horst” a fundamentului este flancată de zona depresionară Adrian — Călinești — Certeze, evidențiată de asemenea gravimetric. Această din urmă zonă ar corespunde afundării maxime a bazinului neogen, întrucît foraje săpate mai la vest (de unități ale M.M.P.G.) marchează limita Pliocen/Miocen la adîncimi mai mari de 1 500 m.

O altă structură elevată a fundamentului preneogen, interpretată recent ca un horst cu alungirea VNV—ESE, este cunoscută în cadrul terenurilor eruptive ale munților Gutii. Ea este evidențiată de aliniamentul de iviri de roci paleogene din valea Mesteacănului de la Ilba, din valea Băiții și din Valea Romană (Giuşcă et al., 1973). Interpretarea actuală își are suport în date mai noi, gravimetrice.

B. Unele aspecte ale tectonicii magmatice a provinciei carpatice

Apariția magmatismului terțiar în partea internă a arcului carpatic este determinată de evoluția tectonomagmatică a „masivelor mediane”

¹⁰ Arh. I.G.G.



pannonic și transilvan, în corelare cu fazele de cutare ale orogenului alpin carpatic. Condițiile fundamentale care au favorizat activarea magmei la nivelul mantalei superioare și apariția vetrelor magmatice în partea inferioară a crustei sînt, după *Milano v s k i i* (1969): 1) un regim termic ridicat în „ariile intramontane” și 2) scăderea presiunii în crusta sialică; aceasta din urmă are drept consecință scăderea punctului de fuziune al rocilor.

Regimul termic ridicat este explicat printr-o supraboltire a suprafeței „M” în ariile intramontane, însoțită de reducerea considerabilă a grosimii crustei sialice. Aceasta se deduce din anomaliiile gravimetrice izostatice pozitive, cu valori de la 25 la 150 mgl determinate atît în Depresiunea Pannonică (*P a n t ó*, 1969), cît și în bazinul Transilvaniei. Puternica stare de anizostazie în bazinul Transilvaniei s-ar datora unui curent subcrustal ascendent (*S o c o l e s c u* et al., 1963).

Cea de-a doua condiție, a scăderii presiunii, este determinată de evoluția tectonică a orogenului carpatic. După *Milano v s k i i*, în stadiul „tardiv orogen”, în Miocen, compresiunea din zonele interne ale arcului carpatic a fost înlocuită prin fenomene de distensie crustală. Aceasta a avut drept consecință dezvoltarea unei tectonici rupturale favorabilă apariției zonelor de grabene și totodată amorsării fenomenelor eruptive. Această imagine completează teoria lui *Stille* (1953), după care vulcanismul neogen din partea internă a arcului carpatic este generat de magmatismul subsecvent tardiv, apărut în legătură cu fazele de cutare miocene ale orogenului carpatic.

În lumina conceptului modern al tectonicii plăcilor, vulcanismul neogen din domeniul carpatic este cauzat de translația blocurilor sialice — din timpul Miocenului —, însoțită de fenomene de subducție. Fragmente de crustă de tip oceanic, aparținînd fostului bazin estic, antrenate în fruntea blocului continental în curs de afundare, au generat, împreună cu materialul sialic, magma arcului vulcanic tînăr (*R ă d u l e s c u*, *S ă n d u l e s c u*, 1973). Ipoteza se deosebește de aceea a lui *Stille* în privința naturii materialului din care provine magma neogenă.

Caracteristic vulcanismului provinciei neogene carpatice este migrația activității vulcanice în timp geologic, de la NV spre SE, fenomen definit de *K u t h a n* (1948) sub denumirea de „vulcanismul de undație al orogenezei carpatice”. *Milano v s k i i* (1969) explică acest fenomen prin migrația centrifugală a undelor de compresiune din zonele interne înspre zonele externe ale orogenului carpatic, urmate de unde de distensie, după care se instalează și evoluează manifestările vulcanice. Același fenomen este explicat mai recent de *R ă d u l e s c u* (1973), în acord cu teoria tectonicii plăcilor, printr-un mecanism de rotire a blocurilor pannonic și transilvan în sensul indicat de migrația vulcanismului, combinat cu o deplasare laterală.

C. Tectonica regiunii Tarna Mare — Turț

Dat fiind faptul că rocile cele mai vechi care aflurează în această regiune aparțin, foarte probabil, Sarmațianului, considerațiile asupra



tectonicii fundamentului se bazează pe alte argumente decît cele care pot rezulta din observația directă. Elementul caracteristic al structurii fundamentului este oferit de investigațiile geofizice care evidențiază un cîmp regional de maxim gravimetric, avînd configurația unui brachianticlin al cu apexul situat în zona aparatului vulcanic de hyalodacite Bătăreel. Linia lui axială, orientată VNV—ESE, conform cu direcția structurilor carpatice, trece pe la sud de masivele Viezuri, Holmul, Grohotiș și se prelungeste în Ucraina transcarpatică (S. Fotopulos, 1964)¹¹. În acord cu datele actuale geologice și geofizice se poate admite că acest cîmp gravimetric regional este cauzat de o boltire anticlinală a fundamentului preneogen sau, eventual, de prezența unui horst. O astfel de structură a fundamentului a putut condiționa instalarea în timpul Neogenului a unor mase magmatice intrusiv, la nivelul unei discontinuități litologice-stratigrafice majore în scoarță. Rolul unei asemenea discontinuități l-a putut juca tocmai contactul dintre rocile fundamentului și cuvertura sedimentară neogenă, la adîncimi care, aici, n-au depășit cu mult 1 000 m.

Prezența probabilă a unei intruziuni magmatice în facies hipoabisic în fundamentul regiunii Tarna Mare este sprijinită, în vederile noastre, de numeroasele enclave de roci eruptive holocristaline, asociate frecvent cu corneene cu biotit, observate în andezitele cu amfibol, în andezitele cuarțifere și în corpul subvulcanic de microdiorite din dealul Viezuri. Prezența unor corpuri intrusiv în fundamentul regiunii este sugerată, de asemenea, de imaginea geomagnetică regională care, în partea vestică a cîmpului gravimetric atinge valori de 230 u CGS (Tr. Cristescu et al., 1967)¹². Această anomalie geomagnetică ar putea fi cauzată de mase intrusiv de roci cu un conținut mai crescut în componenți femici, reprezentînd probabil corespondenți hipoabisici ai andezitelor piroxenice. Sugestive sînt imaginile de maxim gravimetric și geomagnetic din zona subvulcanului din masivul Pleșcuț; corpul intrusiv înclină spre vest, iar apexul anomaliei magnetometrice apare deplasat spre SE în raport cu cel gravimetric. Situația ar putea servi drept model de interpretare pentru cazuri analoage de corpuri vulcanice inclinate.

Terenurile sedimentare neogene din regiunea Tarna Mare — Turț — Cămîrzana marchează o zonă de sedimentare marginală în spațiul depresiunii intern-carpatic, zonă în care mișcările oscilatorii se fac simțite mai intens.

Linia de maximă afundare a bazinului pliocen s-ar situa, conform datelor geofizice și de foraj, mai la sud, pe linia Halmeu — Călinești — Bixad. Tectonica cuverturii sedimentare neogene se datorează pe de o parte mișcărilor oscilatorii, iar pe de altă parte, fenomenelor eruptive.

În linii generale, stratele se orientează pe direcția NV—SE, conform direcției structurale carpatice, cu înclinări de la 10—15° pînă la 40—45° spre NE, respectiv SV. Din orientarea stratelor și din observațiile litologice-stratigrafice se poate deduce prezența unei zone anticlinale. Linia ei axială NV—SE este marcată prin roci marnoase-grezoase pannonian-

¹¹ Arh. M.M.P.G.

¹² Arh. M.M.P.G.



inferioare (și eventual mai vechi) și trece prin cursul superior al văii Bătăr-cel, pe la nord de Băile Turților și pe la sud de Holmul Mare de la Cămîrzana, aproximativ paralel cu linia axială a cîmpului gravimetric. Mai la nord se desemnează o structură sinclinală în umplutura căreia iau parte depozi-tele sedimentar-vulcanogene pontiene din valea Tarnei; flancul opus al sinclinalului se regăsește pe teritoriul sovietic (D a n i l o v i c i, 1963). Spre sud de zona anticlinală menționată, stratele desemnează o structură monoclinală în alcătuirea căreia, la Tămășeni și la sud de Turț, au o dez-voltare largă sedimentele pontiene (fig. 6).

În jurul aparatelor vulcanice și la limita corpurilor subvulcanice stratele sînt puternic deranjate, redresate pînă aproape de verticală.

Tectonica disjunctivă este evidențiată de numeroase fracturi și de aliniamentele de corpuri eruptive.

Fracturile cu o continuitate mai mare pe direcție pot fi grupate în două sisteme: un sistem NV—SE, marcat de faliile cartate la est de Bătăr-ci, în valea Bătăr-cel, dealul Viezuri, valea Pribode la Turț etc.; cel de-al doilea sistem este reprezentat prin fracturile cu direcția VSV—ENE. Din acest sistem face parte falia Cremenii, urmărită pe direcție pe mai bine de 3 km, falia Nucului; alta în zona văii Penigărilor și încă mai la sud; parte dintre aceste falii se continuă probabil în Ucraina transcarpatică (falia Cremenii, Holmul Mare).

Cele mai multe fracturi sînt dependente spațial de amplasamentul corpurilor eruptive, reprezentînd de fapt fracturi vulcano-tectonice. Ele au o dispoziție radiară sau sînt tangente la contactele structurilor eruptive, ca în cazul aparatului vulcanic de la est de Comlăușa, respectiv în jurul corpului subvulcanic din dealul Viezuri. Prelucrarea statistică a 220 fracturi vulcano-tectonice din zona aparatului de la Băile Turților arată că cea mai mare frecvență o au fracturile N 30°V/70°SV, paralel cu unul din principalele aliniamente vulcano-tectonice din regiune.

Structurile eruptive se înscriu, în linii generale, pe direcții structurale cu dezvoltare regională. Aparatele vulcanice de andezite cu doi piroxeni, de andezite hiperstenice, de hyalodacite se dispun pe aliniamente NNW—SSE, bine evidențiate de masivele Ceaslăș și Cetățuia Mare și Cetățuia Mică de la Cămîrzana; ele se încadrează în aliniamentul tectono-magmatic major care din Ucraina transcarpatică se continuă în munții Oaș pînă la Călinești sau mai departe spre sud.

Structurile vulcanice de andezit cu amfibol din nordul regiunii desemnează un alt aliniament cu direcția NV—SE, determinat de masivele Osoiul Tarnei, Chicera, Holmul Mare și Holmul Mic. Corpurile subvulcanice avînd o răspîndire punctiformă sînt mai greu de corelat; subvulcanul din dealul Viezuri s-ar putea înscrie, la scară regională, într-un același aliniament SV—NE cu alte corpuri subvulcanice, cum sînt masivele Pleșcut de la Tămășeni și respectiv Kiblerul Mare și Mic din Ucraina transcarpatică; corpurile subvulcanice de la Băile Turților se leagă, pe aceeași direcție nord-estică, cu Grohotișul de la Cămîrzana și cu masivul Șaian din Ucraina transcarpatică.



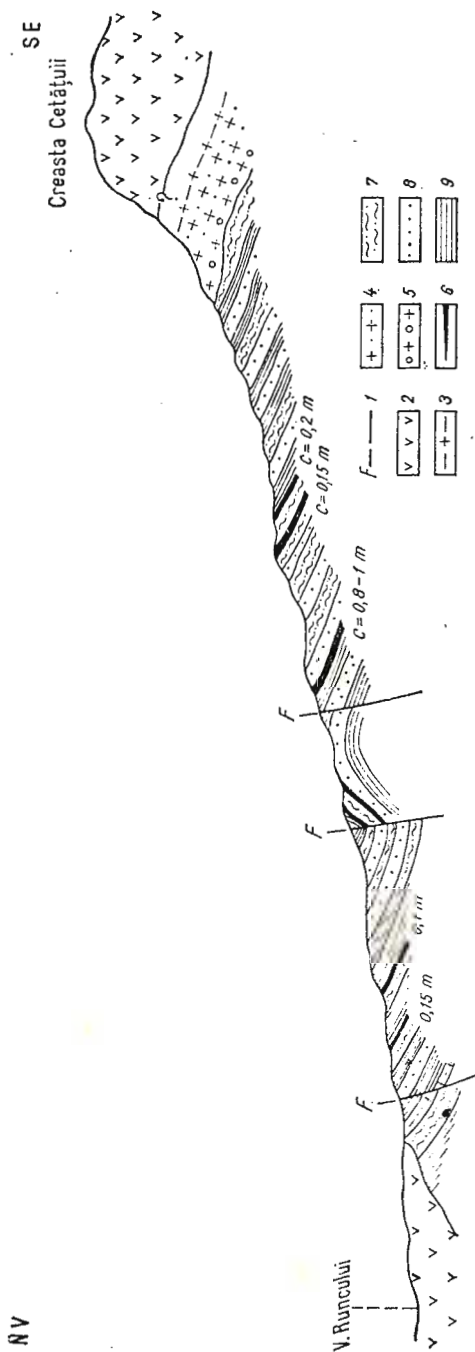


Fig. 6. — Profil în lungul văii Lespezi (Turt), ilustrând relațiile andezitului piroxenic cu depozitele panonien-superioare (ponțiene) și cu tuful dacitic.

1, fracturi; 2, curgeri de lave de andezit piroxenic; 3, tufite; 4, tufuri psamitice; 5, tufuri lapilice dacitice; 6, strate subțiri de lignit; 7, argile și argile nisipoase; 8, nisipuri; 9, marnă și marnă argiloasă.

Coupe le long de la vallée Lespezi (Turt), illustrant les relations de l'andésite pyroxénique avec les dépôts panonien-supérieurs (pontiens) et avec le tuf dacitique.

1, fractures; 2, coulées de laves d'andésite pyroxénique; 3, tufites; 4, tufs psamitiques; 5, tufs lapilliques dacitiques; 6, couches minces de lignite; 7, argiles et argiles sableuses; 8, sables; 9, marnes et marnes argileuses.

V. CARACTERIZATEA PETROLOGICĂ A ROCILOR ERUPTIVE NEOGENE

Complexul vulcanic neogen din nord-vestul eruptivului munților Oaș se compune, cum s-a arătat într-un capitol anterior, din formațiuni efuzive și extrusive de compoziție preponderent andezitică, cărora li se asociază roci consolidate în condiții subvulcanice.

Pe criteriile mineralogice-petrografice și de chimism au fost separate următoarele tipuri de roci vulcanice: andezite piroxenice și andezite piroxenice bazaltoide, andezite cu amfibol, andezite cuarțifere, dacite.

După gradul de participare al piroxenului monoclinic în compoziția modală a andezitelor piroxenice, au fost evidențiate următoarele subtipuri sau varietăți petrografice: andezite cu augit și hipersten, andezite cu hipersten și augit și andezite hiperstenice.

Cu rocile hiperstenice este asociată o categorie de vulcanite preponderent sticloase care după structură și caractere petrochimice reprezintă hyaloandezite și hyalodacite cu hipersten, parte dintre ele încadrându-se prin compoziția normativă în cîmpul „trahandezitelor” și al „latitelor cuarțifere (R i t t m a n n, 1963; S t r e c k e i s e n, 1967).

A. Andezitul piroxenic bazaltoid

Dacă se are în vedere ordinea descreșterii bazicității vulcanitelor, caracterizarea petrografică trebuie începută cu andezitul piroxenic bazaltoid.

Parte integrantă a aparatului stratovulcanic al muntelui Frasin, andezitul piroxenic bazaltoid formează curgeri masive de lavă, asociate cu nivele discontinue de piroclastite. La nord de Băile Tarnei, curgerile de lavă ale andezitelui bazaltoid au în bază o stivă groasă de piroclastite breciforme care repauzează peste andezitul cu hornblendă și hipersten aparținând unor erupții anterioare.

În aflorimente, roca apare negricioasă, masivă, cu benzi veziculare și cu un grad de cristalizare scăzut, motiv pentru care pe teren poate fi confundată ușor cu un veritabil bazalt. Microscopic se compune din fenocristale de plagioclaz (25%), augit (5–7%), hipersten și „clinohipersten” (6–8%), prinse într-o masă de bază hyalopilitică, pilotaxitică, uneori intersecțială (58–63%). Ca minerale accesorii participă magnetit (2%), ilmenit, titanit (1%) și apatit (<1%). În masa fundamentală, la care se observă uneori separații sferulitice, apar cuiburi de siderit, amidale de clorit, concreșteri glomeroporfirice de feldspat și piroxen și, ocazional, enclave de roci holocristaline microdioritice (pl. I, fig. 1).

Fenocristalele de plagioclaz, maclate și zonate, sînt reprezentate prin andezin bazic (An 45–48; An 48–55) și prin labrador (An 50–58; 52–60; 68–70). Zonele de creștere au, în general, o compoziție mai sodică decît nucleul.

Unele cristale de hipersten au o coroană subțire de supracreștere din augit. Piroxenul rombic apare uneori substituit prin carbonat și (sau) prin saponit ferifer.



Frecvent au fost observate fenocristale de „clinohipersten” la care proprietățile optice relevă prezența pigeonitului (dispersia extincției, unghiul $-2 V$ mic, s.o. biaxial $+$).

Cristalele de augit, adeseori maclate după planul (100), prezintă uneori o structură în „ceas de nisip”.

B. Andezitul cu augit și hipersten

În grupa rocilor piroxenice, tipul petrografic caracteristic este andezitul cu augit și hipersten care formează stratovulcanul de la est de Comlăușa — vârful Teiului.

TABELUL 1

Minerale componente	Gradul de participare, %	Dimensiunile mineralelor, mm
Feldspat plagioclaz	26—28	0,06/0,12; 0,2/0,08; 3,1/1,6
Hipersten	5—7	0,25/0,1; 2,75/1,2; 3,6/1,5
Augit	4—6	0,08/0,08; 0,25/0,12; 1,25/0,38; 3,4/0,9;
Minerale oxidice de fier și titan	1,5—2	0,05/0,05; 0,4/0,25
Apatit	0,1—0,3	0,05/0,02; 0,2/0,12
Masa fundamentală	55—62	—

Roca, în general masivă, compactă, se caracterizează printr-o culoare cenușiu-închis-negricioasă și o structură porfirică mai mult sau mai puțin evidențiată. Examinată în secțiuni subțiri, apare alcătuită din fenocristale de plagioclaz, augit și hipersten, înglobate într-o masă fundamentală hyalopilitică, pilotaxitică, mai rar, micropoikilitică. Componentele accesorii sînt reprezentate aproape invariabil prin magnetit, ilmenit și apatit (pl. II, fig. 1,2).

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor sînt arătate în tabelul 1.

Deosebirea mineralogică față de alte varități de andezite piroxenice din regiune constă în participarea augitului în proporție egală, sau aproape egală, cu aceea a piroxenului rombic.

Masa fundamentală apare constituită din microlite de andezin (40—45% An) și din granule de piroxen și oxizi metalici, iar în interstiții, sticlă vulcanică sau un material criptocristalin de compoziție predominant feldspatică.

Fenocristalele de plagioclaz sînt reprezentate prin andezin (An 37—40—47—53) și, respectiv, prin laborator (An 52—55—60). Cristalele sînt maclate polisintetic și complex și prezintă structuri zonare cu un nucleu slab dezvoltat și inele de creștere, în general mai sodice, cu eventuale recurențe de compoziție.



Hiperstenul, dintre mineralele femice, apare în general în cristale idiomorfe. Numai rareori prezintă refuziuni magmatice sau zone de supracreștere din augit. Ca mineral de neoformație apărut mai ales pe hipersten poate fi observat, din nou, saponitul ferifer.

Augitul apare cel mai frecvent ca „microfenocristale” și mai puțin în cristale faneritice, maclate polisintetic. Valoarea unghiului de extincție $C. \gamma$, măsurată pe secțiuni de birefrigență maximă se situează în jur de 45° . Adeseori pot fi observate cristale cu structură în clepsidră, caracteristice augitului titanifer. Atit augitul, cât și piroxenul rombic au incluziuni microlitice de plagioclaz, de oxizi metalici și de apatit (pl. II, fig. 1).

Pe lângă mineralele descrise, ocazional pot fi observate la microscop cristale de pigeonit sau de horblendă resorbită (virful Teiului).

1. Andezitul cu hipersten și augit

Reprezintă o varietate petrografică a andezitului cu doi piroxeni, aparținând unor erupții mai noi, din suita celor care au generat andezitul hiperstenic. Se deosebește de andezitul cu augit și hipersten descris anterior, pe de o parte, prin predominarea netă a piroxenului rombic asupra celui monoclinic și, pe de altă parte, prin unele variații ale parametrilor petrochimici.

Are o dezvoltare apreciabilă în partea de est și SE a regiunii.

Andezitul apare în general masiv, cu zone veziculare, cenușiu-negricios, pe alocuri cu tonuri roșcate datorită prezenței oxizilor ferici. În compoziția mineralogică participă fenocristale de plagioclaz (23—25%), hipersten (8—10%) și în proporție mai redusă augit (2—3%) prinse într-o masă fundamentală (63—66%) cu structura hyalopilitică, pilotaxitică sau micropoikilitică. Foarte rar au fost observate cristale de hornblendă opacizată și de biotit în andezitul din dealul Cetățuia (Cămirzana) și uneori cuarț și tridimit. Ca minerale accesorii participă oxizi de fier și titan și apatit.

Fenocristalele de plagioclaz sînt reprezentate prin andezin (An 31—48), prin andezin-labrador (An 48—55) și, respectiv, prin labrador (An 53—60). În mod excepțional au fost observate inversiuni de compoziție, evidențiate prin supracreșteri de labrador pe cristale de andezin. În zonele de metasomatism hidrotermal își fac prezența o serie de minerale de neoformație, reprezentate prin cuarț, calcedonie, adular, sericit, minerale argilitice, carbonați, clorit etc. Dintre primele minerale formate pe componentele femice este saponitul ferifer care substituie hiperstenul.

În masa andezitului au mai fost observate mici enclave de roci eruptive holocristaline și de corneene cu piroxen.

C. Rocile vulcanice hiperstenice

Reprezintă o categorie de roci în care piroxenul rombic este mineralul femic omniprezent și la care predominante sînt aspectele sticloase și veziculare. Ele sugerează un anumit stadiu de evoluție al vulcanismului



din teritoriu. Din această categorie fac parte andezitul hiperstenic și rocile sticloase și criptocristaline separate pe hartă cu hyaloandezit, hyalodacite și „trahandezite”.

1. Andezitul hiperstenic

Aspectele mai interesante ale andezitului hiperstenic se pot vedea în cadrul structurilor vulcanice Hatu — Piatra Cerbului de la Tămășeni, în Gruiul Morii de la Tarna și în cuprinsul cupolei extrusive — Chicera-Ursoi de la Turț. În zonele de înrădăcinare ale vulcanilor, roca de culoare cenușie apare masivă, uneori cu separații columnare (Piatra Cerbului). Lateral devin frecvente aspectele veziculare, a căror dispoziție liniară conservă direcția curgerii lavelor (dealul Hatu, valea Morii); în zone mai îndepărtate sînt predominante aspectele vitrofirice.

Microscopic, roca se caracterizează prin asocierea fenocristalelor de plagioclaz (20—23%) cu cele de hipersten (7—9%), într-o matrice pilotaxitică, mai rar felsitică (68—72%). Ocazional pot fi observate cristale de augit (0—1%), de hornblendă brună, biotit, cuarț și (sau) tridimit. Mineralele accesorii formează aceeași parageneză a oxizilor de fier și titan cu apatitul.

Fenocristalele de plagioclaz, cu frecvente coroziuni magmatice, sînt reprezentate în general prin andezin (An 37—46), andezin-labrador (An 50—55) și labrador (An 52—58). Hiperstenul apare în multe cazuri resorbit magmatic, cu coroane de oxid feric.

Cu obiective de putere mare de rezoluție masa fundamentală apare alcătuită din microlite de oligoclaz și andezin sodic (An 28—38) și din granule de piroxen și oxizi metalici, iar în interstiții, o concreștere microcristalină de cuarț cu ortoclaz și, mai rar, lamele fine de biotit.

2. Rocile vulcanice sticloase (hyaloandezite, hyalodacite, „trahandezite”)

Vulcanitele în facies sticlos au o dezvoltare considerabilă în cadrul eruptivului din regiune. Roci similare ca structură și vîrstă sînt cunoscute și în restul eruptivului munților Oaș, precum și în Ucraina transcarpatică (M a l e e v, 1969; S o l o n i n k o, 1969) în Ungaria și Slovacia, evidențiind o caracteristică petrologică a întregii zone eruptive de pe rama de N și NE a bazinului pannonic.

În cuprinsul regiunii apar mai ales în legătură cu trei structuri vulcanice formate din roci hiperstenice: în partea nordică a vulcanului Hatu — Piatra Cerbului, ocupînd dealul Vîrticel și Hămlietzi de la Șirlău; în zonele marginale ale aparatului Bătărcel — Rădăcini și în zonele periferice ale cupolei extrusive Chicera-Ursoi de la Turț. Apariții izolate mai pot fi văzute pe pîrul Cremenii, valea Morii etc. În toate aceste aflorimente ele sînt reprezentate prin lave hialine și, subordonat, prin tufuri vitrofirice și brécii (Chicera-Ursoi).

Din punct de vedere petrografic rocile se caracterizează, în primul rînd, prin gradul redus de participare al fenocristalelor într-o matrice



cu luciu mat sau rășinos. În al doilea rând, acestor roci le este caracteristică o textură rubanată, datorită benzilor albicioase veziculare care alternează cu benzi compacte cenușiu-verzui sau roșcate. În lavele sticloase din cursul mediu al văii Bătarcelor și încă în alte puncte au fost observate zone veziculare cu aspect de poncii și separații perlitice.

Examineate în secțiuni subțiri, rocile apar constituite dintr-o masă fundamentală reprezentând 75—85% sau chiar 90% din volumul lor, în care sînt incorporate fenocristale de plagioclaz și, subordonat acestora, cristale de hipersten. În lavele sticloase de la Tămășeni este prezent augitul, iar în cele de la Chicera-Ursoi, hornblenda brună. Ca minerale accesorii apar din nou oxizi de fier și titan și apatit, mai rar titanit. Fenocristalele de plagioclaz și de hipersten sînt, de regulă, fisurate și prezintă coroziuni magmatice, ceea ce sugerează un dezechilibru chimic cu topitura magmatică înaintea consolidării rocilor. Plagioclazul este reprezentat prin andezin (An 35—45), andezin-labrador (An 47—54) și labrador (An 52—60), compoziții mai sodice fiind determinate în lavele de la Bătarci (pl. III, fig. 1, 2; pl. IV, fig. 1, 2).

Masa fundamentală apare alcătuită din sticlă și uneori din microlite de oligoclaz și de andezin sodic, mai puțin din minerale colorate. Microlitele se înserează în benzi paralele, conforme cu alungirea fenocristalelor, imprimînd rocilor o remarcabilă textură fluidală. În lavele sticloase de la Bătarci au fost observate concrețiuni sferoidale, prin care liniția de curgere trece nederanjată, ceea ce arată că acestea s-au format după, sau în timpul consolidării rocii. Asemenea concrețiuni sînt compuse dintr-o concreștere de feldspat potasic și cristobalit, primul mineral prezentînd o dispoziție radiară. În numeroase secțiuni au fost observate cristale de tridimit, în benzile veziculare sau în micile cavități din lave, asociat cu cristobalit, altele cu cuarț, cu lamele de biotit și (sau) cu oxizi ferici, reprezentînd minerale apărute în stadiul vulcanic. Lateral, și mai ales înspre centrul de erupție vulcanică, structura masei fundamentale devine felsitică în rocile pe care le vom defini hyalodacite sau pilotaxitică, quasi-trahitoidă. Aspectele trahitoide sînt mai evidente la roca din masivul Ursoi și în aceea din cariera de la sud de Turț, mai puțin în rocile de la Tămășeni.

În cazul acestor roci, compuse în cea mai mare parte din sticlă vulcanică sau dintr-o matrice criptocristalină, compoziția lor mineralogică nu mai reflectă fidel natura petrografică. După mineralele aparente, rocile ar trebui denumite „fenoandezite”, în acord cu terminologia propusă de Niggli și Rittmann pentru asemenea vulcanite.

În vederea încadrării corecte petrografice a rocilor sticloase s-a făcut apel la date de analiză chimică și s-a procedat la deducerea pe cale indirectă a conținutului de silice, după valorile refringenței probelor de sticlă. S-a determinat refringența sticlei naturale din masa fundamentală și refringența perlelor de sticlă obținute la arc voltaic. Valorile refringenței N , determinate experimental cu refractometrul ABBÉ, au fost proiectate pe diagrama de corelație: indice de refracție — SiO_2 (George, 1924, cf. M o o r h o u s e, 1959).



Rezultatele sînt înscrise în tabelul 2.

Prima constatare care se degajă din aceste rezultate este aceea că sticla naturală, reprezentînd masa fundamentală a rocilor vitrofirice, se caracterizează printr-un conținut de 68—72% SiO_2 echivalent unor roci riodacitice, ceea ce presupune prezența virtuală a cuarțului în rocă.

TABELUL 2

Conținutul în SiO_2 al sticlelor naturale și al perlelor de sticlă din vulcanitele hialine

Proba nr.	Proveniența probei	N	SiO_2 %
1	sticlă naturală din lave hialine, Bătarci	1,505	70
2	sticlă naturală din lave hialine, Bătarci	1,502	72
3	sticlă naturală din lave hialine, Bătarci	1,502	72
4	sticlă naturală din tufuri vitrofirice, Ursoi	1,509	68
5	perle de sticlă, din lave, Ursoi	1,517	65
6	perle de sticlă, din lave, v. Chicerei, Turț	1,515	67
7	perle de sticlă, din lave, d. Hămlieți, Sirlău	1,518	65
8	perle de sticlă, din lave, d. Hatu, Tămășeni	1,522	62
9	perle de sticlă, din lave, d. Comorii, Bătarci	1,527	60

A doua constatare este că perlele de sticlă, reprezentînd probe globale (masa de bază + fenocristale) indică un conținut mai redus în silice, corespunzător unor andezite cuarțifere și dacite. Aceste concluzii sînt în concordanță cu datele de analiză chimică. Componentele normative calculate din „bază” prin metoda Niggli-Burri și proiectate în diagrama QAP (Streckeisen) permit definirea petrografică a rocilor sticloase analizate :

Lavele sticloase de la Bătarci se proiectează în cîmpul dacitelor, de aceea le vom denumi hyalodacite.

Lavele vitrofirice din zona văii Chicerei și, respectiv, din masivul Hatu (Tămășeni) se încadrează în cîmpul andezitelor cuarțifere cu înrudiri trahandezitice („Quartz latandezite” — Streckeisen, 1967); le vom denumi „hyaloandezite”.

Înrudirea rocilor sticloase din regiune cu roci de compoziție mai acidă cu nuanțe alcaline rezultă și din calculul coeficienților chimici grupați în sistemul propus de Rittmann: riodacit cu labrador, trahandezit, respectiv latit cuarțifer (tab. 9).

Am admis denumirea de „trahandezit” pentru o rocă mai particulară din creasta dealului Ursoi, de pe pîrîul Prihode și din cupola extrusivă în care este săpată cariera de la sud de Turț; această rocă se caracterizează printr-o masă de bază cu aspect dominant trahitoid în care sînt prinse în proporție scăzută fenocristale de plagioclaz, hipersten, hornblendă brună și uneori cuarț.



D. Andezite cu hornblendă și hipersten

Reprezintă o grupă de roci caracterizată prin asocierea constantă a hornblendei cu piroxenul rombic. Din această grupă fac parte : andezitul cu hornblendă și hipersten din zona Băilor Tarnei, considerat ca termen petrografic reprezentativ, andezitul cu hornblendă, hipersten și augit care formează masivele Holmul Mare și Holmul Mic și, în fine, andezitul cu hornblendă și hipersten (cuartifer) din Măgura Bătarilor.

1. Andezitul cu hornblendă și hipersten

În dealul Osoiul și în valea Frasin din nordul regiunii, acest andezit formează o cupolă extrusivă, iar mai departe spre sud-est, în versanții văii Tarnei, apare sub formă de curgeri masive de lavă aparținând vulcanu-

TABELUL 3

Compoziția modală a andezitului cu hornblendă și hipersten

Minerale componente	Frecvența, %	Dimensiuni, mm
Feldspat plagioclaz	30—32	0,25/0,05; 3,6/1,5
Cuarț	0,5—1	0,2/0,16; 1,6/1,6
Hornblendă	6	0,2/0,05; 4,6/1,7
Hipersten	4—5,5	0,24/0,09; 3,5/0,85
Augit	0,6—1,5	0,11/0,05; 0,24/0,15
Oxizi de fier și titan	0,9—1,5	0,03; 0,25
Apatit	0,2	0,22/0,002; 0,3/0,14
Zircon	0,02	0,06/0,05; 0,1/0,05
Masa de bază	54—56	—

lui situat la est de Băile Tarna, în dealul Chicerei. În zonele marginale ale vulcanului din dealul Chicerei curgerile de lavă, cu zone veziculare, sînt asociate cu lave cu blocuri (lave piroclastice).

În masa andezitului cu hornblendă și hipersten au fost observate enclave de andezite piroxenice și de roci holocristaline dioritice și microdioritice și enclave de roci sedimentare cornificate. În aflorimente roca este cenușiu-clară sau cenușiu-verzuie, masivă, cu structura porfirică bine evidențiată. Analiza microscopică arată că roca se compune din fenocristale de plagioclaz, hornblendă și hipersten, într-o masă de bază pilotaxitică, hialopilitică sau, mai rar, microgrăunțoasă. Subordonat acestora, mai pot lua parte augitul, cuarțul și uneori tridimitul. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin magnetit, ilmenit, apatit și, sporadic, zircon. Proporția în care aceste minerale participă în compoziția rocii și dimensiunile mineralelor sînt arătate în tabelul 3.

Masa de bază este alcătuită din microlite de andezin sodic, oligoclaz (27—30%An), puțin cuarț și granule de minerale colorate pe un fond



de sticlă vulcanică sau într-o matrice microgrăunțoasă. Fenocristalele de plagioclaz sînt reprezentate prin andezin (An 35—42; An 43—50) și prin labrador (An 53—58). Cristalele, maclate polisintetic și complex, prezintă structuri zonare, cu rare inversiuni de compoziție. Ocazional au fost observate zone de supracreștere de oligoclaz pe andezin și albitizări de natură metasomatică.

Cuarțul este prezent numai ca microlite în masa de bază.

În sectoarele îndepărtate de centrul de erupție, curgerile de lavă conțin hornblendă verde (valea Tarnei, dealul Piclău); în schimb, în aria neck-ului vulcanic (Osoiul Tarnei) și în zonele limitrofe, amfibolul este reprezentat aproape invariabil prin hornblendă brună și (sau) prin hornblendă resorbită. Într-un stadiu avansat al fenomenului de refuziune vulcanică, cristalele de hornblendă sînt înlocuite integral printr-un agregat pseudomorf de magnetit, piroxen monoclinic și plagioclaz. Constatarea își păstrează valabilitatea și pentru aparatul vulcanic al Măgurii Bătarilor, ca dealtfel și la alte aparate compuse din roci cu amfibol.

Cristalele de hipersten, mai refractare, numai rareori apar opacizate. La unele fenocristale s-au observat coroane de augit și întimplător supracreșteri de hornblendă. Și în această rocă, hiperstenul apare uneori substituit prin saponit.

Augitul, o varietate de augit titanifer, este prezent în „microfenocristale”, cu structură în „ceas de nisip”, sau ca liziere pe hipersten.

2. Andezitul cu hornblendă, hipersten și augit

A fost conturat pe o zonă restrînsă, mai la est de andezitul descris anterior, la izvoarele văii Tarnei (la Văgaș), în aceleași relații geometrice cu rocile înconjurătoare. Cea mai largă dezvoltare o prezintă însă în masivele Holmul Mare și Holmul Mic din hotarul Cămîrzanei.

Roca, de culoare cenușiu-mai închisă, masivă, se caracterizează printr-o structură porfirică bine evidențiată de fenocristalele de amfibol și piroxen; cristalele de hornblendă depășesc uneori 5 mm.

Microscopic, roca apare compusă din aceeași parageneză ca în andezitul de la Băile Tarnei, cu deosebirea că augitul, participînd în proporție de 3% sau mai mult, devine mineral principal. În rocă se face remarcată atît hornblendă verde ($c \wedge ng = 18-22^\circ$), cît și hornblendă brună ($c \wedge ng = 10-12^\circ$). Un conținut ceva mai calcic al plagioclazului și proporția mai crescută a mineralelor femice indică compoziția mai bazică a acestui andezit, în comparație cu andezitul de la Băile Tarnei.

3. Andezitul cu hornblendă și hipersten din Măgura Bătarilor

Petrografic, prezintă asemănări cu andezitul cu hornblendă și hipersten de la Băile Tarnei, iar din punct de vedere petrochimic corespunde unui andezit cuarțifer. Se deosebește de andezitul cuarțifer propriu-zis din dealul Colnic prin participarea neînsemnată a fenocristalelor de cuarț și prin absența totală a biotitului.



În masa andezitului s-au remarcat xenolite de roci efuzive piroxenice, de microdiorite și de roci sedimentare mai mult sau mai puțin cornificate.

Sub microscop, roca apare constituită din fenocristale de andezin și labrador sodic (25—27%), asociate cu hornblendă (6%) și hipersten (5%) într-o matrice pilotaxitică sau hialopilitică (58—63%), în cazul curgerilor de lavă.

Cristalele de cuarț, respectiv cele de augit, rareori depășesc 1% din volumul rocii. În andezitul din suprastructura vulcanică se face prezent tridimitul. Componentele accesorii sînt reprezentate prin oxizi de fier și titan (1,5—2%), apatit (0,2%) și foarte rar zircon (pl. V, fig. 1).

În limitele neck-ului vulcanic și în ivirile subvulcanice limitrofe, roca se caracterizează printr-o masă de bază holocristalin-microgrăunțoasă, alcătuită din plagioclaz, cuarț și granule de minerale femice, iar în interstiii, ortoclaz (pl. V, fig. 2).

Amfibolul este reprezentat în general prin hornblendă brună, mai mult sau mai puțin resorbită, mai rar prin hornblendă verde ($c \wedge ng = 14-18^\circ$). O compoziție mineralogică similară, cu participarea hornblendei verzi, s-a observat și în cazul andezitului amfibolic cartat la sud-est de comuna Turț.

E. Andezitul cuarțifer

Neomogenitatea structurii este o caracteristică a andezitului cuarțifer din cupola extrusivă Colnicul de la Tămășeni. Roca, cenușiu-clară sau cenușie cu tonuri brun-roșcate apare masivă sau cu o textură orientată datorită, pe de o parte, benzilor sticloase sau veziculare din masa de bază și, pe de altă parte, liniatiei de curgere a fenocristalelor. În anumite secțiuni se constată acumularea mai mare a cuarțului în rocă, în altele, a mineralelor feromagneziene. În masa andezitului sînt prezente numeroase enclave de roci efuzive piroxenice aparținînd erupțiilor anterioare, roci holocristaline microdioritice, corneene cu biotit și enclave de șisturi argiloase, marne și gresii aparținînd formațiunilor paleogene și neogene ale soclului vulcanic.

Roca andezitică se compune din fenocristale de plagioclaz (25—28%), cristale bipiramidate de cuarț (2—5%), hornblendă (6—9%) și hipersten (5—6%). Subordonat, participă biotitul și numai ocazional, augitul (1%). Masa fundamentală (55—60%) este predominant sticloasă, fluidală, cu sectoarele criptocristaline și cu benzi veziculare în care pot fi văzute cristale de tridimit. În zona de înrădăcinare structura masei de bază devine microgrăunțoasă-felsitică. Ca minerale accesorii, participă oxizi de fier și titan (1—2%), apatit (0,2—0,3%) și mai puțin zircon.

Cristalele de cuarț apar de regulă fisurate, cu intense coroziuni magmatice. Fenocristalele de plagioclaz sînt reprezentate prin andezin (An 35—40—43; An 44—50), cu treceri la labrador sodic (An 48—52—55) — maclate și zonate, cu unele recurențe de compoziție.

Microlitele de plagioclaz din masa de bază sînt din andezin sodic (An 30—37).

Amfibolul este reprezentat în general prin hornblendă verde ($c \wedge \wedge ng = 15-19^\circ$), subordonat participă hornblendă brună, mai mult sau mai puțin opacizată. Cristalele de hipersten sînt parțial transformate în saponit. Hornblenda și hiperstenul au numeroase incluziuni de plagioclaz, oxizi metalici, apatit și eventual zircon. În general, aceste minerale sînt „colectoare” de apatit și de oxizi metalici.

Prin compoziția mineralogică, cu o concentrare notabilă a cuarțului în anumite sectoare, precum și prin structura felsitică a masei de bază roca se apropie mult de caracterele unui dacit, ceea ce se reflectă, de altfel, și în parametrii petrochimici. Din acest motiv, ar putea fi definită mai bine daco-andezit, în loc de andezit cuarțifer. Mici dyke-uri de „andezite cuarțifere” intruse în piroclastite și în brezii hialodacitice au fost interceptate cu un foraj de explorare și cu galeria IX din versantul estic al văii Bătărcei. Roca se compune din andezin și labrador sodic (An 48-50-54), cuarț, hipersten și augit, într-o masă de bază pilotaxitică. Cristalele de cuarț, reprezentînd foarte probabil xenocristale, prezintă interesante zone kelifitice din microlite de augit.

