

3-IG

*Lezica Paleontologie*

INSTITUTUL GEOLOGIC

DĂRI DE SEAMĂ  
ALE  
SEDINTELOR

VOL. LVIII

1971

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE



BUCUREȘTI  
1972



Institutul Geologic al României



Lezioni Paleontologie





*Acta Paleontologica*

INSTITUTUL GEOLOGIC

# DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ȘEDINȚELOR

VOL. LVIII

(1971)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



BUCUREȘTI  
1972



Institutul Geologic al României



## SUMARUL ȘEDINTELOR

### Ședința din 5 februarie 1971

Prezidează: M. Bleahu.

— Schuster A. O. — Considerații asupra evoluției domeniului danubian — Carpații Meridionali (D. S. LVIII/5).

### Ședința din 12 februarie 1971

Prezidează: M. Bleahu.

— Patrulius D. — Permianul autohtonului de Bihor (Munții Apuseni) (D. S. LVIII/4).

— Mureșan M. — Studii asupra zăcămintului de pirită cu magnetit de la Altin Tepe (Dobrogea centrală). II. Poziția stratigrafică a mineralizației (D. S. LVIII/2).

— Panaite M., Tomescu Camelia, Boștinescu S. — Asupra prezenței Clansayesianului în Munții Metaliferi (D. S. LVIII/3).

### Ședința din 19 februarie 1971

Prezidează: M. Bleahu.

— Dimitrescu R., Ioachim G. — Contribuții la cunoașterea granatilor din partea de sud-vest a masivului Muntele Marc (p. 33).

— Kalmár I. — Asupra unor roci amfibolice din masivul Preca (județul Maramureș) (p. 221).

— Anton O., Rădan S. — Date noi asupra metodelor de studiu al mineralelor argiloase<sup>1</sup>.

### Ședința din 26 februarie 1971

Prezidează: M. Bleahu.

— Popa Gh. — Corelația dintre Mn, Fe și elementele urmă însoțitoare în zăcămintul de mangan de la Dealul Rusului (Șarul Dornei) (D. S. LVIII/2).

<sup>1</sup> Nu se publică.



— Gurău A., Șerbănescu I. — Contribuții la studiul micro-tectonic al formațiunii de Schela, granitoidelor de Șușița și calcarelor cretacee de pe valea Cartiului (D. S. LVIII/5).

— Antonovici Suzana, Vanghelie I. — Kiechelsbergitul, un mineral rar (p. 13).

— Pavelescu L., Pavelescu Maria — Contribuții la studiul omfacitului (p. 67).

— Pavelescu L., Pavelescu Maria — Piroful din munții Sebeș (p. 73).

#### Ședința din 5 martie 1971

Prezidează: M. Bleahu.

— Iliescu Violeta, Mureșan M. — Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali — seria epimetamorfică de Tulgheș (D. S. LVIII/4).

— Jude R., Borcea Maria, Ionescu Olga — Studiul geologic și petrografic al rocilor eruptive din zona vulcanului Caraciu — Munții Metaliferi<sup>2</sup>.

— Mușat A. I., Vasilescu Olimpia, Pâslaru C., Paraschivescu C. — Studiul mineralogico-petrografic și chimic al dolomitelor și sulfurilor cantonate în ele, din zona Fărăoane-Bitca Târșului-Oița-Arsencasa (munții Bistriței — Carpații Orientali) (p. 257).

#### Ședința din 12 martie 1971

Prezidează: M. Bleahu.

— Bombiță Gh., Gheorghian Doina, Gheorghian M. — Asupra semnificației microfaunelor paleogene din Transilvania de sud (D. S. LVIII/4).

— Popescu Gh. — Biostratigrafia depozitelor oligo-miocene de la sud de Preluca, pe bază de foraminifere planctonice (D. S. LVIII/3).

— Gheorghian M. — Asupra unor apariții de depozite ot-nangiene din România și a conținutului lor microfaunistic<sup>3</sup>.

#### Ședința din 19 martie 1971

Prezidează: M. Bleahu.

— Liteanu E., Feru M., Ghenea Ana — Cuaternarul din zona de curbură a Carpaților Orientali, dintre văile Cîlnău și Milcov<sup>4</sup>.

<sup>2</sup> Se publică în *An. Inst. Geol.* XL, București.

<sup>3</sup> Se publică în *Mem. Inst. Geol.* XIV, București.

<sup>4</sup> Se publică în *St. tehn. econ.* H 4, București.





— **BANDRABUR T., ROMAN Ștefana** — Contribuții privind cunoașterea Cuaternarului depresiunii intracarpatică a Ciucului<sup>5</sup>.

— **Maxim I., Clichici O., Dragoș I., Mezaros I.** — Studiul molnștelor terestre și de ape dulci din sedimentele cuaternare de la Uriu — județul Bistrița-Năsăud<sup>6</sup>.

#### Ședința din 23 martie 1971

Prezidează: **M. Bleahu.**

— **Săndulescu M.** — Geologia catenelor alpine din Franța<sup>7</sup>.

#### Ședința din 26 martie 1971

Prezidează: **M. Bleahu.**

— **Iliescu Violeta, Mureșan M.** — Asupra prezenței unor asociații microfloristice în formațiunea paleozoică a brecciilor de Hăghi-maș — implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalină mezozoică a Carpaților Orientali (D. S. LVIII/4).

— **Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța** — Geneza granitoidelor și sisturilor cristaline din regiunea valea Sadului-Stănțești (munții Parâng) (p. 175).

#### Ședința din 2 aprilie 1971

Prezidează: **M. Bleahu.**

— **Papiu C. V., Colios Elena, Iosof V., Giușcă R.** — Caracterile chimico-mineralogice ale componentei argiloase din depozitele neogen-superioare din bazinul Beiușului (p. 273).

— **Stilla A. I.** — Semnalarea unui nivel cu charophyte în Cheile Turzii (D. S. LVIII/4).

— **Kalmár I.** — Asupra prezenței depozitelor post-pannoniene în sudul masivului Preluca (județul Maramureș) (D. S. LVIII/4).

#### Ședința din 9 aprilie 1971

Prezidează: **M. Săndulescu.**

— **Dincă A. I., Tocorjescu Maria, Stilla A. I.** — Despre vîrsta depozitelor continentale cu dinosaurieni din bazinele Hațeg și Ruscă Montană (D. S. LVIII/4).

<sup>5, 6</sup> Se publică în *St. tehn. econ.* II 4, București.

<sup>7</sup> Nu se publică.



— **Stilla A. I.** — Zona Pui și bazinul Hațeg — unități structurale distincte ale Carpaților Meridionali (D. S. LVIII/5).

— **Stilla A. I., Dragastan O., Dumitru I.** — Considerații stratigrafice asupra faciesului carbonat recifal din zona Pui (Carpații Meridionali) (D. S. LVIII/4).

— **Mutihae V., Dragastan O., Lăcătușu A. V.** — Cretaicul inferior din Dobrogea de nord<sup>a</sup>.

#### Ședința din 16 aprilie 1971

Prezidează: **M. Săndulescu.**

— **Savu H.** — Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lainici-Păiuș și intruziunea granitoidelor tardcorogene din regiunea Cărpiniș-Novaci (munții Parîng) (D. S. LVIII/5).

— **Mărgărit Gh.** — Date noi cu privire la geologia regiunii Bucium-Jibou (NW bazinului Transilvaniei) (D. S. LVIII/5).

— **Bucur I., Botez R., Mitrea Gh.** — Unele observații privind stratigrafia și tectonica regiunii Breaza-Beclean-Cepari (Transilvania de nord) (D. S. LVIII/5).

— **Paliuc G.** — Pirofilitul din formațiunea de Schela (p. 45).

#### Ședința din 23 aprilie 1971

Prezidează: **M. Bleahu.**

— **Motăș I. C., Marinescu Fl.** — Evoluția și subdiviziunile Sarmațianului în bazinul dacic. Malvensianul, nou termen stratigrafic (D. S. LVIII/4).

— **Marinescu Fl., Istocescu D.** — Asupra unei faune cu *Congeria ornithopsis* din Sarmațianul golfului Borod (vestul bazinului pannonic) (D. S. LVIII/3).

— **Motăș I. C., Papaianopol I.** — Biostratigrafia succesiunii Meoțian-Pleistocen dintre Călugăreni și Vadu Săpat (județul Prahova) (D. S. LVIII/4).

— **Marinescu Fl.** — Două faune cu congerii din Miocenul terminal al bazinului dacic (D. S. LVIII/3).

— **Motăș I. C.** — O nouă specie de *Prosodacna* în Pontianul din depresiunea getică (D. S. LVIII/3).

<sup>a</sup> Se publică în *Stud. cerc. geol. Acad. R.S.R., București.*



### Ședința din 30 aprilie 1971

Prezidează : M. Bleahu.

— Stănoiu I. — Încercare de reconstituire a succesiunii Palcozoicului din partea de est a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la obirșia văii Motru (Carpații Meridionali) (D. S. LVIII/4).

— Morariu D. — Palcozoicul inferior din valea Lăpușnicul Marc (D. S. LVIII/4).

— Grujinski C., Iva Mariana — Vederi noi în problema stratelor de Cornu (D. S. LVIII/4).

— Bucur I., Botez R., Cucu P., Dragu C., Pleșea V., Popescu T. — Cercetări geologice în regiunea Deda-Gurghiu-Sovata (D. S. LVIII/5).

— Lubenescu Victoria — Observații asupra unor faune amestecate de la vest de Miercurea Sibiului (D. S. LVIII/3).

— Iliescu O. — Prezența unor forme de mactre kersoniene în Pannonianul inferior din Banat (D. S. LVIII/3).

### Ședința din 7 mai 1971

(Ședință festivă în cinstea aniversării semicentenarului Partidului Comunist Român)

Prezidează : M. Bleahu.

— Săndulescu M. — Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali (D. S. LVIII/5).

— Năstăsescu S., Stănoiu I., Bițoianu Cornelia — Corelări stratigrafice în cadrul molasei hercinice din Carpații Meridionali<sup>9</sup>.

— Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. — Evoluția vulcanismului neogen în partea de vest a munților Gutii (Negrești-Seini-Băița)<sup>10</sup>.

— Stanciu Constantina — Procese de transformare hidrotermală asociate rocilor vulcanice din sudul munților Gutii (Ilba-Valea Roșie)<sup>11</sup>.

— Borcoș M., Gheorghiuț Ioana, Lang B., Stan N., Volanschi Ernestina, Mîndroiu Viorica — Considerații privind activitatea metalogenetică asociată andezitelor piroxe-

<sup>9</sup> Se publică în *An. Inst. Geol.* XI, București.

<sup>10, 11</sup> Se publică în *St. Tehn. econ.* I 6, București.



nice sarmatiene din sud-vestul munților Gutâi (Ilba-Nistru-Băița) (D. S. LVIII/2).

— Lang B. — Date noi privind chimismul andezitelor cu piroxeni din nordul munților Gutâi<sup>12</sup>.

#### Ședința din 14 mai 1971

Prezidează: M. Săndulescu.

— Andreescu I. — Faciostratotipul Malvensianului din zona de curbură a Carpaților Orientali (D. S. LVIII/4).

— Andreescu I. — Contribuții la stratigrafia Dacianului și Romanianului din zona de curbură a Carpaților (D. S. LVIII/4).

— Opran C. — Închiderea hidrogeologică a structurilor unității externe a flișului și unității pericarpatiche din zona Piatra Neamț-Borlești-Tazlău în legătură cu perspectivele de hidrocarburi (D. S. LVIII/5).

— Pană Ioana — Rolul biostratigrafic al congeriilor în depozitele pliocene din bazinul dacic (D. S. LVIII/4).

— Pană Ioana, Kruck E. — Pliocenul din Dobrogea de sud (Ostrov-Canlia-Oltina) (D. S. LVIII/4).

— Nicorici E., Sagatovici Alexandra — Studiul fannei badenian-superioare (Tortonian s. str.) de la Minișul de Sus (bazinul Zarandului)<sup>13</sup>.

— Iordan Magdalena — Graptoliții din forajul Tândărei (platforma moesică) (D. S. LVIII/3).

— Rusu A. — Semnalarea unui nivel cu Nucula comta în bazinul Transilvaniei și importanța lui stratigrafică (D. S. LVIII/4).

#### Ședința din 18 mai 1971

Prezidează: M. Săndulescu.

— Suffert J. — Prezentarea hărții geomorfologice a părții de nord a munților Făgăraș și metode moderne de studiu al piemonturilor<sup>14</sup>.

— Boroș M., Bratosin Irina, Colios Elena, Iancu Rosette — Observații petrogenetice și geochemice asupra vulcanitelor neogene din ciclul II de erupție din Munții Metaliferi (p. 107).

— Lazăr C., Întorsureanu I., Popescu Maria — Studiul petrografic al rocilor banatitice din zona Mașca-Băișoara (Munții Apuseni) (p. 143).

<sup>12</sup> Se publică în *St. tehn. econ.* I 6, București.

<sup>13</sup> Se publică în *An. Inst. Geol.* XLI, București.

<sup>14</sup> Nu se publică.



— Berza T. — Șisturi cristaline și roci granitoide între valea Tismanei și valea Bistriței (munții Vulcan) (p. 79).

— Boldur C., Avram E. — Asupra prezenței Albiannini în zona Svinița (Banat) (D. S. LVIII/4).

— Popescu B., Gheța N. — Nannoplanctonul calcaros din orizontul marelui cu briozoare de la W de Cluj (bazinul Transilvaniei) (D. S. LVIII/3).

— Boldur C., Visarion Adina — Asupra prezenței Ordovicianului în regiunea Feneș (Carpații Meridionali — Banatul de est) (D. S. LVIII/4).

#### Ședința din 19 mai 1971

Prezidează: C. Pandeleșcu.

— Pandeleșcu C., Dumitrescu Maria, Borcea Maria, Pop Mihaela — Cercetări de preparare a minereului cuprififer de la Sasca Montană-Stinăpari<sup>15</sup>.

— Polici Georgeta, Drăgulescu Adela — Cercetări privind posibilitățile de preparare a minereului de fier de la Ruschița-Valea Morii<sup>16</sup>.

— Georgescu B., Dumitrescu Maria, Drăgulescu Adela, Mitu Sabina — Cercetări privind prepararea minereului cuprififer de la Bănuț — galeria Cizma<sup>17</sup>.

— Georgescu B., Nicolescu Ana, Drăgulescu Adela — Cercetări pentru stabilirea tehnologiei de valorificare a minereului de mercur de la Sintimbru-Harghita<sup>18</sup>.

— Georgescu B., Dumitrescu Maria, Drăgulescu Adela — Cercetări privind stabilirea condițiilor de preparare a minereului complex de la Vișeu sud-Novăț<sup>19</sup>.

#### Ședința din 21 mai 1971

Prezidează: M. Săndulescu.

— Bleahu M., Tomescu Camelia, Panin Ștefana — Contribuții la biostratigrafia depozitelor triasice din platoul Vașcău (Munții Apuseni) (D. S. LVIII/3).

15, 16, 17, 18, 19 Se publică în *St. tehn. econ.* 13 48, București.



Pop G., Neagu Th., Szasz I. — Senonianul din regiunea Hategului (Carpații Meridionali) (D. S. LVIII/4).

— Bordea S. — Date noi stratigrafice și tectonice în zona Grohot-Tomnatec (Munții Metaliferi) (D. S. LVIII/5).

— Mureșan Georgeta, Mureșan M. — Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (Carpații Orientali) (p. 243).

— Motăș I. O., Andreescu I., Păpăianopol I. — Prosodacnele din subgenul *Psilodon*<sup>20</sup>.

<sup>20</sup> Se publică în *Mem. Inst. Geol.* XVIII, București.



KLEBELSBERGITUL, UN MINERAL RAR<sup>1</sup>

DE

SUZANA ANTONOVICI, IULIAN VANGHELIC<sup>2</sup>

**Abstract**

Klebelbergite, a Rare Mineral. A study of the klebelbergite from Baia Sprie area is presented. This mineral was described for the first time in Romania in 1929. The results yielded by the macroscopical and microscopical researches relating to this mineral, as well as spectral studies and those of the fluorescence of the X-ray are presented. All these data allow to include the klebelbergite in the framework of one of the formulae inferred by the authors. It is worthy to mention that the chemical formula of this mineral was not as yet known. In conclusion, some genetical considerations are made.

În Colecția de minerale a Institutului Geologic am găsit un număr de 13 eșantioane ce conțin klebelbergit, un mineral foarte rar și din această cauză puțin studiat. Mineralul a fost descris pentru prima dată în lume din România.

**Istoric.** În anul 1929, Z s i v n y descrie un mineral nou, pe care îl denumește klebelbergit, în onoarea lui Kle b e l s b e r g. Eșantioanele studiate proveneau de la Baia Sprie, Baia-Mare. Mineralul este considerat de Z s i v n y ca un sulfat bazic de antimoniu, cu conținut mic de apă.

T o k o d y (1941) dă o descriere sumară a mineralului prezentându-l ca o pulbere alb-gălbuie ce acoperă cristalele de stibină.