F. Piroclastitele dacitice

Orizontul de tufuri dacitice este mai bine deschis în valea mare a Șipotelor unde are în bază nisipuri și argile ponțiene (fig. 2).

În compoziția acestor piroclastite predomină elementele de roci dacitice și cele de poncii ale căror dimensiuni depășesc pe alocuri 10-15 cm, la care se asociază fragmente mai mici de roci argiloase, marnoase și alte roci, inclusiv fragmente de cărbune. Cimentul este de natură cineritică. Local, roca are aspect monolitic, de tufuri sudate. Examenul microscopic pune în evidență, în compoziția cimentului, fragmente de dacite cu biotit, poncii cu biotit, lave sticloase hiperstenice și subordonat roci holocristaline reprezentate prin microdiorite și prin granodiorite; în plus, corneene cu piroxen și biotit și roci argiloase micacee. În compoziția cimentului mai iau parte cristale de cuarț oligoclaz, andezin acid, labrador, biotit, hornblendă verde și puțin hipersten. În interstiții apar „așchii” de sticlă vulcanică și minerale secundare argiloase. După structură, cimentul este un cinerit psamitic vitro-lito-cristaloclastic, respectiv lito-vitro-cristaloclastic de compoziție esențialmente dacitică (pl. VII, fig. 2).

G. Roci în facies subvulcanic

Prezența rocilor în facies subvulcanic este dovedită, pe de o parte, de structura holocristalină a masei de bază, iar pe de altă parte, de caracterele geologico-structurale și uneori prin notabile aureole de metamorfism termic în rocile sedimentare intruse. Sînt reprezentate prin dolerite (subordonat), prin microdiorite porfirice, respectiv prin microgranodiorite porfirice.



1. Dolerite

Singurul afloriment de rocă doleritică este cunoscut în partea nordică a regiunii, în valea Frasin, reprezentând un corp subvulcanic de dimensiuni mici, intrus în curgeri de andezit bazaltoid. Roca cenușiu-negricioasă, masivă, se caracterizează printr-un grad de cristalinitate mai ridicat

TABELUL 4

Compoziția modală a rocii doleritice

Minerale componente	Conținut, %	Dimensiuni, mm
Feldspat plagioclaz	72—75	0,2/0,05; 0,72/0,72; 1,7/0,5;
Augit	8—10	0,6/0,6; 1,2/0,5;
Hipersten și clinohipersten	13—15	0,36/0,36; 1,5/0,8
Magnetit și ilmenit	1,5—2	0,025; 0,12
Titanit	1	0,36/0,25
Apatit	<1	0,03/0,01

decît al rocilor înconjurătoare. În secțiuni subțiri se evidențiază structura doleritică, determinată de o rețea de fenocristale de plagioclaz, hipersten și augit și o masă intergranulară compusă în principal din feldspat și piroxen. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin magnetit, ilmenit, sfen și apatit (pl. I, fig. 2).

Fenocristalele de plagioclaz sînt reprezentate prin andezin bazic (An 47—50) și prin labrador (An 53—60), iar microlitele, prin labrador (52—58). Cristalele sînt maclate și prezintă o zonare marcantă; la unele cristale au fost observate pînă la 15 zone în jurul unui nucleu, în general mai calcic.

Augitul este mai fracvent în granule microlitice asociate cu hipersten și cu clinohipersten. Secțiunile de birefrigență maximă au valoarea extincției de 43—45°.

Frecvente sînt fenocristalele de clinohipersten, unele cu structură zonală, cu optică de pigeonit.

Similitudinea paragenetică cu andezitul piroxenitic bazaltoid ar putea sugera un termen petrografic de tranziție dolerit-microdiorit porfiric.

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor sînt arătate în tabelul 4.

2. Microdiorite porfirice

Rocile subvulcanice microdioritice formează corpul intrusiv din dealul Viezuri de la Tarna, masivul Grohotiș de la Cămîrzana și o grupare de alte cîteva corpuri eruptive puse în evidență mai bine cu galeriile de explorare de la Băile Turților. La acestea s-ar mai putea adăuga numeroase



aparitii de roci filoniene; dyke-uri și sill-uri menționate deja în cadrul aparatului stratovulcanic de la est de Comlăușa, în aparatul vulcanic de la est de valea Bătărcel, în Măgura Bătărcilor, la sud și vest de Holmul Mare și în alte puncte.

Microdioritele porfirice de la Băile Turților și din masivul Grohotiș se compun din fenocristale de andezin și labrador sodic, hipersten, augit și ocazional hornblendă, într-o masă de bază holocristalin-microgranulară alcătuită din plagioclaz, cuarț, puțin ortoclaz și minerale colorate. Componentele accesorii sînt reprezentate prin oxizi de fier și de titan și prin apatit. Majoritatea acestor corpuri eruptive apar propilitizate, iar pe zone mai limitate se constată efectele metasomatozei cu adular și (sau) cu minerale argilitice (Băile Turților).

Interesant petrografic este corpul eruptiv din dealul Viezuri, intrus în depozite pannonian-inferioare, la marginea dinspre est a unei cupole extrusive de andezit hiperstenic. În masa corpului subvulcanic sînt încorporate numeroase xenolite de roci microdioritice detașate din rocile fundamentului și antrenate spre suprafață prin mecanismul intruziunii magmei.

În aflorimente și în galeriile de explorare roca subvulcanică apare cenușie, cu nuanțe verzui, local cu o rubanare primară, pusă în evidență de benzile mai bogate în minerale femice.

Microscopic, roca se caracterizează prin asocierea fenocristalelor de plagioclaz cu cele de amfibol și piroxen, într-o masă fundamentală holocristalin-microgrăunțoasă, uneori cu aspect felsitic. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin oxizi de fier și titan, apatit și sporadic zircon. Masa fundamentală se compune din microlite de plagioclaz, puțin ortoclaz, cuarț și minerale femice. În general, mineralele petrogene sînt substituite prin neominerale dintre care caracteristice sînt asociațiile indicînd fenomene de propilitizare, adularizare, argilizare, respectiv de carbonatare.

Fenocristalele de plagioclaz, reprezentate prin andezin (An 33—43; 45—49), respectiv prin labrador sodic, sînt frecvent substituite prin adular, albit, hidromice, caolinit, carbonați sau alte neominerale metasomatice.

Cristalele de amfibol, uneori cu coroane subțiri de reacție magmatică (în partea superioară a corpului eruptiv) sînt integral substituite prin clorite, carbonați și eventual prin minerale argiloase; se conservă incluziunile de oxizi și cele de apatit și zircon.

Piroxenul este de asemenea substituit prin neominerale: clorite, carbonați etc. Pseudomorfozele indică prezența piroxenului rombic.

Compoziția modală și dimensiunile mineralelor primare sînt arătate în tabelul 5.

O trăsătură a acestei roci subvulcanice este caracterul său leucocratic, datorat în parte disproporției în compoziția modală dintre fenocristale și masa de bază. Aceasta explică natura mai acidă a rocii, în comparație cu microdioritul porfiric de la Băile Turților; roca subvulcanică din dealul Viezuri reprezintă de fapt un microdiorit porfiric cuarțifer, foarte apropiat de microgranodiorite, dacă avem în vedere aspectul masei fundamentale și caracterele sale petrochimice.



TABELUL 5

Compoziția modală a microdioritelor porfirice (cuarțifere) din dealul Viezuri

Minerale componente	Conținut, %	Dimensiuni, mm
Feldspat plagioclaz	20—23	0,36/0,12; 1,5/0,7; 2,16/1,2
Amfibol	3,5—5	0,6/0,3; 1,5 0,7; 1,8/0,9
Piroxen	2,5—3	0,4/0,25; 1,3/1,3
Oxizi de fier și titan	0,7—1	0,05; 0,25
Apatit	0,05—0,1	0,02; 0,008/0,02
Zircon	0—0,02	0,03
Masa fundamentală	68—72	—

3. Microgranodiorit porfiric

În limitele corpului subvulcanic din dealul Pleșcuț de la Tămășeni, roca apare cenușiu-clară cu tonuri verzui, masivă, cu separații în blocuri poliedrice. Se caracterizează printr-o marcantă structură porfirică granulară. La examenul microscopic apare compusă din fenocristale de cuarț, feldspat plagioclaz, hornblendă verde, hipersten și subordonat biotit, într-o matrice holocristalină microgranulară alcătuită din plagioclaz, cuarț, ortoclaz și minerale femice. Ca minerale accesorii participă oxizi de fier și titan, apatit și sporadice granule minuscule de zircon (pl. VI, fig. 2).

Fenocristalele de plagioclaz sînt reprezentate prin andezin (An 34—40; 44—49) și labrador sodic (An 50—52—60), iar microlitele prin andezin și oligoclaz (An 27—30). Cuarțul formează cristale bipiramidate intens corodate magmatic, unele prezentînd o zonă periferică feldspatică; în masa de bază, cuarțul, alături de ortoclaz, apare în granule mici xenomorfe.

Hornblenda verde prezintă coroane subțiri de minerale oxidice și parțiale resorbții magmatice. În lungul fisurilor, piroxenul rombic este substituit prin saponit.

Biotitul, cu răspîndire extrem de neuniformă în masa rocii, apare în cristale lamelare în masa de bază și uneori ca mineral de reacție pe amfibol.

Compoziția modală și dimensiunile cristalelor sînt arătate în tabelul 6.

Roca examinată se deosebește de andezitul cuarțifer din dealul Colnic, în primul rînd prin structura holocristalină a masei de bază și în al doilea rînd, prin caracterul mai leucocratic și prin frecvența mai mare a cuarțului. În masa rocii subvulcanice sînt, de asemenea, frecvente enclavele de roci andezitice piroxenice și cele de roci microdioritice; subordonat acestora apar dolerite, corneene cu biotit și roci marnoase, nisipoase neogene.



TABELUL 6

Compoziția modală a microgranodioritului din dealul Pleșcuț

Minerale componente	Participare, %	Dimensiunile cristalelor, mm
Cuarț	3,6–5	0,12/0,06 ; 2/1,7
Feldspat plagioclaz	23–25	0,14/0,04 ; 0,4/0,3 ; 2,6/1,1
Hornblendă	5–7	0,4/0,14 ; 1,6/0,4 ; 2,5/0,6
Hipersten	1,5–3	0,3/0,1 ; 1,4/0,3
Biotit	0,07–1	0,4/0,14 ; 1,0/0,4
Oxizi de fier și titan	0,4–1	0,04 ; 0,2
Apatit	0,025–0,1	0,1/0,06 ; 0,18/0,02
Zircon	0,001	0,1/0,05
Masa de bază	57–65	—

VI. CARACTERELE PETROCHIMICE ALE ROCILOR ERUPTIVE NEOGENE

O primă imagine asupra chimismului vulcanitelor din regiunea Tarna Mare – Turț o poate oferi tabelul 7, în care sînt înserate rezultatele analizelor de silicați a 16 probe.

Rocile analizate se caracterizează printr-un conținut în SiO_2 cuprins între 54,15 și 64,30%, mai mare (pentru unele probe) decît cel indicat de compoziția mineralogică; situația se explică prin prezența virtuală a cuarțului în masa fundamentală a rocilor respective. Pe de altă parte, unele roci se caracterizează printr-un conținut relativ crescut în alcalii, suma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ situîndu-se la mai mult de jumătate din numărul probelor în jurul valorii de 5%, ceea ce conferă rocilor respective o tendință subalcalină. Majoritatea rocilor au un caracter leucocratic, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} < 15$, particularitate evidentă la andezitele hiperstenice și foarte accentuată la hyalodacitul de la Bătărci (proba 8), la microdioritul cuarțifer din dealul Viezuri (proba 14) și la microgranodioritul din dealul Pleșcuț (proba 16). Constatarea concordă cu observațiile petrografice, rocile respective caracterizîndu-se printr-un deficit în minerale fmeice.

Caracterele chimice enunțate se reflectă sugestiv în diagrama vectorială (fig. 7) construită cu ajutorul coeficienților $Z a v a r i \checkmark k i$ (tabelul 8). Rocile andezitice (probele 1, 2, 10 etc.), caracterizate printr-un conținut mai mare în componenți feromagnezieni și în anortit, se plasează în partea inferioară a diagramei $S A B$ și respectiv $S A C$. În schimb, rocile mai bogate în alumosilicați alcalini (probele 8, 14, 16) se proiectează în partea superioară (lateral) a diagramei. Datorită unor fenomene secundare, probele de roci suprasaturate în alumina au vectorii, în diagrama $S A B$, orientați spre stînga (5, 11, 13).



TABELUL 7

Compoziția chimică a rocilor eruptive

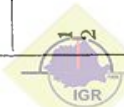
Nr. probei	Roca analizată	Locul probei	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O _{105°C}	H ₂ O _{-105°C}	CO ₂	Suma
1	Andezit bazaltoid	v. Frasin	54,15	1,10	17,15	7,35	2,76	urme	3,80	7,70	2,58	1,47	0,15	urme	1,00	0,82	urme	100,53
2	Andezit piroxenic	v. Dobruși-Comlașa	55,18	0,75	15,58	7,75	3,08	0,40	3,00	7,37	2,56	1,45	0,09	0,57	2,21	0,20	urme	100,19
3	Andezit piroxenic	Băile Turfilor	58,10	0,26	18,40	2,27	4,40	0,09	3,71	6,00	2,70	1,25	0,18	0,33	1,63	0,20	0,57	100,09
4**	Andezit piroxenic propilitizat	Băile Turfilor	57,95	0,24	17,20	1,66	5,40	0,1	3,59	5,45	2,16	2,27	0,14	0,98	1,88	0,10	1,09	100,17
5**	Andezit hiperstenic propilitizat	v. Băii - Tarna Mare	60,86	0,22	17,94	0,29	4,77	0,08	2,21	4,57	3,15	2,08	0,14	0,02	1,19	0,22	2,54	100,28
6*	Andezit hiperstenic	v. Chicerei-Turț	57,11	0,21	14,81	2,01	4,37	—	3,34	8,69	3,71	2,06	0,36	—	2,95	0,08	3,37	103,07
7	Andezit hiperstenic	d. Hatu-Tâmășeni	59,80*	0,22	15,50	2,10	4,57	—	3,49	4,60	3,89	2,16	0,38	—	3,09	0,08	—	99,96
8	Hyaloclit	v. Bătareilor	61,45	0,21	13,09	6,05	0,91	—	3,62	5,25	3,68	2,86	0,38	0,03	1,71	0,83	—	100,34
9	Andezit amfibolic	Băile Tarnai	61,23	0,25	16,15	1,02	2,25	0,25	1,12	4,45	3,16	3,00	0,13	—	6,20	0,20	0,50	99,91
10	Andezit amfibolic	v. Frasin	54,77	0,45	16,82	3,18	7,76	0,48	1,20	5,00	3,30	2,50	0,10	—	3,60	0,15	0,30	99,61
11***	Andezit amfibolic	Holmul Mare	55,00	0,90	14,50	5,66	6,91	0,18	2,10	5,80	3,18	1,95	0,08	urme	1,31	0,45	1,74	99,76
12	Andezit amfibolic	Măgura Bătareilor	58,70	0,20	22,14	3,07	2,76	0,08	2,28	5,14	2,83	1,78	0,14	0,03	0,94	1,23	urme	101,32
13**	Microdiorit porfiritic propilitizat	v. Băii - Tarna (gal. 1)	60,63	0,64	15,92	6,12	1,60	0,16	2,29	4,90	2,99	2,04	0,09	—	2,39	0,18	urme	99,95
14	Microdiorit porfiritic cuarțifer	v. Băii - Tarna (sondă explor.)	62,95	0,15	17,05	1,58	2,51	0,05	2,95	3,30	2,79	2,48	0,04	0,19	2,07	1,31	1,82	101,24
15	Andezit cuarțifer	d. Colnic - Târnășeni	63,00	0,35	16,30	1,30	2,83	0,02	0,85	4,76	3,23	3,16	0,11	0,05	1,35	0,20	2,00	99,51
16	Microgranodiorit porfiritic	d. Pleșeuț	60,46	0,15	14,46	5,70	0,70	—	3,61	6,41	3,20	2,41	0,27	0,02	1,47	1,02	—	99,88
			64,30	0,38	16,25	2,12	2,70	0,05	1,75	4,20	2,69	2,17	0,15	urme	2,20	0,80	urme	99,76

* — recalculat după reducerea CaCO₃;

** — roci cu compoziția modificată datorită fenomenelor post-vulcanice;

*** — conținut excedentiar în Al₂O₃.

Analiză: Dr. A. Kizyk — 2,12; Florica Șoimaru — 3, 4, 5, 11, 13; Georgeta Nedeleu — 6, 7, 15; Fl. Negrescu — 1, 10; Al. Dănculescu — 8, 9; V. Mercheș — 14, 16.



Datele analizelor chimice au fost utilizate, totodată, pentru încadrarea corectă petrologică a vulcanitelor, mai ales în cazul rocilor alcătuite preponderent dintr-o masă de bază sticloasă sau microgrăunțoasă : „fenoandezite”. Pentru aceste roci analiza modală devine nesatisfăcătoare.

Coefficienții petrochimici calculați după metoda R i t t m a n n pun în evidență unele particularități interesante din punct de vedere petrologic

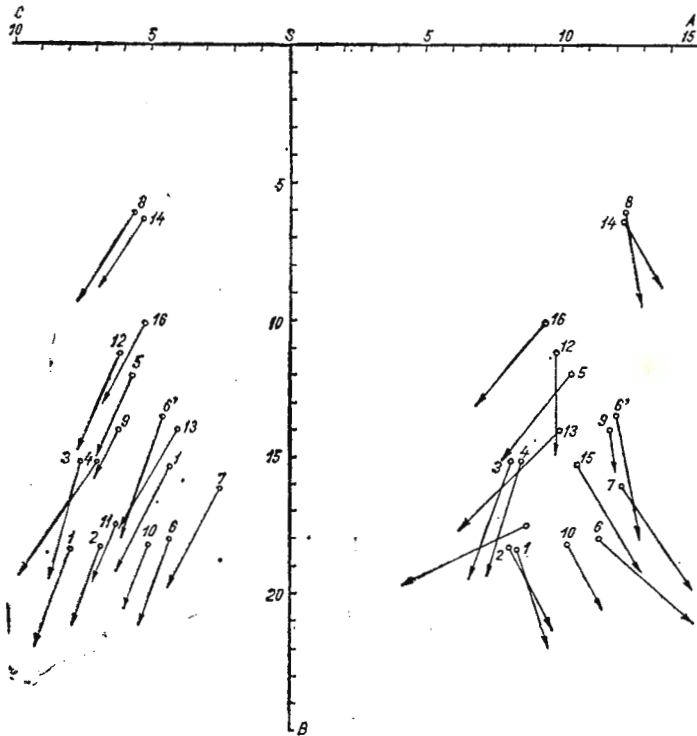


Fig. 7. — Diagrama parametrilor Zavaritki.
Le diagramme des paramètres Zavaritzki.

(tabelul 9). Probele 1 și 2 corespund unor andezite cu labrador și pigeonit ; prezența mineralelor respective este confirmată microscopic. Punctele reprezentative ale probelor 6, 9 și 10 se proiectează în diagramele R i t t m a n n în cîmpul „trahandezitelor”, iar proba 7, în cel al trahandezitelor cuarțifere („Latite quartzifère sombre”), datorită conținutului lor relativ mai ridicat în alcalii. Probele 3, 4 și 8, 12, 14, 15 și 16 se înscriu în cîmpul „dacitelor cu labrador” (bandaite), respectiv în cel al „riodacitelor cu labrador”, sugerînd prin aceasta apartenența lor la o magmă mai diferențială. Este incertă definirea, în sistemul R i t t m a n n, a rocilor la care probele au coeficientul Ca'' de valori pronunțat negative (probele

TABELUL 8
Caracteristicile numerice Zavaritki

Nr. crt.	a	c	b	s	a'	c'	f'	m'	n
1	8,3	8,0	18,4	65	—	10,2	53,0	37	35,4
2	8,1	6,9	18,3	66,5	—	14,2	57,3	29	31,5
3	8,1	7,6	15,2	69,0	15	—	42,0	43	38,5
4	8,5	7,0	15,2	69,0	12,4	—	45,5	42,3	29,6
5	10,3	5,7	12,0	72,0	26,0	—	42,0	32,0	35,0
6	11,4	4,35	18,0	66,0	—	35,0	33,5	31,5	36,5
6*	12,0	4,6	13,5	70	—	8,3	46,5	45,0	36,6
7	12,2	2,5	16,1	69,0	—	25,5	37,0	37,5	25,0
8	12,3	5,6	6,1	76,0	—	5,3	61,5	33,5	31,0
9	11,8	6,2	14,0	68,0	—	2,1	82,0	15,8	33,0
10	10,2	5,1	18,2	66,5	—	13,0	67,0	20,4	36,0
11	8,7	6,3	17,5	67,5	47,0	—	30,5	22,0	35,0
12	9,8	6,2	11,2	73,0	—	—	64,0	36,0	34,5
13	9,8	4,07	14,0	72,2	36,5	—	27,5	36,0	31,7
14	12,4	5,3	6,35	76,0	—	12,4	63,8	23,8	30,2
15	10,6	4,4	15,3	70,0	—	22,7	37,0	40,0	33,5
16	9,4	5,25	10,08	75,3	25,0	—	45,0	30,0	33,0

* — recalculat

TABELUL 9
Coeficienții Rittmann

Nr. crt.	SiO ₂	Al	FM	CaO	Alk	Ca''	an	k		Tipul de rocă
1	54,15	15,75	18,50	7,70	5,32	1,44	0,5	0,28	FM > 6 Ca''	Andezit cu labrador și pigeonit
2	55,18	14,02	17,60	7,37	5,30	2,13	0,45	0,27	FM = 11 ÷ 21	Andezit cu labrador și pigeonit
3	58,10	16,56	14,63	6,00	5,30	-0,76	0,48	0,24	FM = 11 ÷ 21	Dacit cu labrador (bandaite)
4	57,95	15,48	14,88	5,45	5,51	-0,53	0,45	0,41	FM > 14	? Dacit cu labrador
5	60,86	16,15	10,05	4,57	6,80	-1,04	0,35	0,30	FM < 13	? Dacit cu labrador
6	57,11	13,33	13,50	8,69	7,60	5,26	0,27	0,27	FM = 8 ÷ 20	Trahiandezit
7	61,45	11,18	14,30	5,52	8,40	3,47	0,17	0,34	FM > 11	Trahiandezit cuarțifer (Latite quartzifere sombre)
8	61,23	14,54	6,01	4,45	7,74	0,37	0,31	0,39	FM < 13	Riodacit cu labrador
9	54,77	15,14	14,64	5,00	7,45	0,39	0,34	0,33	FM = 8 ÷ 20	Trahiandezit
10	55,00	13,05	17,66	5,80	5,72	1,40	0,39	0,34	FM = 10 ÷ 20	Trahiandezit cu labrador
11	58,70	19,92	10,75	5,14	6,03	-3,20	0,41	0,30	FM < 14	? Dacit cu labrador
12	60,63	14,33	12,63	4,90	6,52	0,22	0,37	0,31	FM < 14	? Riodacit cu labrador
13	62,95	15,35	10,30	3,30	6,66	-1,91	0,29	0,37	FM < 13	?
14	63,00	14,67	6,13	4,76	8,00	0,76	0,30	0,40	FM < 14	Riodacit cu labrador
15	60,46	13,01	13,70	6,41	7,21	2,93	0,30	0,33	FM > 13	„Rhyodacite foncée”
16	64,30	14,63	8,65	4,20	6,21	-0,85	0,36	0,35	FM < 14	Riodacit cu labrador



5, 11 și 13). Aceste probe sînt excluse, dealtfel, și din diagramele construite cu parametrii N i g g l i.

Proiecția componentilor normativi (tabelul 11) în diagrama *QAP* (S t r e c k e i s e n) conduce la o încadrare petrologică sugestivă a vulcanitelor, cu observația că punctele reprezentative se plasează, în general, în domeniul unor roci mai bogate în cuarț, comparativ cu determinările petrografice. Astfel, primele trei probe se înscriu în cîmpul andezitelor cuarțifere; probele (5), 6, 9 și 10 în cîmpul „latit-andezitelor” mai mult sau mai puțin cuarțifere, proba 7 avînd o poziție mult mai apropiată de aceea a latitelor cuarțifere. Probele 12 și 15 corespund unor andezite cuarțifere spre dacite (daco-andezite), iar probele 8 și 14 și mai ales 16 se înscriu în cîmpul dacitelor. Ținînd cont de observația făcută mai înainte, încadrarea pe baza componentilor normativi concordă în linii generale cu definirea rocilor pe criteriile petrografice. Nu poate fi neglijată însă afinitatea unora dintre roci pentru o compoziție trahandezitică, situație care se reflectă atît în clasificarea R i t t m a n n, cît și în diagrama *QAP* (fig. 8).

Proiectate în diagrama *AFM*, punctele reprezentative arată foarte clar apartenența rocilor din regiune la seria magmelor calcoalcaline (fig. 9); andezitele piroxenice „cu pigeonit” și andezitul cu amfibol și piroxen acuză slabe afinități pentru magme tholeitice, ceea ce se poate vedea prin comparație cu diagrama lui K u n o (1959) (fig. 10) pentru vulcanul Hacone din Japonia. Rocile hiperstenice se plasează sugestiv în cîmpul andezitelor hiperstenice și în același cîmp, andezitul cuarțifer din dealul Colnic, iar hyalodacitul, respectiv microdioritul cuarțifer, în domeniul dacitelor. Apartenența rocilor la seria magmelor calcoalcaline este asigurată apoi de indicele alcalic $i = 59,5$ (fig. 11), aproape identic cu valoarea stabilită de P e a c o c k pentru seria calcoalcalină San Juan Colorado (B a r t h, 1962).

La aceeași concluzie, a încadrării rocilor din regiune la magme calcoalcaline, se ajunge și prin interpretarea parametrilor petrochimici calculați în sistemul clasic N i g g l i - B u r r i.

După parametrii N i g g l i (tabelul 10) prima probă derivă dintr-o magmă *si-gabbrodioritică*, probele 2, 9 și 10 dintr-o magmă de compoziție dioritică, iar probele 3, 4, 6, 7, 12, 14 și 15 corespund unor magme cuarțdioritice cu tendințe spre mela-cuarț dioritic (probele 6 și 7), respectiv spre granodioritic (proba 14). Probele 8 și 16 acuză o magmă granodioritică, cu slabă tendință spre leucomonzonic, în cazul hyalodacitului de Bătarci.

În diagrama triunghiulară *QLM* (fig. 12) punctele reprezentative se proiectează în general în domeniul rocilor saturate în silice; andezitul piroxenic, respectiv andezitul cu piroxen și amfibol marchează, și de data aceasta, o compoziție mai bazică, prin poziția lor aproape de linia *PF*, în timp ce rocile leucocratice se detașează spre domeniul mai bogat în cuarț și alcalii. Valorile numerice α , π și γ reprezentînd coeficientul de saturație în silice, „calciul feldspatizabil”, respectiv calciul din componentele femice sînt arătate în tabelul 10. Parametrii petrochimici se proiectează în dia-



Fig. 8. — Proiecția componentilor normativi ai rocilor vulcanice în diagrama QAP (Streckeisen).

1, andezit piroxenic bazaltoid; 2, andezit cu doi piroxeni; 3, andezit hiperstenic; 4, hyaloandezit cuarțifer (latit cuarțifer); 5, hyalodacit; 6, microdiorit porfiric cuarțifer; 7, andezit amfibolic; 8, andezit amfibolic cuarțifer; 9, andezit cuarțifer (daco-andezit); 10, microgranodiorit porfiric.

La projection des composants normatifs des roches volcaniques dans le diagramme QAP (Streckeisen).

1, andésite pyroxéniques basaltoïde; 2, andésite avec deux pyroxènes; 3, andésite hypersthénique; 4, hyaloandésite quartzifère (latite quartzifère); 5, hyalodacite; 6, microdiorite porphyrique quartzifère; 7, andésite amphibolique; 8, andésite amphibolique quartzifère; 9, andésite quartzifère (daco-andésite); 10, microgranodiorite porphyrique.

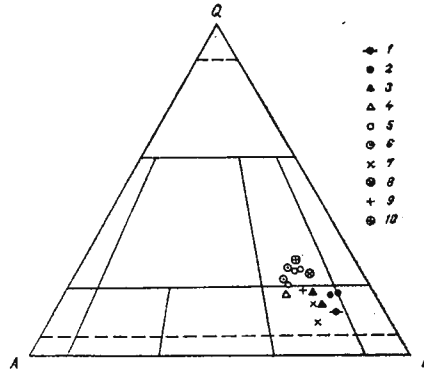
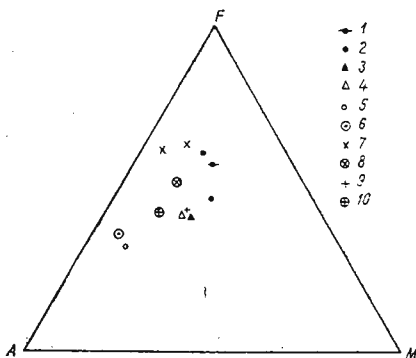


Fig. 9. — Diagrama AFM pentru vulcanitele din regiunea Tarna Mare—Turț (Oaș).

1, andezit piroxenic bazaltoid; 2, andezit cu doi piroxeni; 3, andezit hiperstenic; 4, andezit hiperstenic cuarțifer (latit cuarțifer); 5, hyalodacit; 6, microdiorit porfiric cuarțifer; 7, andezit amfibolic; 8, andezit amfibolic cuarțifer; 9, andezit cuarțifer (daco-andezit); 10, microgranodiorit porfiric.

Le diagramme AFM pour les volcanites de la région de Tarna Mare—Turț (Oaș). 1, andésite pyroxénique basaltoïde; 2, andésite avec deux pyroxènes; 3, andésite hypersthénique quartzifère (latite quartzifère); 5, hyalodacite; 6, microdiorite porphyrique quartzifère; 7, andésite amphibolique; 8, andésite amphibolique quartzifère; 9, andésite quartzifère (daco-andésite); 10, microgranodiorite porphyrique.



grama *al-fm* (fig. 13) în domeniul semifemic-izofal cu tendință spre semi-salic și salic, pentru rocile mai pronunțat leucocratice. Diagrama următoare reflectă o corelație directă a parametrilor *al-alk* (fig. 14); o parte din probe se proiectează în domeniul magmelor sărace în alcalii, altă parte în

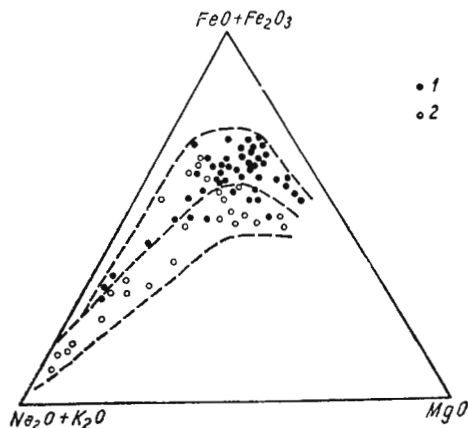


Fig. 10. — Diagrama AFM pentru rocile vulcanului Hacone (Japonia) după Kuno (1954).

1, seria tholeitică (cu pigeonit); 2, seria calcoalcalină (s.s.)

Le diagramme AFM pour les roches du volcan Hacone (Japon) d'après Kuno (1954).

1, la série tholéitique (avec pigeonite); 2, la série calcoalcaline (s.s.).

cel cu alcalinitate intermediară, o tendință mai alcalină fiind sugerată de proba 7, dar în limitele aceluiași cîmp.

În diagrama *k-mg* (fig. 15) rocile analizate determină de asemenea un cîmp relativ omogen, delimitat de diagonalele $0,5 k-0,5 mg$, și respectiv $0,9 k-0,9 mg$ caracteristic pentru magme calcoalcaline. Alura

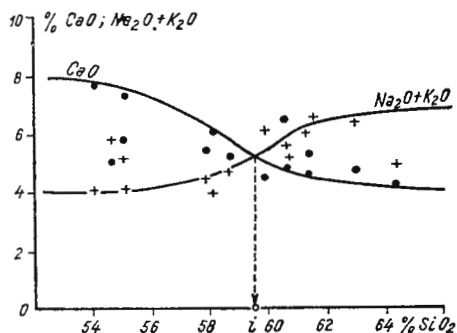


Fig. 11. — Determinarea indicelui alcali-calcic *i* (P e a c o c k).

1, CaO; 2, Na₂O + K₂O; 3, *i* = 59,5.

La détermination de l'indice alcali-calcic *i* (P e a c o c k).

1, CaO; 2, Na₂O + K₂O; 3, *i* = 59,5

acestui cîmp sugerează însă o corelație inversă a celor doi parametri, situație de altfel analoagă cu diagrama *al-fm*. Aceasta indică, se pare, comportarea geochemică diferită a componentilor reprezentați. Diagrama de variație a parametrilor N i g l i (fig. 16) pune în evidență un interval relativ larg de evoluție a magmei, de la $si = 150$ la $si = 260$; traseul curbelor are o alură neregulată, indicînd aspecte particulare de diferențiere



TABELUL 10

Parametrii Niggli ai rocilor eruptive

Nr. probei	si	ti	p	al	fm	c	alk	k	mg	$\frac{c}{fm}$	h	w	qz	Q	L	M	π	α	γ	Tipul de magmă
1	152	2,4	0,17	28	39	23	9,65	0,27	0,40	0,59	9,5	0,72	+13	38	39	23	0,49	1,56	0,09	si-gabbrodioritic
2	163	1,7	0,20	27,3	39,2	23,4	10,0	0,27	0,34	0,59	22,0	0,70	23	40	37	23	0,41	2,0	0,12	dioritic (spre orbitic)
3	184	0,57	0,2	34,0	34,6	20,3	10,8	0,23	0,50	0,60	17,0	0,30	40,8	44	38	18	0,48	3,25	0	cuarț dioritic pelitic
4**	189	0,59	0,2	33	36	19	11,6	0,4	0,48	0,50	19,0	0,21	43	45	38	17	0,45	3,6	0	cuarț dioritic-tonalitic
5**	244	0,65	0,2	38,6	27,6	18	16	0,3	0,43	0,64	14,5	0,06	80	47	39	14	0,35	4,6	0	cuarț dioritic (exces de al)
6	172	0,54	0,5	26	30,6	28	15	0,27	0,5	0,90	29,5	0,30	12,7	42	41	17	0,28	2,6	0,04	mela-cuarț dioritic
7	200*	0,6	0,6	30,6	35,6	16,5	17,3	0,28	0,5	0,46	34,8	0,31	31							
8	206	0,6	0,6	26	36	19,7	18,3	0,34	0,5	0,5	18,0	0,85	33	41,5	37,5	21	0,17	2,4	0,23	cuarț dioritic cu afinități spre mela-cuarț dioritic
9	255	0,9	0,25	40	19,6	20	20,8	0,38	0,35	1,0	86,0	0,33	72	49	44	7,6	0,31	7,8	0,01	granodioritic (spre leucomon-zonitic)
10	175	0,96	0,2	32	36	17	15,4	0,34	0,16	0,5	38	0,30	13	39	44	17	0,35	1,7	0,005	dioritic (spre tonalitic)
11	170	2,0	0,2	26	41	19	13	0,3	0,23	0,46	13,6	0,40	17	38	38	23,5	0,33	1,6	0,12	dioritic (spre tonalitic)
12	192	0,6	0,2	42,7	26,5	18	12,6	0,3	0,42	0,7	10,0	0,50	41,6	46	37	17	0,4	3,8	0	tonalitic (exces de al)
13	215	1,7	0,2	33	33	18,5	14,7	0,3	0,36	0,55	28	0,77	56	46	39	15	0,38	4,15	0	cuarț dioritic
14	245	0,5	0,2	39	31	14	16,6	0,36	0,56	0,46	27	0,36	78,6	50	35	15	0,3	5,0	0	cuarț dioritic
15	257	1,22	0,25	39	19	20,8	21	0,4	0,3	1,1	18,3	0,30	73	49	43	8	0,3	7,5	0,1	cuarț dioritic (spre granodioritic)
16	199	0,4	0,2	28	34	23	15	0,3	0,5	0,7	16	0,90	38	43	38	19	0,3	2,7	0,2	cuarț dioritic
17	260	1,22	0,25	39	26,4	18,3	16,3	0,34	0,4	0,7	30	0,40	95	52	36	12	0,4	7,65	0	granodioritic (spre leucomon-zonitic)

* --- Recalculat din valorile reduse; ** -- roci cu compoziție modificată de fenomene postvulcanice; *** -- exces de al.

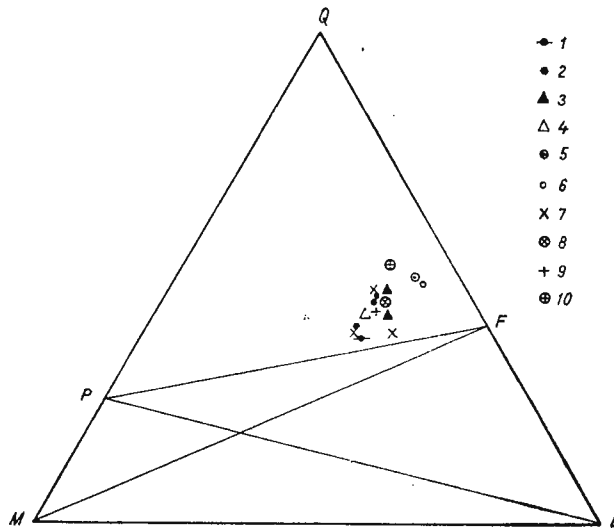


Fig. 12. — Diagrama QLM.

1, andezit piroxenic bazaltoid; 2, andezit cu doi piroxeni; 3, andezit hiperstenic; 4, andezit hiperstenic cuarțifer (latit cuarțifer); 5, microdiorit porfiric cuarțifer; 6, hyalodacit; 7, andezit amfibolic; 8, andezit amfibolic cuarțifer; 9, andezit cuarțifer (daco-andezit); 10, microgranodiorit porfiric.

Le diagramme QLM.

1, andésite pyroxénique basaltoïde; 2, andésite avec deux pyroxènes; 3, andésite hypersthénique; 4, andésite hypersthénique quartzifère (latite quartzifère); 5, microdiorite porphyrique quartzifère; 6, hyalodacite; 7, andésite amphibolique; 8, andésite amphibolique quartzifère; 9, andésite quartzifère (daco-andésite); 10, microgranodiorite porphyrique.

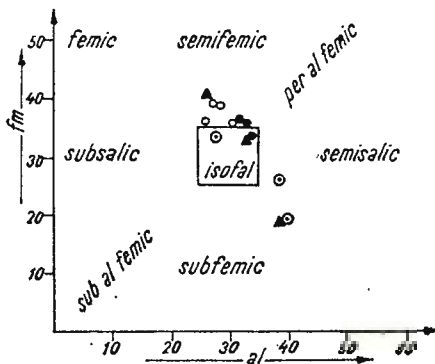


Fig. 13. — Diagrama al-fm.

1, andezite cu doi piroxeni; 2, andezite hiperstenice; 3, andezite cuarțifere; dacite; 4, andezit amfibolic; microdiorit porfiric.

Le diagramme al-fm.

1, andésites avec deux pyroxènes; 2, andésites hypersthéniques; 3 andésites quartzifères; dacites; 4, andésite amphibolique; microdiorite porphyrique.



Fig. 14. — Diagrama de corelație $al-alk$

1, andezite cu doi piroxeni; 2, andezite hiperstenice; 3, roci dacitice și andezite cuarțifere; 4, andezite amfibolice; microdiorit porfiric.

Le diagramme de corrélation $al-alk$.

1, andésites avec deux pyroxènes; 2, andésites hypersthéniques; 3, roches dacitiques et andésites quartzifères; 4, andésites amphiboliques; microdiorite porphyrique.

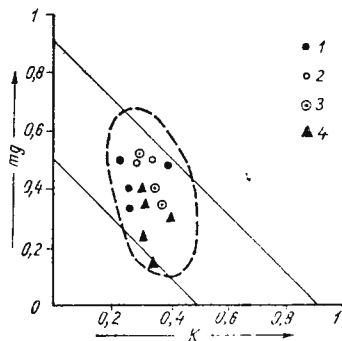
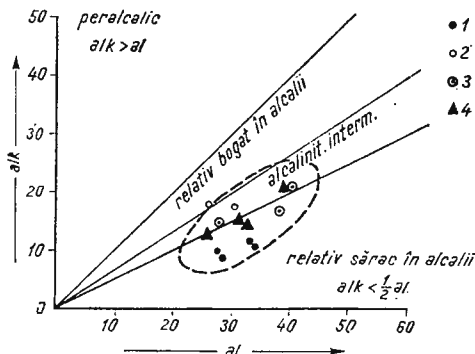


Fig. 15. — Diagrama $k-mg$.

1, andezite cu doi piroxeni; 2, andezite hiperstenice; 3, andezite cuarțifere, dacite, microgranodiorit porfiric; 4, andezit amfibolic, microdiorit porfiric.

Le diagramme $k-mg$.

1, andésites avec deux pyroxènes; 2, andésites hypersthéniques; 3, andésites quartzifères, dacites, microgranodiorite porphyrique; 4, andésite amphibolique, microdiorite porphyrique.

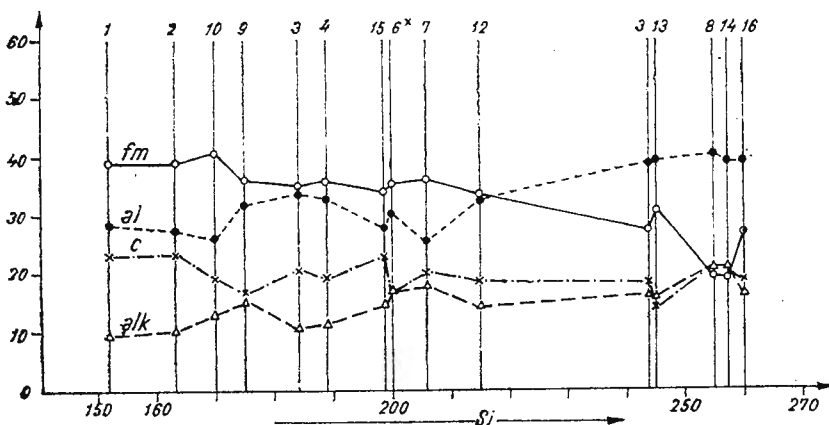


Fig. 16. — Diagrama variației parametrilor Niggli.

Le diagramme de la variation des paramètres Niggli.



TABELUL 11

Katanorma din valorile Niggli-Burri

Proba nr.	Qz	Or	Ab	An	Di	Cord.	En + Hy	Mt	Hm	Cp	Tit	Ru	Q	A	P	M
1	10,3	9,0	24,0	32,0	2,2	—	14,1	—	5,6	0,3	2,4	—	13,3	12,0	74,6	24,6
2	13,7	9,0	24,2	28,5	5,5	—	11,7	—	5,8	0,3	1,5	—	18,2	12,0	70,0	17,7
3	14,4	7,5	25,5	29,7	—	6,2	13,9	2,4	—	0,4	—	0,2	18,6	9,8	71,6	23,0
5	15,0	12,7	29,6	23,0	—	8,0	11,0	0,4	—	0,3	—	0,2	18,7	15,8	65,5	19,8
6	11,6	13,3	36,3	19,0	0,9	—	15,4	2,3	—	0,9	0,5	—	14,4	16,6	69,0	20,0
7	14,3	17,6	34,2	10,6	11,0	—	6,3	—	4,3	0,9	0,5	—	18,7	23,0	58,3	23,0
8	19,0	19,5	30,6	22,5	—	—	6,5	1,4	—	0,3	0,2	0,16	20,8	21,2	58,0	8,6
9	7,8	16,1	31,5	25,7	0,24	—	14,7	3,56	—	0,3	—	0,3	9,5	19,8	71,0	19,1
10	11,4	12,3	30,5	20,8	4,5	—	11,1	6,4	—	0,3	1,95	—	15,2	16,4	68,4	24,6
12	20,1	12,1	28,0	24,5	—	0,98	9,1	—	4,4	0,3	—	0,5	23,7	14,3	62,0	15,3
13	20,2	15,1	26,3	17,0	—	12,8	6,9	1,75	—	0,3	—	0,12	25,8	19,2	55,0	21,8
14	19,0	20,0	30,3	21,6	0,66	—	5,8	1,4	—	0,3	0,9	—	21,0	22,0	57,0	9,1
15	15,3	14,9	30,0	18,5	9,8	—	6,6	—	4,2	0,6	0,3	—	19,5	18,5	62,0	21,5
16	24,8	13,5	25,8	21,0	—	6,4	5,9	2,0	—	0,3	—	0,3	29,2	15,8	55,0	14,9

în domeniul mai acid. Punctul izofal, mai clar exprimat, este dat de intersecția liniilor $al-fm$ în dreptul valorii $si = 215$.

Este semnificativă înrudirea petrochimică a hyalodacitului de Bătarci cu microdioritul cuarțifer din dealul Viezuri (probele 8 și 14), exprimată mai ales prin poziția foarte apropiată a punctelor reprezentative în toate diagramele discutate.

Situația reflectă o corelație petrogenetică cu posibile implicații de ordin metalogenetic.

VII. PROBLEME PETROGENETICE

Datele petrografice și petrochimice sugerează că vulcanitele din regiunea Tarna Mare—Turț își au originea într-o magmă fundamentală de compoziție bazaltică. Magma primară—„hypomagma”—cunoaște o linie de evoluție caracteristică seriei magmelor calcoalcaline, cu multe aspecte particulare.

Un prim aspect al evoluției magmei este o quasi-tendință către o diferențiere de tip tholeitic, evidențiată printr-un conținut mai crescut în fier (și eventual titan) în andezitele piroxenice — în care a fost semnalată prezența pigeonitului — și în andezitul cu amfibol și piroxen, ceea ce se reflectă în diagrama triunghiulară AFM (fig. 9, tab. 12).

Simptomatic pentru natura bazică a magmei primare este și faptul că între componentele accesorii ale rocilor menționate anterior își fac prezența separații micronice de sulfuri ortomagmatice: pirotină și calcopirită (eventual pentlandit?), asociate cu magnetit și ilmenit sau ca



incluziuni minuscule în piroxen și plagioclaz, în zone în care practic lipsese indiciile unei activități postmagmatice hidrotermale.

Unele parageneze ale mineralelor petrogene pun în evidență faptul că în evoluția sa magma primară a suferit notabile procese de asimilare de material sialic. Se poate admite că rezultatul unei astfel de reacții

TABELUL 12

Coeficienții Kuno

Nr. crt.	A	F	M
1	22,0	57,5	20,5
2	22,5	60,7	16,8
3	27,6	46,5	25,9
4	29,4	46,8	23,8
6*	37,3	41,2	21,5
7	38,2	40,6	21,2
8	58,4	31,0	10,6
9	32,3	61,0	6,7
10	26,1	63,3	10,6
12	33,5	51,3	15,2
14	56,0	36,5	7,5
15	36,0	41,0	23,0
16	42,5	42,0	15,5

* — recalculat

este creșterea cantității de hipersten și a conținutului de anortit al plagioclazului, în defavoarea piroxenului calcic (Read, 1935, cf. Deer et al., 1963). Asimilarea de material aluminos de către magma bazică determină, în ipoteza lui Kuno (1959), formarea hiperstenului. Abundența rocilor hiperstenice este o caracteristică a regiunii investigate, vulcanismul cunoscând în evoluția lui secvențe în care piroxenul rombic reprezintă singurul sau, în orice caz, principalul component femic al rocilor. Întotdeauna hiperstenul apare asociat cu un plagiociaz mai calcic, de regulă labrador. Dealtfel, omniprezența hiperstenului în produsele vulcanice ar putea fi considerată ca un indiciu al consanguinității vulcanitelor din teritoriu. Asimilarea de substanță salică ar putea fi explicată prin mecanismul subducției crustale, miocene, din domeniul carpatic (Rădulescu, Săndulescu, 1973).

Fenomene de asimilare de substanță sialică și posibile fenomene de hibridizare — datorită unor contaminări în camere magmatice latente, miocene, de compoziție riodacitică — au făcut ca magma primară bazaltică să-și modifice în decursul evoluției compoziția înspre o magmă andezitică.

Diferențierea magmei a urmat, în linii generale, sensul creșterii acidității sale, cu incontestabile derivații subcaline. Repetarea termenilor eruptivi mai bazici indică, foarte probabil, un aport nou de hypomagmă.



În mecanismul diferențierii magmatice un rol esențial l-a jucat, probabil, fenomenul de imiscibilitate, determinat de acumularea de alumină și alcalii și mult favorizat de eventuala încorporare de apă în magmă. Fenomenul are suport în datele experimentale (Friedman, 1950, 1951; Hologate, 1954, cf. Barth, 1962). Adaosul de apă în camere magmatice secundare ar putea fi motivat și prin fenomenul transvaporizației, în acord cu teoria lui Szadeczki (1960).

O atare fracțiune magmatică îmbogățită în componenți volatili, în special în vapori de apă — „pyromagma” (Rittman) — devine în cursul erupției o masă espumescentă, în care mineralele deja cristalizate, în special hiperstenul și plagioclazul, se pot acumula în diferite sectoare ale topiturii printr-un mecanism analog celui de flotare. Ajunsă la suprafață și degazeificată — „litomagma” — se comportă ca o lavă viscoasă, capabilă să genereze roci vulcanice sticloase, deficitare în fenocristale, de tipul hyaloandezitelor, a hyalodacitelor cu hipersten sau eventual roci de compoziție trahandezitică. Coroziunile fenocristalelor de plagioclaz și ale celor de hipersten de către masa fundamentală indică dezechilibrul survenit între mineralele cristalizate intratelurice și fracțiunea magmatică, îmbogățită în silice și alcalii.

Fenomene comagmatice au determinat formarea rocilor amfibolice și a andezitelor cuarțifere; în unele roci cuarțul, cel puțin în parte, poate fi considerat drept xenocristale.

În stadiul vulcanic, degajări masive de substanțe volatile însoțite de combustii de gaze au întreținut o temperatură ridicată a lavei în cratere, facilitând resorbția hornblendei și parțial a hiperstenului.

Pe contul hornblendei se formează un agregat pseudomorf de magnetit, piroxen (pigeonit) și plagioclaz, ocazional biotit. Fenomenul este mai accentuat în andezitele cu amfibol și piroxen și în andezitul cuarțifer din dealul Colnic; în corpurile subvulcanice, în schimb, este practic absent.

În lumina datelor experimentale ale lui Eugster (cf. Turner et Verhooogen, 1960), fenomenul presupune scăderea presiunii și a tensiunii vaporilor de apă, în paralel cu creșterea bruscă a presiunii parțiale a oxigenului, ceea ce se traduce prin oxidarea fierului din lavă, în stare ferică.

Aparițiile de tridimit în rocile cu amfibol corespund întotdeauna ariilor cu hornblendă resorbită. Tridimitul este de asemenea frecvent în rocile hiperstenice (andezite, hyalodacite etc.), asociat uneori cu cuarț și (sau) cristobalit, eventual cu biotit și oxizi ferici. Formarea tridimitului și cristobalitului, ca minerale metastabile, are loc în condițiile cristalizării rapide a lavei; este favorizată, eventual, și de transferul de către gaze, al siliceii, după consolidarea rocii (Turner, Verhooogen, 1960).

Asocierea tridimitului cu hornblendă resorbită este, prin urmare, caracteristică zonelor crateriale din terenurile cu roci eruptive.

În stadii tardive, când energia vulcanică a fost în mare parte epuizată, emisiunile gazoase magmatice au determinat formarea de canale de explozie



vulcanică, însoțite de injecții de magmă și de veritabile intruziuni de corpuri subvulcanice.

Acestora le-a urmat o suită de fenomene postmagmatice metasomatice, unele însoțite de metalizare.

BIBLIOGRAFIE

- Barth T. F. W. (1962) *Theoretical Petrology*. IInd edition. John Wiley and Sons Inc. New York.
- Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Evolution of the Upper Cretaceous and Cenozoic Magmatism in the Carpathians Arc. Geodynamic significance. *Mem. della Soc. Geol. Ital.*, XII, 267—277. Roma.
- Borcoș M., Lang B. (1973) Le contrôle structural dans le métallogenèse néogène des Monts Gutii. *Rév. Roum. Géol., Géophys., Géogr., serie de Géol.*, 17, 1. Bucarest.
- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1973) Volcanisme néogène des Monts Gutii. *Rév. Roum. Géol., Géophys., Géogr., serie de Géol.*, 17. Bucarest.
- Bowen N. I. (1928) *The evolution of the igneous rocks*. Princeton University Press.
- Burri C. (1959) *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage (Methoden von Paul Niggli)*. Birkhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.
- Clichici O. (1973) Stratigrafia Neogenului din estul bazinului Simleu. Ed. Acad. R. S. România. București.
- Costea I., Balteș N. (1962) Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor. Ed. tehn. București.
- Danilovici Ludmila (1963) Geologo-petrograficina karakteristika vulkanikonovo Kompleksu Hrepta Oaș. Akad. Nauk U.R.S.R.
- Deer W. A., Hovie R. A., Zussmann J. (1963) *Rock-forming Minerals. Chain Silicates*. 2. London.
- Edelstein O., Soroiu M., Răduț M., Dragu Valentina, Istvan D., Cioroianu Vera (1976) Unele puncte de vedere privind cronologia proceselor geologice și metalogenetice în munții Oaș — Igriș — Văratec, în baza unor datări K-Ar. *St. tehn. econ.*, A, 11. București.
- Gherasi N., Bombiță G. (1967) Harta geologică 1 : 200 000, foaia Baia Mare. Notă explicativă. Inst. geol. București.
- Giuşcă D., Borcoș M., Lang B., Stan N. (1973) Neogene volcanism and metallogenesis in the Gutii Mountains. Symposium Volcanism and Metallogenesis. *Guide to excursion, IAB*. Inst. geol. București.
- Hanganu Elisabeta, Negoiaș Florica (1967) Contribuții la trasarea limitei Miocen-Pliocen pe bază de ostracode. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, 12/1. București.
- Huber N. K., Rinehard C. D. (1966) Some relationships between the refractive index of fused glass-heads and the petrologic affinity of volcanic rock-suites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 7, 1. Washington.
- Ioniță S. (1970) Cercetări geologice în Țara Oaşului (Turț—Bătarci-Tarna Mare). *D. s. Inst. geol.*, LVI. București.



- Iorgulescu T. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. s. Com. Geol.*, XXXIX. București.
- Jude R. (1971) Asupra unor vulcanite sticloase din nord-vestul eruptivului Oaşului. *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, T, 16, 2, 377—386. București.
- Kuno H. (1959) Origine of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanologique* 2, 20, 37—76.
- Kuthan M. (1948) Undačný Vulkanismus Karpatského Orogenu a Vulkanologhické. *Studia v. Sev. Časti Presovských Hôr. Práce St. Geol. Ust. Bratislave*, 17. Bratislava.
- Lazarenko E. K., Lazarenko E. A., Barisnikov E. K., Mal'gina O. A. (1963) Mineraloghia Zakarpattia. *Izd. Lvov.*
- Maleev E. F. (1969) Tipi mestorojdenii kislil vulkaniceskih stekol i priurocennosti ih k etapam vulkanizma. *Zakonomernosti formirovaniia i razmešceniia mestorojdenii vulkaniceskovo stekla.* *Izd. Nauka.* Moskva.
- Manilici V., Jude R., Volanski Ernestina, Drăghici Olga, Răuți S. (1970) Contribuții la cunoașterea mineralizației de la Tarna Mare — Turf. *St. tehn. econ.*, A, 8. București.
- Marinescu F. (1964) Date noi privind Sarmațianul și Pannonianul din regiunea Baia Mare. *D. s. Inst. geol.*, L, II, *Stratigrafie.* București.
- Merlici B. V., Zaițeva V. N., Spitkovskaia S. M., Sasin G. (1961) Neogeniie vulkaniceskie jerlovinī Zakarpattia. *Geol. Sbornik Lvovskovo geol. obscestva*, 7—8. Lvov.
- Merlici B. V., Spikovskaia S. M. (1974) Glubinnie razlomi neogeniie magmatizm i orugenie Zakarpattia. *Lvovskii Ord. Lenina Gosudarstvennii Universitet.* Lvov.
- Milano vskii E. E. (1969) Zakonomernosti rasprostranenia i razvitia orogenovo Kainozoiskovo vulkanizma v Alpiiskom poiaie Iugo-Zapadnoi Evrazii. *Problemi sviazi tektoniki i magmatizma.* *Izd. Nauk.* Moskva.
- Motăș I. (1956) Contribuțiuni la studiul geologic al Maramureșului (bazinul Văii Izei). *D. s. Com. Geol.*, XL. București.
- , Marinescu F. (1971) Evoluția și subdiviziunile Sarmațianului în bazinul dacic. *Malvensianul, nou termen stratigrafic.* *D. s. Inst. geol.*, LVIII. București.
- Moorhouse W. W. (1959) *The study of rocks in thin sections* Harper and Brothers Inc. New York.
- Nicorici E. (1972) *Stratigrafia Neogenului din sudul bazinului Simleu.* Ed. Acad. R. S. România. București.
- Norton D. L., Cathles L. M. (1973) Breccia Pipes-Products of exsolved vapor from magmas. *Econ. Geol.*, 68, 540—546. London.
- Pantó G. (1969) Petro- and metallogenetic problems of post-magmatic ore formation in the Carpatho-Balkan territories. *Carpatho-Balk. Assoc., IX Congr.* Budapest.
- Papp A. (1951) Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. Geol. Ges.*, 39—41, 1946—1948. Wien.
- Paucă M. (1954) Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni. *An Com. Geol.*, XXVII. București.
- Paucă M. (1955) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D. s. Com. Geol.*, XXXIX. București.
- Paucă M. (1963) Raionarea geologică a depresiunii transcarpatice Lăpuș—Someș. *Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V, IV, Tectonica*, Ed. Inst. geol. București.
- Rădulescu D., Borcoș M. (1968) Aperçu générale sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI. București.



- Rădulescu D., Săndulescu M. (1973) The Plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16. Amsterdam.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Masson et Cie. Paris.
- Sagatovici Alexandra (1968) Studiul geologic al părții de vest și centrale a bazinului Oaş. *St. tehn. econ. Stratigrafie*, J, 5. Inst. geol. București.
- Sobolev V. S., Kostjuk V. P., Bobrievici A. P., Gorbacevskaia O. N., Spitkovskaia S. M., Fiskin M. I. (1955) Petrografia neogenovih vulkaniceskih i gipabissalnih porod Sovetskih Karpat. Kiev. Izd. An. U.S.S.R.
- Socolescu M., Popovici D., Visarion M. (1963) Suprafața Mohorovic în Carpații Orientali și bazinul Transilvaniei rezultate din date gravimetrice. *St. cerc. geofiz.*, 1. Ed. Acad. R. S. R. București.
- Socolescu M., Stoenescu S., Popovici D. (1963) Primele rezultate ale noilor măsurători cu pendulul în România. *Probl. geofiz.*, 2, 17—26. București.
- Soloninko I. S. (1969) Vulkaniceskie vodosoderjaşcie stekla Severo-Zapadnoi ciasti Vihorlat-Gutinskoj vulkaniceskoj griadi Zakarpatia. Zakonomernosti formirovania i rezmeşenia mestorojdenii vulkaniceskovo stekla. Izd. Nauka. Moskva.
- Stille H. (1953) Der geotektonische Werdegang der Karpathen. *Geol. Beiheft.*, VIII. Hannover.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. I.U.G.S. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.
- Szadeczký-Kardoss E. (1960) Problema vulkaniceskih Karpat v svete novoi klassifikacii izverjennih porod. *Materiali Karpato-Balk. Assoç.*, 2, 40—59. Izd. Akad. Nauk U.R.S.R. Kiev.
- Szadeczký-Kardoss E. (1963) Contribuție la cunoaşterea tectonicii magmatice a vulcanismului terțiar a Carpaților Interni. *Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V, IV, Tectonica*, 269—274. Inst. geol. București.
- Tudor Mira, Moisescu V. (1956) Contribuții la cunoaşterea faunei miocene din Maramureş. *Lucr. I.P.G.G.*, II. București.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. II ed., McGraw Hill. Book Company Inc. New York. London.
- Vialov S. O. (1963) Scurtă privire asupra tectonicii Carpaților sovietici. *Asoc. geol. carpato-balc., Congr. V, IV, Tectonica*, 283—300. București.

LA GÉOLOGIE ET LA PÉTROLOGIE DES VOLCANITES NÉOGÈNES DU NORD-OUEST DE LA ZONE ÉRUPTIVE DES MONTS OĂŞ (RÉGION DE TARNA MARE — TURȚ)

(Résumé)

Les terrains avec des roches éruptives néogènes qui ont fait l'objet de nos recherches sont situés dans la partie nord-ouest de la République Socialiste de Roumanie, sur le territoire des villages Tarna Mare, Bătarci, Turț et partiellement Cămirzana, du district Satu Mare.

La géologie de la région

Au point de vue géologique, la région étudiée se rattache à la Dépression néogène emplantée dans la partie interne de l'orogène des Carpates de nord-est. Le dépression interne-carpatique néogène apparaît remplie à formations de molasse miocènes et pliocènes, auxquelles s'ajoutent des roches éruptive appa tenant au magmatisme subséquent néogène. La succession des dépôts



néogènes débute, sur le territoire roumain, dans les bassins de Oaş et de Maramureş, par le Tortonien, transgressif et discordant sur le subsélement des roches flyschoides paléogènes ou plus anciennes, qui est suivi par le Sarmatien et ensuite par le Pannonien s. l. Les formations éruptives de la zone des monts Gutii sont groupées en trois cycles éruptifs qui, en accord avec les nouvelles données publiées (Rădulescu, Borcoş, 1964; Giuşcă et al., 1973) se sont manifestées au cours du Tortonien, du Sarmatien-Pannonien et dans le Pliocène supérieur.

La région de Tarna Mare — Turţ — Cămirzana est constituée de formations sédimentaires et de roches éruptives néogènes, couvertes sur des surfaces considérables par des dépôts quaternaires.

Dans le cadre des terrains sédimentaires néogènes ont été séparés, sur des critères lithologiques, stratigraphiques et micropaléontologiques, des dépôts sarmatiens, pannoniens inférieurs (Pannonian s.s.) et pannoniens supérieurs (pontiens).

Les dépôts sarmatiens sont représentés par une alternance presque rythmique de marnes et marnes gréseuses, schisteuses avec grès quartzeux, parfois avec apport de nature volcanogène. C'est une formation néritique, généralement pauvre en faune et microfauve. Les analyses micropaléontologiques mettent en évidence une association de foraminifères formée de *Nonion granosum* (d'Orb.), *N. comune* (d'Orb.), *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll.), *E. aculeatum* (d'Orb.) *E. minutum* (Reuss.), *Rotalia beccarii* (Liné), *Bulla lajonkai* (Basterot).

Le Pannonien inférieur est représenté par des marnes et argiles, parfois schisteuses, avec intercalations d'aléurolithe et grès quartzeux micacés ou avec ciment carbonatique. Vers la partie supérieure des dépôts on rencontre fréquemment les grès grossiers en couches épaisses de jusqu'à 3 m, associés avec des sables et argiles. Dans cette formation, à caractère néritique-littoral, on a identifié des formes de *Congerina partschi* Czjk. et Limnocardiacées de petite taille. Ce qui la caractérise, du point de vue micropaléontologique, c'est une association de foraminifères euryhalines à ostracodes : *Rotalia beccarii* (Liné), *Nonion granosum* (d'Orb.), *Elphidium aculeatum* (d'Orb.), *E. macellum* (Fichtel et Moll), *Loxocoche* cf. *eichwaldi* (Liv.), *Candona* (Lineocipris) ch. *Hondonensis*, *Cytheridea pannonica* (Méhés), *Valvata simplex* (Fuchs), *Candona lactea* (Baird), *Cyprideis torosa* (T. R. Jones), *Astrorhiza vermiformis* (Goes).

Les dépôts attribués au Pannonien supérieur — représentant l'équivalent du Pontien — trahissent les caractères d'une formation lacustre-lagunaire, constituée de sables et argiles sableuses à intercalations de marnes et sporadiquement de graviers. Les minces intercalations de lignite y sont, également, caractéristiques. Dans les couches de marnes et argiles est connue la présence du fossile *Melania escheri* (Brongt) et d'autres formes de mollusques en général mal conservées. Du point de vue micropaléontologique, les suivants ostracodes y sont prédominants : *Candona candida* (O. F. Muller), *C. lactea* (Baird), *C. 20 a₁*, *Cyprideis torosa* (T. R. Jones), *Cytheridea pannonica* (Méhés), *C. pannonica* var. *tuberculata* (Zal), *Lineocypris trapezoidea* (Zal), *Paracypris labiata* (Zal), *Valvata simplex* (Fuchs), *V. moesiensis* (E. Jekelius), *Mohrensternia* sp.

Le Quaternaire est représenté par des dépôts déluvio-proluviaux et de terrasse, appartenant au Pléistocène, et par des sédiments alluviaux, holocènes. Les dépôts déluviaux et proluviaux représentent des produits résiduels de l'altération des roches éruptives dans un climat qui a varié dans le temps géologique.

Les roches éruptives de la région se rattachent à la province néogène carpatique. Les produits éruptifs les plus anciens sont représentés par des tufs lapilliques et cinérites andésitiques et dacitiques intercalées dans les dépôts pannoniens inférieurs de Cămirzana et de Tarna Mare.



La succession des roches éruptives de cette région débute, en réalité, par l'andésite à augite et hypersthène, qui, à l'est des villages Valea Seacă et Comlăușa, constitue un intéressant strato-volcan. Les suivants termes éruptifs sont représentés par : andésites hypersthéniques, hyaloandésites, hyalodacites à hypersthène et par certains dérivés trachyndésitiques. Un „sédiment tuffitique”, épais de presque 100 m, sépare au sud de Tarna l'andésite avec deux pyroxènes, située en base, de l'andésite hypersthénique d'en dessus. L'andésite hypersthénique constitue deux volcans de lave : Hatu — Piatra Cerbului de Tămășeni et Ceaslășu de Cămîrzana et plusieurs coupoles extrusives. La hyalodacite édifie un intéressant appareil volcanique à l'est de la vallée du Bătârcel. Dans le versant oriental du ruisseau Valea Turților, la hyalodacite est recouverte par l'andésite à hypersthène et augite qui, dans la colline Fața Mare et aux Bains Turților constitue un appareil à structure composée.

Les roches pyroxéniques mentionnées sont suivies par des andésites à amphiboles et pyroxène, andésites quartzifères et dacites. Les dacites sont représentées par un horizon de tufs, épais d'environ 50 m, qui au sud-ouest de Turț apparaît intercalé en dépôts pannonian-supérieurs (pontiens); certaines situations suggèrent que sa déposition s'est déroulée en même temps que celle de l'andésite hypersthénique. Les andésites à amphibole et pyroxène participent, dans le nord de la région, à la constitution d'un volcan de lave et de quelques coupoles extrusives; les coulées de laves reposent, dans la vallée de la Tarna, soit sur le complexe des tuffites et des tufs polymictiques et sur l'andésite hypersthénique, soit directement sur le sédimentaire pannonian. Plus au sud, à Măgura Bătarcilor et Dealul Babii, on a observé des relations similaires avec les roches pyroxéniques.

L'intrusion subvolcanique de microdiorite porphyrique quartzifère de la colline Viezuri est également postérieure à l'andésite hypersthénique.

L'andésite quartzifère se présente comme une coupole extrusive dans la colline Colnic à Tămășeni, et comme plusieurs dykes emplaçés dans les roches hyalodacitiques de Bătarci; au sud de la colline Colnic l'andésite quartzifère se dispose sur des coulées de laves d'andésite hypersthénique. Dans la suite des mêmes éruptions se trouve la microgranodiorite porphyrique du massif Pleșcuț, situé au sud-ouest de Tămășeni, qui représente un corps subvolcanique emplaçé dans des dépôts pannonian-pontiens.

Le terme éruptif le plus jeune est considérée l'andésite pyroxénique basaltoïde qui, au nord des Bains Tarna, surmonte l'andésite à amphibole. Dans la vallée du Frasin, l'andésite basaltoïde apparaît associée avec une petite intrusion doléritique.

Compte tenu des relations géométriques avec les dépôts sédimentaires et du fait que les produits éruptifs pyroclastiques se sont accumulés, pour la plupart, en milieu sous-aquatique, on peut déduire que les volcanites de cette région ont, en majorité, un âge pontien. Les manifestations finales de l'andésite basaltoïde ont évolué, probablement, jusqu'au Pliocène supérieur. Le complexe volcanique est en corrélation, en majeure partie, avec quelques séquences de la „Suite de Gutin” de l'Ukraine Transcarpatique; mais, l'andésite basaltoïde semble appartenir toutefois à la „Suite de Bujor”, pliocène supérieure (S o b o l e v et al., 1955; L a z a r e n k o et al., 1963). De l'autre part, les andésites pyroxéniques et les andésites à pyroxènes et amphiboles ont des termes analogues dans les andésites pontiennes de Jereapăn à savoir de Firiza, du deuxième cycle éruptif des monts Gutli (B o r c o ș et al., 1973).

L'andésite basaltoïde correspond à l'andésite de Ilba du troisième cycle des monts Gutli.

Quelques aspects volcanologiques

Les éruptions d'andésites avec deux pyroxènes, de hyaloandésites et de hyalodacites appartiennent probablement à la même source magmatique. Ces manifestations ont eu un carac-



tère récurrent et peut-être partiellement synchrone, les andésites pyroxéniques ayant plusieurs apparitions répétées dans la succession des éruptions. Les manifestations précoces ont été surtout explosives et, dans les étapes de maturité, les appareils volcaniques ont émis des coulées massives de lave. L'appareil de hyalodacites de Bătarci s'est caractérisé par une grande énergie explosive.

L'appareil stratovolcanique situé au sud de Tarna met en évidence une ligne cratériale ouverte vers l'ouest, vers Comlăușa. Cet appareil est compliqué par de nombreux dykes et sills andésitiques.

Nombre d'autres appareils éruptifs sont, en réalité, des volcans de lave et des coupoles extrusives : Măgura Bătarilor et Dealul Babii représentent un seul appareil volcanique, formé au cours de plusieurs stades éruptifs.

Les phénomènes éruptifs se sont manifestés, dans les stades tardifs, par des éruptions subvolcaniques. A cette catégorie appartiennent le massif de Viezuri, les intrusions des Bains Turților, de la colline Grohotiș de Cămrzana, le massif Pleșcuț de Tămășeni et d'autres, moins étudiés. Certains corps subvolcaniques ont subi des processus métasomatiques avancés, conjugués avec une intéressante activité métallogénique hydrothermale.

La tectonique de la région

La région de Tarna Mare — Turț se rattache à la Dépression post-tectonique néogène de la partie interne de l'orogène carpatique. La tectonique du soubassement de cette dépression est caractérisée par deux directions structurales qui se reflètent, partiellement, dans la couverture de dépôts néogènes aussi : une direction longitudinale, WNW—ESE, ou „carpatique” et la deuxième, transversale, NE—SW ou pannonicienne. Les deux directions structurales sont mises en évidence autant sur le territoire roumain (P a u c ă, 1963), qu'aussi bien dans l'Ukraine Transcarpatique (M e r l i c i, S p i t k o v s k a i a, 1974; V i a l o v, 1963).

En ce qui concerne la tectonique magmatique, les conditions fondamentales d'activation du magma dans la partie inférieure de la croûte sialique sont, d'après M i l a n o v s k i (1969) : un régime thermique élevé dans les „aires intramontagneuses” et la diminution de la pression dans la croûte sialique. Le régime thermique élevé est mis en liaison avec une voûture plus accusée de la surface „M” dans les aires intramontagneuses, accompagnée par l'amincissement de la croûte sialique. Ces déductions sont le résultat de l'analyse des anomalies isostatiques positives déterminées autant dans la Dépression de Transylvanie (S o c o l e s c u et al., 1973) qu'aussi dans la Dépression pannonicienne (d'après P a n t ó, 1969). La diminution de la pression crustale est expliquée par le phénomène de distension, apparu dans les zones interne-carpatiques, après la phase miocène de plissement. Le mécanisme de la formation du magma qui a mené à l'édification de l'arête volcanique néogène des Carpates a été récemment expliqué par R ä d u l e s c u et S ă n d u l e s c u (1973), à la lumière de la conception de la tectonique des plaques, par des phénomènes de subduction.

Si l'on considère la tectonique de la région de Tarna Mare — Turț, l'élément caractéristique de la structure du soubassement est celui offert par les investigations géophysiques, qui mettent en évidence un champ régional de maximum gravimétrique avec l'apex situé au sud-est du sommet Virful Teului, sa ligne axiale — parallèle à la direction structurale carpatique — se prolongeant vers le sud-est dans l'Ukraine Transcarpatique (F o t o p u l o s, 1964, données inédites). A notre avis, l'image gravimétrique peut être déterminée par une voûture du soubassement préneogène ou, probablement, par un horst, qui a facilité l'installation des masses magmatiques intrusives. Cette idée est étayée par les nombreuses enclaves de roches holocristallines que nous avons observées dans les divers types de volcanites. La présence de telles masses magma-



PLAȘA I



PLAȘA I

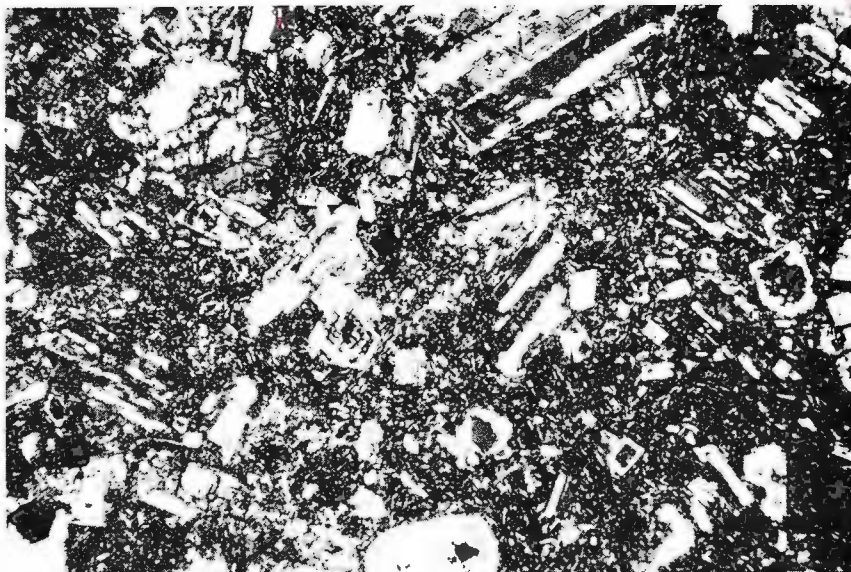
Fig. 1. — Andezit piroxenic bazaltoid. Fenocristale de plagioclaz maclate și zonate și cristale de piroxen, în masa de bază pilotaxitică. N+, 36 X.

Andésite pyroxénique basaltoïde. Phénocristaux de plagioclase maclés et zonés et cristaux de pyroxène, dans la masse de base pilotaxitique. N+, 36 X.

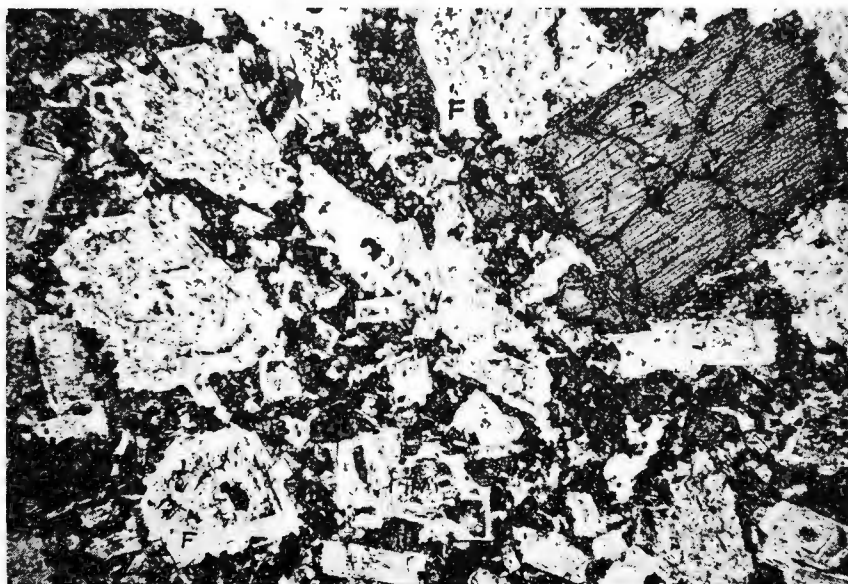
Fig. 2 — Dolerit. Cristale de plagioclaz (F) și de clinopiroxen (Px) într-o masă intergranulară de piroxeni, feldspați, cu granule de oxizi metalici. N//, 37 X.

Dolérite. Cristaux de plagioclase (F) et de clinopyroxène (Px) dans une masse intergranulaire de pyroxènes, feldspaths avec grains d'oxydes métalliques. N//, 37 X.





1



2

Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11



PLANȘA II

Fig. 1. — Andezit cu augit și hipersten — Valea Băii (Tarna). Se observă un fenocristal de augit (Aug), cu incluziuni microlitice de plagioclaz și magnetit. Masa fundamentală, pilotaxitică. N//, 33 X.

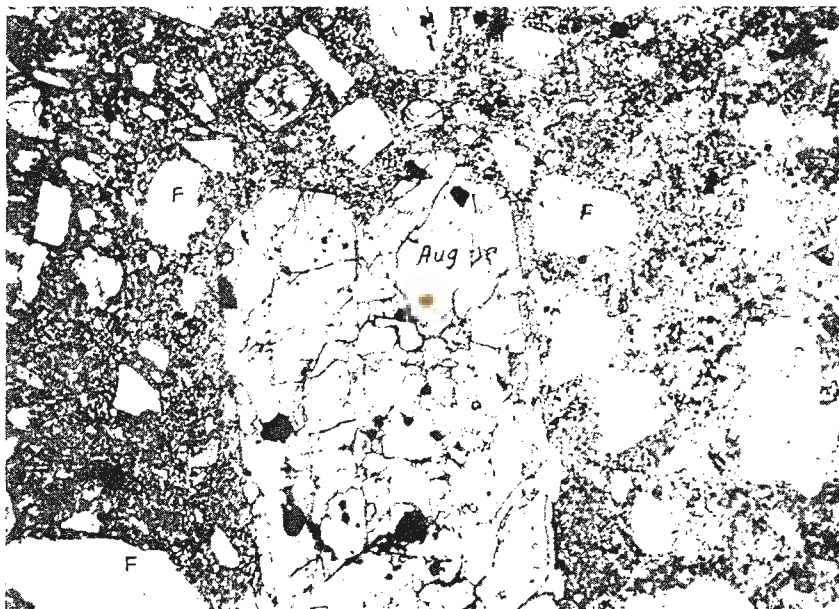
Andésite avec augite și hypersthène — Valea Băii (Tarna). On observe un phénocristal d'aéugite (Aug), avec inclusions microlithiques de plagioclase et magnétite. Masse fondamentale pilotaxitique. N//, 33 X.

Fig. 2. — Andezit ou augit și hipersten. Fenocristalele de augit (Aug) sînt intacte, iar cele de hipersten (Hy), substituite prin carbonați (Cb) și saponit (Sa). Negru — granule de oxizi de fier și titan. Masa de bază — hyalopilitică. N//, 31 X.

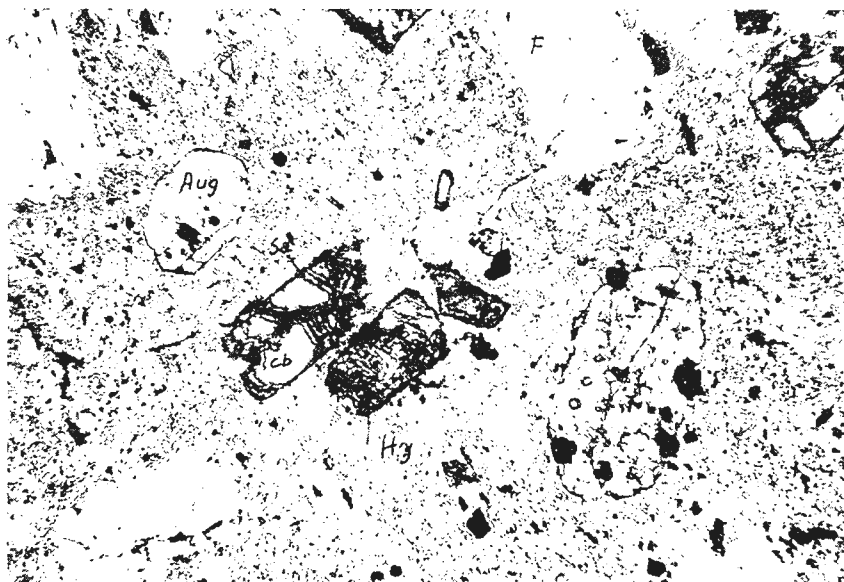
Andésite avec augite et hypersthène. Les phénocristaux d'augite (Aug) sont intactes et ceux de hypersthène (Hy), substitués par carbonates (Cb) et saponite (Sa). Noir — grains d'oxydes de fer et titan. Masse de base — hyalopilitique. N//, 31 X.



12/65



1



2

Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11



PLANȘA III

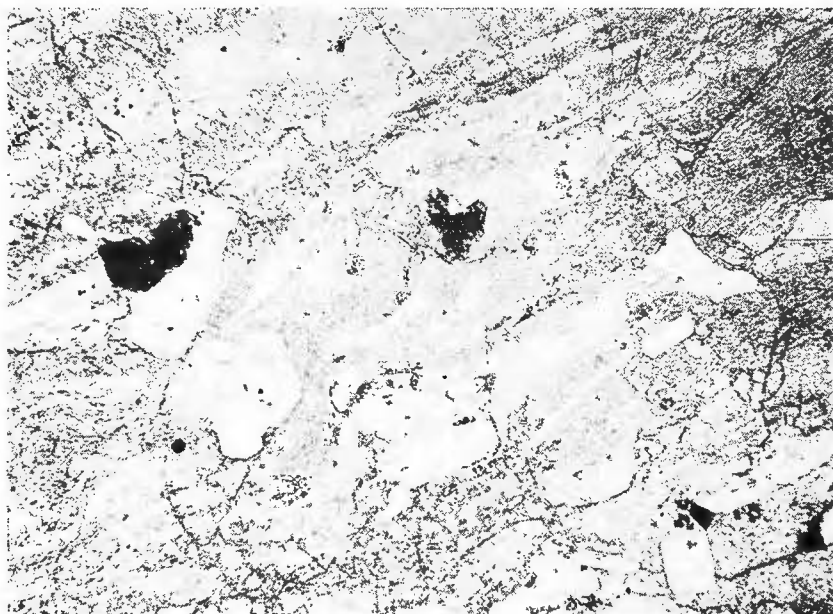
Fig. 1. — Hyaloandezit cu textură fluidală, dealul Ursoi (Turț). În masa fundamentală sticloasă apar înglobate cristale de plagioclaz și de piroxen și granule de oxizi metalici N//, 33 X.