În studiul pe care M a n i l i c i et al. (1965) îl face asupra zăcămintului de la Baia Sprie, klebelbergitul este citat în seria mineralelor care n-au fost determinate cu destulă siguranță.

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

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

Numeroase date privind caracterile fizice ale klebelsbergitului sînt consemnate de Rădulescu și Dimitrescu în „Mineralogia topografică a României” (1966).

**Zăcămintul Baia Sprie.** Mineralizația de la Baia Sprie este legată de vulcanismul neogen și are caracter complex. Zăcămintul este alcătuit dintr-un filon principal, care are o serie de ramificații localizate atît în culcușul, cît și în acoperișul său. După datele de literatură (Tokody, 1941) acest filon are grosimi cuprinse între 1 și 20 m. La extremități el se efilează, iar spre suprafață, în extremitatea sa estică pare să prezinte o digitație. La suprafață filonul a fost urmărit pe 1700 m, iar în subteran pe 2000 m; pe înclinare a fost deschis pe o diferență de nivel de cca 700 m.

Mineralizația specifică filonului principal este o mineralizație polimetalică, localizată pe contactul dyke-ului andezitic, cu rocile înconjurătoare și în masa andezitelor cuarțifere. Unele filoane străbat și dacitele amfibolice.

În afara mineralizației polimetalice se dezvoltă o mineralizație piritocupriferă și auro-argentiferă într-un sistem de filoane separate.

Mineralizația polimetalică înglobează 68 minerale (după datele lui Tokody, 1941) și cuprinde: sulfuri, arseniuri, antimoniuri, sulfo-săruri, oxizi, carbonați, sulfuri, wolframați, fosfați, arseniați, antimoniați, silicați. Klebelsbergitul intră în grupa mineralizației polimetalice și este format pe stibină, care se întîlnește la toate orizonturile, fiind asociată cu blendă și galenă și concentrîndu-se în mod special spre acoperișul filonului principal.

**Localizarea și studiul mineralului.** Exemplarele de klebelsbergit studiate de noi sînt în număr de 13, fiind înregistrate la Colecția Institutului Geologic cu nr. L-19751/a, b, c, d și L-20438-20446. Materialul provine de la mina Baia Sprie, Baia-Mare.

Klebelsbergitul se prezintă sub forma unui praf galben, ce acoperă cristalele de stibină sau se găsește în interiorul agregatelor de stibină. Cristalele au o formă alungită, de dimensiuni foarte mici, prezentîndu-se mai mult sau mai puțin ca ace turtite sau ca plăcuțe laminate pe direcție. În general formează suprafețe în formă de snop, grupuri de bastonașe sau agregate fibroase cu luciu mătășos. Suprafețele sînt striate adesea după direcția de alungire a cristalului.

Simetria cristalelor este monoclinică. Nu s-au putut observa cristale monoclinice cu două hemidomuri, transversale și bază, așa cum descrie Zsivnăy.





Sub microscop, klebelsbergitul apare în cristale izolate (fig. 1, 2), idiomorfe, de forma unor ace plate, cu dimensiuni de la 0,1 la 2 mm. Cristalele prezintă striatii puternice pe direcția de alungire. De asemenea, cristalele de klebelsbergit mai apar ca agregate cu aspect foarte neregulat,

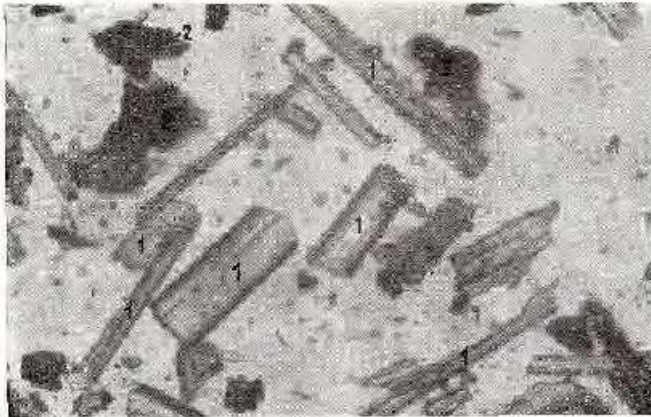


Fig. 1. — Cristale alungite de klebelsbergit (1), stibină (2).  
Cristaux allongés de klébelsbergite (1), antimoine (2).



Fig. 2. — Cristale maclate de klebelsbergit (1), stibină (2).  
Cristaux maclés de klébelsbergite (1), antimoine (2).

constituite dintr-o aglomerare de cristale mărunte, xenomorfe, cu dimensiuni de la 0,1 la 0,4 mm. Culoarea mineralului este galben deschis până la galben mai intens de sulf. Pleocroismul este foarte slab, aproape imperceptibil, extincția oblică, unghiul  $ng : c = 17^\circ - 18^\circ$ , refringenta slabă. Uneori cristalele idiomorfe apar maclate sub diverse forme (snop, rozetă etc).

Atît macroscopic, cît și microscopic s-a observat asocierea klebelsbergitului cu stibina, pe care este format. Uneori apare asociată acestor minerale și baritina.

**Date chimice.** Bazîndu-ne pe datele din literatură, foarte puține la număr (Z s i v n y, 1929; R a m d o h r, 1960), care prezintă klebelsbergitul ca fiind un sulfat bazic de stibiu cu conținut mic de apă, am

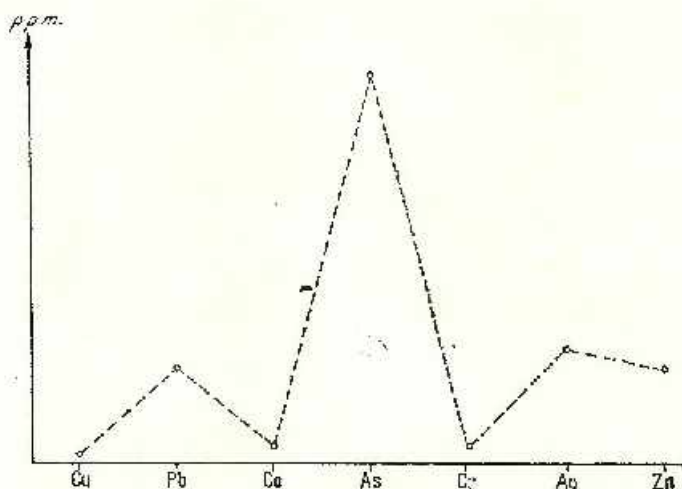


Fig. 3. — Variația elementelor minore în klebelsbergit.  
Variation des éléments mineurs dans le klebelsbergite.

căutat să aplicăm metoda de analiză prin fluorescență de raze X, pentru determinarea calitativă și cantitativă a stibiului. Metoda se bazează pe faptul că fiecare element prezent în mineral prezintă linii de difracție caracteristice, intensitatea liniilor fiind proporțională cu concentrația elementelor respective.

Pentru determinarea cantitativă s-a folosit metoda curbelor de etalonare. Curba de etalonare a fost făcută folosind oxid de stibiu ( $Sb_2O_3$ ) și  $Al_2O_3$  ca material de diluție. Elementele minore au fost determinate cantitativ prin analiză spectrală de A c s i n t o v i c i <sup>3</sup>. Variația acestor elemente se poate vedea în figura 3. În tabelul 1 sînt indicate elementele constituente ale mineralului, concentrația lor și metoda de analiză folosită.

În literatura de specialitate (P a s c a l, 1956) pentru sulfatul bazic de stibiu sînt indicate mai multe formule chimice. În tabelul 2, sînt pre-

<sup>3</sup> I. Acsintovici. Întreprinderea de Prospecțiuni, București.



zentate formulele chimice citate în literatura de specialitate și concentrația stibiului corespunzătoare fiecărei formule.

Concentrația de stibiu determinată în klebelsbergit prin fluorescență de raze X, ținând seama de eroarea metodei  $\pm 2\%$ , se pare a corespunde uneia din formulele  $Sb_2O_3 \cdot H_2O$  sau  $7Sb_2O_3 \cdot 2SO_3 \cdot 3H_2O$ .

TABELUL 1

Elementul	Concentrația %	Metoda de analiză
Sb	61,86	Fluorescență de raze X
As	$5,10^{-3}$	Analiză spectrală
Ag	$6,10^{-3}$	Analiză spectrală
Pb	$5,10^{-3}$	Analiză spectrală
Zn	$5,10^{-3}$	Analiză spectrală
Co	$1,10^{-3}$	Analiză spectrală
Cr	$1,10^{-3}$	Analiză spectrală
Cu	$3,10^{-4}$	Analiză spectrală
S	> 1	Analiză spectrală
Ni	s.l.d.	Analiză spectrală
V	s.l.d.	Analiză spectrală

Determinarea cu precizie a formulei presupune însă analize chimice suplimentare de determinare a sulfului și apei.

Ar fi fost interesant să se compare spectrul de difracție al sulfatului bazic de stibiu și spectrul de difracție al klebelsbergitului. Din păcate

TABELUL 2

Formula	Sb %
$Sb_2O_3 \cdot 2SO_3$	65,54
$Sb_2O_3 \cdot 2SO_3 \cdot H_2O$	62,51
$Sb_2O_3 \cdot 5SO_3 \cdot 2H_2O$	56,43
$Sb_2O_3 \cdot SO_3$	73,45
$Sb_2O_3 \cdot SO_3 \cdot nH_2O$	
$7Sb_2O_3 \cdot 2SO_3 \cdot 3H_2O$	59,75
$7Sb_2O_3 \cdot 2SO_3$	65,54

nu putem face acest lucru, dat fiind faptul că în literatură nu este indicată o metodă precisă de preparare a sulfatului bazic de stibiu, operațiile de separare și purificare fiind foarte greoaie și complicate. De aceea vom da numai cu titlu informativ aspectul spectrului de difracție al klebels-



bergitului (fig. 4) și liniile principale din spectru, cu intensitățile corespunzătoare :

d	6,19	3,43	2,47
I/I <sub>1</sub>	100	80	90

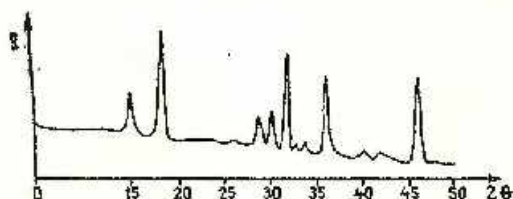


Fig. 4. — Aspectul spectrului de difracție al klebelsbergitului.  
Aspect du spectre de différenciation du klébelsbergite.

**Considerații genetice.** După ultimele considerații genetice asupra zăcămintului de la Baia Sprie (Manilici et al., 1965), se știe că în afară de mineralizația hipogenă formată pe scama soluțiilor hidrotermale, se cunosc numeroase minerale supergene formate pe seama soluțiilor reci, descendente. Marea majoritate a acestor minerale a fost găsită în zona de oxidație a filoanelor hidrotermale sau în ramurile din partea superioară a zăcămintului. În grupa acestor minerale supergene se include și klebelsbergitul, care s-a format pe stibină.

## BIBLIOGRAFIE

- Manilici V., Giușcă D., Stîcopol Victoria (1965) Studiul zăcămintului de la Baia Sprie. *Mem. Com. Geol.* VII, București.
- Pascal P. (1956) *Nouveau traité de Chimie minérale.* Paris.
- Ramdohr P. (1960) *Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.* Berlin.
- Bădulescu D., Dimitrescu H. (1966) *Mineralogia topografică a României.* Ed. Acad. R. S. România, București.
- Tokody L. (1941) Über den Kupferkies, Bournonit und Fahlerz von Felsőbánya. *Geotrolblatt f. Min. Geol. Pal. Abt. A,* Stuttgart.
- Zsivny V. (1929) Klebelsbergit, egy új ásvány Felsőbányáról. *Math. t. t. Ért.* 46, Budapest.



## LE KLÉBELSBERGITE, UN MINÉRAL RARE

### (Résumé)

Dans la Collection des minéraux de l'Institut Géologique nous avons trouvé toute une série d'échantillons à klébelbergite provenant de Baia Sprie.

Notre ouvrage présente l'étude de ce minéral et la paragenèse dont il s'associe.

Le klébelbergite a été décrit pour la première fois par Zsivny en 1929.

La minéralisation de Baia Sprie se rattache au volcanisme néogène et présente un caractère complexe. Le gisement est constitué par un filon principal, avec des ramifications dans son mur autant que dans son toit. La minéralisation polymétallique englobe 68 minéraux (selon les données de Tokody, 1941) et contient des : sulfures, arsénures, antimoniures, sulfo-sels, sulfates, wolframates, phosphates, arséniates, antimoniates, silicates. Le klébelbergite revient au groupe de la minéralisation polymétallique.

Le klébelbergite apparaît soit sous forme de poudre jaune qui enrobe les cristaux d'antimonite soit à l'intérieur des agrégats d'antimonite. Les cristaux sont de forme allongée, comme des aiguilles aplaties, ou en plaquettes laminées en direction. Généralement ils constituent des gerbes ou des agrégats fibreux d'un éclat soyeux.

Au microscope, le klébelbergite se présente à l'état de cristaux en forme d'aiguilles aplaties extrêmement striés en direction de l'allongement. Les cristaux apparaissent aussi comme des agrégats constitués d'une agglomération de cristaux menus, xénomorphes, dont les dimensions varient de 0,1 à 0,4  $\mu$ m.

Tant à l'œil nu qu'au microscope on observe que le klébelbergite s'associe de l'antimonite qu'il enrobe. Il s'associe parfois de barytine.

On a obtenu les éléments constitutifs du klébelbergite par analyse spectrale. Ils sont : Sb = 61,86; As =  $5,10^{-2}$ ; Ag =  $6,10^{-3}$ ; Zn =  $5,10^{-3}$ ; Co =  $1,1^{-3}$ ; Cr =  $1,10^{-3}$ ; Cu =  $3,10^{-4}$ ; S = > 1%; Ni et V sont sous la limite détectable.

L'analyse par fluorescence en utilisant des rayons X pour des déterminations qualitatives et quantitatives de l'antimoine, tenant compte de l'erreur de la méthode  $\pm 2$  % révèle une concentration qui, selon toute vraisemblance, correspond à l'une des formules  $Sb_2O_4 \cdot H_2O$  ou  $7 Sb_2O_3 \cdot 3H_2O$ . Cependant la détermination avec précision de la formule suppose des analyses chimiques supplémentaires pour le soufre et l'eau.

Quant à la genèse du klébelbergite on suppose qu'il s'est formé durant la période de minéralisation supergène aux dépens des solutions froides descendantes.





STUDIUL MINERALOGIC AL ROCII, MATERIALULUI  
PARENTAL ȘI FRAȚIUNII NISIP DINTR-UN PODZOL FORMAT  
PE GRANITE<sup>1</sup>

DE  
VENERIA CODARCEA<sup>2</sup>

Abstract

Mineralogical Study of the Rock, the Parent Material and the Sand Fraction from a Podzol Formed on Granites. This paper comprises a mineralogical study of rocks, parent material and sand fraction which have formed on granites. The podzol under study has formed on a product of granite transformation by post-magmatic desintegration and alteration, as well as subsequent hydrothermal processes after which pedogenetical processes have developed in a superposed mode. Analytical data also point out supplies of detrital material of rocks resulting from their contact with the granitic massif. Besides quartz and heavy minerals, the soil coarse fraction comprises even in the A<sub>2</sub> horizon, other materials such as biotite, muscovite and feldspars (plagioclase and orthoclase), fact that refutes the hypothesis implying that the analysed soil pertains to the group of soils where silicates have been totally destroyed. Both the distribution of minerals along the whole profile and the alteration phenomena to which they were submitted have been traced. Likewise both the rocks from the base of the profile and the coarse minerals were followed.

Obiectul prezentei comunicări îl constituie studiul mineralogic al rocii, materialului parental și al fracțiunii nisip, dintr-un profil de podzol format pe granite.

Profilul a fost amplasat la 870 m altitudine, în virful Cherbelezu, pe un versant cu expoziție nordică și înclinare de 8°-10°, vegetația fiind reprezentată prin pădure de fag cu *Vaccinium*. Recoltarea și descrierea profilului aparțin lui N. Florea.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 15 aprilie 1970.

<sup>2</sup> Institutul Geologic, Șos. Kiseleff nr. 53, București.



Masivul granitic Cherbelezu se întinde pe o lungime de cca 18 km și o lățime de cca 7 km, în partea estică a munților Almaajului și a constituit obiectivul cercetărilor geologice, împreună cu întregul complex al munților Banatului, începînd din 1932 (Codarcea, 1932-1933, 1940; Pavelescu, Constantinoff, Pavelescu, 1966<sup>3</sup>; Codarcea, Codarcea, 1959<sup>4</sup>; Gheruci, Serafimovici, Paraschivescu, 1963<sup>5</sup>; Gheruci, Serafimovici 1964<sup>6</sup>).

Acest masiv are o formă eliptică și este intrus la limita dintre gnai-sele și amfibolitele de Almaj din zona Mraconia pe de o parte și zona filitelor de Corbu, pe de altă parte.