Hyaloandésite avec texture fluidale, la colline Ursoi (Turț). Dans la masse fondamentale vitreuse sont englobés des cristaux de plagioclase et de pyroxène et des grains d'oxydes métalliques. N//, 33 X.

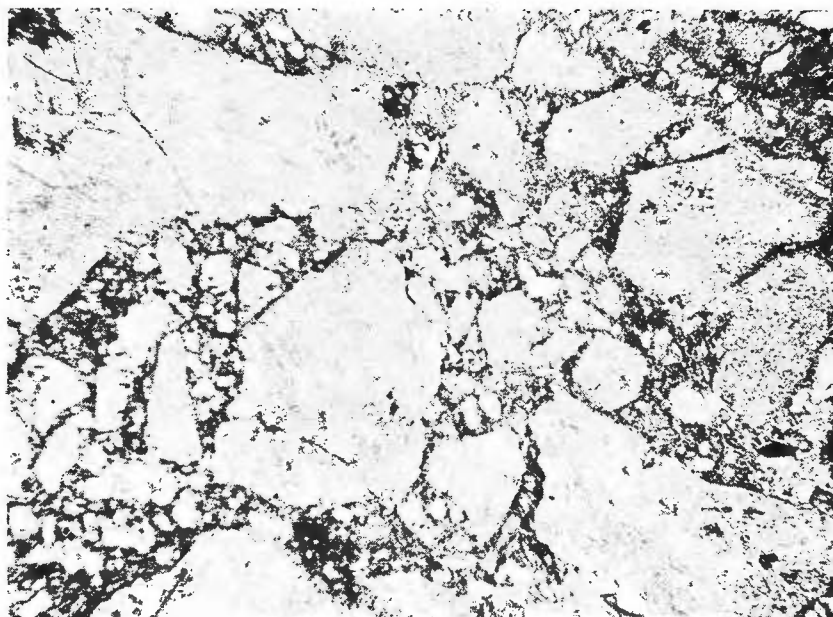
Fig. 2. — Tuf vitro-cristaloclastic. Fragmente de lave sticloase, într-un ciment de sticlă și cristale de plagioclaz și piroxen. Negru — oxizi metalici. N//, 30 X.

Tuf vitro-cristaloclastique. Fragments de laves vitreuses, dans un ciment de verre et cristaux de plagioclase et pyroxène. Noir — oxydes métalliques. N//, 30 X.





1



2

Studii tehnice și economice, seria A, nr. 111



PLANȘA IV

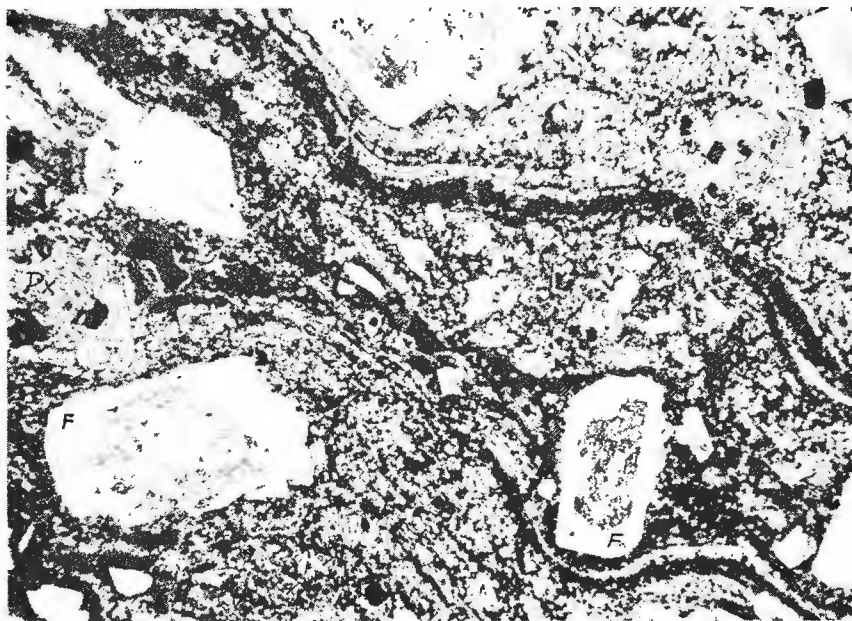
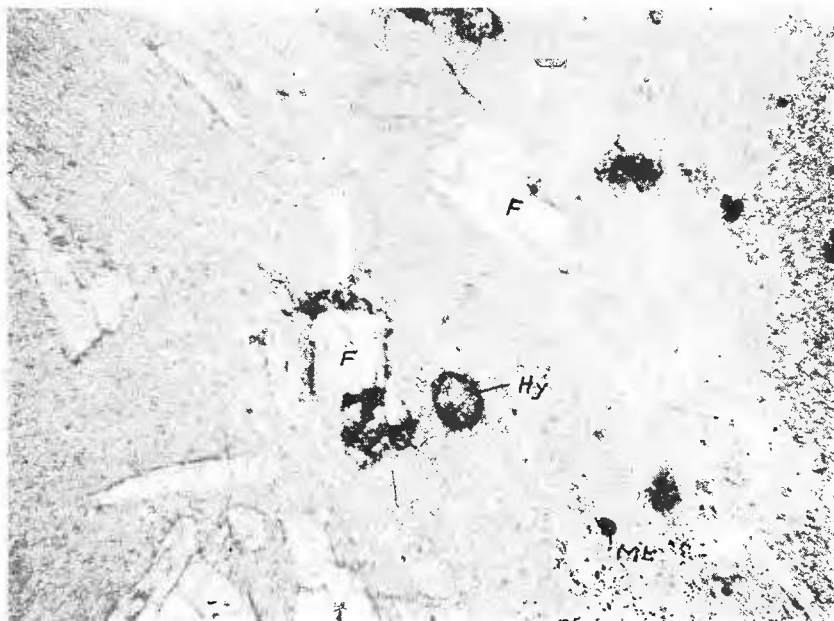
Fig.1. — Hyalodacit cu textură fluidală, în benzi, valea Bătarilor. În masa fundamentală, sticloasă și criptofelsitică, apar cristale de plagioclaz (F) fisurate și corodate și cristale de hipersten (Hy). Negru — granule de oxizi metalici. N//, 30 X.

Hyalodacite avec texture fluidale, en bandes, la vallée des Bătarci. Dans la masse fondamentale, vitreuse et cryptofelsitique, apparaissent des cristaux de plagioclase (F) fissurés et corrodés et des cristaux de hypersthène (Hy). Noir — grains d'oxydes métalliques. N//, 30 X.

Fig.2. — Hyalodacit cu textură fluidală în benzi. N//, 30 X.

Hyalodacite avec texture fluidale en bandes. N//, 30 X.





Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11

PLANȘA V

Fig. 1. — Ândezit cu hornblendă și hipersten \pm cuarț, în Măgura Bătarilor. Fenocristale de plagioclaz (F), cuarț (Q), hornblendă (Ho) și microlite de hipersten alterate, în masa de bază criptofelsitică. Negru — granule de oxizi metalici. N//, 31 X.

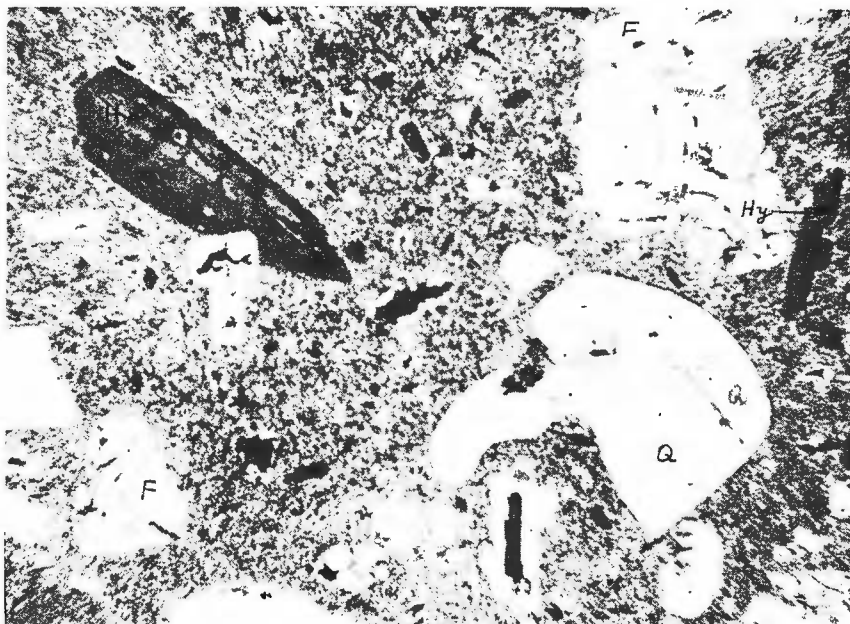
Andésite avec hornblende et hypersthène \pm quartz, à Măgura Bătarilor. Phénocristaux de plagioclase (F), quartz (Q), hornblende (Ho) et microlithes de hypersthène altérées, dans la masse de base cryptofelsitique. Noir — grains d'oxydes métalliques. N//, 31 X.

Fig. 2. — Andezit cu hornblendă și hipersten, cu masa de bază holocristalină microgrăunțoasă, dintr-o apofiză subvulcanică, în Măgura Bătarilor. Fenocristale de plagioclaz, maclate și cristale de amfibol. N+, 93 X.

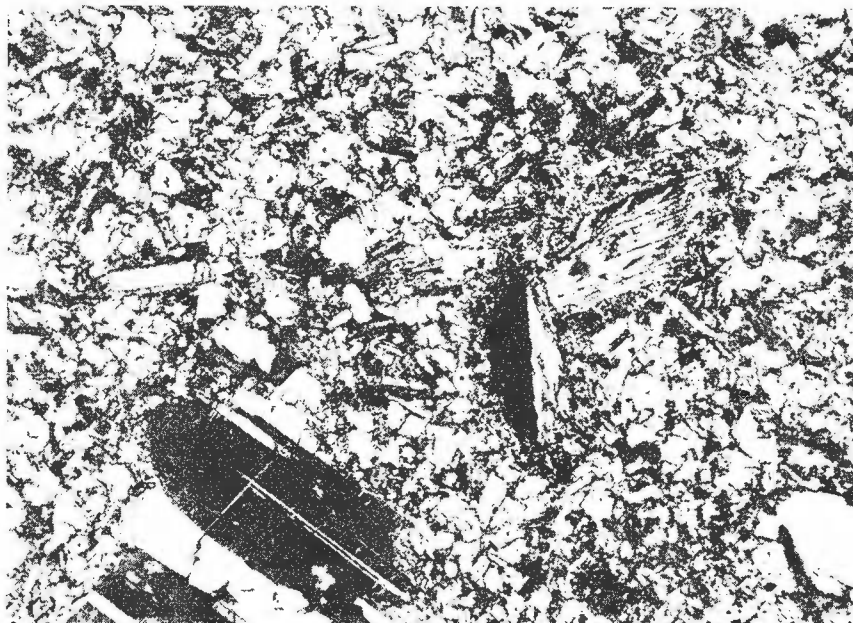
Andésite avec hornblende et hypersthène, avec la masse de base holocristalline microgranulaire, d'une apophyse subvolcanique, à Măgura Bătarilor. Phénocristaux de plagioclase, maclés et cristaux d'amphibole. N+, 93 X.



12465



1



2

Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11

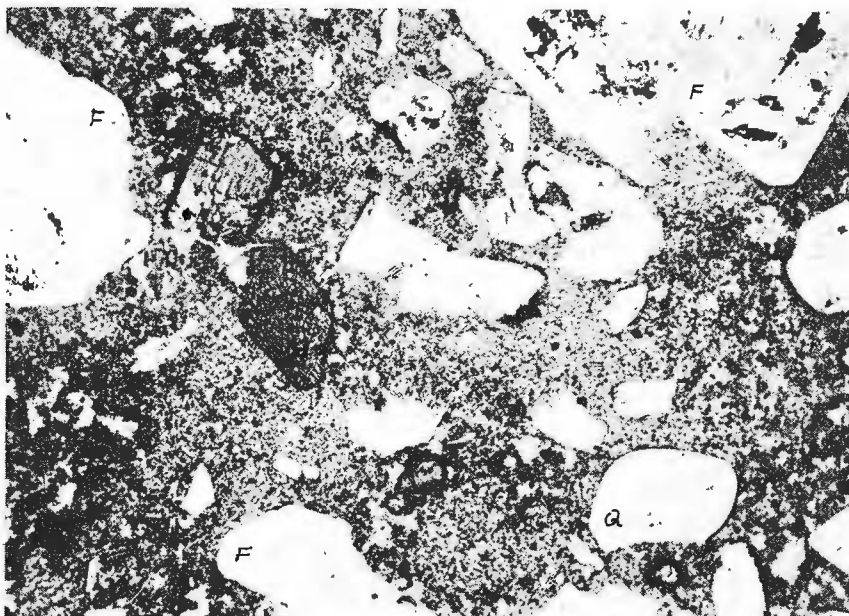


PLANȘA VI

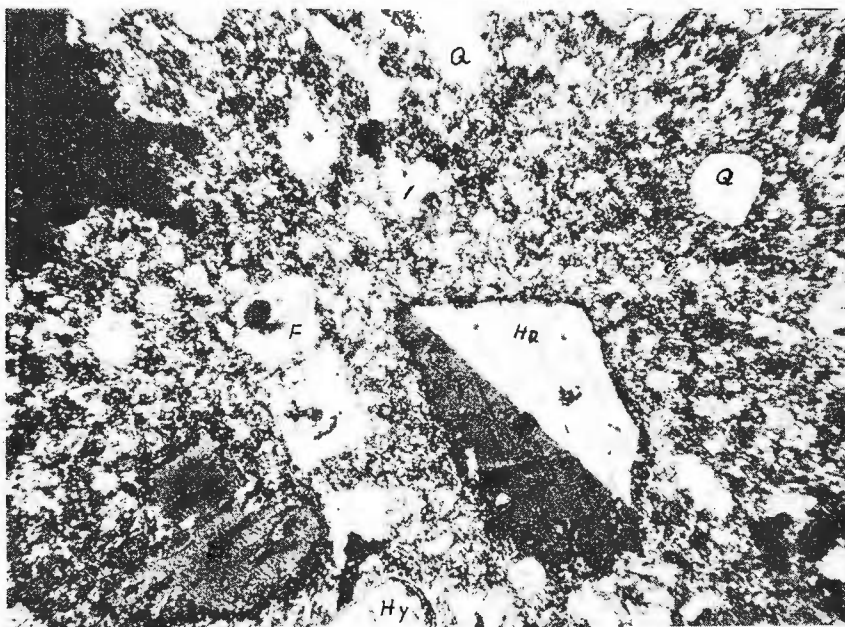
- Fig. 1. — Andezit cuarțifer, dealul Colnic (Tămășeni). Fenocristale de plagioclaz, zonate (F), cuarț (Q) și hornblendă (Ho), într-o masă de bază criptofelsitică. N//, 31 X.
Andésite quartzifère, la colline Colnic (Tămășeni). Phénocristaux de plagioclase, zonés (F) quartz (Q) et hornblende (Ho), dans une masse de base cryptofelsitique. N//. 31 X.
- Fig. 2. — Microgranodiorit porfiric, dealul Pleșcuț (Tămășeni). Fenocristale de plagioclaz (F), hornblendă (Ho), biotit (Bi) și hipersten (Hy) într-o masă de bază cuarțofeldspatică, holocristalin-microgr. unțoasă. N+, 34 X.
Microgranodiorite porphyrique, la colline Pleșcuț (Tămășeni). Phénocristaux de plagioclase (F), hornblende (Ho), biotite (Bi) et hypersthène (Hy) dans une masse de base quartzo-feldspathique holocristallin-microgranulaire. N+, 34 X.



123/65



1



2

Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11



PLANȘA VII

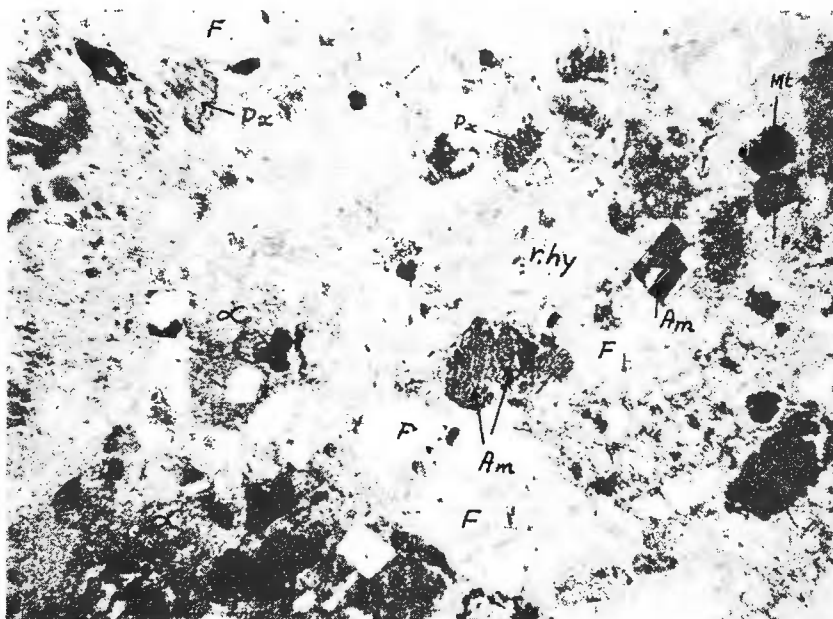
Fig. 1. — Tuf andezitic litocristaloclastic, valea Tarnei. Fragmente de andezit (α), de roci sticloase (r. hy) și cristale de plagioclaz (F), amfiboli (Am), piroxeni (Px) și granule de magnetit. N//, 30 X.

Tuf andésitique lithocristalloclastique, la vallée de la Tarna. Fragments d'andésite (α), de roches vitreuses (r. hy) et cristaux de plagioclase (F), amphiboles (Am), pyroxènes (Px) et grains de magnétite.

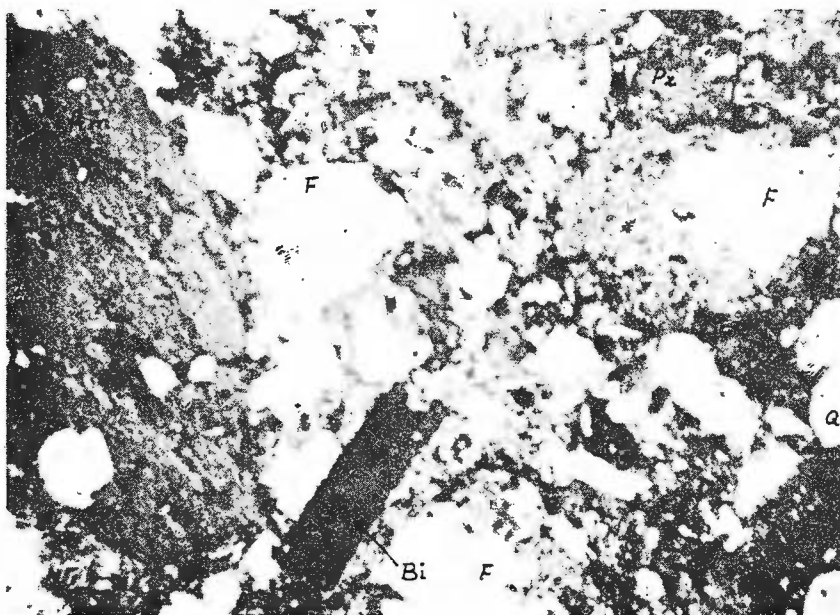
Fig. 2. — Tuf dacitic. Fragmente de roci sticloase și cristale de plagioclaz (F), cuarț (Q), amfiboli (Am), biotit (Bi) și piroxeni (Px) în ciment cineritic argilizat. N//, 25 X.

Tuf dacitique. Fragments de roches vitreuses et cristaux de plagioclase (F), quartz (Q), amphiboles (Am), biotite (Bi) et pyroxènes (Px) en ciment cinéritique argilisé. N//, 25 X.





1



2

Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11



PLANCHE VIII

Carte géologique de la région Tarna Mare — Tămășeni — Turț (monts Oaș).

Quaternaire : 1, dépôts alluviaux ; 2, dépôts déluviaux et proluviaux ; terrasses ; 3, andésite basaltoïde (a), dolérite (b) ; 4, microgranodiorite porphyrique ; 5, andésite quartzifère ; 6, microdiorite porphyrique ; 7, andésite avec hornblende et hypersthène ; 8, andésite avec hypersthène et augite ; 9, andésite hypersthénique (a) ; hyaloandésite (b) ; trachyandésite (c) ; hyaloandésite avec hypersthène (d) ; 10, tufs dacitiques, tufs soudés ; 11, tufs, tufites psammitiques ; 12, andésite avec augite et hypersthène : Pannonien supérieur (Pontien) ; 13, argiles, argiles sableuses, marnes, sables, couches de charbon ; tufs andésitiques et dacitiques (a) ; Pannonien inférieur ; 14, marnes, marnes argileuses avec intercalations de grès ; sables ; dépôts volcanosédimentaires (a) ; Sarmatien ; 15, marnes, marnes argileuses avec intercalations de grès ; 16, coulées de lave (types pétrographiques différenciés par couleur) (a) ; neck, dyke, coupole extrusive (b) ; brèches volcaniques, formations cratérales (c) ; tufs lapilliques ; cinérites (d) ; tufs polymictiques (e) ; 17, brèches tectono-volcaniques ; 18, zones de métamorphisme thermique ; 19, limites des zones cratérales ; 20, limites des formations géologiques ; 21, faille ; 22, orientation des coulées de lave ; 23, position des couches ; 24, source d'eau minérale.

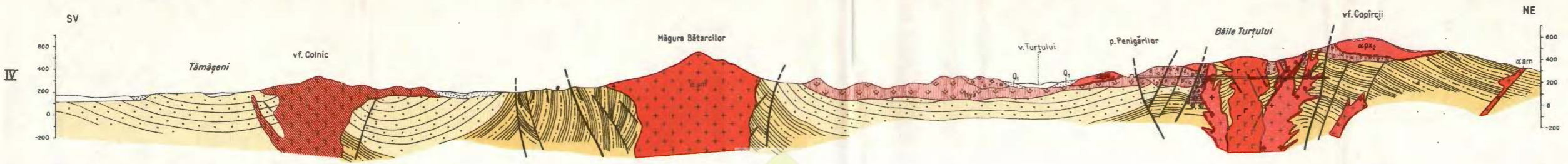
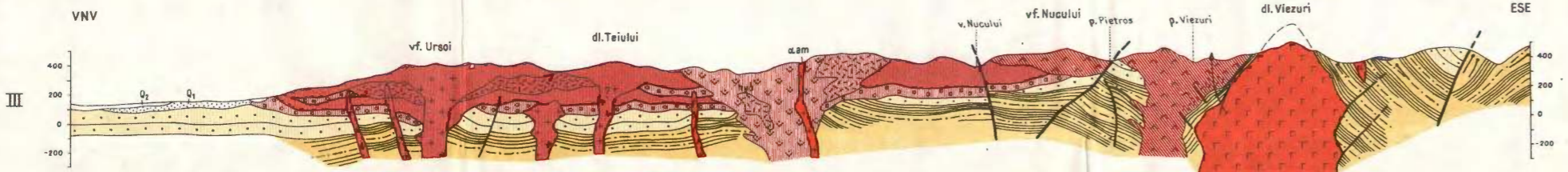
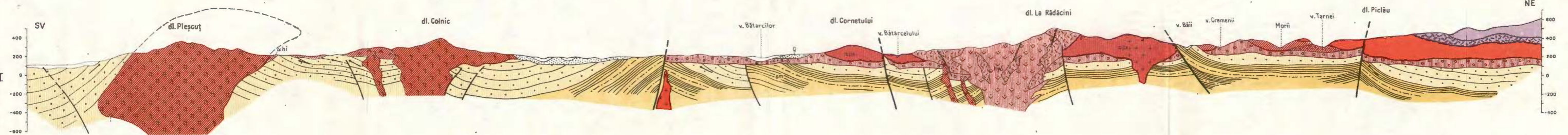
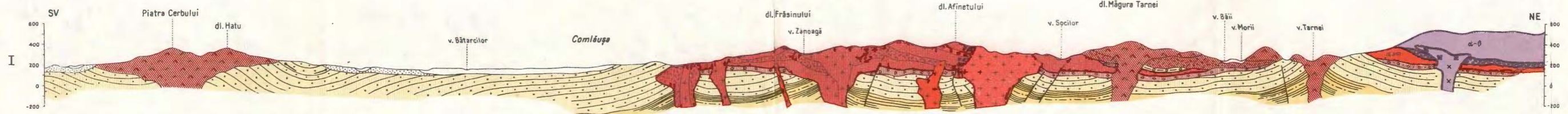
PLANCHE IX

Sections géologiques dans la région de Tarna Mare — Tămășeni — Turț (monts Oaș).

Quaternaire : 1, dépôts alluviaux ; 2, dépôts déluviaux et proluviaux ; 3, dolérite ; 4, andésite basaltoïde ; 5, microgranodiorite porphyrique ; 6, andésite quartzifère ; 7, microdiorite porphyrique ; 8, andésite avec hornblende et hypersthène ; 9, andésite avec hypersthène et augite ; 10, hyalodacite avec hypersthène ; 11, andésite hypersthénique ; 12, tufs et tufites psammitiques ; 13, andésite avec augite et hypersthène ; Pannonien supérieur (Pontien) ; 14, complexe argilo-sableux avec intercalations de charbon et tufs andésitiques et dacitiques ; Pannonien inférieur + Sarmatien ; 15, complexe marneux argileux avec intercalations de grès, sables, tufs et tufites andésitiques ; Produits volcaniques : 16 : a, coulées de lave ; b, neck, dyke, etc. ; c, brèches, formations de cratère ; d, brèches volcano-tectoniques ; e, tufs aplitiques ; f, tufs polymictiques ; 17, faille ; 18, filon ; 19, pendage des couches ; 20, sondages d'exploration ; 21, galeries.



R. JUDE
**SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA
 TARNA MARE - TĂMAȘENI - TURȚ
 (MUNȚII OĂȘULUI)**



LEGENDA

CUATERNAR

1 Q_2 Depozite aluviale

2 Q_1 Depozite deluviale și proluviale

3 Dolerit

4 $\alpha-\beta$ Andezit bazaltoid

5 Microgranodiorit porfiric

6 Andezit cuarțifer

7 Microdiorit porfiric

8 αam Andezit cu hornblendă și hipersten

9 αpl_2 Andezit cu hipersten și augit

10 Hyalodacit cu hipersten

11 Andezit hiperstenic

12 Tufuri și tufite psamitice

13 Andezit cu augit și hipersten

PANNONIAN SUP. (PONTIAN) 14 Complex argilo-nisipos cu intercalații de cărbune și tufuri andezitice și dacitice

PANNONIAN INF. SARMATIAN 15 Complex marnos-argilos cu intercalații de gresii, nisipuri, tufuri și tufite andezitice

PRODUSE VULCANICE 16

a. Curgeri de lavă, b. neck, dike, etc., c. breccii, formațiuni de crater, d. breccii vulcano-tectonice, e. tufuri lapilitice, f. tufuri polimictice

17 F Falie

18 Filon

19 Înclinarea strâtelor

20 Sonde de explorare

21 Galerii

tiques intrusives est suggérée, également, par l'image géomagnétique régionale (Cristescu et al., 1967, données inédites) avec des valeurs élevées dans l'aire du stratovolcan localisé au sud de Tarna Mare.

Quant à la tectonique de la couverture sédimentaire néogène, l'orientation des couches dessigne un exhaussement anticlinal, allongé sur la direction NW—SE, approximativement parallèle à la ligne axiale du champ gravimétrique. Vers le nord, cette structure est bordée par une aire synclinale ayant dans son axe les dépôts volcano-sédimentaires pontiens (?) placés dans la vallée de la Tarna, et vers le sud — par une structure monoclinale de dépôts pontiens. Tout près des appareils volcaniques, les couches sont fortement dérangées par des phénomènes éruptifs.

Les fractures qui ont une certaine continuité sur la direction sont groupées en deux systèmes : un système NW—SE et un deuxième WSW—ENE, duquel fait partie la faille Cremeni, suivie sur plus de 3 km. Les fractures à développement local sont, en général, de nature volcano-tectonique.

Les appareils volcaniques d'andésites avec deux pyroxènes et ceux d'andésite hypersthénique se rangent dans l'alignement tectono-magmatique principal, orienté NNW—SSE, qui — de l'Ukraine Transcarpatique — se prolonge dans les monts Oaş et plus loin se raccordent avec l'éruptif des monts Gutfi. Les andésites à amphibole et pyroxène du nord de la région dessignent un autre alignement, de direction NW—SE. Les corps subvolcaniques de la région sont contrôlés, semble-t-il, par des lignes structurales avec direction pannonienne, NE—SW, en corrélation, à l'échelle régionale, avec celles connues, de la littérature, dans l'Ukraine Transcarpatique.

Caractères pétrologiques des volcanites néogènes

Dans le cadre de la région de Tarna Mare — Turț sont identifiés les suivants types et variétés pétrographiques :

Roches volcaniques :

- a. andésites pyroxéniques basaltoïdes ;
- b. andésites pyroxéniques à augite et hypersthène, à savoir avec hypersthène et augite ;
- c. roches volcaniques hypersthéniques — andésites hypersthéniques, hyaloandésites, „trachyandésites”, hyalodacites ;
- d. andésites avec hornblende et hypersthène, avec quelques variétés qui contiennent de l'augite et/ou du quartz ;
- e. andésites quartzifères (daco-andésites) ;
- f. tufs dacitiques.

Roches éruptives subvolcaniques :

- a. dolérites ;
- b. microdiorites porphyriques ;
- c. microdiorites porphyriques quartzifères ;
- d. microgranodiorites porphyriques.

L'andésite pyroxénique basaltoïde se compose de phénocristaux de plagioclase, augite, hypersthène et clinohypersthène, englobés dans une masse fondamentale hyalopilitique ou pilotaxitique. En tant que minéraux accessoires participent des grains de magnétite, ilménite, titanite et apatite. La plagioclase est andésine basique et labrador. La clinopyroxène comporte l'optique de la pigeonite.

Selon le degré de participation de la pyroxène monoclinique dans les andésites pyroxéniques pannoniennes, celles-ci ont été réparties à deux sous-types : andésites avec augite et hypersthène, à savoir andésites avec hypersthène et augite. Dans le premier type l'augite participe presque



dans la même quantité que l'hypersthène ; c'est une augite titanifère, avec $C.\gamma = 45^\circ$. La plagioclase est représenté par andésine ($An_{37-47-53}$) et par labrador ($An_{52-55-60}$). Sporadiquement apparaissent des cristaux de pigeonite et de hornblende résorbée. Dans le deuxième sous-type, la hypersthène l'emporte sur l'augite et la plagioclase est généralement plus sodique. Moins souvent apparaissent la hornblende, la biotite, le quartz et parfois la tridymite.

Dans la catégorie des volcanites hypersthéniques sont groupées les roches dont le minéral fémique caractéristique est la pyroxène rhombique et dans lesquelles les aspects vitreux et vésiculaires sont fréquents.

L'andésite hypersthénique se compose de phénocristaux de plagioclase et pyroxène rhombique, dans une masse fondamentale pilotaxitique ou felsitique représentant 68–72% du volume de la roche. On remarque la participation sporadique des autres minéraux : augite, hornblende brune, biotite, quartz et/ou tridymite. La plagioclase est représenté par andésine (An_{37-46} , An_{50-52}) et par labrador (An_{52-58}).

Les roches hypersthéniques en faciès vitreux ont un développement considérable dans la région étudiée. On les connaît, également, dans l'éruptif de l'Ukraine Transcarpatique, en Hongrie et en Slovaquie, leur présence étant un trait pétrologique caractéristique de la zone éruptive du nord et nord-est du bassin pannonien. Dans la région étudiée, elles apparaissent surtout dans les zones bordières des trois volcans qui ont engendré des roches hypersthéniques : au nord du volcan Hatu — Piatra Cerbului, dans les zones périphériques de l'appareil de Bătarcel et notamment de la coupole extrusive Chicera-Ursoi, de Turț. Elles y sont représentées par des laves vitreuses, brèches et tufs vitroclastiques. L'analyse macroscopique révèle la proportion réduite des phénocristaux dans une matrice sans éclat ou à éclat résineux, représentant 75-90% du volume de la roche. Leur texture est bariolée, à cause des bandes blanchâtres-vésiculaires en alternance avec des bandes compactes sombres, vertes ou rougeâtres. On observe localement des aspects de ponces et structures perlitiques. La plagioclase est représenté par andésine (An_{34-45}), andésine basique (An_{47-54}) et par labrador (An_{52-60}). Les phénocristaux de plagioclase et, de hypersthène sont fissurés et présentent de fréquentes corrosions magmatiques. La masse fondamentale est formée de verre et microlithes d'oligoclase, d'andésine sodique et moins de minéraux fémiques, avec une texture fluidale accusée. Dans les coulées de laves apparaissent des concrétions sphéroïdales formées de feldspath potassique et cristobalithe ; en cavités et dans les bandes vésiculaires on rencontre la tridymite, associée parfois avec la cristobalite et/ou la biotite et les oxydes ferriques. Vers le centre d'émission volcanique, la structure des roches devient felsitique ou pilotaxitique-trachytoïde. Outre les données d'analyse chimique, on a pu déterminer aussi la teneur en SiO_2 des roches respectives, à partir de la valeur de réfringence des verres naturelles et notamment des perles de verre préparées par voie artificielle. Les résultats montrent que les laves vitreuses de Bătarci ont une composition dacitique et ont été dénommées, donc, hyalodacites. Les laves du volcan Hatu — Piatra Cerbului de Tămășeni et de la coupole Ursoi de Turț correspondent à des andésites quartzifères apparentées aux trachyandésites — „quartzlantiandésites” (S t r e c k e i s e n, 1973) — ce qui les a valu le nom de hyaloandésites. On a admis le nom de „trachyandésites” pour la variété pétrographique caractérisée par une masse fondamentale à dominance trachytoïde dans laquelle sont englobés des phénocristaux de plagioclase, hypersthène, hornblende et parfois quartz — colline Ursoi, la carrière située au sud de Turț.

Le type pétrographique caractéristique des andésites à hornblende et hypersthène apparaît au nord de la région, aux Bains de Tarna. La roche est formée de phénocristaux d'andésine ($An_{35-42-50}$) et labrador (An_{53-58}) associés avec hornblende et hypersthène, dans une masse fondamentale pilotaxitique, hyalopilitique, moins souvent microgranulaire. Il est à noter la participation sporadique de l'augite, du quartz et parfois de la tridymite. Les minéraux accessoires sont représentés par magnétite, apatite et sporadiquement zirkon. Dans la masse fondamentale



participent microlithes d'oligoclase et d'andésine sodique et grains de minéraux colorés. Dans les zones d'émission volcanique, les phénocristaux d'amphibole sont entièrement résorbés, remplacés par un agrégat de magnétite, pyroxène et plagioclase. Dans la colline Holmu, de Cămirzana et à d'autres endroits apparaît une variété de roche dans laquelle la présence de l'augite atteint une proportion d'environ 3 % et la plagioclase est plus calcique. L'andésite amphibolique de Măgura Bătarcilor correspond, du point de vue pétrochimie, à une andésite quartzifère, bien que, dans la composition modale, le quartz dépasse rarement 1 %.

L'andésite quartzifère, qui dans la colline Colnic de Tămășeni constitue une coupole extrusive, est caractérisée par une structure dont le manque d'uniformité est remarquable, avec des zones plus riches en composants fémiqes et localement en quartz. Les textures parallèles sont dues aux bandes vésiculaires et également à la linéation d'écoulement des phénocristaux. La roche a une couleur gris clair, avec des bandes rougeâtres, et elle est constituée de phénocristaux d'andésine (An_{35-43} ; An_{44-50}) et andésine calcique (An_{48-55}) associés avec quartz, hornblende, hypersthène, sporadiquement biotite et parfois augite, englobés dans une masse vitreuse, vésiculaire ou felsitique. En tant que minéraux accessoires participent oxydes de Fe et Ti, apatite et zirkon. Les microlithes de plagioclase sont représentés par andésine sodique (An_{30-37}). La composition minéralogique et la structure de la masse de base, d'une part, et les paramètres pétrochimiques, de l'autre part, autorisent l'interprétation de la roche comme un terme de transition depuis les andésites jusqu'aux dacites; on peut la définir donc comme „daco-andésite”.

Outre les hyalodacites définies antérieurement, dans cette région on a mis en évidence un horizon de tufs dacitique qui peut être mis en parallèle avec des roches similaires connues à Călinești et aussi en Ukraine Transcarpatique. Dans la composition du tuf sont prédominants les fragments de dacites et ceux des ponces, auxquels s'ajoutent d'autres variétés de roches sédimentaires et éruptives, y compris de menus fragments de dacites, ponces à biotite, roches vitreuses hypersthéniques, roches holocristallines dioritiques et granodioritiques, cornéennes et roches argileuses micacées; en plus, apparaissent aussi des cristaux de quartz, plagioclase, biotite, hornblende et peu de hypersthène. La matrice est, donc, une cinérite litho-vitro-cristallo-clastique.

Roches éruptives subvolcaniques

Dans la vallée du Frasin, à Tarna,affleure un corps volcanique de dolérites de petites dimensions, associé à l'andésite pyroxénique basaltoïde. La roche est caractérisée par une structure doléritique, déterminée par un réseau de cristaux de plagioclase, hypersthène, clinohypersthène et augite, dont les interstices sont occupés par un agrégat microgranulaire de feldspath et pyroxène. Les phénocristaux de plagioclase sont d'andésine basique (An_{47-50}) et labrador (An_{53-60}) et les microlithes — de labrador (An_{52-60}). La similitude minéralogique avec l'andésite basaltoïde suggère l'existence d'un terme de transition dolérite-microdiorite porphyrique.

Les microdiorites porphyriques sont bien représentées près des Bains Turților et dans le massif Grohotiș, de Cămirzana. La roche se compose de phénocristaux d'andésine et labrador sodique, associés avec hypersthène, augite et sporadiquement hornblende, dans une masse fondamentale holocristallin-microgranulaire. La masse fondamentale apparaît comme étant constituée de plagioclase, quartz, quelque peu d'orthoclase et minéraux colorés. La plupart des corps éruptifs sont propylitisés, certains en sont affectés par la métasomatose avec adulaire et/ou minéraux argileux.

Un autre corps éruptif intéressant est celui du massif Viezuri (de Tarna), emplacé dans des dépôts pannoniens inférieurs, en bordure d'une coupole d'andésite hypersthénique. Dans sa masse, on voit de nombreuses enclaves de roches holocristallines. La roche qui constitue le corps subvolcanique est de couleur gris-verdâtre, faiblement bariolée. Ce qui lui est caractéristi-



que c'est l'association de phénocristaux d'andésine (An_{33-43} ; An_{45-49}) et labrador sodique avec ceux d'amphiboles et pyroxènes, dans une masse holocristallin-microgranulaire. La masse fondamentale est constituée de microlithes de plagioclase, quartz, quelque peu d'orthoclase et minéraux fémiqes. Les minéraux pétrogènes sont, en général, transformés en néominéraux, indiquant des processus de propylitisation, d'adularisation, d'argilisation et à savoir de carbonatation. Les cristaux d'amphiboles sont substitués par chlorite, carbonates et/ou minéraux argileux. Les pseudomorphoses de chlorite et carbonate, d'après les minéraux fémiqes, indiquent la présence de la pyroxène rhombique. Un trait propre à cette roche est son caractère léucocratique. Si l'on considère la structure de la masse fondamentale est les paramètres pétrochimiques, on peut définir cette roche comme une microdiorite porphyrique quartzifère.

La microgranodiorite porphyrique est bien représentée par le massif subvolcanique Pleșcuț, de Tămășeni. Cette roche est caractérisée par une accusée structure porphyrique-granulaire. Au microscope, on observe une constitution à laquelle participent des phénocristaux de quartz, andésine (An_{34-44} ; An_{44-49}) et labrador sodique ($An_{50-52-60}$), associés avec hornblende verte, hypersthène et sporadiquement biotite, dans une matrice holocristalline finement granulaire. La masse de base apparaît comme étant formée de quartz, andésine, oligoclase (An_{27-30}). La roche présente d'évidentes similitudes paragenétiques avec l'andésite quartzifère de la colline Colnic, dont elle se distingue par la teneur plus élevée en quartz.

Les caractères pétrochimiques

L'analyse chimique des roches a mis en évidence, tout d'abord, une teneur en SiO_2 comprise entre 54,15 et 64,30 %, plus grande pour certaines roches que celle évidenciée par la composition modale (tableau 7). De l'autre part, quelques roches sont caractérisées par une teneur plus élevée en alcalis, la somme $Na_2O + K_2O$ se situant au-dessus de la valeur de 5 %, ce qui leur confère une tendance subalcaline. Une grande partie des roches ont un caractère leucocratique, $Fe_2O_3 + FeO + MgO < 15$, surtout les volcanites hypersthéniques, la microdiorite porphyrique quartzifère de la colline Viezuri et la microgranodiorite de la colline Pleșcuț. Les caractères chimiques mentionnés se reflètent fidèlement dans le diagramme véctorial dressé avec les coefficients *Z a v a r i t z k i* (fig. 7).

Les coefficients *R i t t m a n n* (tableau 9) mettent en évidence la similitude pétrochimique des roches avec les trachyandésites (lés échantillons 6, 9, 10) et trachyandésites quartzifères (échantillon 7), à cause de leur teneur plus élevée en alcalis. D'autres échantillons (3, 4, 8, 12, 14, 15, 16) dans le champ des „dacites à labrador”, à savoir des „rhyodacites à labrador”, indiquant leur appartenance à des magmas plus différenciés.

Les composants normatifs (tableau 11) se placent sur le diagramme *QAP (S t r e c k e i s e n)* dans le domaine des roches plus riches en quartz, en comparaison avec les déterminations pétrographiques. Il est à noter, cette fois aussi, l'affinité des mêmes roches (échantillons 6, 7, 9, 10) pour une composition trachyandésitique.

Le diagramme *AFM* (fig. 9) met en évidence l'appartenance des roches de la région à la série des magmas calco-alcalins; les andésites pyroxéniques avec „pigeonite” et l'andésite à amphiboles et pyroxènes trahissent une faible affinité pour des magmas tholéitiques. L'appartenance des roches à la série calco-alcaline est prouvée également par la valeur de l'indice *P e a k o c k*, $i = 59,5$ (fig. 11), de même que par les paramètres pétrochimiques calculés dans le système *N i g g l i - B u r r i*.

A partir des paramètres *N i g g l i*, les roches éruptives appartiennent à des magmas évoluant depuis *si-gabbrodioritiques* et *dioritiques* à *quartz-dioritiques* et notamment *granodioritiques* (tableau 10), avec faibles nuances léucomonzonitiques pour la hyalodacite de Bătarci.



Dans le diagramme *QLM* les points représentatifs se projettent dans le domaine des roches saturées en silice, les andésites pyroxéniques et l'andésite à amphibole et pyroxène se placent plus près de la ligne *PF*, tandis que les roches leucocratiques se détachent dans le domaine plus riche en quartz et alcalis.

Les caractères du magma sont mis en évidence ensuite par la position des échantillons sur les diagrammes *al-fm* (fig. 13), *al-alk* (fig. 14) et *k-mg* (fig. 15). Le diagramme de variation des paramètres *Niggli* (fig. 16) met en évidence un intervalle assez large de l'évolution du magma, depuis $si = 150$ à $si = 260$. Le tracé irrégulier des courbes reflète, probablement, des aspects particuliers de différenciation dans le domaine plus acide.

Quelques problèmes pétrogénétiques

Les données pétrographiques et pétrochimiques nous portent à penser que à l'origine des volcanites de la partie nord-ouest des monts Oaș est un magma fondamental de composition basaltique. Le magma primaire — „hypomagma” — a eu une évolution caractéristique pour la série des magmas calco-alcalins; l'un des traits particuliers en est une quasi-tendance de différenciation de type tholéitique, mise en évidence dans le diagramme *AFM* (fig. 9). Également significatives sont certaines occurrences microniques de sulfures orthomagmatiques (pyrotine, chalcopyrite, pentlandite), associées à la magnétite et à l'ilménite ou comme inclusions en pyroxènes et feldspaths, dans des zones où les indices d'une activité postmagmatique hydrothermale pratiquement manquent.

Dans son évolution, le magma a subi de notables processus d'assimilation du matériel sialique. Le résultat d'un tel processus est l'augmentation de la quantité de hypersthène et de la teneur en anorthite de la plagioclase (R e a d, 1935; K u n o, 1950). L'abondance en hypersthène est une caractéristique de la région étudiée; l'hypersthène apparaît fréquemment associé à une plagioclase plus calcique, de règle le labrador. L'assimilation de substance sialique pourrait être expliquée par le mécanisme de la subduction crustale, miocène, du domaine carpatique (R ä d u l e s c u, S ä n d u l e s c u, 1973). Des phénomènes d'assimilation de substance sialique et possiblement des phénomènes de hybridisation — en chambres magmatiques latentes, miocènes avec magma rhyodacitique, seraient en mesure d'expliquer le fait que le magma basaltique originaire a changé de composition vers un magma andésitique. La différenciation du magma a suivi, en lignes générales, le sens de l'accroissement de son acidité avec d'incontestables dérivations subalcalines. Le nouvel apport de hypomagma a déterminé la répétition des termes éruptifs plus ou moins basiques. Dans la différenciation magmatique, un rôle important a été probablement joué par le processus d'immiscibilité, déterminé par l'accumulation d'alumine et alcalis et facilité par l'incorporation d'eau en magma; l'apport d'eau en chambres magmatiques secondaires pourrait être dû à la transvaporisation (S z a d e c z k y, 1960). Une telle fraction magmatique a pu engendré de roches volcaniques déficitaires en phénocristaux du type des hyaloandésites, hyalodacites et, éventuellement, des dérivés trachyandésitiques. Des phénomènes comagmatiques sont déterminé la formation des roches amphiboliques et des andésites quartzifères.

Dans le stade volcanique, de massifs dégagements de substances volatiles, accompagnés de combustions de gaz, ont entretenu une température élevée dans les cratères, en déterminant la resorption de la hornblende et partiellement de la hypersthène. Aux dépens de la hornblende s'est formé un agrégat pseudomorphe de magnétite, pyroxène et plagioclase, moins souvent de biotite. Ce phénomène suppose, conformément aux données expérimentales d'Engster,



la diminution de la tension des vapeurs d'eau et un accroissement remarquable de la pression partielle de l'oxygène, ce qui a causé la transition du Fe^{2+} en état ferrique.

La tidymite et la hornblende resorbée pourraient donc être considérées comme minéraux typomorphes pour les zones cratérialles.

Dans les stades tardifs du volcanisme, les émissions gazeuses magmatiques ont déterminé la formation des canaux d'explosion volcanique ; elle sont été suivies par des injections de magma et des processus métasomatiques, quelques-uns accompagnés de métallogenèse.



MINERALIZAȚIILE DE LA MĂGURA NEAGRĂ (ȚIBLEȘ). CONSIDERAȚII MINERALOGICE ȘI GEOCHIMICE¹

DE

IOAN KALMAR² ȘI NICOLAE POP³

Abstract

Măgura Neagră (Țibleș) Mineralizations, Mineralogical and Geochemical Considerations. There are described the vein polymetallic mineralizations connected to the Neogene subvolcanic metallogenesis from the SE of the Țibleș Massif. The Arsuri diorite, the host rock is propylitized and albitized, as a result of the auto-metamorphic transformations, the Paleogene rocks in the flysch facies undergo thermic metamorphism and the emplacing of the metal-bearing veins is followed by hydrothermal transformations (illitic argillization, silicification, adularization, kaolinitization and carbonatization). There are described metallic and gangue minerals. The mineralization was emplaced at the end of the silicification stage in three stages, at rather high temperatures. There was traced the geochemical distribution of the elements in minerals, in the metal-bearing vein, in zones of hydrothermal and hypogene transformations, the non-transformed rocks and within the overlying ground. The statistical considerations confirm the conclusions of the mineralogical study and the polyascendance of the hydrothermal solutions.

În partea estică a masivului subvulcanic Țibleș, în bazinul hidrografic al văii Țibleșului — Suplai, sînt cunoscute și cercetate cîteva iviri de minereuri polimetalice legate de magmatogeneza neogenă. Studiul lor din punct de vedere mineralogic și în mod special al transformărilor hidrotermale care le preced și le însoțesc constituie un prim obiectiv al

¹ Lucrare primită la 4 aprilie 1974, comunicată în ședința din 10 mai 1974, acceptată pentru publicare la 7 aprilie 1976.

² Întreprinderea de prospecțiuni și explorări geologice „Maramureș” str. Victoriei nr. 146, Baia Mare.

³ Institutul de cercetări și proiectări pentru minereuri și metalurgie neferoasă, str. Victor Babeș nr. 17, Baia Mare.



notei de față. În cea de-a doua parte a lucrării, s-a căutat să se obțină o imagine a distribuției elementelor chimice care au luat parte la procesul de mineralizare și să se stabilească o succesiune a fenomenelor metalogenetice.

Istoricul cercetărilor geologice

Deși primele lucrări publicate asupra masivului Țibleș datează din secolul al XIX-lea, partea nord-estică a Țibleșului este puțin cunoscută și cercetată. Singura lucrare cu referiri directe asupra acestui sector aparține lui P a v e l e s c u (1954) care separă termenii succesiunii rocilor eruptive. Rezultatele activității de cercetare cu caracter economic sînt consemnate în rapoarte de R. B o r d e a⁴, L. S c a r l a t et al.⁵. În ultimii ani, cercetările au fost reluate de I.P.E.G. „Maramureș” (N. P o p, 1971; H. D. H o r v á t h, 1972)⁶.

Pentru partea vestică a masivului Țibleș referirile bibliografice sînt mai bogate. Avem în vedere lucrările Victoriei Stiopol (1962) și rapoartele de prospecțiune ale I.P.E.G. „Maramureș” (O. E d e l s t e i n et al., 1973⁷). O lucrare de sinteză privitoare la caracterizarea petrologică a unor masive subvulcanice (P e l t z et al., 1971) se referă și la principalele corpuri de roci eruptive din Țibleș, printre care și asupra dioritului cuarțifer de Arsuri, dioritului piroxenic de Plaiul Muntelui și andezitului cuarțifer din virful Branului.

Structura geologică a părții de SE a masivului Țibleș

În partea sud-estică a masivului Țibleș, fundamentul sedimentar paleogen în facies de fliș este străbătut de citeva corpuri subvulcanice.

Cele mai vechi intruziuni sînt reprezentate prin „andezitele cu piroxeni și hornblendă de Țibleș” care formează un corp și numeroase apofize, în partea centrală a masivului muntos. Următorul termen este reprezentat prin „dioritul piroxenic (cuarțifer) de Arsuri”, ocupînd cea mai mare parte a suprafeței cercetate (fig. 1). Punerea în loc a dioritelor a fost însoțită de o succesiune de fenomene de exo- și endometamorfism, de transformări hidrotermale acompaniate de o activitate metalogenetică.

Dioritele de Arsuri formează un corp cu contur circular, localizat între Izvorul Netedului, virful Arsuri (N), Izvorul Scradiei (E), Bichigiul și dealul Rotund (S) și valea Țibleșului (V). În centrul corpului se află masivul Măgura Neagră (1 590 m) și virful Arsuri (1 610 m). Atît dioritele, cît și formațiunile sedimentare sînt traversate de o serie de fracturi cu orientarea generală NE—SV. Pe unele din acestea se localizează zone brecifiate și piritizate, iar pe altele, principalele mineralizații filoniene.

⁴ Arh. M.M.P.G., București.

⁵ Arh. I.G.P.S.M.S., București.

^{6,7} Arh. I.P.E.G. „Maramureș”, Baia Mare.



Autometamorfismul și metamorfismul de contact

Dioritele de Arsuri, în momentul punerii în loc, au avut un caracter piroxenic, fiind constituite din augit și plagioclaz intermediar spre bazic. Relicte de piroxeni se pot recunoaște în interiorul granulelor de hornblendă uralitică (pl. I, fig. 1).

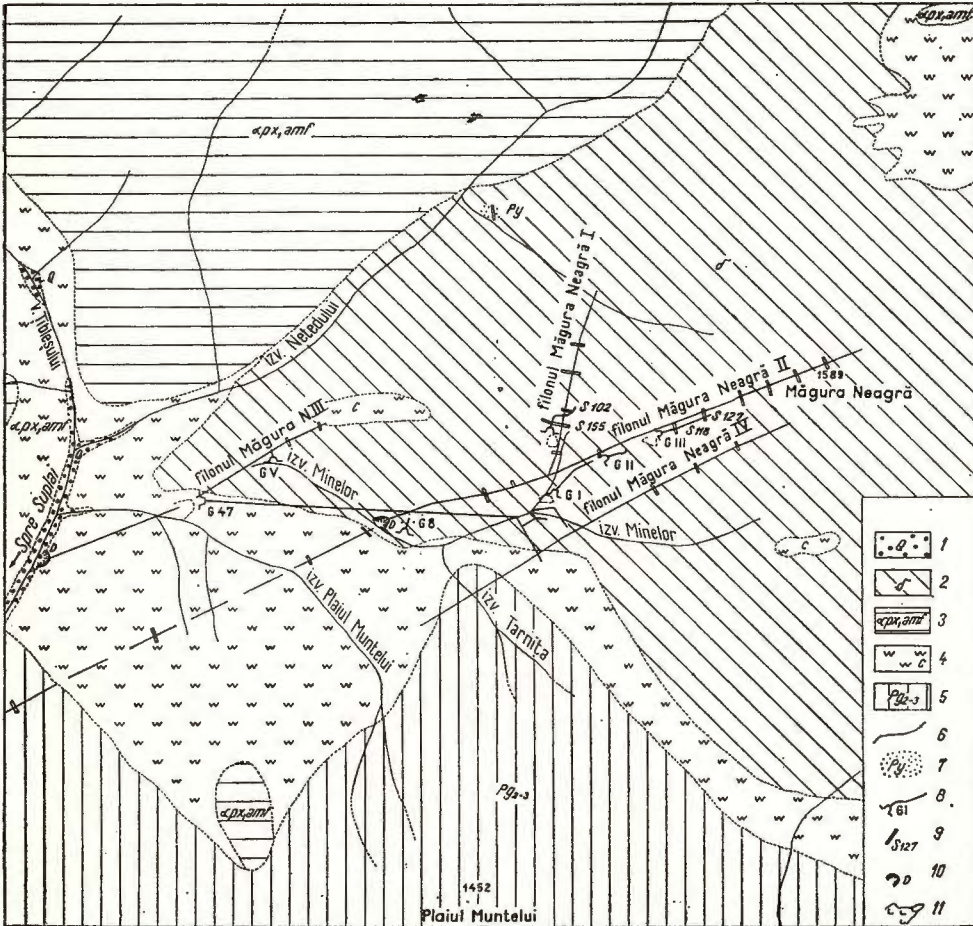


Fig. 1. — Schița geologică a masivului Măgura Neagră (Țibleș).

1, depozite cuaternare; 2, diorit de Arsuri; 3, andezit de tip Țibleș; 4, roci de contact exomorhic; 5, gresii, marne, microconglomerate paleogene; 6, filon de sulfuri; 7, piritizări; 8, galerie de cercetare; 9, șanț; 10, derocare; 11, haldă.

Esquisse géologique du massif Măgura Neagră (Țibleș).

1, dépôts quaternaires; 2, diorite de Arsuri; 3, andésite de type Țibleș; 4, roches de contact exomorphique; 5, grès, marnes, microconglomérats paléogènes; 6, filon de sulfures; 7, pyritisations; 8, galerie de recherche; 9, sillon, 10, dérochement; 11, stérile.

Procesele autometamorfice în cadrul fenomenelor de propilitizare au condus la uralitizarea parțială a piroxenului, la epidotizare și, într-o etapă tardivă, la albitizare, biotitizarea uralitului și, în final, la cloritizarea biotitului. Procesul de albitizare a dus la distrugerea parțială sau totală a plagioclazilor cu separare de epidot și formarea concreșterilor mirmekitice (pl. I, fig. 2). Un efect indirect al albitizării este separarea unor plaje de calcit microgranular asociat cu epidotul de cea de-a doua generație. Transformările de acest tip se remarcă în întreaga masă a rocii și în afara ariilor de circulație hidrotermală.

În accepțiunea lui Meyer și Hemley (1967), în dioritele de Arsuri are loc o trece de la „alterația propilitică propriu-zisă” la „alterația albitică”, cu predominarea metasomatismului hidrogenului, dar și cu un aport de sodiu fără a se ajunge la înlocuirea mineralelor magneziene prin albit.

Metamorfismul de contact. Ca urmare a punerii în loc a dioritelor de Arsuri, în flișul grezos-marnos oligocen se produce o serie de transformări: supracreșterea granulelor de cuarț, recristalizarea carbonaților; în apropierea contactului, apariția unor minerale noi, formate pe seama masei marno-argiloase: epidot, albit (pl. I, fig. 3), sericit și în imediata vecinătate a contactului biotit, tremolit și cordierit.

L. Scarlat și Ileana Scarlat⁸ atrag atenția asupra fenomenelor de pneumatoliză ce duc la formarea unor scarne cu turmalină, actinot, biotit și calcit pe Izvorul Netedului.

Transformări hidrotermale

Transformările hidrotermale se dezvoltă pe o parte și pe alta a fantelor filoniene și au un caracter cvasi-zonar. În ordinea succesiunii cronologice, pe baza relațiilor observate atât pe teren, cât și în secțiuni subțiri, s-au recunoscut următoarele transformări:

— Argilizarea illitică sau „alterația sericitică” (Meyer, Hemley, 1967) este prima etapă a transformărilor hidrotermale, extinsă pe cca 50 — 60 m în jurul fantei filoniene. Se traduce prin apariția masivă a illitului, identificat prin examen difractometric⁹. Illitul formează paiete de dimensiuni variabile de la fracțiuni de micron până la 0,1 mm, pătrunzând ca niște pene în feldspați, inclusiv în albit, în hornblenda uralitică și chiar și în clorit. Illitizarea marchează un prim „moment potasic” în evoluția chimismului soluțiilor hidrotermale, moment survenit la un pH apropiat de 7, așa cum reiese din lucrările experimentale citate de Burnham (1962).

— Silicifierea urmează argilizării illitice și se traduce prin înlocuirea, adesea totală, a mineralelor preexistente, inclusiv a illitului anterior format, prin cuarț microgranular tulbure, alb-lăptos.

⁸ Op. cit. pct. 5.

⁹ Analist Gh. Neacșu și T. Urcan, I.G.P.S.M.S. București.



Silicifierea se dezvoltă pe arii cu lățime variabilă. În rocile sedimentare grezoase, silicifierea cuprinde un volum impresionant de roci pe câteva sute de metri (gal. XLVII), transformându-le în cuarțite. În diorite, transformările au o amploare mai redusă : câteva zeci de metri în jurul filonanelor.

După această etapă primă de silicifiere are loc depunerea mineralizației metalice în trei etape. Cea de-a treia etapă este precedată și însoțită de o nouă silicifiere. Aceasta se manifestă prin depunerea silicei fie ca cuarț limpede, transparent, în umplutura filonașelor ce străbat roca silicifiată sau argilizată, inclusiv cristalele de pirită din prima generație, fie ca supracreșteri peste granulele de cuarț din prima etapă de silicifiere.

— Adularizarea se traduce prin apariția plajelor de adular în masa rocilor argilizate și silicifiate, în special în zonele vacuolare din apropierea fantei mineralizate, în ultimul stadiu al mineralizării. Este cel de-al doilea „moment de aport potasic” în evoluția proceselor de transformare hidrotermală.

Considerăm că nu e lipsită de importanță semnalarea prezenței adularului în acest punct extrem al ariei magmatitelor neogene din nord-vestul Transilvaniei. Adularizarea este o trăsătură caracteristică transformărilor hidrotermale din cadrul acestei provincii magmatice și metalogenetice, așa cum reiese din lucrările lui G i u ș c ă (1960), C o n s t a n t i n a S t a n c i u (1970), acompaniind sau urmînd secvența principală de mineralizație (M a n i l i c i et al., 1973), însoțind la Băiuț și Poiana Botizei depunerea aurului, întocmai ca și în cazul de față.

— Carbonatarea este ultima etapă a transformărilor hidrotermale, posterioară fazei de mineralizare. Aceasta constă în apariția cuiburilor, a vinișoarelor și a umpluturilor de geode cu carbonați în roca gazdă și în masa filoniană : calcit alb-gălbui, dolomit, mici cantități de siderit, manganoalcit (?), însoțite de slabe caolinizări și depunerea unor cristale limpezi de cuarț în geode. Cu aceasta se încheie succesiunea transformărilor hidrotermale.

Mineralizația polimetalică

Descrierea filonanelor. Mineralizația polimetalică s-a pus în loc sub forma unor filoane orientate NE—SV, în partea de SE și S a Măgurii Negre, cantonate preponderent în diorite și subordonat în roci sedimentare silicifiate. Sînt cunoscute patru filoane principale, numeroase ramuri sub 10 cm grosime și zone de impregnație.

Filonul Măgura Neagră I este situat între Izvorul Scradiei (NE) și Izvorul Tarniței (SV). Are o grosime medie de cca 2 m, cu îngroșări pînă la 8 m.

Mineralizația are o textură breicioasă. Fragmentele de roci silicifiate sînt cimentate cu cuarț, pirită și sporadic cu alte sulfuri metalice, calcit și limonit sau de masa lampritică compactă. Zonele de impregnație sînt deosebit de dezvoltate în jurul minereului compact, dezvoltîndu-se pe mai multe zeci de metri.



Filonul Măgura Neagră II apare pe o lungime de cca 1,5 km între vârful Măgura Neagră și izvorul Plaiul Muntelui, fiind cercetat pe trei nivele la o diferență de nivel de 150 m. Rocile-gazdă sînt reprezentate prin diorite și subordonat cuarțite (gresii silicifiate). Umplutura filoniană este constituită din : illit, cuarț, calcit cu impregnații de pirită, subordonat calcopirită, care cantonează o bandă centrală cu grosimi pînă la 20 cm de sulfuri compacte : pirită, blendă, calcopirită, galenă, marcasită. Se mai citează¹⁰ bournonit, baritină, scheelit, rutil.

Filonul Măgura Neagră III este situat pe versantul de vest al Măgurii Negre, pînă la confluența Izvorul Băilor cu valea Plaiul Muntelui, fiind cercetat pe cca 1 km. Grosimea variază între 0,2 și 1,3 m.

Filonul este localizat în diorite și gresii silicifiate. Mineralizația are caracter discontinuu : cuiburi și impregnații de pirită limonitizată, în caolin și cuarț, subordonat baritină.

Filonul Măgura Neagră IV este situat în versantul sudic și sud-estic al Măgurii Negre, fiind cunoscut pe o lungime de cca 1 km și pe o diferență de nivel de aproximativ 400 m.

Grosimea este în general redusă, sub 0,3 m. Umplutura filoniană este constituită din illit și cuarț cu impregnații și vinișoare de pirită, calcopirită, blendă și galenă. Roca înconjurătoare este diorit argilizat, silicifiat și piritizat.

La nivelul transversalei XLVII, filonul Măgura Neagră IV, deși subțire, este bogat mineralizat cu galenă, pirită, blendă gălbuie (varietatea clefan) și calcopirită, în gangă de cuarț alb și cuiburi de minerale argiloase. În zona brecciată din acoperiș apare și pirotina. Impregnația piritosă din acoperiș măsoară aproape 100 m și este străbătută de numeroase vinișoare cu pirită larg cristalizată, însoțită de mici cantități de galenă.

Descrierea mineralizației. Cele patru filoane din zona Măgurii Negre au modul de prezentare și constituția mineralogică asemănătoare. Studiul macro- și microscopic pune în evidență prezența texturilor de impregnație, în cuiburi, în șliruri și breccioase, subordonat în cocarde și în geode. Este prezent atît minereul compact bogat în sulfuri, în special în galenă, blendă și calcopirită, cu limite nete față de rocile înconjurătoare, cît și mineralizația de impregnație, răspîdită inegal și la distanțe variabile în jurul corpurilor de minereu compact ; în acesta din urmă predomină net pirită. Pe direcție, minereul de impregnație mai bogată în sulfuri din umplutura filoniană alternează adesea cu zone de impregnație mai sărace ce devin din ce în ce mai difuze, pierzîndu-se treptat în masa rocilor înconjurătoare.

Mineralele metalice sînt reprezentate prin pirită, calcopirită, blendă, galenă, oligist, mispichel, tetraedrit, bournonit, marcasit și limonit, iar cele transparente prin cuarț, illit, carbonați, scheelit, baritină, azurit și malahit.

¹⁰. Op cit. pct. 4



— Pirita constituie fie cristale idiomorfe, fie plaje largi, care, de regulă, cimentează cristalele idiomorfe întregi sau fisurate. Sînt frecvente fețele de dodecaedru pentagonal, alături de cele de cub striat;

— Calcopirita este ultimul mineral metalic în ordinea de depunere, înlocuind pirita, galena și blenda, formînd umplutura unor vinișoare de blendă și în cuarț (pl. II, fig. 1). Calcopirita se dezvoltă ca plaje largi, în special în apropierea cristalelor de pirită fisurate pe care le cimentează;

— Blenda este prezentă atît prin varietatea gălbui-deschisă (cleofan) — în galeria XLVII —, cit și prin blenda închisă la culoare (marmatit), așa cum apare în umplutura filonului Măgura II, unde formează granule hipidiomorfe sau alotriomorfe, cu numeroase goluri și fisuri, cu reflexe interne aurii. Este lipsit de exoluții de calcopirită. Se asociază cu precădere cu galena care o corodează;

— Galena formează cristale idiomorfe sau plaje neregulate milimetrice sau chiar mai mari, bordînd pirita și blenda, pe care le corodează;

— Oligistul apare în gangă, precedînd pirita idiomorfă. Formează fie agregate radiare, fie lamele de sine stătătoare de dimensiuni micronice (pl. II, fig. 2). Se pare că cel puțin o parte din oligistul din andezitele silicifiate este anterioară cuarțului turbure, microgranular, și s-a format încă în timpul transformărilor autometamorfe. Oligistul este adesea asociat cu mici cuiburi de rutil;

— Mispichelul însoțește pirita și formează, în cadrul agregatelor de pirită, cristale idiomorfe foarte bine lustruite, anizotrope, de 0,05—0,1 mm (p. II, fig. 3);

— Pirofina este citată din acoperișul brecifiat al filonului Măgura Neagră IV, ca mici granule și cuiburi;

— Tetraedritul apare în asociație cu calcopirita, formînd plaje mici, bine lustruite, de culoare caracteristică, la limita dintre calcopirită și ganga de cuarț;

— Bournonitul a fost citat ca cristale de formă caracteristică în geodele filonului Măgura Neagră II;

— Marcasita formează plaje zdrențuite, cu structură celulară, pe seama pirită și impregnații în roca argilizată;

— Limonitul apare ca flocule, vinișoare și pelicule în masa filoniană și roca înconjurătoare, în zona de oxidație hipergenă;

— Mineralele de gangă, în special cuarțul limpede, calcitul și caolinul, constituie umplutura din golurile minereului sau tapisează geodele;

— Scheelitul a fost citat în parageneză cu carbonații și mineralele metalice (blendă și galenă) (B o r d e a et al., 1961);

— Baritina apare în geode, ca mici cristale tabulare alb-cenușii, transparente;

— Sideroza formează mici cristale rombice, tabulare, în geode alături de manganocalcitul roz;

— Malahitul și azuritul apar în zona superioară, de oxidare, ca pelicule viu colorate.

Succesiunea depunerii mineralizației. Relațiile spațiale dintre mineralele care constituie umplutura filoniană și observațiile asupra microstructurii acestora permit reconstituirea succesiunii de transformări hidrotermale și de cristalizare (fig. 2).

Se remarcă două momente de brecifiere, corespunzînd unor mișcări sincrone cu procesul de mineralizare. Una dintre acestea separă minerali-



zarea piritoasă de cea complexă, iar cea de-a doua, mineralizarea complexă de cea de temperatură mai scăzută, slab cupriferă, însoțită și de un aport redus de aur. Adularizarea însoțește și încheie această etapă.

Date paleogeotermometrice

Parageneza pirită — mispichel — calcopirită — blendă — galenă și transformările hidrotermale care le însoțesc ne avertizează că temperatura la care a avut loc procesul de mineralizare trebuie să fie suficient de ridicată.

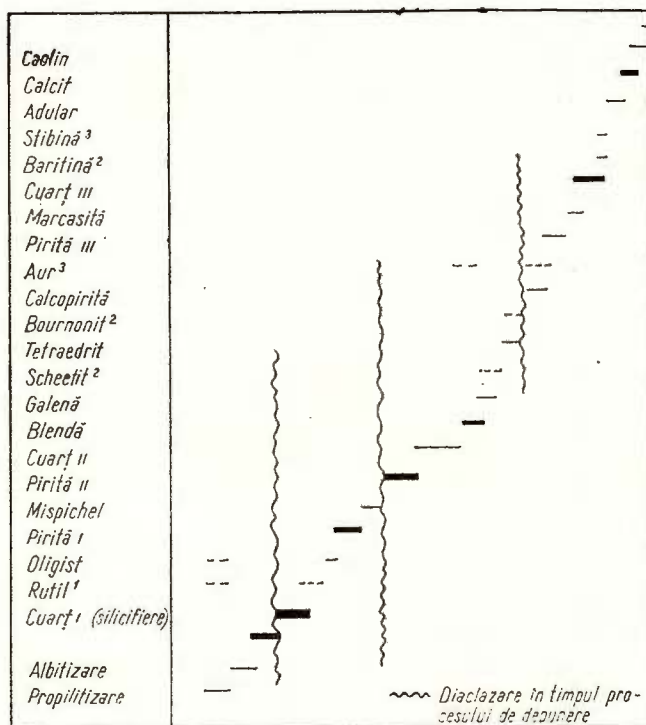


Fig. 2. — Succesiunea fenomenelor de transformări și a depunerii mineralelor în filoanele de la Măgura Neagră.

1, după Horváth (1971); 2, după Bordea (1960); 3, dedus din analize și calcul statistic. La succession des phénomènes de transformations et de la déposition des minéraux dans les filons de Măgura Neagră.

1, d'après Horváth (1971); 2, d'après Bordea (1960); données d'analyse et de calcul statistique.

Date asupra condițiilor de temperatură în timpul depunerii sarcinii metalice s-au obținut prin determinări paleogeotermometrice.

Măsurătorile de temperaturi de omogenizare pe incluziuni bifazice în cuarț¹¹ dau două grupe de valori :

— între 347—360°C (și mai ridicate) pentru incluziunile bifazice de dimensiuni mici, dar foarte numeroase, din cuarțul tulbure, alb-lăptos, de primă generație, anterioară sau sincronă depunerii pirităi idiomorfe ;

¹¹ Efectuate de V. Manilici.



— între 298° — până la 310°C pentru incluziunile bifazice de dimensiuni mari, cu contur ovoidal, puțin numeroase, din cuarțul limpede din geode, depus ulterior blendei și galenei, concomitent cu calcopirita.

Considerații de ordin geochemic

În succesiunea de fenomene care au condus în final la formarea mineralizațiilor filoniene din zona Măgura Neagră au participat o serie de elemente chimice, în cantități variabile, cu activitate chimică și cu rol metalogenetic diferit.

Sulfur, cel mai abundent element, cu un rol important în formarea tuturor sulfurilor, participă la alcătuirea mineralizației în procente variind între 0,10—23,3%. Poligonul de frecvență pune în evidență două maxime corespunzătoare la două subcolectivități (fig. 3): una situată în jurul valorilor de 3—5% (impregnațiile) și alta, în jurul valorilor de 7—10%, ambele cu o distribuție normală testată grafic (Ș a r a p o v, 1968, p. 141).

Plumb. În afara galenei, plumbul intră în compoziția tetraedritului. Plumbul apare în preparatele monominerale în cantități reduse: în pirită (0,005—0,27%), în blendă (0,005—0,34%), în calcopirită (urme — 0,10%) foarte probabil ca simple amestecuri mecanice. Se remarcă faptul că preparatele monominerale obținute dintr-un monocristal de blendă, respectiv de pirită, conțin ambele sub 0,005% Pb.

Conținuturile de plumb variază, în cadrul filoanelor Măgura I — IV, între urme și câteva procente, cele mai ridicate concentrații fiind întâlnite la filonul Măgura IV.

Clasele de conținuturi stabilite prin formula *Sturgers* se distribuie pentru toate filoanele cercetate după un poligon de frecvență bimodal, aspect ce se menține și la o reprezentare pe scară logaritmică (tab. 1). Testarea colectivității în ipoteza unei distribuții normale sau lognormale pune în evidență deosebiri esențiale față de distribuția teoretică, tocmai din cauza prezenței celor două mode (fig. 4, 5). Explicația trebuie căutată în particularitățile texturale ale minereului: de obicei filoanele de la Măgura Neagră se prezintă cu una sau mai multe vine subțiri de minereu compact, într-o masă în care sulfurile sînt fin diseminate; prezența celor două mode evidențiază participarea plumbului ca constituent al galenei atît în minereu compact, cît și în cel de impregnație, dat fiind faptul că probarea s-a făcut selectiv pentru cele două tipuri de mineralizație.

Rocile transformate hidrotermal, în special dioritele argilizate, conțin plumb în concentrații variind între 0,012—0,054%, cu toate că examenul microscopic al unui număr mare de eșantioane analizate nu pune în evidență prezența galenei. Se pare că aceasta își face apariția doar în cazul în care conținuturile depășesc 500—600 ppm (pragul de mineralizare). Este posibil ca plumbul să fi însoțit argilizarea anterioară mineralizării ca substituent izomorf în minerale cu potasiu (S c h i e b o l d, 1931, fide R a n k a m a și S a h a m a, 1970).

În zona oxidată a filoanelor, așa cum se observă în șanțurile de cercetare, plumbul apare sub formă oxidată (bilanțul de sulf este negativ), probabil sub forma unor carbonați în amestec cu limonit.



În solul de deasupra zonelor mineralizate, plumbul participă la formarea aureolelor geochimice secundare. Conform determinărilor lui C. T u c a l i e ¹², fondul oscilează între 25–30 ppm, în timp ce în zonele anormale concentrația plumbului atinge 50–500 ppm. Roca eruptivă ne-

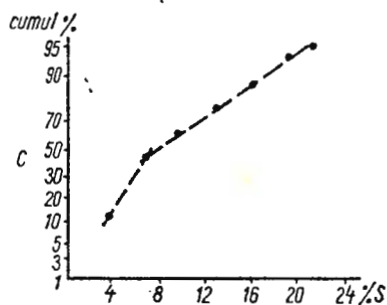
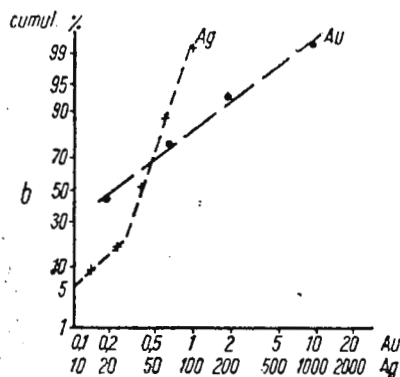
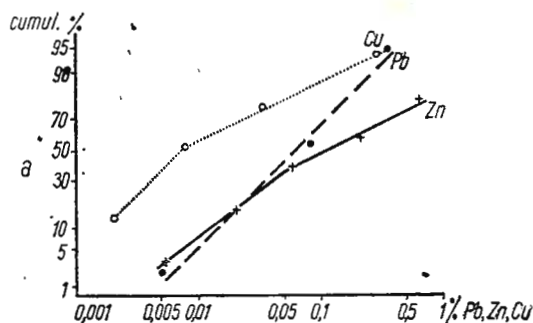


Fig. 3. — Diagrama frecvență cumulată-concentrație pe hirtie de probabilitate lognormală (a) și normală (b,c) pentru Pb, Zn, Cu, Au, Ag și S. Diagramme de fréquence cumulée-concentration sur papier de probabilité log-normale (a) et normale (b,c) pour Pb, Zn, Cu, Au, Ag et S.

transformată hidrotermal conține sub 5 ppm Pb, iar rocile sedimentare oligocene, între 5–50 ppm.

Zincul. Doar blenda conține zinc, în compoziția ei, celelalte minerale (pirita 0,05–0,10%, galena 0,10–0,25%, calcopirita 0,005–

¹² Op. cit. pct. 5



TABELUL 1

Testarea distribuției lognormale pentru unele elemente chimice constituente ale fitoanelor de la Măgura Neagră (în unități logaritmice)

Elementul chimic	Media, \bar{x}	Abaterea medie pătratică, s	Lungimea intervalului de clasă, Δ_k	Nr. gradelor de libertate, k	χ^2 admis	χ^2 empiric	Valoarea $r = \frac{ \chi^2 - k }{\sqrt{2k}}$	Distribuția
Au	—	0,378	0,308	3	7,815	3,978	0,410	lognormală
Ag	Domeniul concentrațiilor mici	0,433	0,297	1	3,841	13,000	8,485	asimetrică stângă
	Domeniul concentrațiilor mari	—	1,067	3	7,815	94,939	37,58	asimetrică dreaptă
Pb	—	0,556	0,354	5	11,070	36,111	9,822	polimodală
	—	—	—	—	—	—	—	asimetrică stângă
Zn	1,79	0,304	0,384	2	5,991	20,148	9,074	asimetrică stângă
Cu	—	0,290	0,384	2	5,991	96,35	47,175	asimetrică stângă
	—	0,369	0,370	3	7,815	4,208	0,493	lognormală
	—	0,356	0,370	1	3,841	2,627	1,302	lognormală
W	—	0,624	0,358	5	11,070	11,072	2,173	lognormală



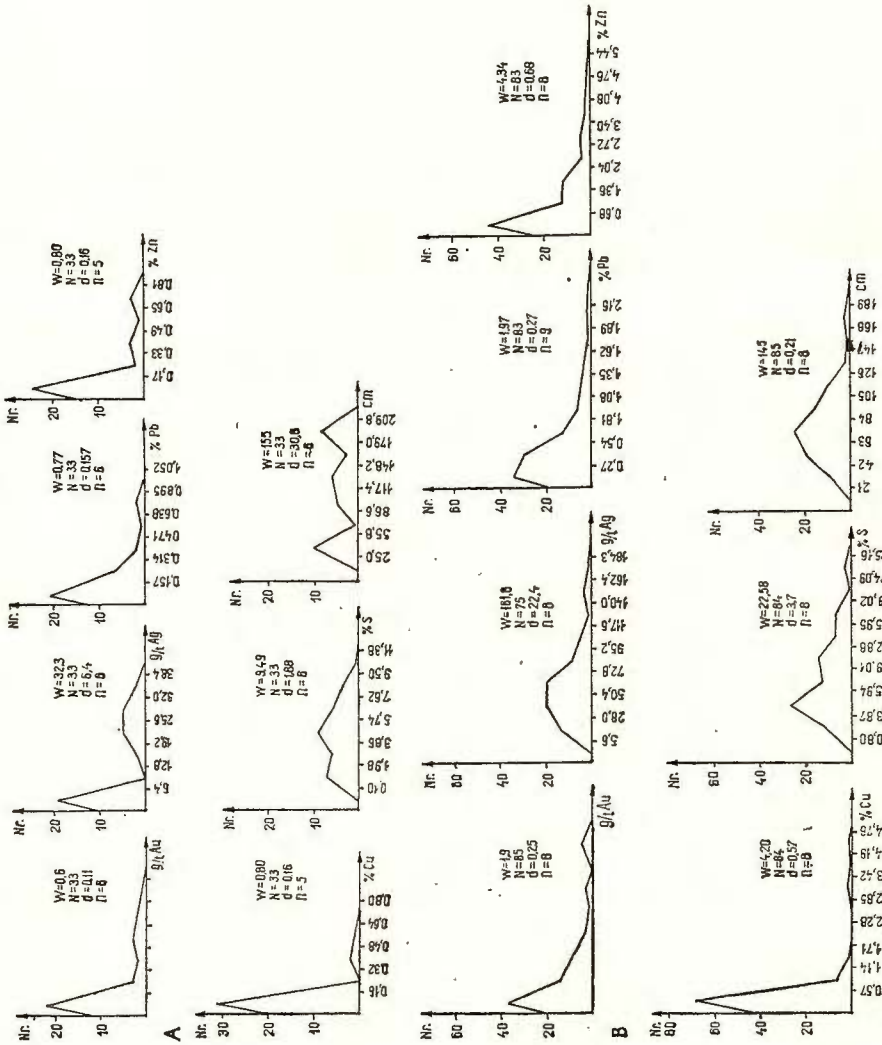


Fig. 4. — Poligoane de frecvență ale conținuturilor la scară aritmetică : A, pentru filonul Măgura Neagră I ; B, pentru filonul Măgura Neagră II.
 Polygones de fréquence des teneurs à l'échelle arithmétique : A, pour le filon Măgura Neagră I ; B, pour le filon Măgura Neagră II.



0,10%) fiind doar impurificate mecanic cu blendă, așa cum reiese și din studiul calcografic. Conținuturile în minereu variază între urme și câteva procente în filoane, până la 0,27% în filonașe și sub 0,11% în zonele de impregnație piritoasă interceptate în galeria transversală și în foraje.