Granitele metamorfozează la contact filitele și, ca urmare, apar o serie de roci de contact cu aspect de corneene rubanate, cu minerale de tipul biotit, hornblendă, epidot etc.

Granitul de Cherbelezu este un granit cu biotit și muscovit de culoare albă cu tente cenușii, cu textură macrogranulară, și se încadrează în categoria rocilor magmatice plutonice, fiind constituit în cea mai mare parte din feldspați (aparținînd celor 2 grupe, acidă și alcalină) și subordonat cuarț, biotit și muscovit.

Roca de la baza profilului de sol, studiată în secțiuni subțiri, este reprezentată prin același tip de granite, cu structura holocristalină și textura macrogranulară. În secțiunile subțiri, confecționate din roca de la baza profilului (orizontul B/D, adineimea 75-80), se constată predominanța feldspaților ortoclazi, care s-au consolidat din topitura de sili-cați în urma feldspaților plagioclazi, dovada fiind redată de conturu-rile idiomorfe ale plagioclazilor în comparație cu contururile xenomorfe ale ortoclazilor (fig.).

Feldspații plagioclazi sînt reprezentați prin termenii cei mai acizi ai seriei albit-anortit, și anume prin albit și oligoclaz, frecvent maclați după legea albit sau albit-Karlsbad; numai foarte rar sînt zonați.

<sup>3</sup> L. Pavelescu, D. Constantinoff, Maria Pavelescu. Raport asupra cercetărilor geologice în Munții Almaajului. 1968. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>4</sup> I. Codarcea, Venera Codarcea. Raport geologic asupra lucrărilor de cartare din regiunea Mehadia—Coranmic, Banat. 1959. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>5</sup> O. Gheruci, V. Serafimovici, C. Paraschivescu. Raport geologic asupra prospecțiunilor geologice în regiunea Mehadia Topleț—Pirvova (Banatul de sud). 1963. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>6</sup> O. Gheruci, V. Serafimovici. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier în regiunile Topleț—Mehadia și Sîrdrin (Banatul de sud). 1964. Arh. Inst. Geol. București.





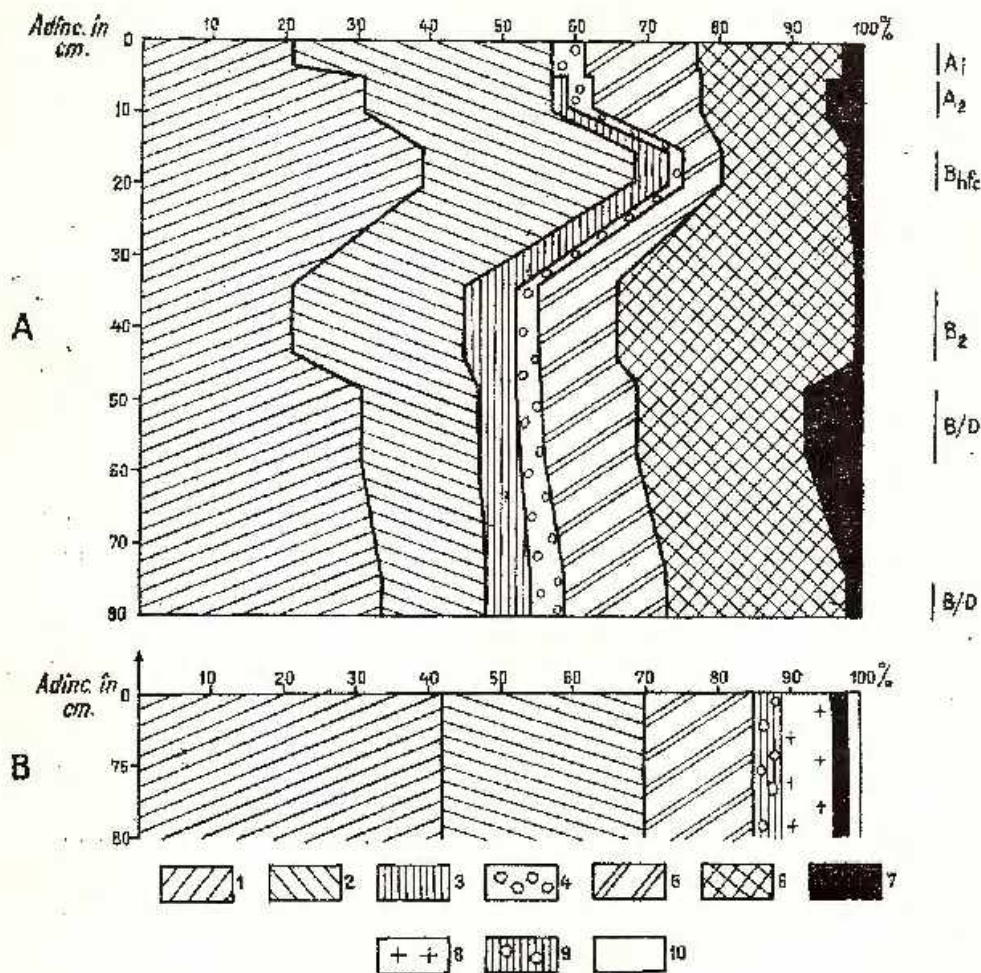


Fig. — Compoziția mineralogică a fracțiunii nisipoase (A) și a rocii parentale (B) dintr-un podzol format pe un granit cu textură macrogranulară. Profil 20. Cherbelezu—Banat.

1, feldspati plagioclași + feldspati sericitizați; 2, feldspati ortoclași; 3, biotit; 4, muscovit; 5, cuarț; 6, granule acoperite cu pelicule argiloase; 7, alte minerale: în rocă: leucocen, apatit, zircon, rutil; în granule: epidot, zoisit, apatit, clorit, hornblendă, augit, picronit, hipersten, granat, sfen, zircon, rutil, turmalină; 8, stilpnomelan; 9, muscovit + biotit; 10, oxid de fier.

Composition minéralogique de la fraction sableuse (A) et de la roche originelle (B) d'un podzol développé sur un granit à texture macrogranulaire. Profil 20. Cherbelezu—Banat.

1, feldspaths plagioclasses + feldspaths sericitisés; 2, feldspaths orthoclasses; 3, biotite; 4, muscovite; 5, quartz; 6, granules recouvertes par des pellicules argilouses; 7, autres minéraux: dans la roche: leucocène, apatite, zircon, rutile; dans les granules: épidote, zoisite, apatite, chlorite, hornblende, augite, picronite, hypersthène, grenat, sphène, zircon, rutile, tourmaline; 8, stilpnomélan; 9, muscovite + biotite; 10, oxyde de fer.



Feldspații ortoclazi sînt reprezentați în special prin microclin, ușor de identificat după structura reticulară, în care caz secțiunile sînt realizate după fața de pinacoid (001); mai rare sînt cazurile în care secțiunile sînt paralele cu fața (010), valorile unghiurilor de extincție fiind deosebite.

Destul de frecvente sînt cazurile de concreșteri perititice, ca urmare a fenomenelor de concreștere dintre microclin și plagioclazi, și după modul de prezentare, înclinăm să credem că este vorba mai curînd de fenomene primare, decît de dezamestecuri în faza solidă.

Pentru ambele tipuri de feldspat, este comun fenomenul de alterare concretizat prin apariția sericitului, care în funcție de natura feldspațiilor se prezintă sub formă de paiețe dispuse în lungul planelor de maclă sau plaje pentru plagioclazi, sau sub formă de cuiburi și zone mai întinse legate prin fisuri pentru ortoclazi (pl. I, fig. 1).

Alterarea sericitică a tuturor feldspațiilor este legată de fenomenele post-magmatice, spre deosebire de fenomenele de saussuritizare de la orizonturile superioare (B) care sînt generate de fenomene hidrotermale (mai evidente în această parte a profilului) (fig.).

Cuarțul, care cristalizează ultimul și corodează contururile mineralelor cu care vine în contact, prezintă uneori extincție ondulatorie, de regulă fiind grupat. În afara acestuia am deosebit și prezența unui cuarț de natură secundară, cristalizat pe fisurile care străbat roca, și care se deosebește de cel primar prin dimensiunile mult mai mici și modul de aranjare.

Biotitul, prezent sub formă de lamele alungite, cu clivaj perfect, nu a fost infilnit niciodată proaspăt, totdeauna fiind transformat ca urmare a aceluiași fenomene post-magmatice, dar evoluția alterării biotitului desfășurîndu-se diferit, pe etape, și anume:

- 1, se decolorează și trece în muscovit;
- 2, prin eliberarea fierului, dă naștere la oxizi de fier, cu aspect de agregate limonito-hematitice;
- 3, se transformă într-un produs secundar hidratat, stilpnomelanul, cu aspect de microagregate cu dispoziție sferulitică, intens pleocroice, cu culori de polarizație foarte vii (pl. I, fig. 3);
- 4, dă naștere unor separații de cristale și ace de rutil care tind să formeze structuri sagenitice, punînd în evidență prezența în rocă a variațiilor de biotit, lepidomelanul;
- 5, și în sfîrșit, se transformă în elorit (bogată în Ti + K).



Astfel ne explicăm prezența în cea mai mare parte a lamelor de muscovit din prima etapă a alterării biotitului, la care se adaugă și lamellele de muscovit de natură primară, deosebirile fiind redată prin claritatea, gradul de prospețime și culorile de polarizație specifice.

În unele secțiuni, se remarcă prezența în procente foarte scăzute (1%) a unui produs de descompunere a ilmenitului, care a generat pseudoagregate de leucocen, cu un indice de refracție foarte pronunțat (pl. I, fig. 4).

Ca minerale accesorii, menționăm câteva prisme de zircon, rutil și apatit.

Secțiunile subțiri realizate din același orizont B/D, dar de la un nivel mai superior (adâncimea 48-58 cm) pun în evidență prezența unui granit de asemenea parțial alterat, cu aceeași structură cu mici deosebiri compoziționale, dar în care fenomenele de alterare sînt mai pronunțate.

Compoziția mineralogică a materialului parental din celelalte orizonturi ale solului s-a studiat în secțiuni subțiri din fragmente de schelet.

Compoziția mineralogică a fragmentelor de schelet, se încadrează în limitele comune ale unui granit, în care procentele ce revin feldspaților plagioclazi, cresc sensibil față de cele ale ortoclazilor, din grupul cărora predomină de data aceasta microclin-pertitul, cu concreșteri mirmechitice între acesta și plagioclazi.

Dintre fenomenele de transformare suferite, menționăm intensă transformare a biotitului (în produse asemănătoare secțiunii de la adâncimea 75-80 cm) ca și apariția prismelor de zoizit, zircon și epidot în interiorul feldspaților, care împreună cu muscovitul și sericitul sugerează alterarea saussuritică, survenită în granite ca urmare a proceselor hidrotermale, care s-au suprapus peste procesele post-magmatice, redată prin fenomenele generale de sericitizare și caolinizare, după care au urmat procesele pedogenetice (pl. I, fig. 2).

La adâncimea 34-44 cm (orizontul B<sub>2</sub>) se remarcă totuși transformare a biotitului, alterarea mai avansată a feldspaților (redată prin sericitizare și caolinizare) și predominanța plagioclazilor, în comparație cu absența microclinului și substituția lui cu cristale de anortoclaz (cu 2 v mic, unghiul de extincție de 18°, biax negativ) (pl. II, fig. 1).

Aceleași fenomene de alterare și transformare, îmbogățite în depuneri de natură hidrotermală (cuarț, clorit, oxizi de fier, pseudomorfoze de leucocen (pl. II, fig. 2) și slabe adularizări), se observă și la adâncimea de 15-20 cm, orizontul Bhfe, unde în plus, am identificat prezența



unui fragment de diorit cuarțifer, sub formă de enclavă, de la contactul masivului granitic.

În schimb, în orizontul  $A_2$  (adîncimea 5-10 cm), în afara fragmentelor de granite alterate, îmbogățite substanțial în cuarț de natură secundară (cu dimensiuni mici — 008/005 — 003/003 mm, cu contururile dantelate însoțite de silice criptocristalină marginal, la care se adaugă și câteva granule de microclin, fără contururi proprii) se constată și prezența unor fragmente de granite proaspete de natură detritică.

Proveniența cristalelor foarte proaspete de microclin, așadar trebuie căutată pe de o parte în fragmentele detritice aduse, care au participat la procesele de solidificare, ca și în depunerile cu caracter hidrotermal tardiv, îmbogățite în K (din cadrul fragmentelor de roci, anterioare proceselor pedogenetice).

Justețea acestor opinii este confirmată și de faptul că în mod curent în acest orizont ( $A_2$ ) alterarea rocilor este pronunțată, fiind produsul conjugat al proceselor hidrochimice (generate de apele de infiltrație și intensificate la contactul cu aerul și cu depozitele deluvial-loessoide, care întrețin o umiditate ridicată, favorabilă descompunerilor chimice). Un loc important îl ocupă argilizarea rocilor cu feldspați.

**Compoziția mineralogică a nisipului.** Frațiunea nisip, constituită din granule cu diametrul cuprins între 2-0,05 mm, a fost cercetată din toate cele 5 orizonturi ale podzolului, după ce în prealabil au fost îndepărtate celelalte fracțiuni mai fine.

În vederea obținerii unor preparate microscopice cu un grad ridicat de claritate, în care componentele mineralogice să fie limpezi și lipsite de pelicule de oxizi, a fost necesară tratarea probelor cu citrat de Na și ditionit după metoda Jackson.

În fracția nisipoasă, la nici o adîncime și la nici o clasă granulometrică nu au fost identificate fragmente de roci, ci numai cristale și fenocristale, probabil ca urmare a dezagregării granitului cu structură macrogranulară, care a furnizat această fracțiune.

Mineralele predominante din fracția nisipoasă a acestui tip de sol sînt de fapt mineralele specifice rocii, care au contribuit la formarea solului, și anume feldspații și subordonat cuarțul, biotitul și muscovitul, la care se adaugă un număr însemnat de minerale cu suprafețele alterate, acoperite cu pulberi de minerale argiloase (probabil tot feldspați) și procente neglijabile de minerale reprezentînd aporturile detritice din zonele de contact ale masivului granitic, ca hornblendă și piroxeni (pl. II, fig. 3; pl. IV).



În legătură cu denumirea pe care am folosit-o, privind granulele cu suprafețele acoperite cu pelicule sau pulberi de minerale argiloase, menționăm că nu este vorba de pelicule de argilă migrată, mai ales că probele au fost supuse atât operațiunilor de îndepărtare a argilei, cât și tratamentului cu ditionit și numeroaselor spălări, ci de aglomerări de paiețe de sericit și minerale argiloase în curs de formare (de tipul caolinit (pl. II, fig. 4).

Pentru precizarea apartenenței acestor granule, au fost efectuate o serie de determinări cu ajutorul lichidelor de imersie (ca anetholum și benzolumclorathummono), la refractometrul Abbé, și am ajuns la concluzia că granulele sînt de feldspat (indicele de refracție pentru ortoclazi fiind cuprins între 1,518-1,530 și 1,539-1,547 pentru plagioclazi).

Acest fapt vine în sprijinul ideii alterării *in situ* a feldspazilor, care aparțin celor 2 mari grupe și anume: calco-alkalini (plagioclazii) și alcalini (ortoclazii) și transformării lor într-un agregat de minerale argiloase, care îmbracă nepreferențial granulele.

Raportul dintre frecvența și gradul de alterare a acestora este relativ constant, în sensul că acumulările cele mai mari de feldspați dintr-o categorie sau alta nu influențează gradul de prospețime a acestora.

Din grupa ortoclazilor, am identificat aproape la toate clasele granulometrice, la toate orizonturile, granule de microclin cu maciația tipică în rețea, foarte rezistentă de altfel, și subordonat pertit (pl. III, fig. 3) și anortoclaz (pl. III, fig. 4). Plagioclazii sînt reprezentați ca și în fragmentele de schelet prin primii termeni ai seriei, albitul și oligoclazul, ultimul alterîndu-se mai ușor.

Urmărind distribuția feldspazilor, în general, se constată o inversiune în ceea ce privește estimarea procentuală față de roca de la baza profilului; astfel, în timp ce în fragmentele de rocă, feldspații alcalini (ortoclazii) apar în procente ce variază între 42-25%, în granule, procente se reduc aproape la jumătate, în orizontul B/D (17-14%) și apoi cresc continuu spre suprafață, atîngînd procente maxime în orizontul A<sub>1</sub>, 31-13%; în schimb, plagioclazii sînt mai bine conservați în adîncime (orizontul B/D cca 33%), marcînd 2 scăderi procentuale, în orizontul B<sub>2</sub> și la suprafață (cca 20%) unde aporturile detritice sînt mai bogate în ortoclazi, față de plagioclazi, care se alterează mai intens la suprafață (în orizontul B<sub>2</sub>, fenomenele de argilizare a plagioclazilor sînt mult mai pronunțate (pl. III, fig. 2); aici observăm și o creștere a granulelor acoperite cu pulberi de minerale argiloase, 33,25%, față de 19,60% la suprafață.



Creșterile progresive de ortoclazi către partea superioară a profilului, ne-o explicăm în special prin contribuția aporturilor detritice, fapt ilustrat prin prezența cristalelor proaspele de microclin.

Cele mai însemnate cantități de bioxid de siliciu (cuart) se acumulează în orizonturile superficiale  $A_1 + A_2$  (15,69%) ca urmare a rezistenței acestui mineral la alterare, la care se adaugă aporturile detritice; scăderea cantitativă bruscă în orizontul B<sub>1</sub>fe (5,77% față de 15,03% în orizontul B/D) se datorește acumulării în cantitate mai mare a fracțiunii coloidale.

O importanță aparte o prezintă biotitul, care datorită alterabilității sale dispare complet la suprafață, produsele transformării lui acumulându-se cel mai mult în orizontul B<sub>2</sub>, unde conținutul în magneziu și fier crește.

Spre deosebire de biotit, muscovitul (pl. III, fig. 1) fiind un mineral rezistent la alterare marchează o pronunțată creștere la suprafață datorită atât menținerii, cât și aporturilor ulterioare de natură detritică. De altfel Goldich menționează muscovitul primul în ierarhia stabilității mineralelor.

Din grupa mineralelor secundare, în fracțiunea grosieră menționăm prezența în cantități foarte mici, fără nici o semnificație aparte a epidotului și zoizitului (provenite din alterarea feldspaților), a cloritului, agregatelor sagenitice și stilpnomelanului apărute în urma alterării biotitului.

Dintre mineralele grele, corespunzătoare mineralelor accesorii, din roca granitică de la baza profilului, menționăm câteva granule de granați, sfen, rutil, turmalină, apatit, zircon etc.

La acestea adăugăm slabele aporturi detritice de hornblendă și piroxenii, provenite din rocile de la contactul granitelor cu filitele de Corbu și gnaisele din zona Mraconiei (din care menționăm ca raritate pigeonitul, varietate de piroxen bogată în Ca, Mg și Fe).

**Concluzii.** Podzolul cercelat a rezultat din transformarea unui granit prin procese de dezagregare și alterare post-magmatică și procesele ulterioare hidrotermale, peste care s-au suprapus procesele pedogenetice.

Materialul parental al solului provine în cea mai mare parte din alterarea granitului, dar prezintă și unele aporturi de material detritic din rocile de la contactul masivului granitic.

Din datele obținute de noi, se pot face unele considerații privind rezistența mineralelor, de-a lungul întregului profil.

Din grupul principalelor minerale identificate în acest profil, menționăm în primul rând cuarțul, care prezintă în mod curent contururi angulare (indicând un transport pe distanțe reduse), nu se alterează dar se fragmentează, și muscovitul, care își franjurează terminațiile, fără a se altera, acumulându-se cel mai mult în orizontul  $A_1$  (4,66%).

Feldspatii, luați comparativ între ei, plagioclazii față de ortoclazi se alterează mai ușor, atât prin procesele post-magmatice (de sericitizare) și hidrotermale (caolinizare) cât și prin procesele de pedogenează, care conduc la formarea mineralelor argiloase, și acoperirea unei cantități apreciabile de granule de feldspat cu pulberi argiloase (33% în orizontul  $B_2$ , față de 19,60% în orizontul  $A_1$ ). Cel mai puțin rezistent este biotitul, în schimb mineralele grele, ca sfen, granați, rutil, zircon sînt foarte rezistente.

În legătură cu modul de distribuție a mineralelor în lungul întregului profil de sol, remarcăm conținutul în cuarț, în orizontul  $A_1 + A_2$ , atât în fragmentele de schelet cât și în fracțiunea nisip, ca urmare a acumulării reziduale. Principalul mineral cu fier, biotitul, dispăre complet în orizontul  $A_1$ , se menține în cantități reduse în orizontul  $A_2$ , marcînd un conținut ridicat în  $B_2$ , unde se constată și cele mai mari valori ale granulelor acoperite cu pulberi de minerale argiloase. Plagioclazii scad la suprafață (20%) și se acumulează cel mai mult în orizontul  $B_{HFe}$  (38%) în timp ce ortoclazii se concentrează în valori maxime în orizontul  $A_1$  (36%), ca urmare a rezistenței și aporturilor detritice.

Migrarea și acumularea Fe și Al într-un orizont B influențează în mod deosebit repartiția principalelor minerale în diferitele orizonturi genetice. Totuși, acest proces nu se manifestă aici din plin, menținîndu-se o serie de minerale, ca feldspatii, muscovit și granule acoperite cu pulberi de minerale argiloase etc., în orizontul  $A_2$ , acest fapt infirmînd ipoteza că într-un sol de tipul celui analizat, au loc procese de destrucție totală a tuturor silicaților.

## BIBLIOGRAFIE

- Barth T., Correns W., Eskola P. (1939) *Tratat de petrogeneză*. Berlin.
- Cantuniari Șt. (1914) *Masivul eruptiv Muntele Carol - Piatra Roșie (Jud. Tulcea)*.  
An. *Inst. Geol. Rom.* VI, 1, București.
- Coșdarcea Al. (1932-1933) *Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradina-Svinița*. C.R. *Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
- (1940) *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehadintzi*. An. *Inst. Géol. Roum.* XX, București.



Duchaufour Ph. (1960) Précis de Pedologie. Masson, Paris.

Mehra O. P., Jackson M. L. (1960) Iron oxide removal from soils and clays a dithionite-citrate system, buffered with sodium bicarbonate. *Clay and clay minerals*, 5, London.

Savu H. (1965) Masivul eruptiv de la Birzava (munții Drocea). *Mem. Com. Geol.* VIII, București.

## ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DE LA ROCHE, DU MATÉRIAU ORIGINEL ET DE LA FRACTION SABLEUSE D'UN PODZOL FORMÉ SUR DES GRANITES

### (Résumé)

L'objet du présent compte rendu est l'étude minéralogique de la roche, du matériau originel et du sable d'un profil de sol formé sur des granites.

L'étude minéralogique de la roche, du matériau originel et de la fraction sableuse met en évidence le développement de ce sol comme résultat des transformations complexes du granite à la suite des processus de désagrégation-altération post-magmatique et des processus ultérieurs hydrothermaux suivis de processus pédogénétiques.

Les données des analyses relèvent aussi des apports de matériel détritique emprunté aux roches situées au contact avec le massif granitique.

Parmi les minéraux résistants nous mentionnons en premier lieu le quartz et la muscovite. Les feldspaths, ceux plagioclases autant que ceux orthoclases, subissent des processus d'altération imputables tant aux processus post-magmatiques (séricitisations) qu'aux processus hydrothermaux (kaolinisations) et principalement aux processus de pédogenèse qui conduisent à la formation de certains agrégats de minéraux argileux qui masquent souvent la nature des granites.

Le moins résistant des minéraux est la biotite, par contre les minéraux lourds, quoique plus rares, sont très résistants.

Poursuivant la distribution des minéraux le long du profil de sol, on remarque une teneur élevée en quartz dans l'horizon  $A_1 + A_2$  tant dans les fragments de squelette que dans la fraction sableuse comme résultat de l'accumulation résiduelle.

Le principal minéral contenant du fer, la biotite, disparaît complètement dans l'horizon  $A_1$ , est présente en quantités réduites dans  $A_2$  et en quantités élevées dans  $B_2$ .

La teneur en plagioclases diminue vers la surface (20%) et gagne sensiblement dans l'horizon Blfe (38%); les orthoclases se concentrent dans l'horizon  $A_1$  (36%) comme une conséquence de leur résistance autant que des apports détritiques.

Néanmoins le processus de podzolsation ne se manifeste pas d'une façon trop intense, la preuve en ce sens étant la présence de quelques minéraux (le quartz excepté) tels : la muscovite, les feldspaths, les grains entourés de poussières de minéraux argileux dans l'horizon  $A_2$ , fait qui infirme l'hypothèse que dans un sol comme celui du type analysé n'arrivent que des processus de destruction totale de tous les silicates.





## EXPLICATION DE LA PLANCHE

## Planche IV

Répartition quantitative des composants minéralogiques en fonction des dimensions (2-0,05 mm), dans le profil de podzol humico-ferrilluvial développé sur des granites, Cherbelezu—Banat. Profil 20.

1, feldspaths plagioclases; 2, feldspaths orthoclases; 3, granules entourées de pellicules argileuses; 4, autres minéraux: épidote, zoisite, apatite, chlorite, hornblende, augite, pigeonite, hypersthène, grenats, sphène, zircon, rutile, tourmaline; 5, quartz; 6, biotite; 7, muscovite.





## PLAȘA I



## PLANȘA I

- Fig. 1. — Fragment de rocă. Adâncime 75-80 cm. a, albit, maelat polisintetic; b, anortoclaz; c, biotit; d, feldspați plagioclazi sericitizați. Nic. — ;  $\times 75$ .  
Fragment de rocă. Profundeur 75-70 cm. a, albite présentant des macles polysynthétiques; b, anorthoclase; c, biotite; d, feldspaths plagioclases sericitisés. Nic. — ;  $\times 75$ .
- Fig. 2. — Fragment de schelet. Adâncime 48-58 cm. a, microclin parțial alterat; b, plagioclazi maelați polisintetici și albit Karlsbad; c, biotit; d, cuarț. Nic. — ;  $\times 75$ .  
Fragment de squelette. Profundeur 48-58 cm. a, microcline partiellement altéré; b, plagioclases présentant des macles polysynthétiques et albit-Karlsbad; c, biotite; d, quartz. Nic. — ;  $\times 75$ .
- Fig. 3. — Fragment de schelet. Adâncime 48-58 cm. a, feldspat maelat Karlsbad; b, cuarț; c, albit maelat polisintetic; d, stilpnomelan; e, microclin parțial alterat. Nic. — ;  $\times 25$ .  
Fragment de squelette. Profundeur 48-58 cm. a, feldspath présentant des macles de Karlsbad; b, quartz; c, albite présentant des macles polysynthétiques; d, stilpnomélan; e, microcline partiellement altéré. Nic. — ;  $\times 25$ .
- Fig. 4. — Fragment de schelet. Adâncime 15-25 cm, fisură în roca granitică umplută cu depuneri de natură hidrotermală ce: a, cuarț; b, clorit; c, oxizi de fier; d, pseudomorfoze de leucoxen. Nic. — ;  $\times 75$ .  
Fragment de squelette. Profundeur 15-25 cm, fissure dans la roche granitique comblée de dépôts d'origine hydrothermale: a, quartz; b, chlorite; c, oxydes de fer; d, pseudomorphoses de leucoxène. Nic. — ;  $\times 75$ .





1



2



3

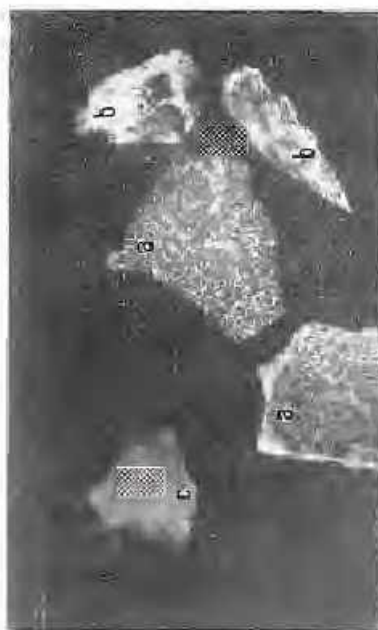
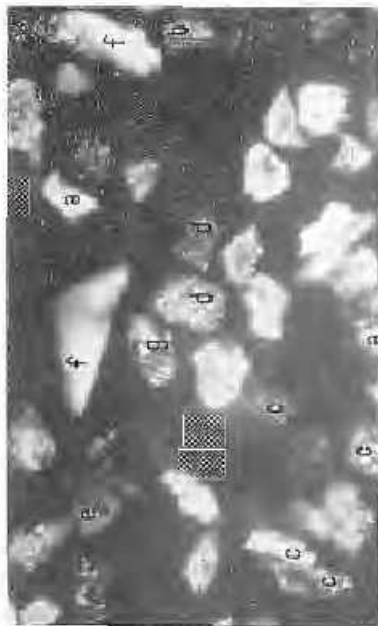
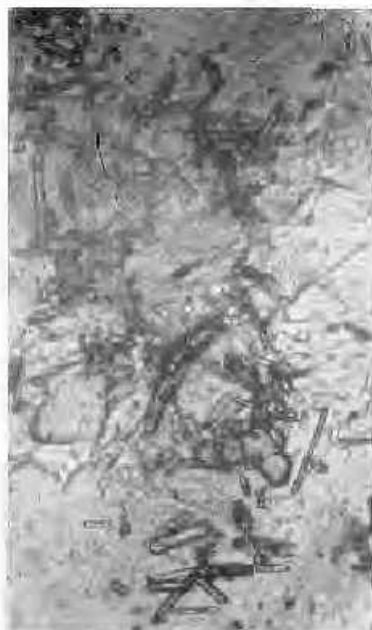
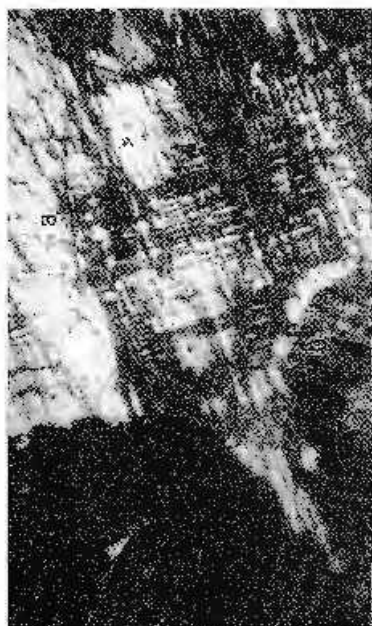


4

## PLANȘA II

- Fig. 1. — Fragment de schelet. Adâncime 5-70 cm. a, microlin cu structură reticulară; b, feldspați plagioclază alterați. Nic. +;  $\times 25$ .  
Fragment de squelette. Profondeur 5-10 cm. a, microcline présentant une structure réticulaire; b, feldspaths plagioclases altérés. Nic. ++;  $\times 25$ .
- Fig. 2. — Agregate sagenitice și prisme de rutile formate pe seama biotitului într-un fragment de schelet. Adâncime 5-10 cm. Nic. +;  $\times 160$ .  
Agréégats sagénitiques et prismes de rutile formés aux dépens de la biotite dans un fragment de squelette. Profondeur 5-10 cm. Nic. ++;  $\times 160$ .
- Fig. 3. — Asociații de minerale în granule. Adâncime 34-44 cm; clasa 010-025 mm. a, cuarț; b, albite măcată polisintetică; c, granule acoperite cu pelicule argiloase; d, feldspați sericitizați; e, biotit transformat; f, muscovit; g, microclin. Nic. +;  $\times 75$ .  
Associations de minéraux en grains. Profondeur 34-44 cm; catégorie 010-025 mm. a, quartz; b, albite présentant des macles polysynthétiques; c, grains entourés de pellicules argileuses; d, feldspaths sericitisés; e, biotite transformée; f, muscovite; g, microcline. Nic. ++;  $\times 75$ .
- Fig. 4. — Asociații de minerale în granule. Adâncime 34-44 cm; clasa 020-010 mm. a, granule acoperite cu pulberi minerale argiloase; b, muscovit; c, cuarț. Nic. ||;  $\times 75$ .  
Associations de minéraux en grains. Profondeur 34-44 cm; catégorie 020-010 mm. a, grains entourés de poussières de minéraux argileux; b, muscovite; c, quartz. Nic. ||;  $\times 75$ .





### PLANȘA III

Fig. 1. — Muscovit cu incluziuni de zoizit. Adâncime 5-10 cm; clasă 0,10-0,05 mm. Nic. — :  $\times 75$ .

Muscovite laissant voir des inclusions de zoisite. Profondeur 5-10 cm; catégorie 0,10-0,05 mm. Nic. — :  $\times 75$ .

Fig. 2. — Fenocrystal de feldspat acoperit cu pulbere de minerale argiloase și sericite. Adâncime 5-10 cm; clasă 0,02-0,05 mm. Nic. — :  $\times 160$ .

Fénocrystal de feldspath entouré de poussière de minéraux argileux et de séricite. Profondeur 5-10 cm; catégorie 0,02-0,05 mm. Nic. — :  $\times 160$ .

Fig. 3. — Macrograoulă de perlit. Adâncime 48-58 cm; clasă 0,50-0,20 mm. Nic. — :  $\times 75$ .  
Macrograin de perlite. Profondeur 48-58 cm; catégorie 0,50-0,20 mm. Nic. — :  $\times 75$ .

Fig. 4. — Miercălin. Adâncime 15-20 cm; clasă 0,50-0,20 mm. Nic. — :  $\times 75$ .

Miercăline. Profondeur 15-20 cm; catégorie 0,50-0,20 mm. Nic. — :  $\times 75$ .