Studiul legilor de distribuție a concentrațiilor de zinc evidențiază clar două subcolectivități corespunzătoare celor două mode ale poligonului

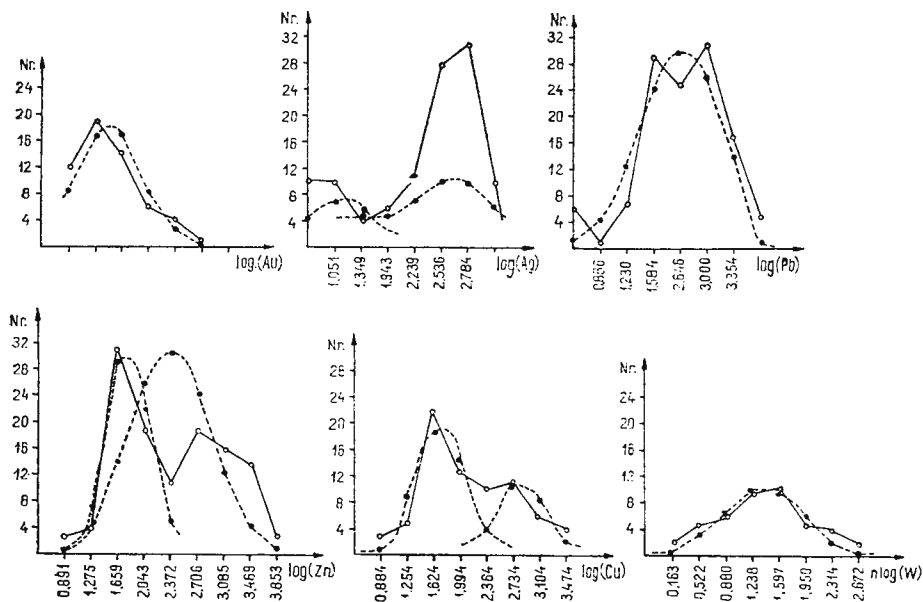


Fig. 5. — Poligoane de frecvență ale conținuturilor la scară logaritmică pentru filoanele Măgura Neagră I și III; linie continuă: distribuția empirică; linie interuptă: distribuția teoretică lognormală.

de frecvență : o subcolectivitate în domeniul concentrațiilor mici, având o distribuție intermediară între lognormală și normală, cu ușoară asimetrie stângă și o subcolectivitate cu o asimetrie dreaptă pronunțată, în domeniul conținuturilor mari. Este modul de manifestare a zincului, respectiv a blendei ca participant în minereul compact și ca granule disperse în masa salbandei filoanelor.

În dioritul de Arsuri, netransformat hidrotermal, zincul apare sub limita de detecție, iar în șisturile argiloase oligocene participă cu maximum 5 ppm. În rocile transformate hidrotermal concentrația zincului variază între 20—420 ppm, de asemenea fără a se observa vreun mineral independent de zinc. Pragul de mineralizare pare să fie în jur de 550 ppm.

Zona de oxidație a filoanelor este foarte săracă în zinc (în general sub 0,1%), micile concentrații explicându-se probabil prin adsorbția ionului de zinc pe gelul de hidroxizi de fier, zonele argilizate din apropierea filoanelor având doar 80—500 ppm Zn.



Aureolele geochimice secundare din sol au valori cuprinse între 160—300 ppm Zn pe un fond uniform și constant de 55 ppm.

Cuprul este elementul constituent al calcopiritei, al tetraedritului și al unor minerale secundare; în celelalte minerale apare doar ca rezultat al unor impurificări mecanice. Astfel, în pirită, cuprul este de 0,01 % sau mai mult, în blenda monocristal sub 0,01 %, în galena larg cristalizată din filonul Măgura IV, între 0,02—0,08 %, în galena fin cristalizată din galeria I — 0,34—0,08 %, evident din cauza unor vinișoare de calcopirită prezente în preparat, imposibil de separat la lupa binoculară.

Concentrația cuprului variază între urme și câteva procente în minele din filoane. Cuprul participă sub 0,17 % în compoziția vinișoarelor de pirită și între 50—640 ppm în impregnațiile piritose. În roca proaspătă concentrația cuprului este sub 50 ppm (diorit de Arsuri — 20 ppm, șist argilos oligocen 10—40 ppm), iar în zonele de transformări hidrotermale din galeria XLVII concentrația cuprului oscilează între 20—360 ppm. În zona de oxidație cuprul atinge doar excepțional 1 000 ppm, fiind adesea sub 100 ppm, ca constituentul unor eflorescențe fine de culoare verzuie sau albastră. Aureolele de dispersie secundară în sol au concentrații cuprinse între 35—150 ppm față de un fond sub 20 ppm. Cuprul se separă ca mineral independent, vizibil la microscop de la concentrația de cca 350 ppm în sus, așa cum se observă în lungul transversalei galeriei XLVII.

Corespunzător celor două modalități de apariție a calcopiritei ca mineral constituent al minereului compact și ca asociat al pirită în zonele de impregnație, analizele de cupru efectuate se repartizează la două subcolectivități, ambele cu distribuție lognormală testată cu ajutorul criteriul χ^2 , în domeniul concentrațiilor mici și mari. O distribuție similară prezintă cuprul în analizele geochimice din traseul galeriei transversale XLVII Suplai.

Argintul. Prezent în galenă și în tetraedrit, probabil și în calcopirită, argintul însoțește sulfurile, fiind mai frecvent acolo unde abundă sulfurile de plumb, zinc și cupru (10—152,6 ppm). Nu s-au întâlnit minerale independente de argint și nici argint metalic în preparatele microscopice. Lipsește din rocile netransformate; în filonașele de pirită și în zonele de impregnație piritose apare în concentrații reduse (2,2—20,9 ppm); în zonele cu transformări hidrotermale apare între urme și 5,5 ppm. Zona de oxidație pare să fie mult sărăcită în argint, concentrațiile oscilând între 0,8—4,5 ppm. În aureola de dispersie secundară din sol, anomaliile au valori de 0,5—1,5 ppm pe un fond de maximum 0,5 ppm.

Distribuția statistică a conținuturilor de argint oglindește cele două situații în care argintul pare să aibă o comportare diferită: în situația minereului cu concentrații relativ mari, ca parte componentă a minereului bogat, ca substituent izomorf (sau chiar ca granule minerale independente, dar de dimensiuni foarte mici) și în domeniul concentrațiilor mici, ca fază dispersă în sulfurile ce alcătuiesc impregnațiile din roca gazdă. Testarea grafică (pe hirtie lognormală) confirmă existența celor două subcolectivități, dar acestea nu prezintă o distribuție lognormală, ci una inter-



TABELUL 2
Testarea lognormalității distribuției aurului în fitoanele de la Măgura Neagră, prin criteriul χ^2 (valori logaritmice proporționale)

x_i	n_i	$x_i - a$	$n_i(x_i - a)$	$n_i(x_i - a)^2$	$x_i - \bar{x}$	$t_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s}$	$z t_i = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t_i^2}{2}}$	$n'_i = \frac{N \Delta_i}{s}$	$Z t_i$	$n_i - n'_i$	$(n_i - n'_i)^2$	$\frac{(n_i - n'_i)^2}{n'_i}$
1,16	12	-0,31	-3,72	1,14	-0,47	-1,244	0,1840	8,40	8,40	-3,60	12,960	0,154
1,47	19	0	0	0	-0,16	-0,424	0,3650	16,66	16,66	2,34	5,476	0,329
1,77	14	0,30	4,20	1,26	0,14	0,371	0,3724	17,00	17,00	-3,00	9,000	0,529
2,08	6	0,61	3,66	2,23	0,45	1,191	0,1963	8,96	8,96	-2,96	8,761	0,978
2,38	4	0,91	3,64	3,31	0,75	1,985	0,0557	2,54	2,54	1,46	2,132	0,838
2,69	1	1,22	1,22	1,49	1,06	2,806	0,0078	0,36	0,36	0,64	0,410	1,150

$N = 56$

$9,00$

$9,43$

$\chi^2 = 3,978$

$\alpha = 1,47$

$\chi^2_{admis} = 7,815 > 3,978$ pentru $k = 6 - 3$;

$\bar{x} = \frac{9,00}{56} + 1,47 = 1,63$; $\bar{x} - a = 0,16$

$r = \frac{\chi^2 - k}{\sqrt{2k}} = \frac{3,978 - 3}{\sqrt{6}} = 0,41 \ll 3$.

$s^2 = \frac{9,43}{56} - (0,16)^2 = 0,143$; $s = 0,378$

$\Delta_i = 0,308 \sim 0,31$



TABLE

Date geochimice asupra repartiției unor elemente în cadrul filoanelor

Elementul	Pb	Zn	Cu	Ag	Au	S	As	Ti
În galenă	×	0,10—0,25 %	0,34—0,80 %	=	=	×	—	max. 10
În blendă	0,005—0,34 %	×	sub 0,01 %	=	=	×	400	—
În pirită	0,005—0,27 %	0,05—0,1 %	0,01—1,08 %	=	=	×	100—3000	max. 30
În calcopirită	u—0,10 %	0,005—0,1 %	×	=	=	×	100—800	—
Minerul bogat	până la 9,4 %	până la 5,5 %	până la 4,20 %	conținuturi ridicate	p	până la 23,30 %	100—160	max. 30
Minerul de impregnație	sub 0,80 %	până la 0,27 %	până la 0,17 %	conținuturi scăzute	p	3—5 %	p—400	u—1300
Rocă transformată hidrotermal	0,013—0,054 %	> 0,11 %	0,005—0,064 %	conținuturi mici	p	sub 3 %	p	u—2200
Rocă proaspătă	sub 0,01 %	sub limita de detecție	> 0,005 %	p	=	=	—	5000
Mineral propriu	Galenă Tetraedrit	Blendă	Calcopirită Tetraedrit	Tetraedrit?	p	Pirită, calcopirită, blendă, galenă ș.a.	Mispichel	Rutil și ilmenit

u, urme; p, prezent; x, element major constitutiv; =, nedozat.
Pb, Zn, Cu și S în procente, celelalte elemente în părți pe milion.
Analizele au fost efectuate la I.G.P.S.M.S. București.

mediară între distribuția normală și cea lognormală, cu asimetrie stângă, respectiv dreaptă, ca și în cazul filoanelor de la Bucium, citate de Victoria Stiopol et al. (1973).

Aurul are o răspândire foarte capricioasă, menținându-se în general în domeniul concentrațiilor mici, sub 0,2 g/t. Ca și în alte sectoare: Bucium (Stiopol, Drăghici, 1973); Băița — Nistru (Manilici et al., 1973) etc. legea de distribuție a aurului este lognormală, foarte apropiată de distribuția teoretică (tab. 2, fig. 5).

Aurul se asociază, de preferință, cu calcopirită și galenă.

În general, aurul apare în zonele de minerul compact, dar nu lipsește nici din impregnații. În rocile transformate hidrotermal, în zona de alterație hipergenă a filoanelor și în roca proaspătă, aurul apare sub limita de detecție.

Wolframul. După R. Borda¹³, wolframul apare în concentrații notabile, fiind legat de prezența scheelitului din minerul. Deși

¹³ Op. cit. pct. 4



LUL 3

de la Măgura Neagră și rocile înconjurătoare

Mn	Cd	Sb	Bi	Ba	Sr	Ga	V	Co	Ni	Mo	Sn	Ge	In	Nr. analize
—	200	2900	300	100	100	—	—	—	—	p	—	—	—	2
max. 50	> 1000	6800	—	—	—	33-76	—	—	p	—	p	—	p	3
—	u	100	p	p	—	23-31	p	36-100	—	—	—	—	—	5
pînă la 120	> 1000	100	30	p	p	23	50	130	p	p	24	20	—	2
u-260	20- > 1000	680- 3500	72- 230	100-300	100	31- 131	p- 20	p- 50	p	p- 10	10	p- 10	p- 24	27
u-280	p-30	u-200	10-30	> 10.000	300- 10000	31-70	p- 10	23- 250	p- 10	p	p	p	—	35
u-1800	p	p	> 10	100-1000	300- 1000	25-33	p	p- 190	p- 10	p- 10	p	—	—	102
2000	—	—	—	300	100	76	50	36	10	p	p	—	—	2
Manganocalcit?	—	Stibină? Sulfosăruri?	—	Baritină	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

analizele ulterioare nu o confirmă, prezența scheelitelui rămîne o realitate indiscutabilă, în anumite zone în minereul de impregnație piritoasă, în special acolo unde apare baritina și calcitul, paragenză inutilită și la Baia Sprie (M a n i l i c i et al., 1965). Wolframul, așa cum se prezintă după datele analitice din raportul citat, are o distribuție lognormală apropiată de cea teoretică.

Alte elemente. În tabelul 3 reproducem distribuția celorlalte elemente în principalele minerale componente ale mineralizației, pe baza unor analize spectrale pe probe monominerale; de asemenea, se dau limitele de variație pentru probele luate din minereul compact, din impregnații, din roca transformată hidrotermal (argilizată și apoi silicifiată) și din roca proaspătă.

Asociația strînsă a granulelor de pirită și de mispichel, respectiv calcopirită și tetraedrit, explică conținuturile relativ ridicate ale celor dintîi în arsen.

Titanul suferă o diluare sau poate chiar o levigare (?) de la roca proaspătă la minereu; se pare că manganul la fel, contracarat însă de posibilitatea înlocuirii izomorfe în blendă, în calcopirită (?) și în calcitul roz din roca transformată hidrotermal.



Blenda-cleofan este relativ bogată în cadmiu, cu conținuturi de galiu și indiu. Cadmiul nu lipsește nici din galenă (impurificare mecanică?), dar participarea lui devine nelsemnată în roca impregnată cu pirită sau în zonele argilizate.

Conținutul ridicat în stibiu al galenei, blendei și al minereului bogat ne face să suspectăm prezența stibinei și a unor sulfosăruri, deși examenul calcografic, însoțit de atacuri cu HCl N/10 asupra galenei și calcopiritei, nu a dat nici un rezultat. Același lucru despre bismut.

Interesant este atașamentul bariului și al stronțului față de plumb, remarcat și de Noll (fide Rankama și Sahama, 1970) și prezența acestora în roca proaspătă, probabil în rețea silicatică (ibidem).

Cobaltul din pirită, din minereul bogat, din impregnații și din roca proaspătă și nichelul din aceasta din urmă pot fi considerați ca însoțitori ai fierului bivalent din pirită sau din blendă. Molibdenul, semnalat doar în cantități nelsemnate, însoțește galena și calcopirita, iar staniul, calcopirita. Semnalăm, de asemenea, germaniul legat de zonele mai bogate în cupru.

În comparație cu zăcămintul Băiuț — Văratec, cel mai apropiat studiat din acest punct de vedere (M. Boroș et al., 1974)¹⁴, observăm sub raport geochemic o serie de similitudini, dar și diferențe. Astfel, printre elementele minore se remarcă prezența, în concentrații și cu frecvențe asemănătoare, a argintului (în special în galenă), a cadmiului, bismutului, a cobaltului și a wolframului, în schimb în cazul zăcămintului de la Măgura Neagră titanul, manganul, cromul și nichelul apar în cantități mult mai reduse, taliul lipsește, apărind în plus staniul și germaniul.

Fierul, sub formă de carbonat sau oxid cu rol atât de important în zona Băiuț, apare ca oxid și carbonat și în cadrul zăcămintului Măgura Neagră, dar în cantități mult mai reduse. Aceste date subliniază anumite trăsături comune, dar și deosebiri între evoluția fenomenelor metalogenetice din cadrul celor două zăcămine. Asemănări mai accentuate se regăsesc dacă se compară zona mineralizată studiată cu zăcămintul Cisma (N. Petruțian et al.)¹⁵, în special sub raportul prezenței germaniului, molibdenului și a staniului.

Corelația dintre diversele elemente constitutive ale mineralizației

Regresia unor elemente luate câte două. Pentru a stabili legile cantitative ale distribuției reciproce ale elementelor ce intră în compoziția mineralizației de la Măgura Neagră am efectuat mai întâi un calcul al corelației elementelor luate două câte două, în ipoteza unei distribuții normale și lognormale, rezultatele fiind expuse în tabelele 4, 5 și 6.

În ambele ipoteze, aurul și argintul prezintă o corelație slabă, dar sigură ($r = 0,432$, respectiv $0,390$, și $t = 3,030$, respectiv $3,551$). Corelația dintre aur și cupru, în ipoteza unei distribuții normale, atestă găzduirea aurului de către calcopirita, cel mai abundent mineral cuprifera; aceasta este de altfel rațiunea pentru care legăm mineralizația auriferă de cea

¹⁴ Arh. I.G.G.

¹⁵ Arh. I.P.G.G. București



TABELUL 4

Corelația liniară dintre Au, Ag, Pb, Zn, Cu și S pentru filonul Măgura Neagră II
(în ipoteza unei distribuții normale)

Nr. crt.	Elemente corelate, k, l	Număr de observații, n_k	Abaterrea medie pătratică		Coeficientul de corelație, r	Valoarea admisibilă a criteriului Student $t_{n,q-2}$ pentru nivelul de semnificație 0,01 și $n-2$ grade de libertate	Valoarea mărimii $t = \frac{ r }{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2}$	Există corelație liniară?
			S_k	S_l				
1	Au—Ag	73	2,002	1,567	0,390	2,65	3,551	Da
2	Au—Pb	72	1,987	1,687	0,345	2,65	3,218	Da
3	Au—Zn	70	2,034	1,707	0,300	2,65	2,592	Nu
4	Au—Cu	73	2,174	1,529	0,392	2,65	3,598	Da
5	Au—S	71	1,894	1,818	0,190	2,65	1,609	Nu
6	Ag—Pb	72	1,690	1,653	0,352	2,65	3,178	Da
7	Ag—Zn	72	1,629	1,618	0,321	2,65	2,375	Nu
8	Ag—Cu	71	1,605	1,266	0,386	2,65	3,135	Da
9	Ag—S	72	1,636	1,778	0,304	2,65	2,954	Da
10	Pb—Zn	80	1,579	1,673	0,510	2,64	46,190	Da
11	Pb—Cu	83	1,582	1,267	0,268	2,63	2,257	Nu
12	Pb—S	83	1,423	1,726	0,102	2,63	0,908	Nu
13	Zn—Cu	83	1,731	1,273	0,285	2,63	3,038	Da
14	Zn—S	81	1,653	1,763	0,482	2,64	4,352	Da
15	Cu—S	83	1,295	1,731	0,365	2,63	3,350	Da

cuprifera în timp și în spațiu. Lipsa corelației dintre aur și sulf ne face să presupunem că primele venituri de soluții care au depus pirita (mineralul care aduce cantitatea cea mai importantă de sulf în minereu) au fost sărace în aur, respectiv în argint (tab. 5).

Între aur și plumb, în ambele ipoteze, corelația are semnificația creșterii concomitente a concentrațiilor la trecerea de la minereu sărac la cel bogat, galena fiind principalul constituent al acestuia din urmă și la posibilitatea depunerii unor mici cantități de Au concomitent cu plumbul. Corelația argintului cu plumbul pune problema unor galene argentifere, argintul depunându-se în același timp cu formarea galenei.

Corelația Ag—Cu se datorește probabil asociației preferențiale a galenei cu calcopirită și probabil și existenței tetraedritului argentifer.

O corelație foarte bună ($r = 0,510$, respectiv $0,716$; $t = 46,190$, respectiv $10,957$, tab. 7) există între plumb și zinc, componentele minereului compact din filoanele Măgura Neagră II, III și IV. Ecuațiile de regresie și norul de corelație, de formă eliptică alungită, sint date în figura 6. Deși nu am observat exoluții de calcopirită în blendă sau de blendă în calcopirită, cele două minerale se însoțesc frecvent, ceea ce determină corelația sigură în sistemul Zn—Cu.

Sulful prezintă o corelație slabă, dar sigură cu plumbul, zincul și cuprul, componente ale minereului mai bogat și deci cu mai mult sulf.

Corelația sistemului ternar Pb—Zn—Cu. Distribuția elementelor de bază ale mineralizației și corelația lor reciprocă a

TABELUL 5
Calculul corelației dintre Au și S în flioaanele Măgura I, Suplai (valori proporționale)

Au	0,00- 0,25	0,26- 0,50	0,51- 0,75	0,76- 1,00	1,01- 1,25	1,26- 1,50	1,51- 1,75	1,76- 2,00	n_i	l	n_i^2	$n_{ik}k$	$\Sigma n_{ik}k$	$l \Sigma n_{ik}k$
S														
0,80-3,87	4	2	-	-	-	-	-	-	6	-1	6	-2	2	2
3,88-6,94	13	10	1	-	1	-	-	1	26	0	-	10, 2, 4, 7	23	-
6,95-9,01	4	-	4	-	-	1	-	1	10	1	10	8, 3, 7	18	18
9,02-12,88	5	2	3	2	-	-	-	1	13	2	26	2, 6, 6, 7	21	42
12,89-15,95	1	2	-	-	1	-	-	-	5	3	15	2, 4, 5	11	33
15,96-19,02	5	1	-	-	-	-	-	1	7	4	28	1, 7	8	32
19,03-22,09	1	-	-	-	-	-	-	-	1	5	5	25	7	35
22,10-25,16	1	-	1	-	-	-	-	-	3	6	18	108	2, 5	42
n_k	34	17	9	2	2	3	-	4	71	-	93	358	7	167
k	0	1	2	3	4	5	6	7	-	-	-	-	-	-
$n_k k$	-	17	18	6	8	15	-	28	92	-	-	-	-	-
$n_k k^2$	-	17	36	18	32	75	-	196	374	-	-	-	-	-
n_{ik}^2	-4	-2	4	4	3	1	-	1	-	-	-	-	-	-
	4	4	6	-	-	3	-	2	-	-	-	-	-	-
	10	6	6	-	-	6	-	4	-	-	-	-	-	-
	3	4	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	20	5	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	5	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σn_{ik}^2	44	12	16	4	3	10	-	7	-	-	-	-	-	-
$k \Sigma n_{ik}^2$	-	12	32	12	12	50	-	49	167	-	-	-	-	-

$x_0 = 0,125$; $y_0 = 4,905$
 $d_x = 0,25$; $d_y = 3,07$
 Momente:

$$\hat{\mu}_{1x} = \frac{92}{71} = 1,296;$$

$$\hat{\mu}_{1y} = \frac{93}{71} = 1,310;$$

$$\hat{\mu}_{2x} = \frac{374}{71} = 5,268;$$

$$\hat{\mu}_{2y} = \frac{358}{71} = 5,042;$$

$$\hat{\mu}_{2xy} = \frac{167}{71} = 2,352.$$

$$t = \frac{0,190}{\sqrt{1 - 0,190^2}} = \frac{0,190}{\sqrt{0,9639}} = 0,190 \sqrt{1 - 2} = 1,609 < 2,65;$$

$$S_k = \sqrt{5,268 - 1,269^2} = 1,894; S_l = \sqrt{5,042 - 1,310^2} = 1,818.$$

$$S_x = 1,894 \times 0,25 = 0,462; S_y = 1,818 \times 3,07 = 5,582.$$

$$r = \frac{2,352 - 1,296 \times 1,310}{1,894 \times 1,818} = 0,190$$

Abateri medii pătratică pentru k și l :

$$S_k = \sqrt{5,268 - 1,269^2} = 1,894; S_l = \sqrt{5,042 - 1,310^2} = 1,818.$$

Abateri medii pătratică empirică:

$$S_x = 1,894 \times 0,25 = 0,462; S_y = 1,818 \times 3,07 = 5,582.$$

Coefficientul de corelație:

$$r = \frac{2,352 - 1,296 \times 1,310}{1,894 \times 1,818} = 0,190$$

Ipoteza H: $\rho = 0$ se admite; între Au și S nu se cunoaște vreo funcție de corelație liniară.



fost studiată indirect, luându-se în considerație pirita, blenda, galena și calcopirita normativă, calculată pe baza conținuturilor din probe chimice (pirita normativă a fost obținută din excesul de sulf, iar rezultatele au fost aduse la 100% spre a fi reprezentate în două diagrame triunghiulare B - G - Py + Ch, respectiv B + G - Ch - Py) (fig. 7 și tab. 8).

Fig. 6. — Norul de corelație și ecuațiile de regresie pentru sistemul Pb-Zn; filoanele Măgura Neagră I și II.

Le nuage de corrélation et les équations de regression pour le système Pb-Zn; les filons Măgura Neagră I et II.

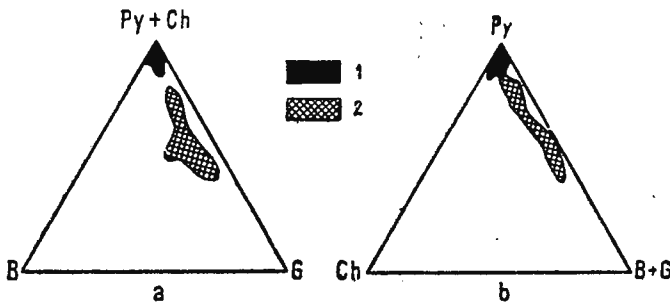
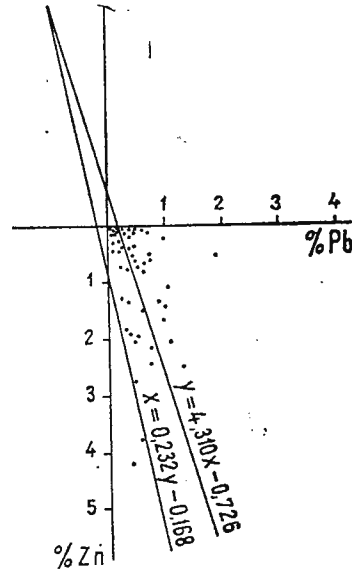


Fig. 7. — Diagramele ternare a, (Py + Ch) - B - G și b, Py - Ch - (B + G).

1, minereu piritos; 2, minereu plumbo-zincifer.

Les diagrammes ternaires a, (Py + Ch) - B - G et b, Py - Ch - (B + G)
1, minerai pyriteux; 2, minerai plombo-zincifère.

În prima diagramă ternară se observă clar o separare a două cimpuri — un cîmp concentrat situat în vârful Py + Ch corespunzător mineralizației piritose (subordonat cupriferă), de impregnație și un cîmp mai larg



TABELUL 6

Corelația liniară dintre Au, Ag, Pb, Zn și Cu pentru filoanele de la Măgura Neagră
(în ipoteza unei distribuții lognormale)

Nr. crt.	Elemente corelate k, l	Număr de observații, n	Abateră medie pătratică		Coeficient de corelație, r	Valoarea admisibilă a criteriului Student $t_{n, \alpha-2}$ pt. nivelul de semnificație 0,01 și $n-2$ grade de libertate	Valoarea mărimii $t = \frac{ r }{\sqrt{1-r^2}} \sqrt{n-2}$	Există corelație?
			S_k	S_l				
1	Au—Ag	54	1,025	1,742	0,432	2,68	3,030	Da
2	Au—Cu	41	1,347	1,971	0,195	2,70	1,241	Nu
3	Au—Pb	51	1,288	1,398	0,425	2,68	10,40	Da
4	Au—Zn	52	1,248	2,989	0,179	2,68	1,287	Nu
5	Pb—Zn	113	1,338	2,022	0,716	2,64	10,957	Da
6	Zn—Cu	103	2,024	1,881	0,457	2,63	5,165	Da
7	Ag—Cu	90	2,786	1,837	0,442	2,64	4,624	Da
8	Pb—Cu	96	1,377	1,937	0,454	2,64	4,925	Da
9	Ag—Zn	108	2,165	1,948	0,347	2,63	3,798	Da
10	Ag—Pb	107	2,167	1,477	0,329	2,63	3,565	Da

alungit, corespunzând mineralizației plumbo-zincifere cu predominarea galenei. Rezultă, de asemenea, participația importantă a pirităi în zăcămint, mai ales în probele cu concentrații mai reduse în componenți utili unde devine preponderent.

În cea de-a doua diagramă ternară caracterul net piritos al mineralizației este foarte clar exprimată, participarea mineralizației cuprifere fiind subordonată. Cîmpul plumbo-zincifer este alungit paralel cu latura $Py - G + B$, rezultînd că o bună parte din blendă și galenă se află totuși asociată cu pirită.

Corelația multiplă. Pentru a cerceta corelația dintre toate cele șase elemente luate în ansamblu și grosimea probată a filoanelor s-au luat în considerație nu conținuturile, ci puterile metalelor — produsul dintre conținuturi și grosimea filonului. Astfel, am reprezentat variația puterii metalice în lungul filonului Măgura Neagră II, aplicînd o medie mobilă simplă cu pasul de 15 m pentru a atenua fluctuațiile de la o probă la alta.

Cu toate că se păstrează un oarecare paralelism între cele șase elemente denotînd o covarianță dată de alternanța zonelor mai bogate și mai sărace, din figura 8 reiese că există totuși decalaje importante și neconcordanțe atît în domeniul conținuturilor mari, cît și în zonele slab mineralizate; în general, sulful (dat în special de pirită) are o tendință accentuată spre o comportare independentă; aurul însoțește cuprul; argintul, cuprul, dar mai ales plumbul; iar zincul, tot plumbul.

Într-o primă zonă de îmbogățire de la galeria I unde și grosimea filonului este mai mare, se observă un paralelism remarcabil între toate elementele: doar la m 24 plumbul și zincul se detașează de aur, argint,



Calculul corelației dintre Pb și Zn în ipoteza unei distribuții lognormale, pentru filoanele de la Măgura Neagră

$x = \text{Pb}$		$0,011 -$	$0,027 -$	$0,059 -$	$0,131 -$	$0,295 -$	$0,666 -$	$1,504 -$	$3,387 -$	n_i	l	$n_i l^2$	$n_i l k$	$\Sigma n_i k l$	$\Sigma n_i k^2$
$y = \text{Zn}$		$0,026$	$0,058$	$0,130$	$0,294$	$0,665$	$1,503$	$3,396$	$6,692$						
$0,005 - 0,012$				1	1					2	-3	-6	18	-2	-1
$0,013 - 0,029$	1	1	1	1						3	-2	-6	12	-4	-3
$0,030 - 0,071$		1	1	16	7	2				26	-1	-26	26	-3	-32
$0,072 - 0,172$			2	6	6	5	1			20	0			16	-12
$0,173 - 0,330$			1	1	4	3	1			10	1	10	10	-3	-2
$0,331 - 0,782$		1	1	1	2	10	3	1		18	2	36	72	-3	-2
$0,783 - 1,893$					4	4	5	1		14	3	42	126	3,2	
$1,894 - 4,810$					1	6	7	2		16	4	64	256	-1	7,4
$4,811 - 11,050$					1	1		1		4	5	20	100	-1	2,3
n_k	1	6	6	26	26	31	17	5	1	113		134	620		
k	-4	-3	-2	-1	-1	0	1	2	3						
$n_k k$	-4	-18	-52	-26			17	10	3	-70					
$n_k k^2$	16	54	104	25			17	20	9	246					
$n_k l$	-2	-2	-3	-3	-3	-2	1	2	5						
		1	-2	-7	-7	-3	6	3							
		1	1	-16	4	20									
		2	2	1	4										
$\Sigma n_k l$	-2			-18	19	62	50	18	5						
$k \Sigma n_k l$	8			36	-19		50	36	15	126					

$x_0 = 0,480$; $y_0 = 0,122$.
 $\log d_x = 0,370$; $\log d_y = 0,100$
 $d_x = 2,344$; $d_y = 1,259$
 Momente:

$\mu_{1x} = -\frac{70}{113} = -0,610$;
 $\mu_{1y} = \frac{134}{113} = 1,185$;
 $\mu_{2x} = \frac{246}{113} = 2,177$;
 $\mu_{2y} = \frac{620}{113} = 5,486$;

Abaterea medie pătratică pentru k, l :
 $S_k = \sqrt{2,177 - 0,383} = 1,338$; $S_l = \sqrt{5,486 - 1,404} = 2,022$.
 Abaterea medie pătratică empirică:
 $S_x = 1,338 \times 2,344 = 3,136$; $S_y = 2,022 \times 1,259 = 2,546$
 Coeficientul de corelație:

$r = \frac{1,115 - (-0,610 \times 1,185)}{1,338 \times 2,022} = 0,716$
 $t = \frac{0,716}{\sqrt{1 - 0,716^2}} = \frac{0,716}{\sqrt{113 - 2}} = 1,037 \times 10,567 = 10,957 > 2,65$

Ipoteza H: $\rho \neq 0$ se admite; între Pb și Zn există o legătură sigură.

TABELUL 8

Exemplu de calcul al mineralelor metalice normative pentru câteva probe din filonul Măgura IV

Galena = Pb % x 1,106	Blendă = Zn % x 1,506	Calcopiri- tă = Cu % x 2,889	Consum de sulf S			Pirită = s x 1,871	min = pirită + blendă + galena + calcopirită	f = 100 min	Gale- nă x f = g %	Blen- dă x f = b %	Calcopi- rită x f = ch %	Pirită x f = py %	g + b %	Py + ch %
			Pb x 0,154	Zn x 0,49	Cu x 1,009									
7,587	0,063	3,553	1,056	0,021	1,241	12,583	35,344	2,8293	21,47	1,88	10,05	66,60	23,35	76,65
6,691	0,078	0,722	0,932	0,025	0,252	5,791	18,326	5,4567	36,51	0,43	3,94	59,14	36,94	63,08
5,530	0,572	2,889	0,772	0,186	1,009	6,795	21,704	4,6074	23,48	2,64	13,31	58,57	26,12	73,88
3,119	0,029	0,289	0,434	0,009	0,101	6,056	14,768	6,7713	21,12	0,20	1,96	76,73	21,32	78,68
8,959	0,437	2,196	1,247	0,142	0,767	6,574	23,892	4,1855	37,50	1,83	9,19	51,48	39,33	60,67
1,559	0,087	0,289	0,217	0,028	0,101	7,814	16,555	6,1404	9,42	0,53	1,75	88,30	9,95	90,05
5,751	0,057	1,618	0,801	0,019	0,565	7,195	20,888	4,7874	27,53	0,27	7,75	64,45	27,80	73,20
10,364	1,717	2,773	1,448	0,559	0,969	9,614	38,089	2,6254	27,21	4,51	7,28	47,23	37,72	62,28
5,884	0,072	0,924	0,819	0,004	0,323	7,834	21,537	4,6438	27,32	0,33	4,29	68,06	27,65	72,35
0,133	0,029	0,058	0,018	0,009	0,020	14,553	27,449	3,6431	0,48	0,11	0,21	99,20	0,59	99,41
4,535	0,151	1,011	0,631	0,049	0,353	19,367	41,933	2,3847	10,81	0,36	2,41	86,41	11,17	88,83
1,106	0,602	0,404	0,154	0,196	0,141	6,639	12,422	14,534	7,61	4,14	2,78	85,47	11,75	88,25
0,111	0,029	0,069	0,015	0,009	0,024	5,852	11,150	8,9686	1,00	0,26	0,61	98,20	1,26	98,81
0,321	0,078	0,104	0,045	0,025	0,036	5,094	11,150	8,9686	3,20	0,78	1,04	94,99	3,97	96,03
1,062	0,101	0,220	1,148	0,033	0,077	5,522	13,403	7,4610	7,92	0,75	1,65	77,09	20,67	78,73
1,659	0,256	1,156	0,231	0,083	0,404	6,902	15,985	6,2558	0,38	1,60	7,23	80,79	11,98	88,02
0,166	0,050	0,058	0,023	0,016	0,020	5,561	10,405	9,3641	1,55	0,47	0,54	97,43	2,03	97,97
3,318	0,143	0,589	0,462	0,047	0,202	3,309	6,191	9,7646	32,39	1,41	5,75	60,45	33,80	66,20
0,144	0,021	0,924	0,020	0,007	0,323	3,900	10,241	12,3426	1,78	0,26	11,40	88,95	2,04	97,96
7,123	0,086	0,867	0,992	0,028	0,303	4,677	16,749	5,9705	42,53	0,51	5,18	52,24	43,04	56,96
3,915	0,130	0,289	0,545	0,042	0,101	11,852	26,248	3,8098	4,92	0,50	1,10	84,48	14,42	85,58
2,212	0,057	0,260	0,308	0,019	0,091	4,232	7,918	9,5721	21,17	0,55	2,49	75,79	21,72	78,28
0,111	0,021	0,139	0,015	0,007	0,048	5,290	10,169	9,8338	4,09	0,21	1,37	97,33	1,30	98,70
2,212	0,226	1,965	0,308	0,074	0,686	8,132	19,618	5,0973	11,28	1,15	10,02	77,55	12,43	87,57
0,083	0,021	0,046	0,012	0,007	0,016	5,495	10,431	9,5868	0,80	0,20	0,44	98,56	1,00	99,00



cupru și sulf. Într-adevăr, aici se observă o îmbogățire accentuată în blendă și galenă în detrimentul calcopiritei.

La m 54, după o scădere generală a conținuturilor, sulful se detașează net de celelalte elemente într-o zonă de împregnație piritoasă, urmată de o zonă plumbo-zinciferă mai săracă în pirită.

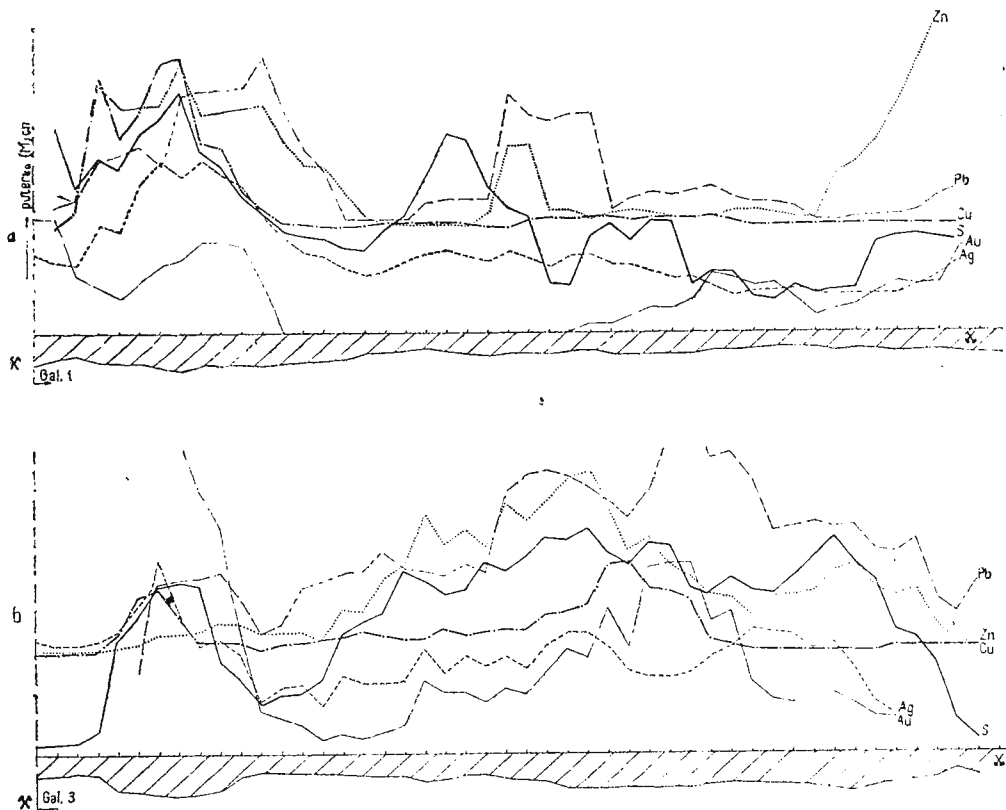


Fig. 8 — Variația puterilor în metale (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) și sulf în lungul filonului Măgura Neagră II; hașurat, variația grosimii filonului, la nivelul galeriilor 1 și 3.
Variation des puissances en métaux (Au, Ag, Pb, Zn, Cu) et soufre, le long du filon Măgura Neagră II; hachuré, la variation de l'épaisseur du filon, au niveau des galeries 1 et 3.

La intrarea pe filon a galeriei III se observă puteri scăzute pînă la traversarea zonei oxidate (m 9) după care se interceptează zona îngroșată și bogată. Curba plumbului, a zincului și a argintului are un traseu paralel, diferit într-o măsură sensibilă de al cuprului; sulful prezintă și aici numeroase decalaje și inversiuni (m 54 — 69, 90—117), iar aurul, o comportare capricioasă, maximele însoțind mai ales cele ale plumbului și ale cuprului. În general, zonele groase sînt mai bogate; cele înguste sînt mai sărace, putînd prezenta cel mult îmbogățiri în pirită.



Datele graficului de covarianță din figura 8 pune în evidență existența clară a unor zone preferențiale de depunere a sarcinii metalice din soluții, care se detașează sub forma unor „coloane”. Orientarea spațială a acestor coloane nu ne este cunoscută, deoarece filoanele nu sînt deschise la mai multe nivele suprapuse. Se observă totuși detașarea mineralizației piritose de cea plumbo-zinciferă și de cea cupriferă, fiecare formînd cîteva „coloane” uneori suprapuse, altele independente, aurul însoțind atît „coloana” plumbo-zinciferă, cît mai ales pe cea cupriferă.

Concluzii

Localizate în diorite și roci sedimentare intens transformate, filoanele de la Măgura Neagră au o compoziție mineralogică și chimică comună zăcămintelor cunoscute din estul bazinului minier Maia Mare, prezentînd totodată particularități față de acestea.

Examenul micrografic al mineralizației și al rocilor înconjurătoare permite urmărirea în timp a succesiunii transformărilor hidrotermale și stabilirea momentului în care intervine depunerea sarcinii metalice. Depunerilor abundente de pirită masivă sau de impregnație însoțind cuarțul de temperatură ridicată îi succede, după o diaclazare clar evidențiată, formarea minereului plumbo-zincifer, argentifer, slab aurifer. O nouă diaclazare precede ultimele venituri de soluții, de temperaturi mai scăzute, aducînd calcopirită, pirită, marcasită, aur și minerale de gangă printre care amintim adularul, identificat de noi pentru prima dată în Țibleșul de est.