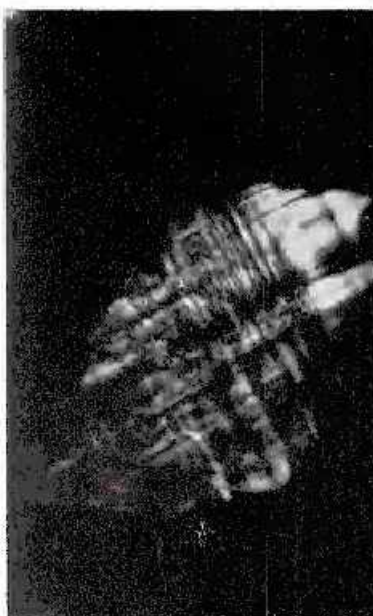
1



2



3

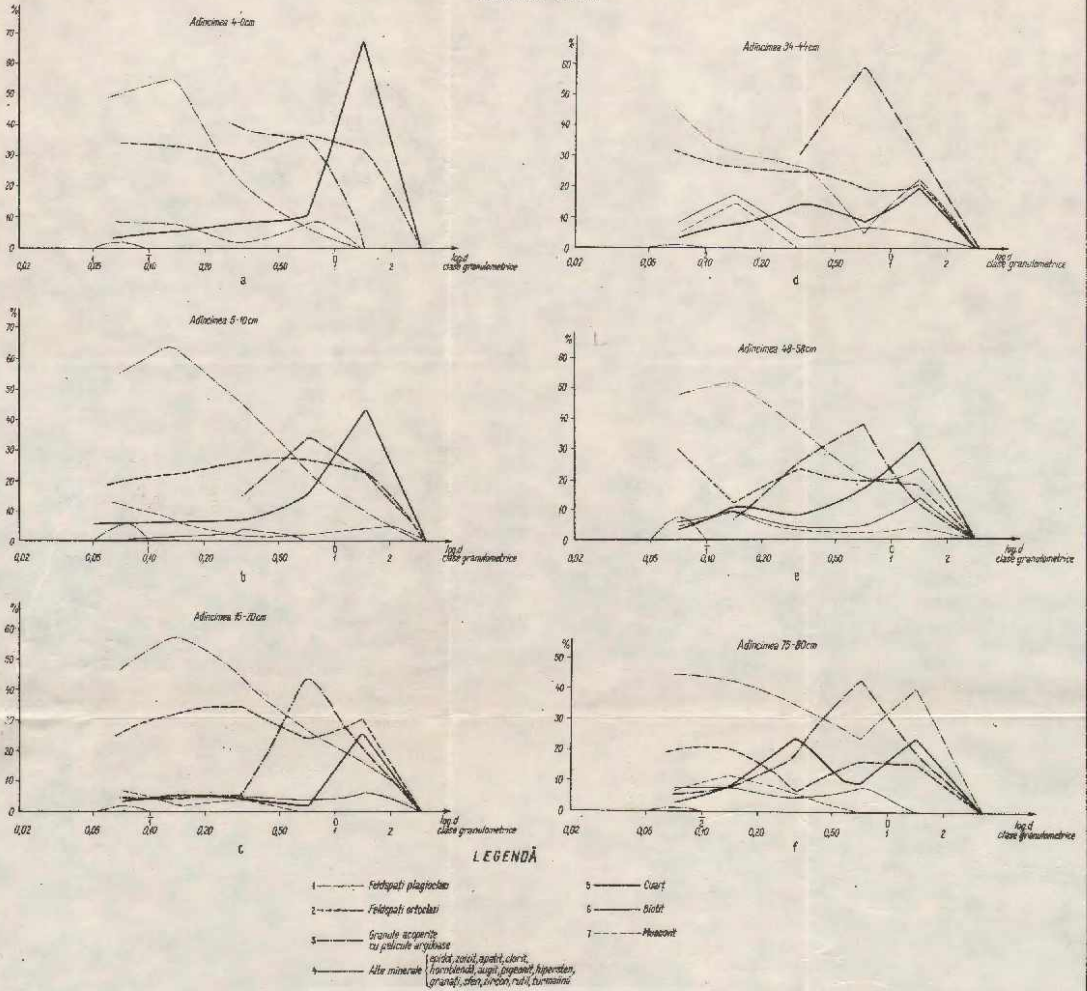


4

Instituți Geologic, Dăți de seamă ale ședintelor, vol. LVIII.

VENERA CODARCEA

DISTRIBUȚIA CANTITATIVĂ A COMPONENTILOR MINERALOGICI ÎN FUNCȚIE DE DIMENSIUNE (2 - 0,05 mm)  
 ÎN PROFILUL DE PODZOL HUMICO FERIL-ILUVIAL FORMAT PE GRANITE-CHERBELEZU-BANAT  
 PROFILUL Nr. 20



CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GRANAȚILOR DIN PARTEA  
DE SUD-VEST A MASIVULUI MUNTELE MARE<sup>1</sup>

DE

RADU DIMITRESCU, GRIGORE IOACHIM<sup>2</sup>

**Abstract**

Contributions to the Knowledge of the Garnets from the South-Western Part of the Muntele Mare Massif. Chemical analyses of garnets from micaschists and paragneisses belonging to the Someș, Baia de Arieș and Muncel Series are given; all are pyrope- or spessartine-bearing almandines.

Primele studii efectuate în țara noastră asupra chimismului unor granați formați prin metamorfism regional se datoresc lui Savu, Vasiliu, Udrescu (1967).

Această direcție de cercetare fiind fructuoasă și atacată pe un front larg pe plan mondial, am considerat necesar a obține câteva informații în această privință asupra granaților regiunii Arada-Muntele Mare-Lupșa-Vidra din partea de sud-vest a masivului cristalin al Gilăului. Analizele chimice au fost executate de către Ioachim.

Pornind de la datele cunoscute asupra structurii regiunii (Dimitrescu, 1958, 1966), vom începe, în cele ce urmează, cu câteva considerații asupra condițiilor în care apar rocile granatifere.

**A) Cristalinul Gilăului**

1. În regiunile care au făcut obiectul ridicărilor noastre geologice, micașisturi (și mai rar paragneise) cu granat de dimensiuni milimetrice

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 19 februarie 1971.

<sup>2</sup> Universitatea „Al. I. Cuza”, Catedra de Mineralogie. Cal. 23 August nr. 20, Iași.

apar la nord-vest de o linie ce trece prin cătunul Costești, centrul comunei Arada și muntele Lămășoia.

După gradul lor de metamorfism terenurile respective au fost atribuite de noi (Bleașu, Dimitrescu, 1957; Dimitrescu, 1962, 1966) seriei mezozonale de Someș.

În trecut, rocile care, la sud-est de linia menționată, acoperă în succesiune normală șisturile granatifere, au fost atribuite global seriei de Arada, cu caractere epizonale. În urma revizuirilor din anul 1970, ținând seama și de concepția expusă de Giușcă, Savu, Borceș (1967), am ajuns la concluzia, că în baza seriei de Arada, se poate separa o fișic continuă, lată de oca 1 km, reprezentând o zonă cu biotit (șisturi biotitice, șisturi cloritoase cu biotit), care se urmărește din Valea Stearpă, prin Valea Babii până în bazinul Răcătăului. Restul seriei de Arada revine zonei cu clorit; doar la partea ei superioară de la sud-vest de Albac până la nord de Bistra, se poate urmări un orizont subțire continuu de mica-șisturi diafortitice cu granat cloritizat.

În legătură cu această succesiune de la nord-vest spre sud-est a izogradelor granatului, biotitului și cloritului, ne exprimăm părerea că ea se datorește descreșterii intensității metamorfismului în cadrul unui proces probabil unitar, atribuit de noi pe baza unor studii geocronologice (Soroiu et al., 1969) și microfloristice (Visariou, Dimitrescu, 1971) ciclului orogenic caledonian. Nicăeri între aceste zone de minerale-index, nu am găsit discordanțe, ca dovezi ale existenței unui fundament mai vechi reluat într-un ciclu metamorfic, ulterior. Diaforeza (indiscutabilă) care afectează zonele cu granat și cu biotit (dar nu numai pe ele, ci și partea superioară a seriei de Arada, după cum am văzut), este logic a fi atribuită metamorfismului hercinic care a acționat în orice caz în regiune.

Stiva de sedimente primordiale metamorfozate în cristalinelul Gilăului prezintă caractere unitare în întreaga coloană stratigrafică. Astfel nivele caracteristice, probabil tufogene sau tufitogene, de șisturi cu porfiroblaste de albit sînt purtătoare de granat în partea superioară a zonei cu granat (Valea Coșului), de biotit în zona cu biotit (Valea Babii) și lipsite de aceste minerale în zona cu clorit. Ele se intercalează într-o masă de șisturi cuarțito-sericitoase sau muscovitice, necaracteristice prin ele însele, prezentînd mineralele-index ale zonelor respective. În sfîrșit tot în partea superioară a zonei cu granat la nord-vest de Arada se intercalează un orizont de calcare cristaline silicifiate, care nu se mai întîlnește nicăieri în cristalinelul Gilăului, și este dimpotrivă, foarte caracteristic pentru seria de Biharia din cristalinelul Arieșului.



Avînd în vedere echivalența dintre seria de Arada din cristalinul Gilăului, cu partea superioară a seriei de Biharia (Eocambrian), împreună cel puțin cu partea inferioară a seriei de Muncel (Cambrian inferior) din cristalinul Arieșului, echivalare făcută mai demult de unul din autori (Dimitrescu, 1966) și demonstrată ulterior microfloristic (Visarion, Dimitrescu, 1971), ajungem la concluzia că partea inferioară, rifeană, a seriei de Biharia ar putea fi eventual reprezentată în pachetul de strate cuprinzînd șisturi cu porfiroblaste de albit și granați și calcare cristaline, inclus de noi anterior în seria de Someș. Este bine cunoscut astăzi că gradul de metamorfism nu poate fi considerat ca avînd valoare stratigrafică, izogradele putînd foarte bine tăia oblic limitele geologice ale stratificației. „Seria de Someș” rămîne astfel o noțiune largă, care urmează a fi subdivizată pe criterii stratonomice.

2. O a doua zonă granatiferă se întîlnește în cristalinul Gilăului la izvoarele Someșului Rece și Răcătăului, mărginînd la nord-vest de Balomircasa masivul granitic al Muntelui Mare. Sînt corneene șistoase micacee cu andaluzit, conținînd uneori și granați pînă la 1 mm diametru. În trecut (Dimitrescu, 1966) noi am considerat că granații s-au dezvoltat în acest sector datorită acțiunii de contact a granitului, pe un fond de șisturi epizonale aparținînd seriei de Arada. Giușcă, Savu, Borcoș (1967) au adoptat o altă ipoteză, presupunînd că, la fel ca și pe flancul nord-estic, granitul de Muntele Mare ia contact pe flancul său sud-vestic tot exclusiv cu șisturi mezometamorifice.

În ambele concepții, era vorba de polimetamorfism, parageneza andaluzit-biotit-muscovit formată indiscutabil prin contact termic, putîndu-se dezvolta pe roci anterioare metamorfozate regional, atît epi- cît și mezozonal.

Revizuirile executate în 1970 ne-au arătat că, pe flancul său de sud-vest, granitul de Muntele Mare ia într-adevăr probabil contact și cu seria mezozonală de Someș, (așa cum susțin Giușcă et al., 1967) dar numai de la Balomircasa spre nord-vest, între Someșul Rece și Răcătău, acolo unde apar și granații. Așa cum se va vedea mai jos, aceștia nu prezintă caractere chimice esențialmente distincte față de cci analizați din seria de Someș neafectată de acțiunea de contact a granitului.

Spre est de Balomircasa pînă la sud de Muntele Mare, contactul granitului cu seria de Arada este de necontestat. Spre nord începînd cu valea Brădenei și izvorul văii Bistra (Mocirle) seria de Arada neafectată de granit se retrage spre versantul vestic al Răcătăului, ocupînd axul sinclinalului Lămășoia orientat NE-SW, pe flancul sud-estic al



acestui reaparînd seria de Someș. Corneenele micacee cu andaluzit descrise de unul din noi (Dimitrescu, 1966), s-au format în concluzie probabil atât pe fondul seriei de Someș (acolo unde ele conțin granați), cât și pe cel al seriei de Arada.

O problemă conexă care a suscitat controverse este vîrsta relativă a granitului de Muntele Mare. Autorii menționați (Giușcă et al., 1967) presupun că intruziunea granitului este legată de metamorfismul seriei mezozonale, și că seria de Arada este produsul unui al doilea ciclu de sedimentare, orogeneză și metamorfism. Că lucrurile nu stau așa, se poate constata din orice secțiune subțire în rocile zonei de contact: metamorfismul de contact este fără putință de îndoială ultimul care a acționat asupra rocilor anterior metamorfozate regional, alît asupra celor mezozonale, cât și asupra celor epizonale. Un al doilea ciclu de orogeneză și metamorfism nu ar fi putut să nu imprime eventualelor corneene termice micacee din fundament, alît texturi orientate specifice (mascind în parte cel puțin pe cele „decussate”, de contact termic) cât și modificări în parageneza mineralilor de neoformare termică. Asemenea indicii lipsesc.

În final considerăm ca evident faptul că granitul de Muntele Mare străbate și seria de Arada, deși ia contact cu seria de Someș pe un sector probabil mai mare decît presupusesem noi anterior.

## B) Cristalinul Arieșului

3. În colțul sud-estic al regiunii care a făcut obiectul cercetărilor noastre, la nord-est de Valea Lupșei, separată prin două linii de contact anormal de celelalte serii ale cristalinului Arieșului, apare seria mezometamorfică de Baia de Arieș. Este caracterizată prin filite și șisturi micacee microblastice cu granați, cu intercalații caracteristice de calcare cristaline, cuarțite și mai rar, de amfibolite. Vîrsta seriei este proterozoică-inferioară (Visarion, Dimitrescu, 1971).

4. A patra zonă a regiunii tratate în care apar ocazional roci granatiferă se întîlnește aproape în lungul întregii limite sudice a cristalinului cu Cretacicul Munților Metaliferi, de la Ponorel pînă la Cîmpeni și apoi în dreptul localităților Lupșa și Valea Lupșei; continuitatea dintre aceste două sectoare este întreruptă de golful senonian Cîmpeni-Bistra.

Într-o primă lucrare (Dimitrescu, 1958) am arătat că pe valca Ponorelului, pe valca Arieșului între Mihoești și Cîmpeni, pe valca Arieșului între Bistra și Lupșa precum și la N de Lupșa și Valea Lupșei, la extremitatea superioară a seriei de Muncel apar șisturi clorito-scriei-



toase cu biotit. Deasupra acestora, de la Gma Săhodolului și pînă la Avram Iancu, se așază o bandă de calcare marmoreene atribuită atunci seriei de Baia de Arieș. Arătăm cu această ocazie că am fi în prezența unei superpoziții anormale între roci mezometamorfice și roci epimetamorfice, prezența unei zone intermediare de șisturi biotitice fiind însă destul de greu de explicat în ipoteza unui șariaj.

Într-o a doua lucrare (Dimitrescu, 1966), am presupus totuși existența unei linii de încălecare în baza calcarelor marmoreene (și a unor micășisturi cu granați identificate între timp sub acestea în intrindul văii Ponorului) precum și în baza șisturilor biotitice care acoperă cuarțitele negre ale seriei de Muncel de la Lupșa pînă la Valea Lupșei. Prin intermediul unei falii post-senoniene, am presupus de asemenea că linia de încălecare este decroșată spre nord, la est de valea Lupșa, legîndu-se cu încălecarea generală a seriei de Baia de Arieș peste cea de Biharia, în partea de sud-est a masivului cristalin al munților Gilăului (Mărza, 1969).

Reambulările executate în cursul anilor 1969 și 1970 ne-au adus însă o serie de date noi pe care le vom expune în cele ce urmează.

Seria de Muncel, așa cum a fost separată de noi în trecut, poate fi subdivizată în două orizonturi. În orizontul inferior care acoperă seria de Biharia, predomină încă șisturile cloritoase, clorito-albitice, sericito-cloritoase și șisturile sericitice cu albit; este orizontul cartat de G i u ș c ă (1937) și de I o n e s c u (1962, 1969<sup>3</sup>) în baza pînzei de Muncel din masivul Biharia. A d i n a V i s a r i o n (1970) a stabilit că este vorba de Cambrian inferior.

Orizontul superior al seriei de Muncel este constituit din șisturi sericitoase cu intercalații de porfiroide (metariolite, metadacite) și de gnaise oculare cu microclin (metaporfire granitice după G i u ș c ă et al., 1967). Pe versantul sudic al Arieșului Mic de la Avram Iancu pînă la Mihoești, aceste intercalații sînt mult mai frecvente decît presupusesem noi anterior, ele constituind un orizont aproape continuu de la S de Ponorul pînă în dealul Muncelului dintre Mihoești și Cîmpeni. La partea superioară a acestui orizont se dispune un nivel de cîțiva metri de cuarțite negre grafitoase care se urmărește neîntreput pe 20 km, de la Avram Iancu pînă la Cîmpeni; același nivel reapare la nord de Lupșa, constituind astfel un excelent reper stratigrafic. Vîrsta orizontului supe-

<sup>3</sup> C. I o n e s c u. Studiul geologic și mineralogic al regiunii Biharia, 1969. Rezumat al tezei de doctorat. Centrul de multiplicare al Universității București.



rior al seriei de Muncel este cambrian-medie (Visarion, Dimitrescu, 1971).

Peste cuarțitele negre se așază de la Avram Iancu pînă la Cîmpeni, calcarele marmoreene de vîrstă cambrian-superioară (-ordoiveiană?) (Visarion, Dimitrescu, 1971). O analiză chimică a lor, (executată de Gabriela Covali) arată că este vorba de calcare purc : 55,4 % CaO; 0,4 % MgO; 0,1 % FeO; 43,2 % P.C. (total 99,1 %). La nord de Lupșa ele nu mai apar însă, locul lor fiind ocupat de un pachet subțire de șisturi biotitice cu intercalații de porfiroide (acoperite la rîndul lor de Senonian). Lucrul nu este însă de mirare, dat fiind că Ștefan et al. (1967) au stabilit poziția transgresivă și discordantă a acelorași calcare marmoreene în pîntenul Băii de Arieș, peste diferitele șisturi cristaline mai vechi; același lucru rezultă și din cercetările lui Ilie (1936) în masivul Trascău, unde calcarele cristaline formează o serie superioară care acoperă atît zona epizonală de Trascău cît și cea mezozonală de Vidolm-Lunca.

Gradul de metamorfism al calcarelor marmoreene de la vest de Cîmpeni este ridicat, corespunzător mezozonei, după cum reiese din granulația foarte mare. Dedeșubtul lor, în orizontul superior al seriei de Muncel, apar destul de frecvent șisturi sericitoase cu biotit; porfiroidele și gnaiscle oculare sînt și ele frecvent purtătoare de biotit fin. Filite cu granați apar sporadic în același orizont superior (de ex. pe valea Ponorelului), după cum am mai menționat, dar și mai spre est, uneori peste porfiroide, altele sub acestea; înseși cuarțitele negre sînt într-un punct granatifer (valea Ponorelului).

Concluzia la care ajungem, din toate aceste date, este că ne aflăm în prezența unei succesiuni stratigrafice normale (fapt confirmat și prin cercetări palinologice, expuse de noi în altă parte, (Visarion, Dimitrescu, 1971), în care gradul de metamorfism crește treptat de la nord către sud. Nu spunem că ar crește de jos în sus în scara stratigrafică, întîi fiindcă în general nu există o corespondență strictă între aceasta și izograde, dar în al doilea rînd din motive de principiu: o asemenea formulare ar implica admiterea unei poziții inițiale „normale” a unor strate metamorfozate la gradul lor actual, dar orizontale, izogradele succedîndu-se de sus în jos, care strate ulterior ar fi cutate și deranjate din această poziție. Or nu credem că strate orizontale, pot suferi un metamorfism regional; acesta nu apare fără cutare. (În mai multe rînduri, un punct asemănător de vedere a fost de altfel susținut în discuții de către V. Corvin Papiu).





Cauzele care au determinat creșterea metamorfismului regional de la nord către sud ne scapă: ele se găsesc în fundamentul formațiunilor cretacice.

Din punct de vedere stratigrafic, nu putem deci lega pe criteriul gradului de metamorfism, rocile granatifere cambrian-superioare ale seriei de Muncel de la Ponorel cu cele proterozoic-inferioare din seria de Baia de Arieș (Visarion, Dimitrescu, 1971).

Admiterea existenței unei pinze în baza calcarelor marmoreene ar fi fost în orice caz mult îngreuiată de stabilirea existenței în baza lor a unui nivel continuu de cuarțite negre, sub care mai apar sporadic iviri de sisturi granatifere.

**Compoziția chimică a granaților.** Analizele chimice efectuate au urmărit stabilirea naturii granaților din seria de Baia de Arieș (1,2), din seria de Someș (3,4), din orizontul superior al seriei de Muncel (5) și din seria de Someș la contactul granitului de Muntele Mare (6). Rezultatele analizelor sînt redată în tabelul 1.

Compoziția virtuală a granaților, calculată prin metoda normativă a condus la următoarele rezultate redată în tabelul 2.

TABELUL 1

	1	2	3	4	5	6
	%					
SiO <sub>2</sub>	41,6	42,8	43,2	40,7	41,5	42,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,6	18,4	16,2	18,8	18,3	19,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,3	1,9	4,5	1,7	1,5	2,1
FeO	27,9	27,2	24,6	26,7	28,2	25,0
MnO	2,9	4,0	3,3	2,8	4,3	4,1
MgO	2,8	0,8	3,2	3,0	2,4	2,8
CaO	3,4	4,0	4,9	5,4	2,8	2,2
Total	98,5	99,1	99,9	99,1	99,0	98,6

Dat fiind că separarea granaților analizați de incluziunile lor nu s-a putut face perfect, lipsind aparatul necesară, după calculul normativ au mai rămas resturi nesaturate de SiO<sub>2</sub> și Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> în proporții de 6 pînă la 18 %. Adăugate la diferențele pînă la 100 % în analiza chimică, ele reprezintă incluziunile de cuarț, mica și clorit.

Din datele arătate mai sus, în măsura în care se pot trage concluzii dintr-un număr mic de analize, se constată că toți granații prezintă



caractere asemănătoare; conținutul în pirop este ceva mai ridicat, iar cel de almandin este ceva mai scăzut la granații seriei de Someș.

În clasificarea lui Tröger (1959), rocile granatifere respective se încadrează în grupa XIX, a micașturilor cu almandin piropic (1, 3, 4, 6) și grupa XX, a micașturilor cu almandin spessartinic (2,5).

TABELUL 2

	pir	al	sp	gr	and
Seria de Someș (3)	14,5	61,2	8,5	0,6	15,2
Seria de Someș (4)	12,7	63,1	6,8	10,7	6,7
Seria de Someș (contact granit) (6)	13,4	67,6	11,3	0,5	7,2
Seria de Baia de Arieș (1)	12,8	68,9	7,4	6,3	4,6
Seria de Baia de Arieș (2)	0,5	74,8	10,9	6,9	6,9
Seria de Muncel (5)	10,0	70,0	10,8	4,1	5,1

Sturt (în Pitcher & Flinn, 1965) și Nandi (1967) au stabilit o scădere sistematică a raportului  $\text{CaO} + \text{MnO}/\text{FeO} - \text{MgO}$  în procente de greutate, o dată cu creșterea gradului de metamorfism. Variația se poate exprima grafic printr-o dreaptă.

Proiectând conținuturile respective ale granaților analizați în diagramele acestor autori se observă că toate se încadrează în zona cu almandin (după Sturt) și în zona cu disten (după Nandi). În diagrama triunghiulară a lui D. A. Velikoslavinski bazată pe proporțiile componentelor piroalpitici, granații noștri se proiectează în cimpul rocilor aparținând faciesului amfibolit-almandinic, nr. 2 și 5 situându-se în cimpul comun cu faciesul amfibolitelor cu epidot și albit.

În regiunea învecinată spre est, compoziții virtuale de granați au mai fost calculate de Mârza (1969), pe baza conținutului în MnO și a unor constante fizice (constanta reticulară, indici de refracție, greutate specifică). Pentru roci pelitice de același tip cu cele analizate de noi, rezultatele (în esență comparabile cu cele obținute de noi) sînt redade în tabelul 3.

Trif (1968)<sup>4</sup> dă de asemenea analizele Roentgen a trei granați din seria de Someș, din care conchide asupra caracterului lor almandinic.

<sup>4</sup> A. Trif, Migmatitele, granitizarea, budinajul în regiunea Muntele Săcel—valea Ierli sat—Valea Rîșca—Someșul Rece. 1968. Rezumat al tezei de doctorat. Centrul de multiplicare al Universității Cluj.



O discuție aparte se poate face asupra granaților din zona de contact a granatului de Muntele Mare, presupuși anterior de noi a fi luat naștere prin metamorfism termic.

TABELUL 3

	pir	al	sp	gr	and
Seria de Someș (contact granit) (1)	16	68	12	2	2
Seria de Baia de Arieș (2)	16	70	11	1	1
Seria de Baia de Arieș (3)	17	75	3	2	2
Seria de Baia de Arieș (5)	24	61	4	6	5

Din literatură (Deer, Howie, Zussman, 1962), se constată că formarea granaților prin metamorfism termic în roci de compoziție pelitică-argiloasă este citată, dar extrem de rar.

Astfel, Tilley (1926) presupune formarea unui granat într-o aurcolă de contact „umedă”, în prezența micci albe și în absența feldspatului potasic.

Stewart (1942) semnalează prezența granatului în corneene termice sărace în silice, conținând spinel, cordierit, plagioclaz și biotit, din regiunea Aberdeen (Scoția). Compoziția acestui granat este: 15,9% pir; 73,4% al; 4,1% sp; 1,7% gr; 2,9% and, deci destul de asemănătoare cu granatul nostru.

După Tröger (1967) se poate trage concluzia că, prin contact termic în medii pelitice bogate în  $Al_2O_3$  și  $FeO$ , granatul poate înlocui cordieritul la temperaturi și presiuni înalte.

În cazurile citate, nu există însă siguranța deplină că corneenele granatifere respective nu ar fi fost totuși metamorfozate anterior (regional în mezozonă). De aceea, tragem concluzia, (anunțată încă în prima parte a lucrării) că granații de la izvoarele Someșului Rece s-au format probabil prin metamorfism regional și nu prin metamorfism termic la contactul granitului de Muntele Mare, așa cum presupusesem anterior, compoziția lor chimică fiind foarte apropiată, dacă nu identică cu cea a granaților seriei de Someș de la nord-vest de Arada.

### BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *Anal. Rom. Sov., Geol. Geogr.* XI/2 (31), București.
- Deer W., Howie R., Zussman J. (1962) *Rock-forming Minerals*. I. Longmans, London.
- Dimitrescu R. (1958) Studiul geologic și petrografic al regiunii dintre Girda și Lupșa. *An. Corn. Geol.* XXXI, București.



- (1962) Studiul geologic și petrografic al regiunii Arada—Muntele Marc. *D. S. Com. Geol.* XLVII, București.
- (1966) Muntele Marc. Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Giușcă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor. *Bul. Lab. Min. Gen.* II, București.
- Savu H., Boroș M. (1967) Asupra stratigrafiei și sturii cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol.* XII/1, București.
- Ilie M. (1936) Recherches géologiques dans les monts du Trascău et dans le Bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Roum.* XVII, București.
- Ionescu C. (1962) Cercetări geologice și petrografice în cristalinul munților Bihor. *An. Com. Geol.* XXXII, București.
- Mărza I. (1969) Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Marc. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Nandi K. (1967) Garnets as Indices of Progressive Regional Metamorphism. *Miner. Mag.* 36, London.
- Pitcher W., Flinn G. (ed.) (1965) Controls of Metamorphism. Oliver & Boyd, London.
- Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967) Variația compoziției chimice a granaților piraclitici și a biotitelor din zonele metamorfice ale munților Semeinic. *Stud. cerc. geol.* XII/1, București.
- Soroiu M., Popescu Gh., Kasper U., Dimitrescu R. (1969) Contributions préliminaires à la géochronologie des massifs cristallins des Monts Apuseni. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, II b*, XV, Iași.
- Stewart F. (1942) Chemical Data on a Silica-poor Argillaceous Hornfels and its Constituent Minerals. *Miner. Mag.* 26, London.
- Ștefan R., Ștefan A., Urcan T. (1967) Considerații asupra cristalinului din pîntenul de Baia de Arieș. *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/1, București.
- Tilley C. (1926) On Garnet in Pelitic Contact-zones. *Miner. Mag.* 21, London.
- Trüger W. E. (1959) Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. *N.H. Min. Abh.* 93/1, Stuttgart.
- (1967) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. 1f. (Festband). Schweizerbart, Stuttgart.
- Visarion Adina, Dimitrescu R. (1971) Contribuțiuni la determinarea vârstei unor sisturi cristaline din Munții Apuseni. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza”, II b*, XVII, Iași.

## CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES GRENATS DE LA PARTIE SUD-OUEST DU MASSIF DE MUNTELE MARE

### (Résumé)

Dans la région qui a constitué l'objet de nos études, des roches grenatifères apparaissent dans quatre secteurs distincts :

#### A) Cristallin du Gilău (autochtone)

1. Au nord-ouest d'Arada, la série de Someș est constituée par des micaschistes et par des paragneiss à grenat. Cette série est surmontée en succession normale par la série d'Arada (Riféen-Cambrien inférieur) comportant une zone à biotite et une zone à chlorite.



2. Dans la région des sources du Someșul Rece, la même série de Someș reparaît; elle est constituée par des cornéennes thermales micacées, à andalousite et grenat, le métamorphisme de contact étant dû au granite de Muntele Mare.

B) *Cristallin de l'Arieș (en nappe)*

3. Au nord-est de Valea Lupșei, la série de Baia de Arieș (Protérozoïque inférieur) est constituée par des schistes micacés microblastiques et par des phyllites à grenat.

4. Le long de la limite méridionale des formations cristallophylliennes et du Crétacé des Monts Métallifères, l'horizon supérieur de la série de Muncel (Cambrien moyen) est constituée par des schistes sériciteux, parfois à biotite, par des porphyroïdes (mélarhyolites, métadacites) et par des gneiss cellés (métaporphyres granitiques, d'après *G i u ș c ă*), surmontés par un niveau de quartzites graphiteux. Certaines intercalations de schistes sériciteux sont granatifères, l'intensité de la métamorphose croissant du nord vers le sud.

Les compositions chimiques des grenats de la série de Baia de Arieș (1, 2), de la série de Someș (3, 4), de l'horizon supérieur de la série de Muncel (5) et de la série de Someș métamorphosée au contact du granite de Muntele Mare (6), ainsi que leurs compositions virtuelles obtenues par le calcul normalisé sont données dans le texte roumain.

Tous les grenats présentent des caractères assez constants: d'après *T r ö g e r* ce sont des micaschistes du groupe XIX à almandin pyropique (1, 3, 4, 6) et du groupe XX, à almandin spessartinique (2, 5).

En projetant les teneurs en  $\text{CaO} + \text{MnO}$  et celles en  $\text{FeO} + \text{MgO}$  sur les diagrammes linéaires de *S l u r l* et de *N a n d i*, on observe que les points représentatifs des 6 analyses de grenats se situent dans la zone à almandin (d'après *S l u r l*) et dans la zone à disthène (d'après *N a n d i*). D'après *D. A. V e l i k o s l a v i n s k i i*, leurs compositions sont caractéristiques pour les roches appartenant au faciès d'amphibolites à almandin. Les grenats de l'auréole de contact du granite de Muntele Mare ont sensiblement la même composition que les grenats de la série de Someș non métamorphosée par ce granite. Donc, ils ne se sont probablement pas formés par métamorphose thermique mais par un métamorphisme régional, antérieur, bien que l'on ait cité dans la littérature quelques cas rares de formation de grenats par contact thermique dans des roches de composition pélitique argileuse.

## DISCUȚII

C. V. P a p i u. Din datele prezentate rezultă că vîrstele sedimentelor ce au dat naștere scriilor metamorfice sînt toate ante-siluriene. S-a atribuit vîrsta caldoniană metamorfismului. Considerăm că datele palinologice nu sînt concludente decît pentru vîrsta sedimentelor. Ce argumente conduc la a atribui vîrsta caldoniană metamorfismului? Dacă nu există decît o singură determinare de vîrstă absolută (precum a rezultat din răspuns), credem că vîrsta metamorfismului întregii serii ar trebui redată sub semnul întrebării sau cu aprecierea „probabil”.





PIROFILITUL DIN FORMAȚIUNEA DE SCHELA<sup>1</sup>

DE

GEORGE PALIUC

**Abstract**

Pyrophyllite from the Schela Formation. In this paper there are described pyrophyllitic schists which occur in the Schela formation (Lias). A microscopical study of the pyrophyllite is completed by X-ray data, as well as chemical and T. D. analyses. Pyrophyllite is assumed to be formed from caolinite.

Pină nu demult, pirofilitul a fost menționat rar în literatura de specialitate. Datorită aspectului său, a fost deseori luat drept talc sau sericit. Metodele optice de cercetare erau insuficiente pentru determinarea sa. Abia mai târziu, prin cercetare roentgenografică și analiză termică diferențială, s-a putut asigura identificarea acestui mineral.

Prezența pirofilitului în formațiunea de Schela a fost remarcată pentru prima dată de Giușcă (1939) și confirmată pe cale roentgenografică obținută de Victoria Stîopol. Acest mineral este menționat mai târziu de Bolgiu (1948), care consideră șisturile pirofilitice de la Schela ca un material refractar important. Folosind determinările roentgenografice ale lui Neașu și cele de analiză termică diferențială ale lui Todor, Paliuc face pentru prima dată descrierea amănunțită a pirofilitului și a rocilor pirofilitice din formațiunea de Schela<sup>2</sup>.

Șisturile refractare de la Schela sînt în exploatare de la mijlocul secolului trecut. În ultimii ani, punîndu-se imperios problema dezvoltării

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 16 aprilie 1971.