Dacă în cadrul zăcămintelor din vest (M. Borcoș et al., 1972, 1975)¹⁶, Băița—Nistru (V. Manilici et al., 1973), Baia Sprie (V. Manilici et al., 1965), Băiuț—Cisma¹⁷ (V. Manilici et al., 1973) se remarcă ca rezultat al primei venituri de soluții mineralizatoare, depunerea pirită însoțită de calcopirită concomitent cu silicifierea rocii, în zona Măgura Neagră evoluția chimismului soluțiilor este puțin deosebită — silicifierea este precedată de argilizare și acompaniată numai de depunerea pirită, puținul cupru depunîndu-se la sfîrșit împreună cu o parte din aur și însoțit de adularizare. De asemenea, interesant, este de remarcat caracterul poliascendent al soluțiilor, fiecare venire fiind precedată de o fisurare a masei filoniene și a rocilor înconjurătoare.

BIBLIOGRAFIE

Borcoș M, Gheorghită Ioana, Lang B., Stan N., Volanski Ernestina
Mîndroiu Viorica (1972 a) Considerații privind activitatea metalogenetică asociată

¹⁶ Arh. I.G.G.

¹⁷ Op. cit. pct. 15



- andezitelor piroxenice sarmațiene din SV munților Gutli (Ilba — Nistru-Băița). *St. tehn. econ.*, I, 5. București.
- Borcoș M., Gheorghită Ioana, Lang, B., Russo Doina, Volanski Ernestina, Mîndroiou Viorica (1972 b). Considerații privind activitatea metalogenetică asociată andezitelor cuarțifere din sudul munților Gutli. *St. tehn. econ.*, I, 5. București.
- Bordea R., Superceanu C., Andronescu A. (1961) Noi apariții de scheelit în mineralizațiile complexe de la Tibleș — Măgura Neagră. *Rev. min.*, XII. București.
- Giușcă D. (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *St. cerc. geol.*, V, 2. București.
- Jaskó S. (1950) Geology of Salva Valley. *Ann. Rep. of the Hung. Geol. Inst.*, II. Budapest.
- Ianovici V., Dimitriu Al. (1967) Natura statistică a distribuțiilor asimetrice în geochimie. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., seria geol.*, 12,1. București.
- Manilici V., Giușcă D., Stîopol Victoria (1965) Studiul zăcămintului de la Baia Sprie (reg. Baia Mare). *Mem. Com. Geol.*, VII. București.
- , Kalmár I. (1973) Certaines observations sur la genèse de la mineralisation de Băiuț, Văratec et Cisma-Coasta Ursului (district Baia Mare, Roumanie). *Symposium international de volcanisme et de métallogenèse associée*. Bucarest.
- Meyer M., Hemley J. (1967) Wall-rock alteration. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic și petrografic al masivului Tibleș. *An. Com. Geol.*, XXVI. București.
- Peltz S., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1971) Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpații Orientali. *An. Inst. Geol.*, XXXIX. București.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1970) *Geochimia*. Ed. tehn. București.
- Rodionov D. A. (1964) *Funkții raspredelenia soderjaniia elementov i mineralov v izverjennih gornih porodah*. Izd. Nauka. Moskva.
- Șarapov I. P. (1968) *Utilizarea statisticii matematice în geologie*. Ed. tehn. București.
- Schiebold L. (1931) Über die Isomorphie der Feldspathmineralien. *N. Jb. Min. — Geol.*, 64. Stuttgart.
- Stîopol Victoria (1962) Studiul mineralogic și geochimic al complexului filonian din Munții Tibleș. Ed. Acad. R.P.R. București.
- , Drăghici I. (1973) Distribuția aurului și argintului în zăcămintul de la Bucium (Munții Metaliferi). *An. Univ. București, Geol.*, XXII.
- Stanciu Constantina, Udrescu Constanța, Alexandra Medeșanu (1970) Studiul procesului de adularizare a andezitelor neogene din zăcămintele Șuior și Nistru (M. Gutli). *St. tehn. econ.*, A, 8. București.
- Waine — Burnham C. (1962) Faciesurile și tipurile de transformare hidrotermală. *Ec. Geol.*, 57, V. Trad. I.D.T. București.



LES MINÉRALISATIONS DE MĂGURA NEAGRĂ — ȚIBLEȘ. CONSIDÉRAȚIUNS MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES

(Résumé)

Les minéralisations de Măgura Neagră, situées dans la partie sud-est des monts Țibleș, sont liées à l'activité magmatique néogène, à savoir à celle subvolcanique. Dans ce secteur on rencontre des corps d'andésites („de Țibleș”) et de diorites („de Arsuri”) traversant et métamorphosant les dépôts sédimentaires paléogènes en faciès de flysch. La diorite pyroxénique de Arsuri a subi également, en même temps que sa mise en place, un processus autométamorphique de propylitisation et d'albitisation.

Les minéralisations se présentent sous forme de filons orientés NE-SW et sont localisées en diorites pyroxéniques de Arsuri et dans le sédimentaire métamorphisé. La mise en place des filons métallifères a été précédée et accompagnée par la transformation hydrothermale intense des roches environnantes. Les relations spatiales des minéraux métalliques et de gangue dans l'affleurement et en sections microscopiques ont permis d'établir la suivante succession de transformations : argilisation illitique, silicification, adularisation, kaolinisation + carbonatation. L'adularisation est citée pour la première fois dans le Țibleș oriental, constituant un important moment dans l'évolution du chimisme des solutions hydrothermales, tel qu'on observe aussi dans le cas des gisements placés à l'ouest de la chaîne Gutli.

Le dépôt de la charge métallique a commencé à la fin de l'étape de silicification et s'est déroulé en trois étapes séparées par deux moments de fissuration. Les minéraux métalliques composants sont représentés par pyrite, chalcopryrite, blende, galène, oligiste, rutile, mispickel, étraédrite, marcassite, scheelite, pyrotine, limonite, azurite, malachite et ceux de gangue — par quartz, kaolinite, calcite, sidérose, manganocalcite et barytine. La minéralisation montre soit un caractère d'imprégnation diffuse, soit apparaît en filons de longueur et épaisseur variables (Măgura I—IV). La température de formation du quartz déterminée par la méthode de l'homogénéisation des inclusions biphasiques est de 347—360°C pour la première génération de quartz blanc laiteux et de 298—310°C pour la deuxième, de quartz incolore, clair.

L'étude géochimique a eu comme but d'établir les lois de distribution des éléments du minerai compact, du minerai d'imprégnation, des produits de transformation hydrothermale, de la zone de hypergenèse, de la roche fraîche et du sol. On remarque une concentration des éléments de S, Pb, Zn, Cu, Ag, Au, As, Sb, Sn, Bi, Ba, Cd, Ti, Ge en minerai et une diminution des concentrations en Ti et Mn depuis la roche fraîche à celle transformée hydrothermalement, à savoir en minerai.

Afin de se séparer comme minéraux indépendants, le plomb, le zinc et le cuivre arrivent à une concentration-limite (seuil de minéralisation) de 0,05—0,6 % Pb, 0,055 % Zn et 0,035 % Cu.

Les éléments S, Pb, Zn, Cu, Ag ont une distribution statistique polymodale, autant à l'échelle arithmétique qu'aussi à l'échelle logarithmique. L'or et le wolfram ont une distribution lognormale proche de celle théorique, établie sur le critère X_2 . Les deux maxima reflètent la distribution des éléments autant dans le minerai d'imprégnation, qu'aussi bien dans celui compact.

La corrélation des éléments considérés par deux met en évidence la liaison Pb-Zn pendant la deuxième phase de minéralisation. A partir du même calcul, on a émis l'hypothèse de la présence de l'or natif lié à la chalcopryrite et à la galène et de l'existence d'une phase pyriteuse durant laquelle n'a pas eu lieu aucune concentration de l'or.



On a calculé les minéraux normatifs (galène, blende, chalcopryrite et pirite), leur corrélation réciproque étant suivie sur deux diagrammes ternaires. Sur ces diagrammes, le minéral pyriteux se détache nettement de celui plombo-zincifère.

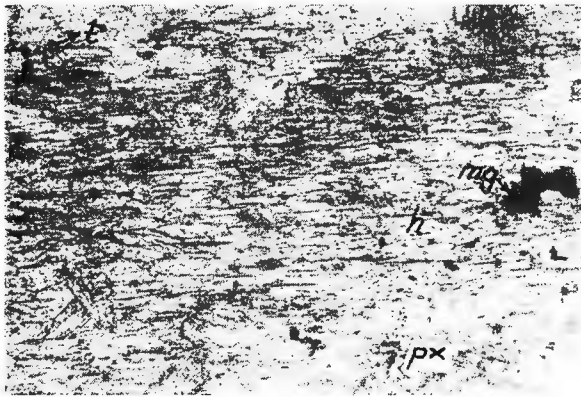
Finalement a été suivie la variation de tous les éléments composants, le long de l'intervalle ouvert du filon Măgura Neagră II. On a mis en évidence des „colonnes” minéralisées, dans lesquelles la minéralisation cuprifère, plombo-zincifère et pyriteuse est nettement détachée.



PLANȘA I

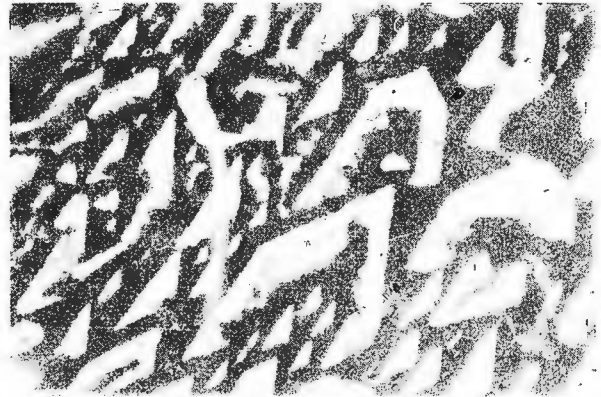
- Fig. 1. — Relicte de piroxen (px) în hornblenda uralitică (h) cu incluziuni de minerale opace — magnetit (mg) și titanit (t). Izvorul Plaiul Muntelui — Suplai. N + , 52 x.
Fragments de proxène (px) dans la hornblende ouralitique (h) à inclusions de minéraux opaques — magnétite (mg) et titanite (t). Izvorul Plaiul Muntelui — Suplai. N + , 52 x.
- Fig. 2. — Concreșteri mirmekitice în dioritul de Arsuri. Galeria VII, Măgura Neagră, m 5. N+, 108 x.
Enchevêtrements mirmeckitiques dans la diorite de Arsuri. Galerie VII, Măgura Neagră, m 5, N+, 108 x.
- Fig. 3. — Epidot (e) în corneene albito-epidotice : ab, albit ; q, cuarț ; cl, clorit ; valea Țibleșului, Suplai ; N+, 52 x.
Epidote (e) en cornéennes albito-épidotiques : ab, albite ; q, quartz ; cl, chlorite ; vallée du Țibleș, Suplai ; N+, 52 x.





127/65

1



2



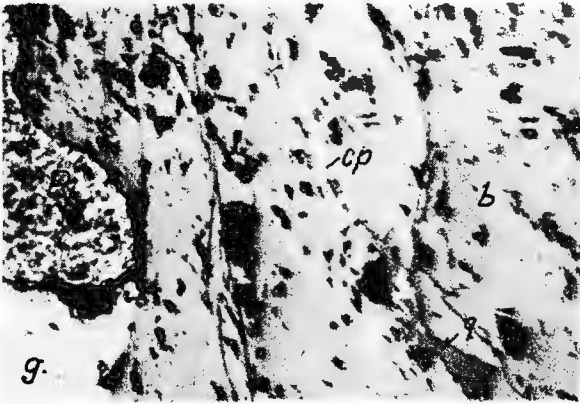
3



PLANȘA II

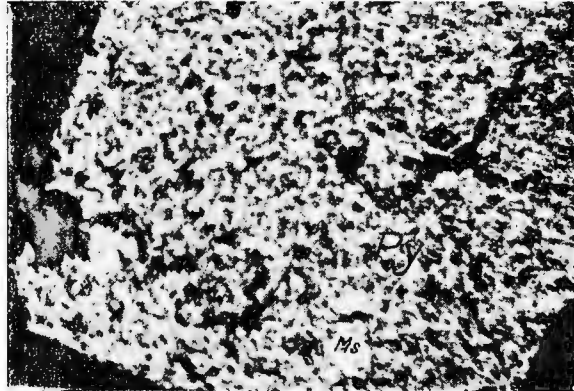
- Fig. 1. — Calcopirită (cp) traversind blenda (b) și cuarțul (q); Py, pirită; g, galenă. Galeria XLVII Suplai, N//, 48 x.
Chalcopyrite (cp) traversant la blende (b) et le quartz (q); Py, pyrite; g, galène. Galerie XLVII Suplai, N//, 48 x.
- Fig. 2. — Oligist (Ol) în cuarț (q) cu cristale idiomorfe de pirită (Py). Galeria II Măgura Neagră, m 15 tavan. N//, 600 x.
Oligiste (Ol) en quartz (q) avec cristaux idiomorphes de pyrite (Py). Galerie II Măgura Neagră, m 15 toit. N//, 600 x.
- Fig. 3. — Mispichel (ms) relict în pirită (py). Galeria I Măgura Neagră, m 12. N//, 48 x.
Mispickel (ms) relict en pyrite (py). Galerie I Măgura Neagră, m 12. N//, 48 x.



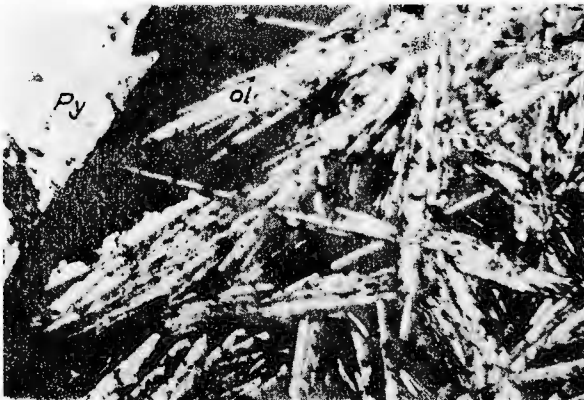


1

123/65



2



3

Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11



ALUNITIZAREA DIN VALEA BRADA — NEGREȘTI OȘ (MUNȚII GUTII)¹

DE

PETER KOVACS², PETER PAULINI², MARIAN RĂDUȚ², VERA CIOROIANU³

Abstract

Alunitization from the Brada — Negrești Oaș Valley (Gutii Mountains). Within the Gutii Mountains area, the alunitization as a new type of transformation for this zone is described. This phenomenon affects the volcanogenic rocks within the Sarmatian volcano-sedimentary complex from the north-western part of the Gutii Mountains. The alunite was determined microscopically, chemically, diffractometrically and by infra-red spectrometry, the occurrences being found in the gathering ground of the Brada Valley, left tributary of the Talna Mare Valley. The alunite genesis is considered as metasomatic of low-trade temperature, a product of some solutions with epithermal, solfatarian character.

În aria masivului vulcanic Gutii, zonele de transformări hidrotermale apar în general pe suprafețe întinse, constituind de cele mai multe ori aureole în jurul ivirilor sau zăcămintelor de sulfuri metalice.

Studiile întreprinse în domeniul transformărilor hidrotermale au furnizat un număr mare de date asupra desfășurării proceselor mineralogice și chimice (Giușcă, 1960; Măldărescu, Măldărescu, 1965; Stanciu, 1972).

Cercetările din ultimul timp (M. Boroș et al., 1972)⁴ au clarificat o serie de aspecte care privesc evoluția generală a proceselor vulcanice în relație cu tectonica regiunii, alcătuirea principalelor structuri vulcanice

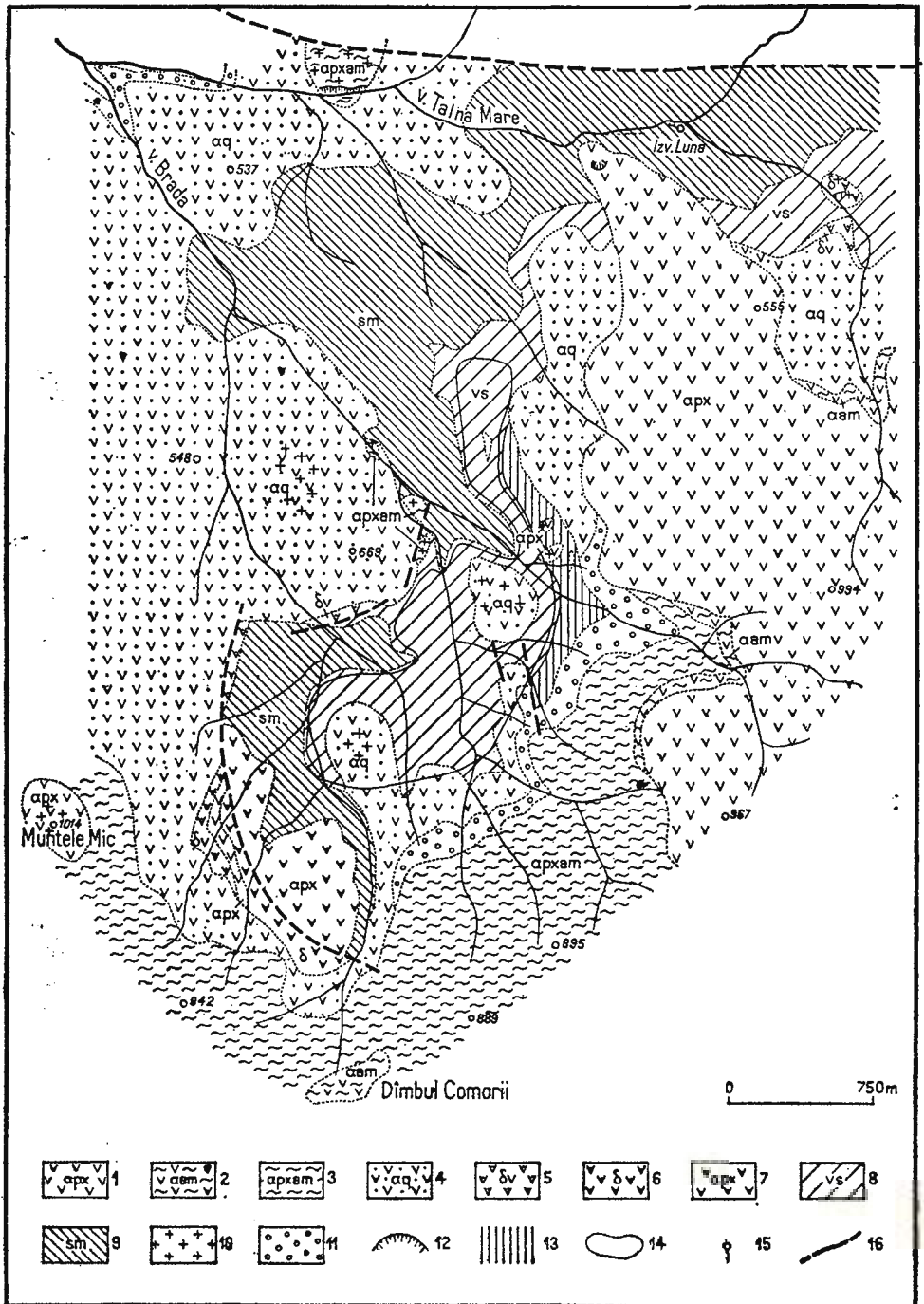
¹ Lucrare primită la 15 mai 1975, acceptată pentru publicare la 25 mai 1975, comunicată în ședința din 30 mai 1975.

² Întreprinderea de prospecțiuni și explorări geologice „Maramureș”, str. Victoriei nr. 146, Maia Mare.

³ Institutul de cercetări și proiectări pentru industria metalelor neferoase, str. Victoriei nr. 154, Baia Mare.

⁴ Arh. I.P.E.G. „Maramureș”, Baia Mare.





(Fig. 1)



și a produselor activității vulcanice cu localizarea fenomenelor hidrotermale asociate.

Alunitizarea ca proces de transformare încă nu a fost semnalată în aria eruptivului din munții Gutii.

În lucrarea de față se face prezentarea acestui fenomen de transformare și s-a încercat localizarea lui în timp și în spațiu.

Procese similare de alunitizare sînt descrise la Voia (Munții Apuseni), care afectează vulcanitele neogene în condițiile faciesului cuarț-alunitic (pH acid). Din punct de vedere genetic sînt legate de faza hidrotermală tardivă, asociată activității magmatice terțiare (Berbeleac, 1970).

La Gura Haitii se citează (Stanciu, Medeșan, 1971) alunitizarea care s-a produs de asemenea într-un facies cuarț-alunitic, ce afectează vulcanite pleistocene.

Transformările sînt rezultate ale unei metasomatoze epitermale.

Regiunea cercetată de noi se situează la 10 km SE de localitatea Negrești Oaș, la poalele nordice ale vîrfurilor Pietroasa (1 201,3 m) și Muntele Mic (1 012,1 m).

Din punct de vedere geologic, regiunea se caracterizează prin prezența atît a formațiunilor eruptive, cît și a formațiunilor sedimentare sarmațiene.

Rocile eruptive se pot grupa după vîrstă în felul următor: sarmațiene — complexul vulcanogen-sedimentar, andezitul cu hipersten și augit de Seini, hialodacitul; pannoniene — dacitul de Vama, andezitul cuarțifer de Piscuiatu; pontian-pliocen superioare — andezitul cu piroxeni și amfiboli ± cuarț, andezitul amfibolic de Breze, andezitul cu hipersten și augit de Igniș.

Caracterizarea mineralogică a rocilor alunitizate

Alunitizarea a afectat numai complexul vulcanogen-sedimentar sarmațian. Acest complex este reprezentat printr-o alternanță de produse piroclastice, lave ale andezitului cu hipersten și augit de vîrstă sarmațiană, cu marne și gresii muscovitice (P. Paulini, P. Kovács, 1973)⁵.

Fig. 1. — Harta geologică a perimetrului valea Brada — Negrești Oaș, munții Gutii. 1, andezit cu hipersten și augit de Igniș; 2, andezit amfibolic de Breze; 3, andezit cu piroxeni și amfiboli ± cuarț; 4, andezit cuarțifer de Piscuiatu; 5, dacit de Vama; 6, hialodacit; 7, andezit cu hipersten și augit de Seini; 8, complex vulcanogen-sedimentar sarmațian; 9, marne, gresii, tufite, tufuri sarmațiene; 10, structuri înrădăcinate; 11, piroclastite; 12, carieră; 13, alunitizare; 14, arie de intens metamorfism hidrotermal; 15, izvoare minerale sulfuroase; 16, fractură. Carte géologique du périmètre la vallée de Brada — Negrești Oaș, monts Gutii. 1, andésites à hypersthène et augite d'Igriș; 2, andésites amphibolique de Breze; 3, andésites à pyroxènes et amphiboles ± quartz; 4, andésites quartzifère de Piscuiatu; 5, dacite de Vama; 6, hyalodacite; 7, andésites à hypersthène et augite de Seini; 8, complexes volcano-sédimentaire sarmatien; 9, marnes, grès, tufites, tufs sarmatiens; 10 structures enracinées; 11, pyroclastites; 12, carrière; 13, alunitisation; 14, aire d'intense métamorphisme hydrothermal; 15, sources minérales sulfuroses; 16, fracture.

⁵ Arb. I.P.E.G. „Maramureș”, Baia Mare.



Componentul vulcanogen este constituit din tufuri vitro-cristalolitoclastice, microbrezii, aglomerate tufitice și lave.

Determinările micropaleontologice efectuate pe probe recoltate din intercalațiile marnoase-argiloase arată că complexul are vîrsta *tortonian* superior-sarmațiană.

Prezența alunitului a fost sesizată în complexul vulcanogen-sedimentar, deasupra unui nivel intens caolinizat și impregnat cu pirită.

Culoarea rocilor alunitizate este albă, alb-roză, local cu aspect de porțelan. Elemente ale structurii inițiale nu se mai recunosc, în afara unor contururi șterse de plagioclazi, substituiți cu un material argilos alb. Roca prezintă porțiuni mai dure, compacte, de culoare albă, prinse într-o masă mai poroasă cu contururi de minerale de culoare alb-roză sau roz-violacee.

Din cauza concreșterii intime alunit-cuarț, nu s-a putut obține o probă monominerală de alunit, astfel toate analizele s-au făcut fie pe preparate microscopice, fie pe materialul obținut prin măcinarea rocii alunitizate.

Rocile studiate prezintă un stadiu foarte avansat de substituire de către silice, alunit și minerale argiloase. Dacă în nicoli paraleli se mai recunoaște structura inițială a rocii (pl. I, fig. 1) prin contururile feldspatilor și ale mineralelor melanocrate (piroxeni ± amfiboli), în nicoli încrucișați toate conturile se șterg, întrucît toată roca este constituită dintr-o masă izotropă de opal, în amestec cu silicea criptocristalină ce conține alunit sub formă de cuiburi microgranulare (0,012 mm), fisuri umplute cu cristale lamelare (0,18 mm) sau indivizi cu contururi cristalografice bine definite.

În parageneză apar și minerale argiloase, de tipul caolinitului, cu aspect pămîntos, care de cele mai multe ori pseudomorfozează contururile de melanocrate, mai rar de plagioclazi, sau substituie pasta. De obicei, în locul cristalelor de plagioclazi se găsește un amestec de opal-cristobalit și alunit.

Rocile alunitizate conțin numeroase goluri de dizolvare, umplute complet cu alunit microgranular (pl. I, fig. 1 și 2).

Pe fisuri s-au putut observa infiltrații de mase amorfe de oxizi de fier. În probele analizate, în care s-a constatat prezența pirită, alunitizarea nu a mai avut loc, (datorită pH-ului diferit). În probele cu alunit, dintre mineralele cu fier sînt prezente doar goethitul, oligistul și leucoxeul.

Menționăm că zonele, care macroscopic prezintă o culoare roz-violacee, alb-roză, sub microscop se dovedesc a fi mult mai bogate în alunit decît porțiunile albicioase, dure. În roca alunitizată predomină opalul (50—70%), de cele mai multe ori, sau mineralele argiloase. Probe în care să predomine alunitul au fost găsite rareori (80%). De obicei, procentul de participare a alunitului variază între 10—40%. În cele mai multe cazuri alunitul apare în mase microgranulare (pl. I, fig. 2), dar deseori apar cristale cu contururi idiomorfe. Au fost observate contururi prismatic-lamelare, cu clivaj perfect într-o singură direcție, după (0001) și contu-



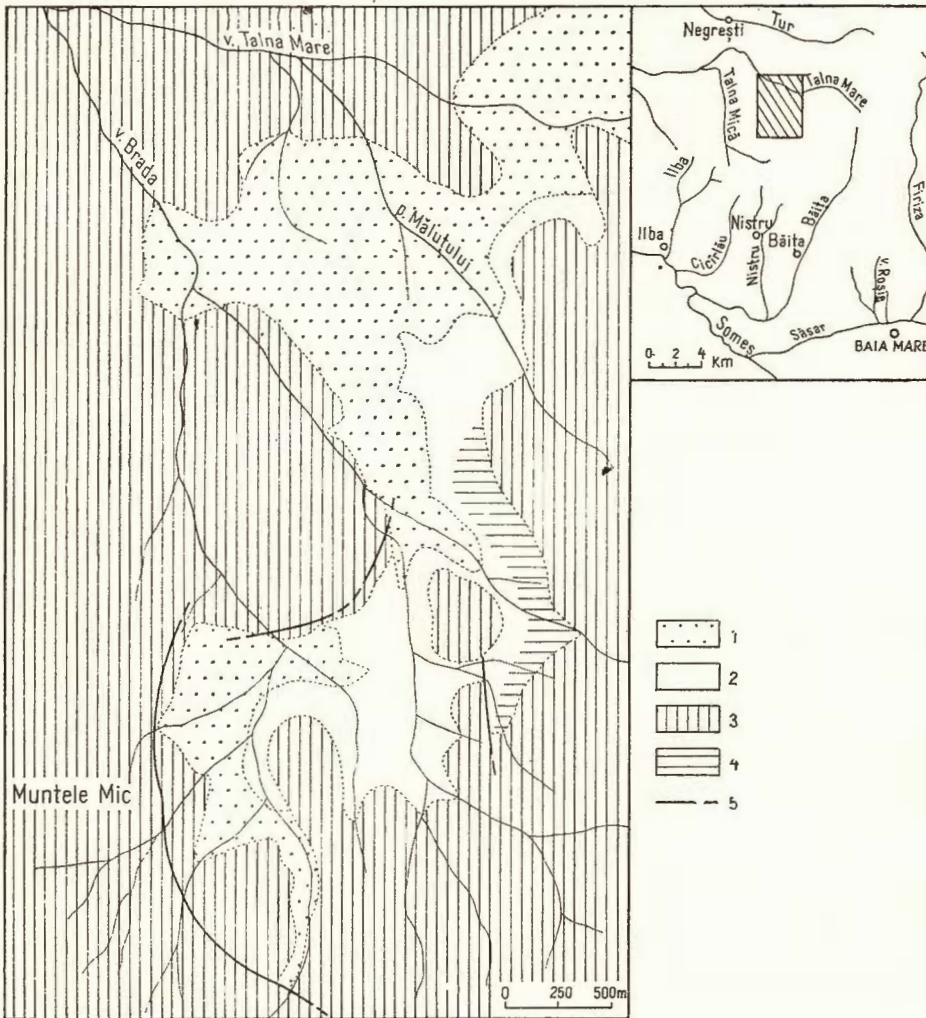


Fig. 2. — Schița geologică a regiunii valea Brada — Negrești Oaş (munții Gutii).
 1, depozite sedimentare sarmațiene; 2, formațiune vulcanogen-sedimentară sarmațiană;
 3, vulcanite postsarmațiene; 4, alunitizare; 5, falie.

Esquisse géologique de la région de la vallée de Brada — Negrești Oaş (monts Gutii).
 1, dépôts sédimentaires sarmatiens; 2, formation volcano-sédimentaire sarmatienne;
 3, volcànites postsarmatiennes; 4, alunitisation; 5, faille.

ruri hexagonale sau romboedrice cu o structură zonală foarte evidentă (pl. I, fig. 3, pl. II, fig. 1, 2). De asemenea, s-au observat și cristale maclate de alunit (pl. II, fig. 3).

Caracterele optice ale cristalelor de alunit corespund cu cele descrise în literatură. Indicii de refracție nu s-au putut determina din cauza lipsei unor cristale care să se preteze la asemenea analize.

Analiza difractometrică. S-a efectuat cu un aparat Phillips 4920/00, cu anticatod de cupru și filtru de nichel. Proba analizată reprezintă o rocă cuarț-alunitică din valea Brada.

Rezultatele analizei sînt prezentate în tabelul 1 și spre comparaire se prezintă și datele cunoscute din literatură.

Valorile $d\text{\AA}$ obținute pentru aluniții din proba analizată corespund cu valorile obținute de R a y m o n d (1962) pentru aluniții din Yellow-Jacket, Marysvale, Utah, și cu cele obținute de S t u l o v (fide M i h e e v, 1957) pentru aluniți din Ak — Taș, Asia Mijlocie.

Valorile obținute de noi diferă de cele obținute de B e r b e l e a c (1970) pentru aluniții de la Voia — Coasta Cetrașului.

S t u l o v (fide M i h e e v, 1957) menționează că liniile cu valorile $d\text{\AA}$ de 4,30; 3,326; 1,812 și 1,534 corespund unui amestec de alunit-cuarț.

Analizînd comparativ datele prezentate, concluzionăm că valorile $d\text{\AA}$ pentru alunitul din valea Brada corespund celor de la Yellow-Jacket, Marysvale și Ak — Taș. Micile diferențe față de acestea la intensitatea liniilor sau la valorile $d\text{\AA}$ le explicăm prin diferențele în ceea ce privește compoziția chimică, dar în special prin amestecul foarte intim de alunit-cuarț din proba provenită din valea Brada. Dealtfel, acest fapt ne-a împiedicat să separăm prin centrifugare, în condiții de laborator, alunitul de cuarț secundar.

Analiza spectrometrică în infraroșu. Analiza s-a efectuat cu ajutorul unui spectrofotometru în infraroșu UR—20, cu pastila mare, simplu fascicul, viteza de înregistrare $64\text{ cm}^{-1}/\text{min}$, timp de scriere 16 sec, program de fantă 4, domeniu O, domenii de înregistrare KBr; NaCl, LiF.

În spectrul infraroșu prezentat se regăesc maximele caracteristice cristobalitului și alunitului, identificate după spectrele mineralogice (M o e n k e, 1962). Sînt caracteristice pentru alunit maximele de la 630 cm^{-1} (1), 700 cm^{-1} (2) și din zonele 800 cm^{-1} (3), $1\,000\text{--}1\,200\text{ cm}^{-1}$ (5), $3\,500\text{ cm}^{-1}$ (6). Celelalte maxime sînt comune cu cele ale cristobalitului. Pentru maxima din zona 920 cm^{-1} (4) nu am găsit criteriu de atribuire.

Considerații chimice

Analizele chimice executate pe rocile alunitizate au pus în evidență variații mari în ceea ce privește îmbogățirea și levigarea unor componenți principali. Analizele chimice au fost executate de I.C.M.C. Cluj-Napoca.

Acest proces de transformare se poate urmări din diagrama de variație a oxizilor.



TABELUL 1

Prezentarea comparativă a datelor difracțimetrice ale alunțiilor din valea Brada—Negrești Oaș,
Yellow Jacket—Nevada și Ak—Taș—Asia Mijlocie

Valea Brada Negrești		Yellow—Jacket Nevada		Ak—Taș—Asia Mijlocie					
				alunit		cristobalit		cristobalit	
I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ	I	dÅ
2	5,71	28	5,77	3	5,68				
8	4,98	15	5,72	7	4,91				
3	4,11	53	4,96	1	4,30	10	4,15		
4	4,062							10	4,03
5	3,495	21	3,49	8	3,48			6	3,13
1	3,35			2	3,326				
				7	3,270				
10	2,98	100	2,99	10	2,970	1	2,92		
2	2,87	106	2,89	3	2,838			7	3,83
1	2,50					9	2,53		
1	2,478	6	2,477	2	2,455			4	2,16
5	2,28	81	2,293	9	2,267				
1	2,22								
2	2,21	6	2,21	5	2,199	2	2,17	5	2,11
				7	2,088				
		2	2,038	1	2,007				
		2	2,022			5	2,07		
		70	1,926			1	1,99		
6	1,902	29	1,903	10	1,891			5	2,015
								6	1,921
				2	1,812			6	1,867
		2	1,762			1	1,795		
4	1,748								
4	1,745	16	1,746	10	1,738			2	1,854
		2	1,684			1	1,69	4	1,726
		2	1,667	1	1,659			6	1,667
0,5	1,647	2	1,648	8	1,639	7	1,641	2	1,630
								6	1,608
								4	1,597
0,5	1,563	2	1,572	4	1,561			4	1,567
				1	1,534			6	1,530
				1	1,518				
		4	1,509						
		36	1,503	7	1,501				
3	1,492	9	1,494	9	1,489			6	1,4916
0,5	1,425			1	1,454	6	1,46		
				6	1,418				
								5	1,428
1	1,385			8	1,382	4	1,38	4	1,4168
1	1,3706			6	1,366			4	1,3951
				3	1,314			5	1,3627
				10	1,283				



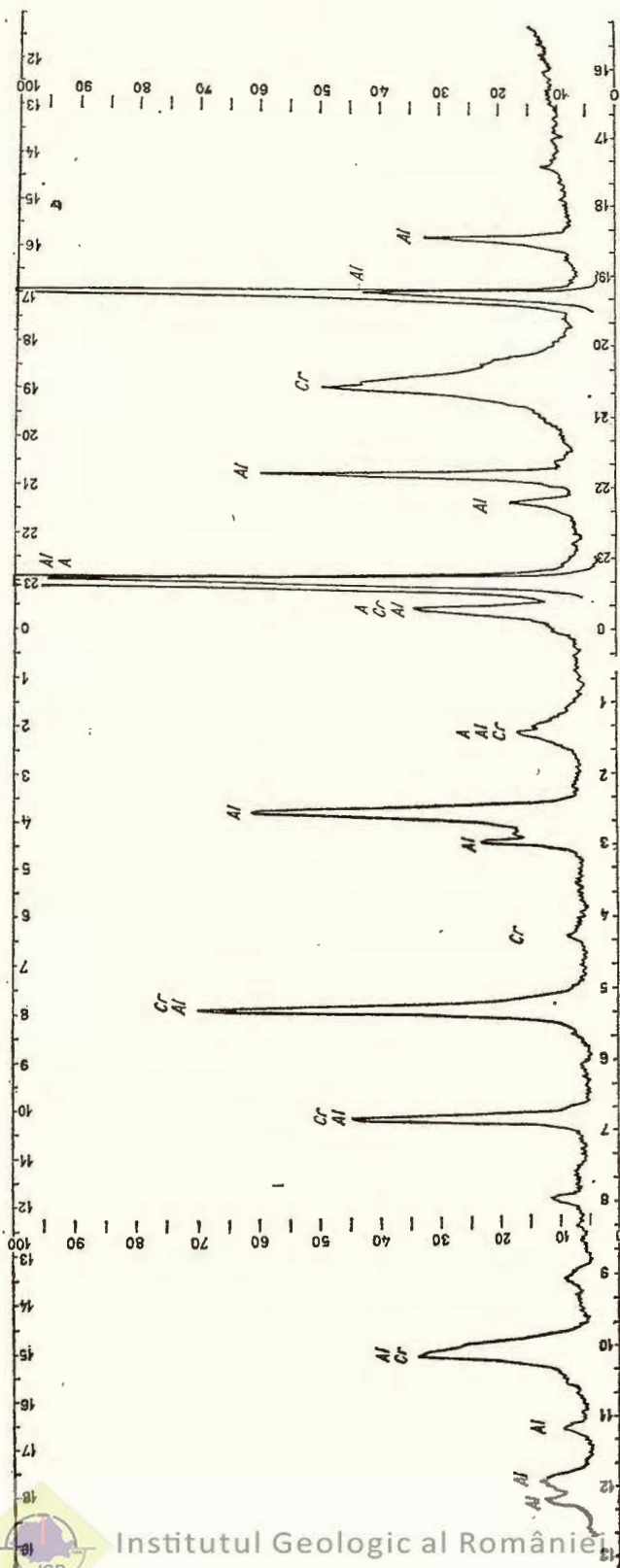


Fig. 3. — Microdiffractograma probei de cuarț-alunit din valea Brada — Negrești Oaş.
 Microdiffractogramme de l'échantillon de quariz-alunite de la vallée de Brada — Negrești Oaş.



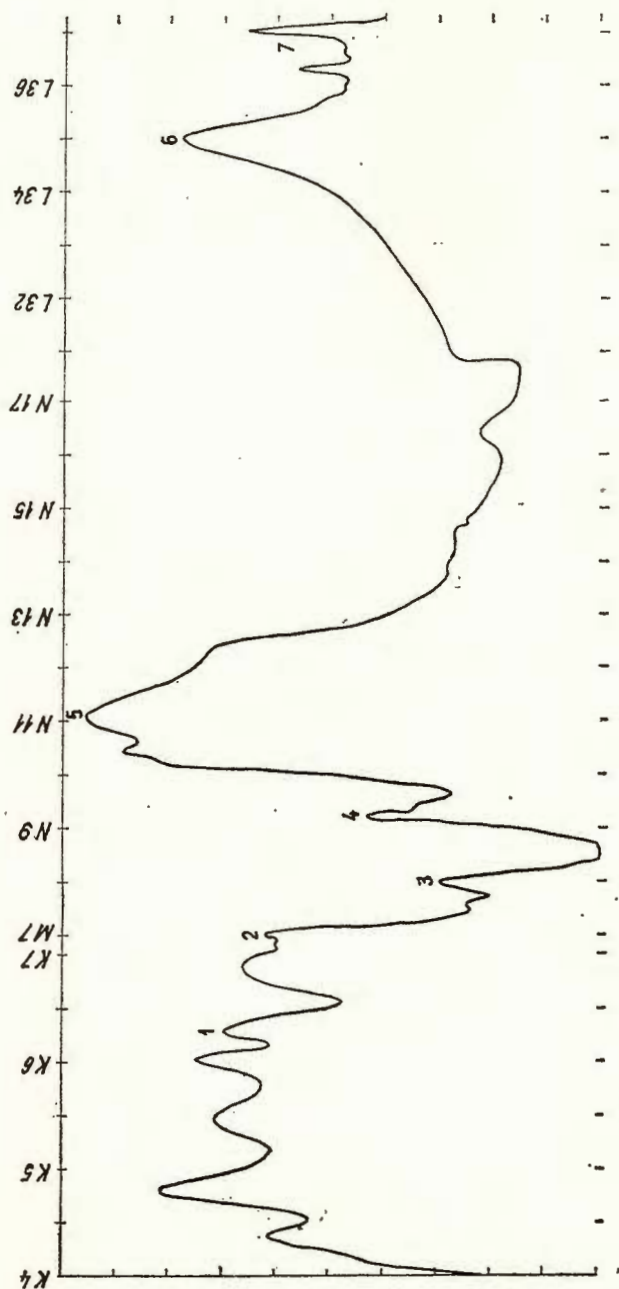


Fig. 4. — Spectrul de absorbție IR al probei de cuarț-alumit din Valea Brada — Negrești Oaș.
Spectre d'absorption IR de l'échantillon de quartz-alumite de la vallée de Brada — Negrești Oaș.