<sup>2</sup> G. Paliuc. Rapoarte privind documentația mineralogică și petrografică asupra lucrărilor de explorare de la Vizurea—Schela, 1965, 1966 și 1968. An. I.G.P. București.



tării rezervelor de material refractar, Comitetul de Stat al Geologiei a luat inițiativa cercetării amănunțite a formațiunii de Schela. Rezultatele obținute pînă în prezent sînt consemnate în mai multe rapoarte geologice, întocmite de Biloiu (1963-1964)<sup>3</sup>, Boiciuc (1965)<sup>4</sup>, Ciolaș (1958, 1960)<sup>5</sup>, Drăghici, Huică, Isac, Biloiu (1965)<sup>6</sup>, Gherasi (1952)<sup>7</sup>, Ghenoiu (1953)<sup>8</sup>, Neaeșu (1962)<sup>9</sup>, Paliuc (1965, 1966, 1968), Ștefan (1953)<sup>10</sup>, Semaka (1962), Solomon (1967)<sup>11</sup> și Mutihac (1964).

Descrierea rocilor examinate privește numai componentele formațiunii de Schela din sectorul Schela-Viezuroi. Rezultatele obținute sînt rodul unor cercetări microscopice și de teren efectuate între anii 1964-1969.

### I. Rocile din formațiunea de Schela

În alcătuirea formațiunii de Schela intră, în cea mai mare parte, sedimente liasice, metamorfozate în condițiile faciesului șisturilor verzi. Metamorfismul rocilor este foarte slab și caracterul lor sedimentar este evident.

Mineralele care intră în alcătuirea rocilor din această formațiune sînt cuarțul, filosilicații (sericit, pirofilit, clorit), grafitul și subordonat

<sup>3</sup> M. Biloiu. Raport geologic cu situația rezervelor de argile refractare determinate prin lucrările de prospecțiune și explorare cu sonde și galerii, executate la Viezuroiu-Schela și raport geologic pentru cărbuni. 1963-1964. Arh. M.I.M.G. București.

<sup>4</sup> M. Boiciuc. Raport geologic cu situația rezervelor de șisturi pirofilitice refractare și antracit, determinate prin lucrări de prospecțiuni și explorări executate la Viezuroiu-Schela. 1965. Arh. M.I.M.G. București.

<sup>5</sup> I. Ciolaș. Studiu geologic asupra zăcămintelor de argilă refractară de la Viezuroiu și Schela. 1958. Arh. M.I.M.G. București.

<sup>6</sup> C. Drăghici, I. Huică, Maria Isac, M. Biloiu. Geologia zonei Schela-Viezuroiu. Comunicare preliminară. 1965. București.

<sup>7</sup> N. Gherasi. Raport asupra regiunii Schela-Gorj privind forajele de explorare pentru antracit. 1952. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>8</sup> C. Ghenoiu. Raport geologic asupra lucrărilor de foraj executate la Schela-Gorj. 1953. Arh. M.I.M.G. București.

<sup>9</sup> G. Neaeșu. Studiul roentgenografic al argilelor liasice caolinice de la Șuncuș (Munții Pădurea Cratului) și al rocilor caolinizate de la Parva-Cornăița (Munții Rodna). 1962. Arh. I.G.P. București.

<sup>10</sup> R. Ștefan. Raport geologic asupra regiunii Vai de Fii și Viezuroiu. Raionul Tg. Jiu. 1953. Arh. I.G.P. București.

<sup>11</sup> I. Solomon. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru minereuri de fier și minereuri neferoase pe versantul nordic al Munților Vulcan (Iseroni-Lupeni). 1967. Arh. I.G.P. București.





cloritoidul, calcedonia, pirta, turmalina, apatitul, sideritul, afrosideritul și cu totul accidental, calcitul.

Studiul acestor minerale este adesea dificil, datorită dimensiunilor lor reduse și prezenței pigmentului grafitos, fin diseminat îndeosebi în rocile metapelitice.

Ținând seama de compoziția lor mineralogică și îndeosebi de proporția cuarțului, rocile din zona studiată se pot grupa după cum urmează : 1, șisturi pirofilitice (0-5 % cuarț); 2, șisturi grafito-pirofilitice (5-10% cuarț); 3, șisturi grafito-pirofilitice, cuarțoase în parte sericitoase (20-40% cuarț); 4, șisturi cuarțitice, în parte grafitoase, cu sau fără sericit și pirofilit.

În afara acestor roci se mai întâlnesc metaconglomerate, șisturi cărbunoase, roci antracitoase. În aceste roci pirofilitul lipsește sau este foarte slab reprezentat (sub 5%).

Formațiunile sînt intens cutate și faliate. Toate aceste deformări duc la îngroșări tectonice sau la reduceri pînă la laminarea completă a anumitor orizonturi. Stabilirea unor succesiuni cu valabilitate regională este îngreuiată, în primul rînd de caracterul lenticular al depozitelor, precum și de modificările laterale de facies.

1. *Șisturile pirofilitice.* Au o culoare cenușie închisă sau chiar neagră, cu luciu satinat. Sînt în general fin șistoase, de multe ori extrem de încrețite (pl. I, fig. 1, 2). Pe alocuri rocile sînt străbătute de vine cu cuarț lăptos, alteori se observă și lentile subțiri de antracit și mai rar de pirtă.

Ceea ce caracterizează în special aceste roci este granulația lor extrem de fină, reamintind structura pelitică originală. Textura este fin șistoasă, adesea ușor lenticulară datorită aglomerării pirofilitului. Astfel, se distinge o masă fundamentală alcătuită din lamele fine de pirofilit și din substanță cărbunoasă-grafitoasă, în care sînt diseminate lentilele amintite.

Pirofilitul din masa rocii poate fi numit „primar”, iar cel lenticular, „de mobilizare”. Aceste lentile, putînd ajunge pînă la intercalații de mai mulți centimetri lungime, sînt dispuse în planul de șistozitate a rocii, iar foițele componente, transversal (pl. II, fig. 2).

În afara pirofilitului — care constituie aproape 80% din masa rocii — în compoziția acesteia mai intră sericit și clorit. În multe cazuri aceste minerale nu se pot distinge bine unele de altele deoarece pirofilitul poate lua aspectul sericitului.



Cloritul se găsește în general sub formă de plaje neregulate sau sub formă de solzi și peliucle. Un mineral extrem de rar este afrosideritul, care a fost determinat roentgenografic. Cuarțul constituie până la 5% din masa rocii, este limpede, colțuros și are extincție normală. Mărimea granulelor este de câteva sutimi de mm.

Un mineral frecvent este cloritoidul, care apare sub formă de rozete și semirozete sau de cristale izolate. Aproape totdeauna cristalele se dispun perpendicular pe șistozitatea rocii, fapt care a condus pe M r a z e c (1904) să considere acest mineral ca post-tectonic. Cantitatea de cloritoid în aceste roci ajunge obișnuit până la 3% și cu totul excepțional la 20%.

Grafitul nu lipsește din șisturile pirofilitice. El se găsește sub formă de pulbere concentrată în cuiburi sau dispusă sub formă de fișii subțiri în toată roca. Foarte probabil că în această masă de pulbere intră în bună parte și antracitul. Intimul amestec cărbunos cu substanță argiloasă s-a făcut indubitabil, chiar în timpul sedimentării.

Un constituent de seamă al șisturilor din formațiunea de Schela este antracitul, dezvoltat sub formă de intercalații lenticulare subțiri, adesea zdrobite și frământate (pl. II, fig. 1). Fragmentele rezultate sînt deplasate din locul lor inițial, rămîind legate între ele, uneori, prin fibre de calcedonie, (fig. 1), altele prin minerale argilogene<sup>12</sup>, ce se dispun de obicei perpendicular pe fețele transversale ale fragmentelor de cărbune.

În rocă se mai întîlnesc uneori granule de pirită și foarte rar apatit.

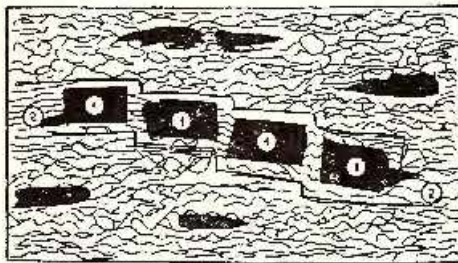


Fig. 1. Fragmente de antracit (1), legate prin fibre de calcedonie (2).  
Fragments d'anhracite (1), liés par des fibres de calcedoine (2).

2. *Șisturile grafito-pirofilitice.* Acestea se deosebesc de rocile descrise mai sus doar printr-un conținut mai mare de cuarț (5-20%). Sînt mai dure și în general nu se dezagregă în apă. Structura lor este de obicei

<sup>12</sup> La descrierea acestor roci întrebuițăm adesea termenii ca „roci argilogene” și „minerale argilogene”, pentru roci și minerale ce provin din argile și din minerale argiloase. Acești termeni au un înțeles general mai ales atunci cînd nu se pot distinge unii de alții.

blastopelitică-blastoaleuritică, textura este șistoasă și are un aspect satinat caracteristic (pl. I, fig. 3). Nu rareori sînt străbătute de fisuri umplute cu cuarț lăptos și cu minerale argilogene, acestea din urmă avînd aspectul unui praf alb.

3. *Șisturile grafito pirofilitice, cuarțoase, în parte sericitoase.* Rocile acestea fac trecerea la grupa cuarțitelor; ele conțin 20-40% cuarț. Sînt roci cenușii deschise, rareori plumburii-satinat, aspre la pipăit. Constituenții principali ai acestor roci sînt mineralele argilogene și cuarțul. Sub microscop se observă o masă fundamentală alcătuită din solzișori și foite de minerale argilogene, totalizînd pînă la 45% din masa rocii, amestecate cu grafit (10-20 %).

În această masă plutesc cristale mai mari de cuarț ( $\pm 1$  mm), imprimînd un caracter ușor lenticular. Cuarțul este în general colțuros, cu numeroase incluziuni foarte fine.

4. *Cuarțitele și gresile cuarțitice.* Ele alcătuiesc aproape jumătate din totalitatea depozitelor formațiunii de Schela, de la Viezuroiu. În această categorie sînt grupate toate rocile care conțin 40-95% cuarț și pînă la 25% minerale argiloase. Ele sînt cenușii închise, au o granulație medie destul de uniformă. Cu ochiul liber se deosebesc granule de cuarț, solzișori de minerale argilogene, fragmente colțuroase de cărbune, mai rar granule de pirită.

Sub microscop se observă structura granoblastică și textura, uneori pasivă, alteori șistoasă. Cuarțul este de obicei colțuros, totuși se observă destul de des și forme rotunjite. Acestea din urmă se dezvoltă mai ales în cuarțitele mai bogate în minerale argilogene. Cuarțul este adesea plin cu incluziuni fine, dispuse în fișii paralele, alteori diseminate inegal în masa granulelor. Rocile cu astfel de cuarț sînt de obicei închise la culoare, alteori culoarea neagră a cuarțitelor se datorește procentului ridicat de grafit.

În afară de cuarțul obișnuit menționăm și lentilele de cuarț alb a căror grosime poate depăși 1 m. Aspectul și culoarea acestui cuarț reamintește filoanele de cuarț hidrotermal. În realitate sîntem în fața unui caz de diferențiere metamorfică. Am numit acest mineral „cuarț alb de mobilizare”.

## II. Pirofilitul

Pirofilitul apare frecvent în rocile formațiunii de Schela, din regiunea de care ne ocupăm. Constituie mineralul principal din șisturile piro-



ilitice, precum și în șisturile pirofilitice grafitoase și este aproape nelipsit în majoritatea rocilor cuarțitice.

Ținând seama de greutatea ce se întâmpină în cercetarea acestor roci cu metodele obișnuite, studiul a fost completat cu analize roentgenografice și termice diferențiale. Rezultatele obținute, conjugate cu datele microscopice au fost extinse la studiul rocilor din toată regiunea, ceea ce a permis obținerea unor date optice complete.

În rocile studiate, pirofilitul se prezintă sub două aspecte deosebite după cum se găsește fie în masa rocilor (pirofililit primar) fie în diaclaze (pirofililit secundar).

1. *Pirofilitul primar.* Rocile bogate în pirofililit (până la 75%) sînt șisturile blastopelitice cu pirofililit și șisturile grafito-pirofilitice. Nuanțele diferite și luciul satinat se datorează amestecului variabil de grafit și de pirofililit.

În spărtură transversală, rocile sînt mai închise la culoare datorită pulberii de grafit. În masa rocii plutesc o pușderie de corpusculi punctiformi, lucitori, răspîndiți uniform. Diametrul acestora ajunge pînă la 0,1 mm, dar de cele mai multe ori au dimensiuni insesizabile cu lupa.

Aceste roci au fost analizate roentgenografic și rezultatul analizei arată o proporție de pînă la 75% pirofililit.

Privite sub microscop rocile cu pirofililit prezintă un aspect destul de variat. Forma cea mai frecventă și cea mai simplă sub care apare pirofilitul o întîlnim în șisturile pirofilitice, unde se găsește ca solzișori și foițe alungite, cu contur neregulat și dimensiuni de fracțiuni de mm; sînt incolore sau puțin verzui. Culoarea de birefrință este cenușiu pînă la cenușiu-gălbui. Uneori se poate observa clivajul și alungirea pozitivă (pl. II, fig. 2).

În masa fină a rocii se observă adesea granule, mai mari decît cele din masa fundamentală, răspîndite în mod inegal. Acestea pot avea forme circulare, lenticulare, de evantai, lamelare, de șenilă ș.a. (fig. 2).

Aceste granule, atît de variate ca formă, sînt agregate de minerale, rezultate prin asocierea mai multor indivizi cristalini. Formele alungite se dispun în planul de șistozitate sau tind a lua această poziție. În același timp este o tendință a clivajelor sau a planelor de asociere din lentile de a se dispune perpendicular pe planele de șistozitate.

Culoarea de birefrință a acestor formațiuni este mai ridicată decît a celor din masa rocii. Ea ajunge pînă la nuanțe de ordin superior. Extincția este adesea onduloasă.



Pirofilitul formează uneori lentile alungite, adevărate intercalații în roca respectivă (fig. 2 e), care pot ajunge pînă la cîțiva centimetri lungime, în care clivajul mineralului rămîne perpendicular pe planul de sistozitate a rocii. Este un aspect cu totul neobișnuit și caracteristic.

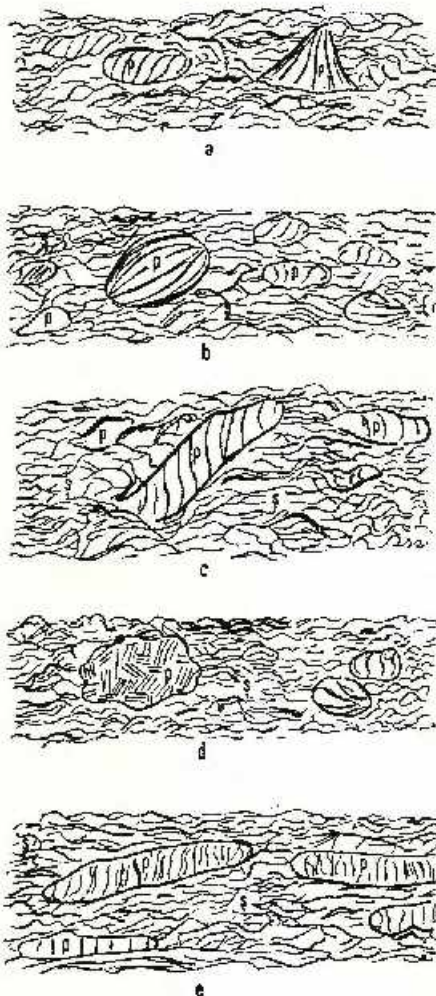


Fig. 2. — Lentile și culburi de pirofilit pur (p) în masa șisturilor.  
Lentilles et nids de pyrophyllite pure (p) dans la masse des schistes.

Creșterea mineralului foios are loc mai ales în adîncime și prea puțin în suprafață. Ajungem astfel la ideea a două momente genetice :

a) unul către sfîrșitul diagenезei, în care a luat naștere pirofilitul din masa rocii (pirofilit primar);

b) al doilea, după diagenază, în timpul metamorfismului regional sau post-tectonic, pe fisuri.

Sîntem îndreptățiți deci să admitem o circulație a soluțiilor în direcția șistozității rocii și pe crăpături. Pirofilitul care a luat naștere în roca formată are caracterele pirofilitului secundar, care va fi descris în capitolul următor.

Între pirofilitul primar și cel secundar se constată o trecere continuă.

2. *Pirofilitul secundar.* În afară de pirofilitul fin dispersat în masa rocilor (pirofilitul primar), acest mineral mai apare și sub formă de umplură a diaclazelor (pirofilit secundar) care au în general o dezvoltare lenticulară și pot ajunge pînă la aproximativ 10 mm grosime și 10 cm lungime; altele sînt stratiforme avînd dimensiuni centimetrice (pl. I, fig. 1, 2).