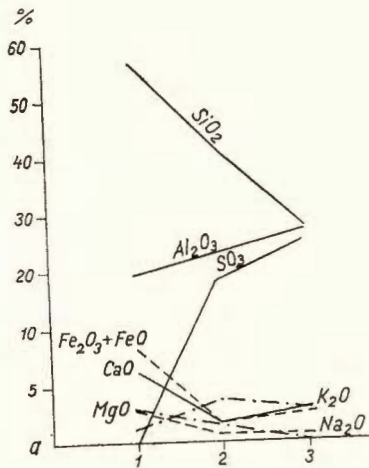


Fig. 5. — Diagrama variației oxizilor.
Diagramme de la variation des oxydes'

TABELUL 2

Analizele chimice ale andezitului piroxenitic și
ale rocii cuarț-alunitice din valea Brada

Oxizi	Andezit piroxenic	Cuarț 1 — alunit	
		1	2
SiO ₂	57,00	41,25	27,79
Al ₂ O ₃	19,00	22,85	26,90
Fe ₂ O ₃	3,27	1,03	1,95
FeO	5,10	0,72	0,57
CaO	6,30	1,80	2,77
MgO	2,90	1,40	0,39
MnO	0,21	u	u
P ₂ O ₅	0,12	u	u
TiO ₂	1,10	0,83	0,89
Na ₂ O	2,69	0,80	0,65
K ₂ O	1,20	3,80	2,76
CO ₂	0,36	1,10	0,32
S	u	0,90	0,80
SO ₃	—	18,05	25,67
H ₂ O ⁺	0,09	0,70	1,05
H ₂ O ⁻	0,60	4,82	7,50
TOTAL	99,94	100,05	100,01



Remarcăm o concentrare deosebită de SO_3 , Al_2O_3 și mai puțin accentuată de K_2O . Se evidențiază levigarea intensă în primul rind a SiO_2 , apoi a $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; CaO , MgO și Na_2O .

În urma acestor observații remarcăm un aport important de sulf și probabil o îmbogățire reziduală de aluminiu și potasiu. Soluțiile au fost sărace în componenți metalici: roca cuarț-alunitică prezintă conținuturi scăzute de Pb , Zn , Cu , de ordinul a 0,1%.

Soluțiile care au dus la formarea alunitelui au fost soluții cu caracter sulfatat și pH acid (precipitarea opal-cristobalitului).

Considerații genetice

În ceea ce privește geneza alunțiilor, în literatura de specialitate se admit două concepții: una presupunând natura supergenă și o altă origine, hidrotermală, de tip solfatarian și epitermal.

Studiile experimentale privind realizarea alunitelui pe cale artificială au arătat că acesta se formează la temperaturi de 100–150°C și presiuni de 1–6 atm (fide Berbelea, 1970).

Rittman (1967) arată că vaporii sulfuroși ai solfatarilor (cu temperaturi între 90–300°C) atacă rocile vulcanice, descompunându-le deseori complet. Se formează sulfatați solubili, alunit greu solubil și silice reziduală. Roca astfel transformată are culoarea albă (bianchetto), asemănătoare celei din valea Brada.

În unele zăcăminte de sulfuri metalice (Goldfield — Nevada; Cochiti — New Mexico; Rodalquilar — Spania; Beregovo — URSS etc.) alunitul este considerat de origine epitermală (Hemley, 1969; Lazarenko, 1964; Meyer, Hemley, 1967).

Se constată că alunitul se formează în general în mediu acid, în izvoarele fierbinți acide, deasupra nivelului hidrostatic, la temperaturi de 20–100°C (Hemley, 1969) sau în evoluția lacurilor acide, la temperaturi de 30–35°C (Zotov, 1967, fide Hemley, 1969).

Interpretarea datelor acumulate asupra alunitelui din valea Brada conduce la concluzia că procesul prin care a luat naștere este un proces mai curînd de origine metasomatică de temperatură scăzută. În acest sens remarcăm că substituția este comună tuturor depozitelor alunitizate, pe lângă care apar și filoane de alunit.

În zona discutată s-a putut observa o zonalitate pe verticală a fenomenelor de alterare, în bază faciesul argilitic caracterizat prin caolinit, sericit și pirită, peste care urmează faciesul cuarț-alunitic.

Sub microscop, alunitzarea apare sub două aspecte, ca substituție și ca vinișoare și cuiburi, în parageneză cu opal-cristobalit și caolinit.

În ceea ce privește chimismul rocilor alunitizate constatăm un aport de sulf, o îmbogățire în aluminiu și potasiu și o levigare intensă a elementelor Fe , Ca , Mg , Na , Si , fapt care explică porozitatea ridicată a rocii în unele porțiuni.

Primul stadiu de transformare a rocilor este argilizarea (caolinit, sericit) însoțită de o piritizare uniformă.



În urma schimbării caracterului soluțiilor, facilitat și de schimbarea mediului, de la un caracter reducător la un caracter oxidant în mediu apos acid, s-a format alunitul, în partea superioară a stivei piroclastice.

Fierul levigat din acest nivel alunitizat, antrenat pe cale descensională, s-a redepus ca sulfură de fier în nivelele inferioare, ceea ce poate explica îmbogățirea în pirită în adâncime și lipsa lui totală în nivelul superior.

TABELUL 3

Chimismul apelor minerale din regiune

Locul	Cl	SO ₄	HCO ₃	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	HBO ₃	CO ₂	H ₂ S	Alți ioni specif. mg/l	Min. tot. g/l	pH
Luna Negrești Oaș	1,322	0,077	3,141	1,746	0,155	0,152	0,027	0,009	0,121	2,196	0,0037	Br = 0,24 I = 0,34 Li = 1,2 Li = 0,6	8,992	6,5
Baile Pu- turoasa Vama	0,008	0,946	0,494	0,049	0,002	0,519	0,025	0,001	0,034	0,052	0,186		2,428	7,0

Apele minerale sulfatate reci de la Luna — Negrești Oaș și Puturoasa — Vama cu pH 6,5—7 și cu o mineralizare totală de 2,428—8,992 g/l (Pricăjan, 1972), sînt martore ale unei activități solfatariene intense de odinioară.

Concluzii

Alunitizarea — proces de transformare menționat pentru prima dată în aria munților Gutii — poate avea și eventuale implicații economice. Astfel, în U.R.S.S. se exploatează roci alunitice cu un conținut de 15% Al₂O₃ (Lupci, Brana, 1971), ca minereu de aluminiu.

În zona Beregovo (Ucraina Transcarpatică) se citează exploătarile de alunit de la Kvanovo, Mujievo și Dobroselie (Lazarenko, 1964).

Alunitul din valea Brada este rezultatul acțiunii soluțiilor postvulcanice ascendente de temperatură scăzută, nefiind însă exclus rolul pe care l-ar fi putut juca nivelul de piroclastite vitro-cristalo-litoclastice cu un conținut inițial mai ridicat în potasiu, care controlează ivirile de alunit.

Geneza alunitului este legată de momentul evolutiv final al fenomenelor asociate punerii în loc a vulcanitelor sarmațiene, vulcanitele pannoniene prezentîndu-se în stare proaspătă.

Principalii factori care au controlat localizarea alunitului sînt existența unui sistem de fracturi, care au constituit căile de acces pentru soluțiile postvulcanice, și natura poroasă a formațiunilor vulcanogen-sedimentare, care a facilitat circulația soluțiilor ascendente.



BIBLIOGRAFIE

- Berbeleac I. (1970) Aluniții de la Voia (Munții Metaliferi) *D. s. Inst. geol.*, LV1/1. București.
- Borcoș M, Lang B, Peltz S, Stan N (1972) Evoluția vulcanismului neogen în partea de vest a munților Gutii (Negrești — Seini — Băița). *Inst. geol. St. tehn. econ., seria I.* 6. București.
- Giuşcă D. (1960) Adularizarea vulcanitelor din regiunea Baia Mare. *Stud. cerc. geol.* V, 3. București.
- Hemley J. J., Hostetler P. B., Gude A. J., Mountjoy V. T. (1969) Some Stability Relations of Alunite. *Ec. geol. and. Bull. Soc. Ec. Geol.*, 64. 6. Lancaster.
- Lazarenko E. K., Lazarenko E. A., Barişnikov E. K., Malighina O. A. (1964) Mineraloghia Zakarpatia, Izd. LGU, Lvov.
- Lupei N., Brana V. (1971) Zestrea minerală a lumii. Ed. Ştiinţ. Bucureşti.
- Măldărescu I., Măldărescu Maria (1965) Asupra unor probleme privind alterațiile hidrotermale din regiunea Baia Mare. *Anal. Univ. Buc., seria şt. nat. geol. geogr.*, 1. Bucureşti.
- Mayer Ch., Hemley J. J. (1967) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Wall Rock Alteration. Holt, Rinehart and Winston Inc. New York.
- Mihnev V. I. (1957) Rentghenometriceskii opredeliteli mineralov. Moskva.
- Moenke H. (1962) Spektralanalyse von Mineralien und Gesteinen. Akad. Verlagsgesellschaft. Leipzig.
- Pricăjan A. (1972) Apele minerale și termale din România. Ed. Tehn. Bucureşti.
- Raymond L. P. (1962) Isomorphous Substitution in Natural and Synthetic Alunite. *Am. Min.* 47. Menasha.
- Rittmann A. (1967) Vulcanii și activitatea lor. Ed. Tehn. Bucureşti.
- Stanciu Constantina, Medeşan Alexandra (1971) Geochimia proceselor de transformare și mineralizare în zăcămintul de sulf nativ din Caldera Căliman. *St. cerc. geol., geof., geogr.*, 2, 16. Bucureşti.
- Stanciu Constantina (1972) Procese de transformare hidrotermală asociate mineralizațiilor dintre Racşa și Dealul Crucii (munții Gutii). *Inst. geol. Stud. tehn. econ. seria I.* 6. Bucureşti.

L'ALUNITISATION DE LA VALLÉE DE BRADA — NEGREȘTI OĂȘ (MONTS GUTII)

(Résumé)

Dans la partie nord-ouest des monts Gutii, dans la vallée de Brada, les roches volcanogènes (tufs andésitiques vitro-cristalolithoclastiques) du complexe volcano-sédimentaire d'âge sarmatien sont affectées par des solutions ascendantes postvolcaniques, qui les ont transformées en roches quartz-aluniques.

La présence de l'alunite est confirmée par des analyses microscopiques, chimiques, de rayons X et de spectrométrie en infrarouge.



La genèse de l'alunite est métasomatique épithermale. Il s'est formé des solutions à caractère épithermal, solfatarien.

Les actuelles sources sulfureuses de cette zone (la source Luna, les bains de Puturoasa) ont été témoins de ces activités solfatarieuses.

INTREBĂRI

I. Balintoni: Există în apropierea zonei cu alunite depuneri de hidroxizi de fier?

Răspuns: Există depuneri peliculare de hidroxizi de fier pe fisuri, în roca cu alunite, care provin probabil din infiltrații. Deasupra nivelului alunitezat, precum și imediat sub el, în aceleași piroclastite există piritizări intense.

DISCUȚII

I. Balintoni: Fenomenele observate sînt foarte asemănătoare cu cele cunoscute în Călimani, unde zonele cu alunite sînt asociate cu zăcămintul de sulf. În acest sens, s-ar putea ca alunitezarea să nu fie însoțită de alte sulfuri.

PLANȘA I

Fig. 1. — Rocă piroclastică cu goluri neregulate umplute de alunite microgranulară (A). Se recunosc contururile de plagioclazi. N//, 50 x.

Roche pyroclastique avec creux irréguliers remplis à alunite microgranulaire (A). On reconnaît les contours des plagioclases. N//, 50 x.

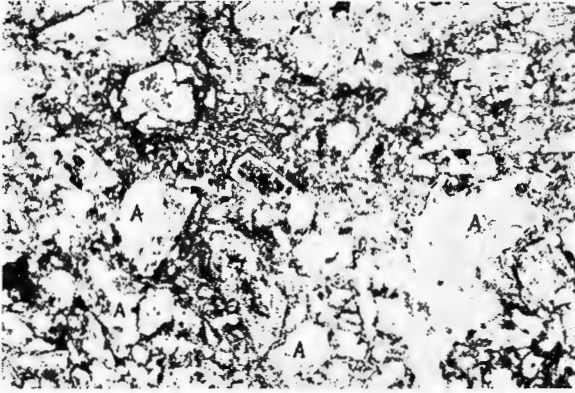
Fig. 2. — Masă microgranulară de alunite umplînd un gol neregulat în rocă (culoare deschisă) prinsă într-o masă transformată complet în minerale argiloase și opal-cristobalit (detaliu din fig. 1). N+, 130 x.

Masse microgranulaire d'alunite remplissant un creux irrégulier dans la roche (couleur claire) coincée dans une masse complètement transformée dans les minéraux argileux et d'opale-cristobalithe (détail de la fig. 1). N+, 130 x.

Fig. 3. — Cristale de alunite bine dezvoltate (A). Se observă un clivaj bun și o extincție. N+, 130 x.

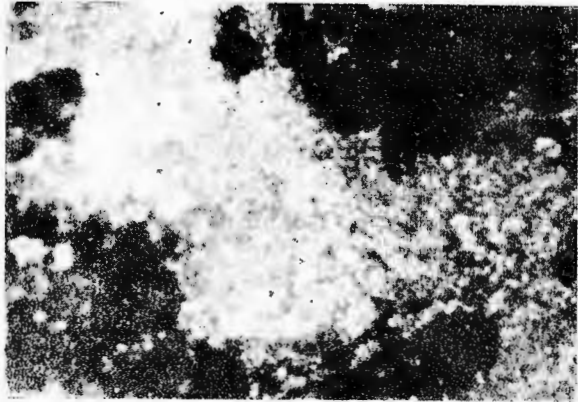
Cristaux d'alunite bien développés (A). Observer un bon clivage et une extinction. N+, 130 x.



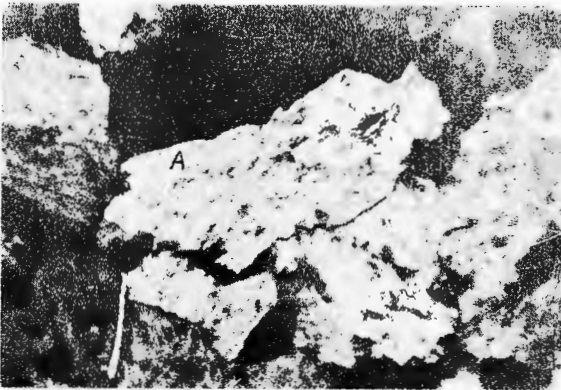


1

727/65



2



3

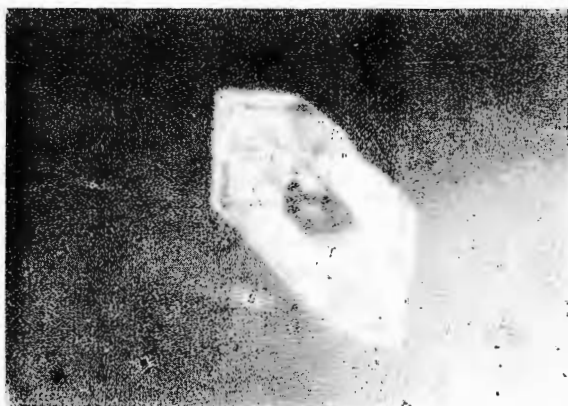
Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11



PLANȘA II

- Fig. 1. — Cristal de alunite cu contur idiomorf și structură zonală. N+, 320 x.
Cristal d'alunite avec contour idiomorphe et structure zonaire. N+, 320 x.
- Fig. 2. — Cristale de alunite cu contururi idiomorfe, avînd o structură zonală N+, 130 x.
Cristaux d'alunite avec contours idiomorphes, ayant une structure zonaire. N+, 130 x.
- Fig. 3. — Cristale de alunite maclate, prinse într-o masă izotropă de opal — cristobalit — minerale argiloase. N+, 130 x.
Cristaux d'alunite maclés, coincés dans une masse isotrope d'opale — cristobalithe — minéraux argileux. N+, 130 x.

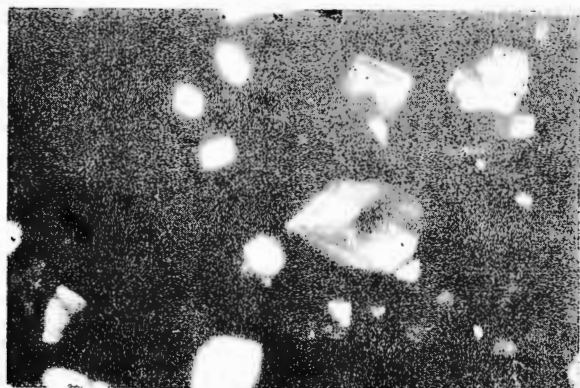




1



2



3

Studii tehnice și economice, seria A, nr. 11



ASPECTE ALE PROBĂRII ZĂCĂMINTELOR FILONIENE EXPLORATE CU LUCRĂRI MINIERE

DE

MARȚIAN MURGU, DUMITRU SANDU, HARALAMBIE ȘTEFAN¹

Abstract

Aspects Related to the Sampling of Vein Deposits Explored by Mining Works. In this paper there is presented a model of the ensemble error determination within an exploration panel, error which appears due to the outline sampling. Taking into account the definition of the analogy error (geological interpolation) there are successively established the error from the outline zone of the panel and the error from the central zone (extension error). The sum of these two errors represents the ensemble error on the panel, which when determined, gives us the possibility of a more accurate framing of reserves in certain categories.

Introducere

Se știe că, în explorarea de detaliu, zăcămintele filoniene se cercetează în principal prin lucrări miniere, iar probarea lor se realizează în deschiderile create de astfel de lucrări. Sistemul de explorare, deci și de probare, se modifică însă în funcție de grosimea zăcămintului. Din acest punct de vedere, zăcămintele filoniene se pot clasifica în două grupe: în prima grupă se încadrează cele de grosime mică și medie (până la cca 2 m), iar în a doua — cele de grosime mare (mai mare de 2 m). În prezenta lucrare ne vom referi la unele aspecte ale probării primei grupe de zăcăminte, adică a acelor a căror grosime nu depășește secțiunea transversală a lucrării miniere de explorare. Ne-am referit la acest caz având în vedere frecvența relativ mare a unor astfel de zăcăminte în țara noastră, în special în regiunea minieră Baia Mare.

În urma explorării cu lucrări miniere (galerii direcționale și suitori pe înclinare), zăcămintele din grupa la care ne-am referit sint compartimentate într-o serie de prisme paralelipipedice, denumite în mod obișnuit panouri de explorare (sau de exploatare, dacă rețeaua de lucrări delimitează unități de exploatare). Într-o anumită etapă a explorării, unele

¹ Universitatea din București, Facultatea de geologie și geografie.



panouri sînt conturate cu lucrări miniere pe patru laturi, altele pe trei, două sau numai pe o latură. În consecință și probarea zăcămintului se va realiza numai în deschiderile produse de aceste lucrări. În oricare dintre situații se pot stabili valorile medii ale mărimilor geologice care servesc la calculul rezervelor de minereu și de component util. Gradul de precizie al valorilor respective va fi însă diferit de la un panou la altul.

Probarea unui panou nu se poate realiza decît în lucrările de explorare. De obicei se iau probe prin brazde la o anumită echidistanță, stabilită în funcție de caracteristicile zăcămintului². Probele astfel recoltate au o zonă de influență pe care își mențin caracterul lor reprezentativ. Aceasta este o zonă conturală, a cărei lățime este egală cu echidistanța dintre probe (fig. 1 și 2). Faptul că valabilitatea datelor unei astfel de probări (singura posibilă, dealtfel) se extinde pe întreg panoul conduce la introducerea unei anumite erori (eroare de extindere) în determinarea valorii medii a fiecărei mărimi geologice (conținut, grosime, greutate volumetrică), eroare care trebuie luată în considerație în stabilirea erorii de ansamblu pe panou. În acest mod vom ști cu mai multă precizie care este gradul de cunoaștere a rezervelor pe fiecare unitate de calcul și, ca urmare, se vor lua măsuri pentru încadrarea lor corectă într-o categorie sau alta.

Exprimarea erorii de analogie

În analiza problemei la care ne referim s-au folosit așa-numitele erori de analogie. Această noțiune a fost introdusă de K r e i t e r V. M. în 1937 și adoptată ulterior de alții. În explorare, erorile de analogie (de interpolare) sînt în esență erori de interpretare geologică. B o g a ț k i i (1963) demonstrează și exprimă analitic mărimea-limită a erorii de analogie posibile și inerente la interpolarea într-un interval a valorilor unui parametru determinat la extremitățile intervalului, precum și la interpolarile în $n-1$ intervale a n valori ale parametrului. Astfel, dacă parametrul P se determină în n puncte de probare a unui zăcămint, în lucrările de explorare, dacă P_M este valoarea maximă a parametrului din volumul selecției de valori la care ne referim, iar \bar{P} — valoarea medie a parametrului selecției, raportul $P_M/\bar{P} = W$ se numește coeficient de neuniformitate sau variabilitate (de variație) a parametrului respectiv. Dacă dintr-o selecție de valori apar mai multe maxime și minime ale parametrului P (deci cea mai complicată variație), eroarea de analogie limită maximă, în valoare relativă, se calculează cu expresia :

$$e_M = \pm \frac{2(P_M - \bar{P})}{n\bar{P}} = \pm \frac{2(W - 1)}{n} \quad (1)$$

În cazul conținutului în component util, parametrul P poate fi media aritmetică, media ponderată sau conținutul mediu minim, iar

² În această direcție, unul dintre autori (S a n d u, 1972) a prezentat soluții de rezolvare a problemei.



P_M — conținutul maxim întâlnit în selecția de probe analizate sau conținutul teoretic al mineralului util, în funcție de specificul cercetării și de scopul urmărit. Menționăm că eroarea maximă se calculează separat pentru fiecare component util și pentru componentul echivalent.

În cazul grosimii, parametrul P poate fi media aritmetică, media ponderată sau grosimea minimă exploatabilă.

Cel mai adesea însă, pentru P și P_M se ia valoarea medie, respectiv valoarea maximă a parametrului din selecția de probe considerate.

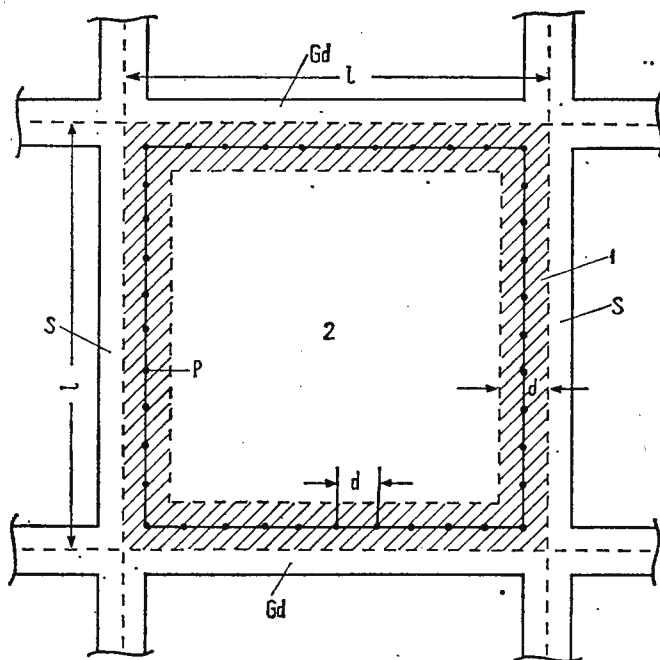


Fig. 1. — Panou de formă pătrată, conturat și probat pe toate laturile.

Gd, galerie direcțională; S, suiteare; l, lungimea laturii panoului; P, puncte de probare; d, echi-distanța dintre probe; 1, zona conturală efectiv cunoscută prin probare; 2, zona centrală (de extindere a datelor probării conturale).

Panneau de forme carrée, contouré et échantillonné sur tous les côtés.

Gd, galerie directionnelle; S, montage; l, longueur du côté du panneau; P, points d'échantillonnage; d, équidistance entre les échantillons; 1, zone contourale réellement connue par l'échantillonnage; 2, zone centrale (d'expansion des données de l'échantillonnage contoural).



Din relația (1) se constată că mărimea erorii de analogie este direct proporțională cu gradul de variație a parametrului respectiv și invers proporțională cu numărul de valori n al selecției (număr de probe, puncte de măsurare a grosimii etc.), ceea ce era de altfel normal. Intervalele de interpolare mai mari duc la erori de analogie mai mari, și invers.

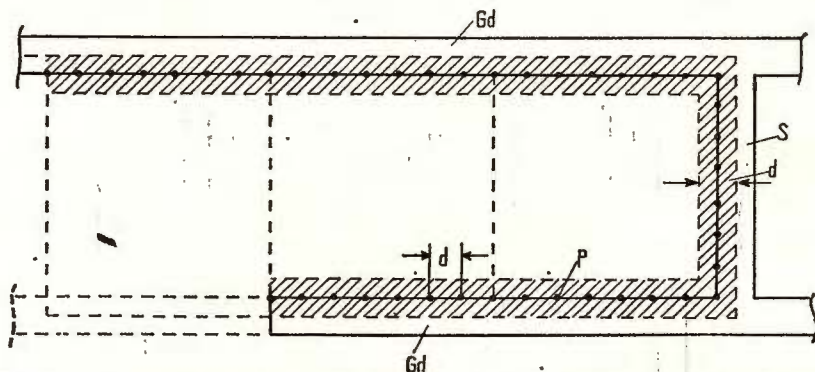


Fig. 2. — Panouri de formă pătrată, conturate și probate pe una, două și trei laturi. Gd, galerie direcțională; S, suitoare; P, puncte de probare; d, echidistanța dintre probe.

Panneaux de forme carrée, contourés et échantillonnés sur un, deux et trois côtés. Gd, galerie directionnelle; S, montage; P, points d'échantillonnage; d, équidistance entre les échantillons.

Este demonstrat că erorile de analogie au o repartitie normală, după legea Gauss-Laplace, iar eroarea cea mai probabilă care se produce este a treia parte din eroarea limită maximă, adică :

$$e = \pm \frac{e_M}{3} = \pm \frac{2(W-1)}{3n} = \pm \frac{0,67(W-1)}{n} \quad (2)$$

Probarea periferică (conturală) și erorile de analogie în panourile de rezerve

S-a arătat că un panou nu poate fi probat decît în deschiderile produse de lucrările miniere care îl delimitează. În mod obișnuit, parametrii medii de calcul al rezervelor se determină pe baza rezultatelor probării și a măsurătorilor în locurile de probare. La un anumit grad de cunoaștere a calității rezervelor într-un panou se admite o anumită eroare de analogie (e_{aa}), în funcție de care se poate determina numărul necesar de probe (n_p) pentru cercetarea panoului. Teoretic, aceste probe trebuie să fie omogen distribuite pe suprafața panoului (S_p). Referindu-ne la parametrul cel mai variabil, conținutul în component util, și ținînd seama de coeficientul



de variabilitate a acestuia (W), determinat pe baza probelor efectiv prelevate, n_p are expresia :

$$n_p = \frac{2(W - 1)}{e_{ad}} \quad (3)$$

Dacă d este echidistanța de probare, fiecărei probe îi revine o suprafață de influență d^2 :

$$d^2 = \frac{S_p}{n_p} \quad (4)$$

Avînd în vedere sistemul de explorare și de probare în cazul de care ne ocupăm, din cele n_p probe (relația 3) nu se pot preleva decît un număr n_c de probe repartizate pe conturul panoului la echidistanța d . Rezultă astfel că, la o lungime probată (L) din perimetrul panoului, numărul de probe (n_c) va fi :

$$n_c = \frac{L}{d}, \quad (5)$$

L putînd fi egal cu l , $2l$, $3l$ sau $4l$, cînd panoul are forma pătrată, cu latura l , sau egal cu $2(a + b)$, $a + b$, $2a$, a sau b , cînd panoul are forma dreptunghiulară (a fiind lungimea pe direcție, iar b — lungimea pe înclinare a panoului).

Deci, în realitate, numai zona conturală a panoului (zona de influență a probelor de pe contur) are gradul de cunoaștere presupus inițial, în timp ce zona centrală nu poate fi cercetată direct. Asupra acesteia din urmă se extind, prin interpolare, datele de pe contur, ceea ce înseamnă că se va produce o eroare de analogie, denumită eroare de extindere.

Dacă se notează cu q raportul dintre suprafața conturală (S_c) și suprafața totală a panoului (S_p), rezultă că eroarea care se produce în zona conturală (e_q) este egală cu q părți din eroarea admisibilă inițială (e_{ad}), adică :

$$e_q = q e_{ad} \quad (6)$$

Eroarea de extindere se determină în ipoteza că cele n_c probe conturale ar fi distribuite omogen pe toată suprafața panoului. În această ipoteză va rezulta o eroare de analogie generală pe panou (e_c), care are expresia :

$$e_c = \frac{2(W - 1)}{n_c} \quad (7)$$



din care numai $r = 1 - q$ părți revine zonei centrale. Astfel, eroarea de extindere a datelor în această zonă este :

$$e_r = r \cdot e_c \quad (8)$$

Avem astfel toate elementele care ne permit exprimarea erorii de ansamblu pe panou la determinarea conținutului mediu în componenți utili :

$$e_p = e_q + e_r \quad (9)$$

Concluzia care rezultă este aceea că, în cazul probării sistematice complete pe conturul unui panou, eroarea care se produce la determinarea conținutului mediu pe întregul panou va fi mai mare decât eroarea din zona periferică. La o probare conturală incompletă (pe una, două sau trei laturi), eroarea pe panou va fi și mai mare, creșterea ei producându-se pe măsură ce scade lungimea probată (L).

Suprafața zonei conturale (S_c) se poate exprima ținând seama de lungimea probată (L) și de lățimea zonei de influență (d) :

$$S_c = L d \text{ (în general)} \quad (10)$$

sau, în cazul unui panou de formă pătrată cu latura l :

$$S_c = 4d(l - d), \quad (11)$$

iar în cazul panoului de formă dreptunghiulară :

$$S_c = 2d(a + b - d) \quad (12)$$

În cazul general, raportul dintre suprafața conturală (S_c) și suprafața totală a panoului (S_p), relația (4), este :

$$q = \frac{S_c}{S_p} = \frac{Ld}{n_p d^2} \quad (13)$$

Înlocuind pe L cu $n_c d$ (relația 5) se obține :

$$q = \frac{n_c}{n_p} \quad (14)$$

și ținând seama că $r = 1 - q$ rezultă :

$$r = \frac{n_p - n_c}{n_p} \quad (15)$$



Avînd în vedere relațiile 3, 7, 14 și 15, eroarea de ansamblu pe panou va avea expresia :

$$e_p = \pm \frac{2(W-1)}{n_p} \cdot \frac{n_c}{n_p} \pm \frac{2(W-1)}{n_c} \cdot \frac{n_p - n_c}{n_p} \quad (16)$$

sau :

$$e_p = \pm \frac{2(W-1)}{n_p} \cdot \left(\frac{n_c}{n_p} + \frac{n_p - n_c}{n_c} \right) \quad (17)$$

Notînd :

$$\frac{n_c}{n_p} + \frac{n_p - n_c}{n_c} = F_i \quad (18)$$

expresia (17) devine :

$$e_p = \pm \frac{2(W-1)}{n_p} F_i \quad (19)$$

în care n_p și F_i variază cu numărul laturilor probate (lungimea probată), iar W (coeficientul de variabilitate) poate fi constant sau poate varia odată cu lungimea probată.

Pentru $i = 1, 2, 3, 4$ laturi probate complet, la o distanță dintre probe (d) inițial acceptată, se obțin valorile lui F_i ³ :

$$F_1 = \frac{n_1}{n_p} + \frac{n_p - n_1}{n_1}; \quad F_2 = \frac{n_2}{n_p} \oplus \frac{n_p - n_2}{n_2};$$

$$F_3 = \frac{n_3}{n_p} + \frac{n_p - n_3}{n_3}; \quad F_4 = \frac{n_4}{n_p} \oplus \frac{n_p - n_4}{n_4}$$

Se constată că în relațiile de calcul nu figurează laturile și lungimea lor, ci numai numărul de probe conturale (n_c), distribuite pe lungimea L , și numărul de probe total (n_p) necesar la distanța de probare d , pentru o cunoaștere omogenă pe tot volumul panoului. De aceea relațiile au un caracter general, fiind aplicabile la panouri de orice formă. Subliniem

³ În cazul a două laturi probate s-au luat în considerație laturile opuse, de exemplu cele două galerii direcționale; la calculul lui F_3 și F_4 nu s-au scăzut suprafețele $2d^2$, respectiv $4d^2$, adică s-au neglijat termenii $2/n_3$ și $4/n_4$, care de altfel sînt foarte mici.

că expresia erorii de ansamblu (relația 19) se referă la un anumit parametru (conținut în componenți utili, grosime).

Ca exemplu se consideră următoarele date:

- un panou dintr-un zăcămint filonian polimetalic de formă pătratică cu latura $l = 60$ m, probat pe cele două galerii direcționale;
- echidistanța de probare (d) este egală cu 3 m;
- conținutul maxim în plumb echivalent $c_M = 20\%$;
- conținutul mediu în plumb echivalent $\bar{c} = 4\%$.

În acest caz rezultă:

- suprafața panoului: $S_p = 60 \times 60 = 3\,600$ m²;
- numărul de probe pe întreg panoul, dacă probele ar putea fi distribuite omogen pe toată suprafața lui, la echidistanța d :

$$n_p = \frac{S_p}{d^2} = \frac{3\,600}{9} = 400 \text{ probe};$$

- numărul de probe efectiv posibil de prelevat pe cele două laturi:

$$n_c = \frac{L}{d} = \frac{2 \times 60}{3} = 40 \text{ probe};$$

- coeficientul de variabilitate în plumb echivalent:

$$W = \frac{c_M}{\bar{c}} = \frac{20}{4} = 5;$$

- factorul F_1 ;

$$F_2 = \frac{n_2}{n_p} + \frac{n_p - n_2}{n_2}$$

$$F_2 = \frac{40}{400} + \frac{400 - 40}{40} = 9,1$$

- eroarea de ansamblu pe panou (eroarea de analogie limită maximă)

$$e_p = \pm \frac{2(W - 1)}{n_p} \cdot F_1 = \pm \frac{2(5 - 1)}{400} \cdot 9,1 = 18,2\%$$

- eroarea cea mai probabilă (e):

$$e = \frac{e_p}{3} = \frac{18,2}{3} = 6,07\%$$



La o astfel de eroare panoul de rezerve se încadrează în categoria B, ținând seama de faptul că eroarea admisibilă la stabilirea conținutului mediu în component util pentru această categorie de rezerve este de cca 15%

În concluzie, modelul prezentat oferă posibilitatea determinării erorii de ansamblu pe un panou de rezerve, indiferent de numărul de laturi probate. Procedeu este rapid și permite descoperirea la timp a unor variații mari ale mineralizației, care să aibă drept consecință luarea de măsuri pentru modificarea rețelei de explorare și a densității de probare, spre a se evita introducerea de erori necontrolabile în calculul rezervelor.

Un astfel de model a fost aplicat cu succes de către autori pentru un zăcămint filonian polimetalic din regiunea minieră Baia Mare.

BIBLIOGRAFIE

- Bogațki V. V. (1963) *Matematiceskii analiz razvedocinoi seti*. Gosgheoltekhizdat. Moskva.
- Murgu M. (1974) *Analiza rețelelor de explorare și valorificare optimă a zăcămintelor*. O.D.P.T din M.M.P.G. București.
- Sandru D. (1972) *Probarea zăcămintelor filoniene polimetalice*. O.D.P.T. din M.M.P.G. București.

ASPECTS DE L'ECHANTILLONAGE DES GISEMENTS FILONIENS EXPLORÉS PAR DES TRAVAUX MINIERS

(Résumé)

Ce qui fait l'objet de cette étude sont quelques aspects de l'échantillonnage des gisements filoniens d'épaisseur moyenne et petite, explorés par des travaux miniers. Vu que, en tels cas, les gisements sont compartimentés en panneaux et que l'échantillonnage ne peut être réalisé que dans la zone périphérique des panneaux (dans les travaux miniers exécutés), il est évident que la zone d'influence (la zone contourale) sur laquelle les échantillons conservent leur caractère représentatif est assez petite. Mais, ce sont les uniques données dont on dispose pour la détermination des paramètres de calcul des réserves.

Le problème en question c'est de présenter un modèle pour établir l'erreur qui apparaît sur l'ensemble d'un panneau alors qu'il est entouré par des travaux miniers sur une certaine longueur (un, deux trois ou quatre côtés), sans égard à sa forme, carrée ou rectangulaire.

Après la présentation générale de l'erreur d'analogie (d'interpolation géologique) qui se produit à l'occasion de la détermination de la valeur moyenne d'un paramètre de calcul des réserves (Bogatzkii, 1953), on a analysé des relations de fixation des erreurs d'ensemble sur panneau pour les différents degrés de connaissance à l'aide des travaux d'exploration et d'échantillonnage. Dans ce but, on a établi tout d'abord l'erreur d'interpolation des données d'échantillonnage dans la zone contourale et l'erreur d'expansion des données du même échantillonnage dans la zone centrale du panneau, afin d'obtenir ensuite, par leur addition, l'erreur d'ensemble sur panneau. La même méthode, appliquée à tous les panneaux de la partie étudiée du gisement, offre d'arguments supplémentaires pour le rangement plus correct des réserves en catégories.





Institutul Geologic al României

RECENZIE

Random Processes in Geology (Procese aleatoare în geologie) Editor Daniel F. Merriam. Springer – Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1976.

Lucrarea prezintă zece din cele mai importante comunicări susținute în cadrul unui simpozion organizat la Montreal, Canada, în septembrie 1972, sub auspiciile Asociației Internaționale de Geologie Matematică, în colaborare cu Congresul Geologic Internațional.

Tema simpozionului a fost aplicarea concretă a metodelor matematice (probabilistice) în disciplinele geologice.

Se prezintă spre informare temele acestor comunicări:

1. Analize statistice în geotectonică. Se studiază distribuțiile spațiale ale elementelor tectonice.

2. Studiul proprietăților rețelelor de comunicație și modelele rețelelor. În lucrare se folosesc conceptele teoriei grafelor în studiul rețelelor de comunicație și se discută câteva aplicații posibile în analiza sistemelor de drenaj.

3. Modelarea probabilistică în geologie. După o prezentare generală a modelelor de simulare a sistemelor de evenimente independente, a proceselor Markov, precum și a proceselor Poisson, se face o analiză a aplicațiilor în paleontologie și sedimentologie.

4. Un model de mers la întâmplare pentru simularea depunerii sedimentelor aluvionare; modelul este tridimensional și dinamic în timp și spațiu.

5. Studiul materiilor poroase sedimentare cu ajutorul proceselor stochastice sau proceselor aleatoare.

6. Studiul cutremurelor vulcanice din Asamayama (Japonia). Se utilizează teoria proceselor discrete pentru analiza seriilor de observații asupra cutremurelor vulcanice.

7. Studiul implicațiilor stratigrafice ale sedimentării aleatoare. S-a utilizat un proces stohastic pentru elaborarea unui model de sedimentare care să poată clarifica unele probleme stratigrafice fundamentale.

8. Studiul funcțiilor de distribuție asociate lungimilor căilor și ariilor de drenaj.

9. Aplicațiile proceselor aleatoare pentru descrierea distribuției spațiale a variabilelor geologice calitative.

Modelele geologice spațiale complexe sînt considerate ca procese aleatoare. Se pune problema estimării proprietăților fiecărui model pe baza eșantioanelor recoltate în puncte discrete.

10. Studiul perioadelor de repaus al vulcanilor prin modele de proces Markov. Sînt examinate șase modele Markov de tipul celor de reînnoire pentru studiul activității vulcanice.



Din aceste comunicări rezultă, prin urmare, posibilitatea utilizării modelării matematice (modelării stochastice) pentru formularea și studiul problemelor geologice complexe.

De asemenea, aceste studii prezintă și un exemplu elocvent de modul cum problemele geologice și în general cele legate de studiul fenomenelor naturale pot conduce la noi dezvoltări în teoria proceselor stochastice.

Dan Zorilescu



Redactor; ILONA SANDU
Traduceri; MARIA BORCOȘ, ANGELA MIRICIOIU
Ilustrația: V. NIȚU, CONSTANȚA BURLACU

*Dat la cules; septembrie 1976. Bun de tipar; ianuarie 1977. Tiraj; 900 ex
Hirtie scris I. A. Format 70 × 100/56 g. Coli de tipar 14,5. Comanda 406.
Pentru bibliotecii indicele de clasificare 55(058)*

Tiparul executat de Întreprinderea poligrafică „Informația”, str. Brezoianu
nr. 23-25, București, Republica Socialistă România.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Studii tehnice și economice, seriile de la A la J, au fost publicate în decursul timpului de către următoarele instituții :

Les „Etudes techniques et économiques”, séries A—J, ont été publiées le long des années par les suivantes institutions :

INSTITUTUL GEOLOGIC AL ROMÂNIEI;
COMITETUL GEOLOGIC;
COMITETUL DE STAT AL GEOLOGIEI;
INSTITUTUL GEOLOGIC;
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ.





Institutul Geologic al României