Acest pirofilit este curat, ușor sesizabil cu ochiul liber, alb ca zăpada sau ușor gălbui, formă sub care apare destul de rar (fig. 3).

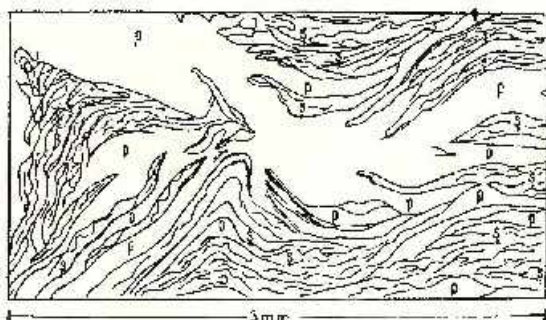


Fig. 3. - Pirofilit pe diaclaze și sub formă de intercalații în șisturi.

p, pirofilit; s, șist pirofilitic.

Pyrophyllite le long des diaclases et sous forme d'intercalations dans les schistes.

p, pyrophyllite; s, schiste pyrophyllitique.

Mineralul apare sub formă de pulbere fină depusă pe fisurile șisturilor pirofilitice. Se întîlnește uneori și în masa cuarțului alb, foarte frumos dezvoltat (fig. 4).

Pirofilitul secundar este unsuros, are luciu sticlos, iar agregatele foioase au aspect sidcos, lăsînd urmă pe degete; duritatea sa este foarte mică și poate fi ușor confundat cu talcul. Multă vreme acest pirofilit a fost socotit drept talc (H. Hendrique, 1957; Betchtin, 1953). Macroscopic nu poate fi confundat cu sericitul sau cu cloritul.

Pirofilitul secundar, în lumină paralelă, este incolor sau ușor gălbui, datorită probabil oxizilor de fier hidratați. Uneori se văd incluziuni

inchise, fin lenticulare (de grafit sau de antracit) care se insinuează pe planele de clivaj ale mineralului gazdă (fig. 5). Clivajul apare uneori perfect (fig. 6), alteori mai neclar (fig. 7).

Între nicolii încrucișați, aspectul mineralului este mult mai variat și în același tirap prezintă numeroase amănunte care sînt invizibile între

Fig. 4. — Pirofilit (p) în cuarț alb (ct).  
Pyrophyllite (p) dans du quartz blanc  
(ct).

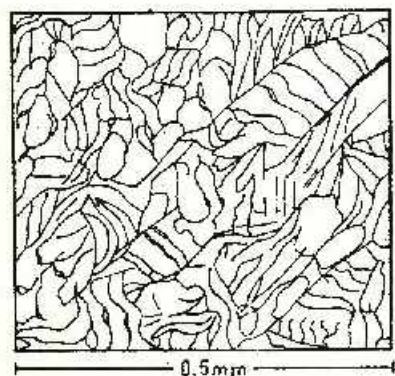
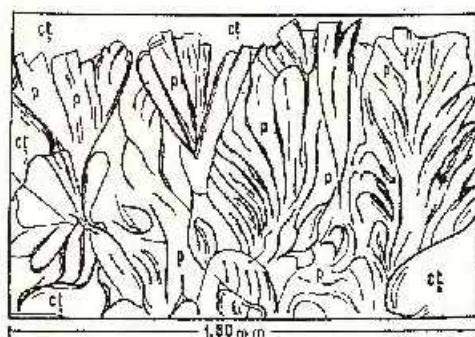
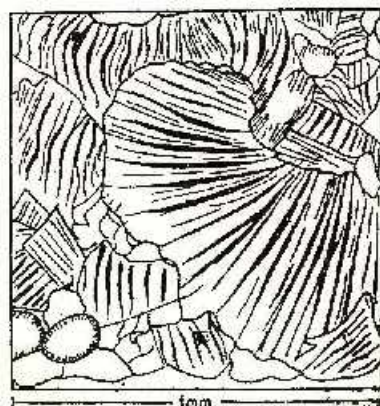


Fig. 5. — Diaclaze de pirofilit neorientat.  
Diaclases de pyrophyllite non-orientée.

Fig. 6. — Pirofilit neorientat.  
Pyrophyllite non-orientée.



nicolii paraleli. În primul rând atrage atenția diversitatea culorilor de birefrință care variază de la galben pal de ordinul I la verde de ordin superior. Secțiunea apare ca un mozaic, în care indivizii și agregatele cristaline îmbracă diverse și cindate forme, neobișnuite la alte minerale. De exemplu se văd : solzi, fulgi, lentile, rozete complete sau incom-

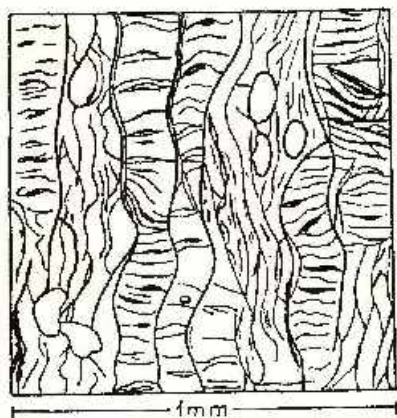


Fig. 7. — Pirofilit orientat.  
Pyrophyllite orientée.

plete, forme de scară, evantai, acordeon, vermiculi etc. Micile lentile de pirofilit ce apar în masa șisturilor pirofilitice menționate mai sus le regăsim și aici.

Parte dintre aceste forme cristaline prezintă o dispersie de extincție caracteristică. Extincția este neuniformă, ondulatorie. Alungirea este pozitivă, iar unghiul de extincție foarte mic. Unele foi apar tăiate perpendicular pe bisectoarea ascuțită, putându-se constata semnul optic negativ de  $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$ . Determinarea refringenței făcută cu metoda imersiei a arătat următoarele valori :  $n_g = 1,595$ ,  $n_m = 1,582$  și  $n_p = 1,552$ .

Cele mai variate forme se pot observa în figura 5, care are și indivizii cristalini cei mai mărunți. În această secțiune este redată (mărit) o mică porțiune din masa pirofilitului curat, din diacloza citată în figura 3.

Un aspect foarte frumos, atât prin mărimea formelor, cât și prin diversitatea culorilor de birefrință, ne oferă secțiunea din figura 6, unde pirofilitul apare în masa unei vine de cuarț alb secundar, curat, perfect limpede, lipsit de alte incluziuni. Cristalele de pirofilit sînt dezvoltate mai ales în formă de „acordeon”. Această numire a fost dată de către William, Turner, Gilbert (1955), unor forme identice întilnite însă în caolinit. Pe de altă parte Tröger (1967) prezintă



fotografia unei forme de pirofilit identică formelor de acordeon atît de frecvente în materialul de la Schela-Viezuroiu.

Figura 7 oferă un exemplu unde pirofilitul — prin poziția agregatelor — apare orientat. Agregate alungite, scalariforme și în formă de acordeon alternează cu alte agregate lenticulare și fibroase.

3. *Relațiile dintre pirofilitul secundar și roca înconjurătoare.* După cum am văzut mai sus, rocile străbătute de astfel de diaclaze sînt mai ales șisturile blastopelitice și șisturile grafito-pirofilitice. Contactul pirofilitului secundar cu șistul este uneori net, foarte distinct, alteori limita dintre aceste două corpuri este cu totul neregulată, indicînd o intimă întrepătrundere (fig. 3).

Roca înconjurătoare este un șist, în care pirofilitul ajunge pînă la  $\pm 75\%$ ; astfel că sursa pirofilitului secundar este asigurată cu prisosință. Printr-un proces de secreție selectivă, pirofilitul din roca solidă a fost local solubilizat în timpul metamorfismului regional și pus în circulație în rocă, folosind planele de șistozitate și fisurile existente. Din aceste soluții s-a depus, în fisurile amintite, pirofilitul secundar curat și fără incluziuni.

Această geneză este aplicabilă și la formarea lentilelor și a intercalațiilor de pirofilit din șisturile pirofilitice descris mai sus.

În concluzie, pirofilitul secundar nu pare a-și datora prezența sa unei activități magmatice sau hidrotermale, ci mai curînd unei diferențieri metamorfice în sensul expus de E s k o l a (1932). Formarea cuarțului alb, secundar, menționat mai sus prezent, atît în zona Viezuroiu cît și în alte puncte ale formațiunii de Schela a avut fără îndoială o geneză asemănătoare.

4. *Analiza roentgenografică*<sup>13</sup>. Au fost analizate roentgenografic: pirofilitul de pe fisuri, afrosideritul și numeroase șisturi pirofilitice recoltate din lucrările miniere și din forajele de la Viezuroiu. Intensitățile relative au fost măsurate cu ajutorul microfotometrului NE 4, într-o scară 1-100. Distanțele intrareticulare au fost măsurate cu ajutorul microscopului comparator IZA-2, avînd o precizie ridicată.

În tabelul 1 sînt trecute distanțele intrareticulare și intensitățile relative ale pirofilitului și ale afrosideritului, iar în figura 8 microfoto-

<sup>13</sup> Analist: G. I. Neacșu.



gramele roentgenogramelor celor două minerale. Roentgenogramele probelor aproape monominerale de pirofilit și de afrosiderit pot servi ca roentgenograme etalon.

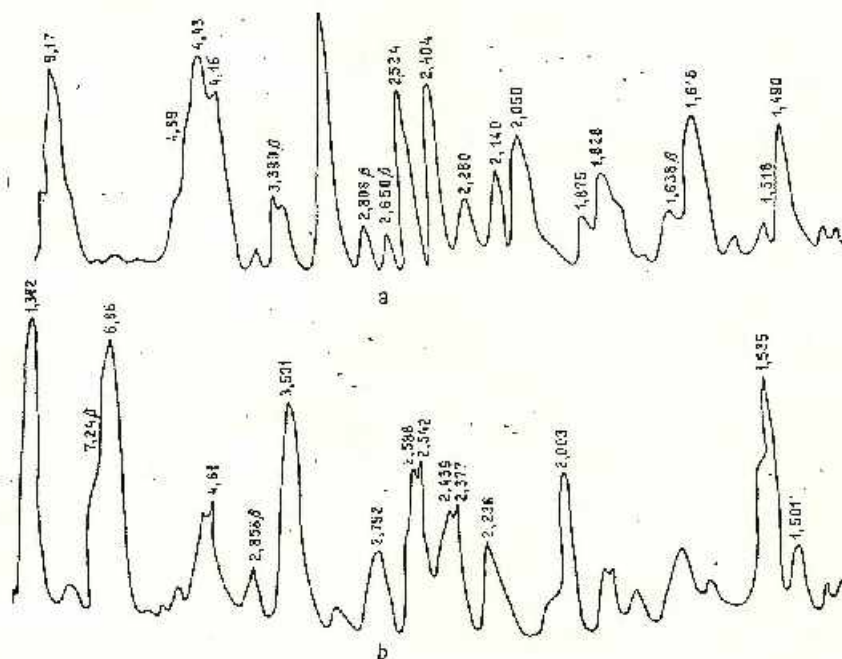


Fig. 8. — Microfotografiile roentgenogramelor unor minerale din formațiunea de Schela.  
 a, pirofilit alb pe fibri; b, clorit ferifer (afrosiderit) fin granular. Distanțele intrareticulare sînt date în KX.  
 Microphotogrammes des roentgenogrammes de certains minéraux de la formation de Schela.  
 a, pyrophyllite blanche le long des fibres; b, chlorite ferrifère (afrosidèrite) finement granulaire. Les distances intraré-  
 ticulaires sont données en KX.

Acest studiu a avut ca scop nu numai identificarea componentelor mineralogice, ci și analiza lor cantitativă, care s-a făcut pe baza intensității liniilor :

9 și 3,05-307 KX	pirofilit
3,70; 2,03 și 1,68 KX	grafit
1,82; 3,35 și 1,541 KX	cuartș
2,66 și 1,58 KX	cloritoid
10 KX	sericit.

Analiza roentgenografică a șisturilor a dus la stabilirea compoziției mineralogice (tab. 1).

În tabelul 2 sînt trecute, comparativ, compozițiile mineralogice ale șisturilor pirofilitice din formațiunea de Schela și ale argilelor caolinice refractare de la Anina și de la Șuncuiuș. Șisturile pirofilitice de la Schela au provenit din argile caolinice refractare, cu compoziție

TABELUL 1

Compoziția mineralogică a șisturilor din formațiunea de Schela

Mineral	Proba	05/ 216,2	024/ 243	024/ 249,4	024/ 275	024/ 333,67	03/ 122	03/ 205	03/ 220	03/ 262	03/ 265
		%									
pirofilit		95	65	55	65	75	45	65	45	20	60
sericit			15	25	20	10	10	20	30	15	25
grafit			15	15	10	10	30	5	10	40	5
cuarț, clorit, cloritoid, alte minerale		5	5	5	5	5	15	10	15	25	10

mineralogică asemănătoare cu aceea a argilelor de la Anina și de la Șuncuiuș.

Din tabelul 2 se observă o oarecare corespondență între pirofilit-caolin, illit-sericit. Diferențe ceva mai mari se observă între grafit-substanța carbunoasă.

TABELUL 2

Comparație între șisturile pirofilitice de la Schela și argilele de la Anina și de la Șuncuiuș

Proba	Șisturi pirofilitice Schela		Proba	Argile Anina	Argile Șuncuiuș		
	limite de variație	media			limite de variație	limite de variație argile refractare	limite de variație argile refractare
Mineral	%		Mineral	%			
pirofilit	20-85	60	caolin	70-80	70-90	55-70	70
sericit	0-30	15-20	illit	15-20	5-20	20-40	20
grafit	0-40	10-15	substanță carbunoasă	0-2	0-2	1-6	2
cuarț + alte minerale	5-25	10	cuarț + alte minerale	1-8	2-9	3-10	8

5. *Analiza chimică.* În tabelul 3 sînt trecute rezultatele a 17 analize chimice ale șisturilor pirofilitice și ale pirofilitului din formațiunea de Schela (oxizi și elemente) efectuate în laboratorul Întreprinderii Geologice de Prospectiuni.



TABELUL 3

Rezultatele analizelor chimice ale pirofilitului și sistărilor din formațiunea de Seclia

I. Ozizi

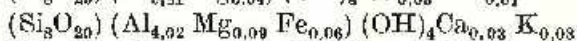
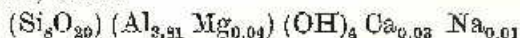
Proba	30001,6	30005	30006	30002/2	30004	024	022	024	L 95d	05/21620		Mineralul analizat		
	Adăncimea m	194,01	25,95	172,5	132,2	243	335	275	pirofilil	afroident	sericit	cloritoid		
	357,5											negru	verde	
SiO <sub>2</sub>	60,53	57,00	94,19	50,17	40,77	53,23	61,80	56,54	65,45	64,50	25,04	49,16	28,12	31,00
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,39	0,31	1,38	0,83						0,65		0,85	1,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,5	31,10	1,94	33,40	21,20	32,44	29,80	30,90	28,04	26,07	18,94	30,81	31,55	33,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,17	1,98	1,00	1,98	3,36	2,46	1,64	2,05	0,61		9,60		13,99	12,95
FeO											25,65	1,43	13,12	11,28
MgO						0,65	0,60	0,62	0,53	0,21	9,80	2,22	3,00	1,81
CaO	1,25	0,70	0,84	0,98	0,81	0,14	0,43	0,29	0,29	0,21	0,30		1,77	0,54
MnO											0,02		0,41	0,39
K <sub>2</sub> O	2,17	1,85	0,24	2,16	2,65	2,21	0,84	3,05	0,14		0,08	10,90		
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,26	0,24	0,37	0,30	0,16		0,19		0,10	0,11	0,48		
S		0,08	0,42	0,11									0,41	0,36
PC	5,35	6,12	1,19	9,85	30,42	9,44	6,08	6,78	5,20		10,48	4,88	4,00	4,22
Total	100,29	100,48	100,37	100,40	100,34	100,73	101,19	100,42	100,26	100,85	100,13	100,07	99,22	99,21

II. Elemente

Si	29,6	28,3	44,5	25,7	24,7	27,2	30,2	28,1	32,0	32,8	12,9	24,1	13,7	15,2
Ti	0,7	0,7	0,2	0,9	0,7									
Al	12,0	14,2	0,8	15,7	11,8	15,2	13,4	14,1	12,6	12,2	9,8	13,8	14,4	16,1
Fe <sup>3+</sup>	2,3	1,5	0,7	1,5	3,1	1,7	1,2	1,5	0,4		7,4		11,7	9,5
Fe <sup>2+</sup>											21,8	1,2	10,6	9,2
Mg						0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	6,5	1,4	1,9	1,2
Ca	0,9	0,6	0,6	0,8	0,8	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2		1,4	0,4
K	1,9	1,7	0,2	1,9	2,9	2,0	0,7	2,7	0,1	0,1				
Na	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2			0,1	0,4		



Formulele structurale a două probe de pirofilit calculate în baza 24 (O, OH) sînt :



Diagramele ternare din figura 9 redau chimismul șisturilor din formațiunea de Schela, în câmpurile cuarț-pirofilit-sericit-afrosiderit-cloritoid.

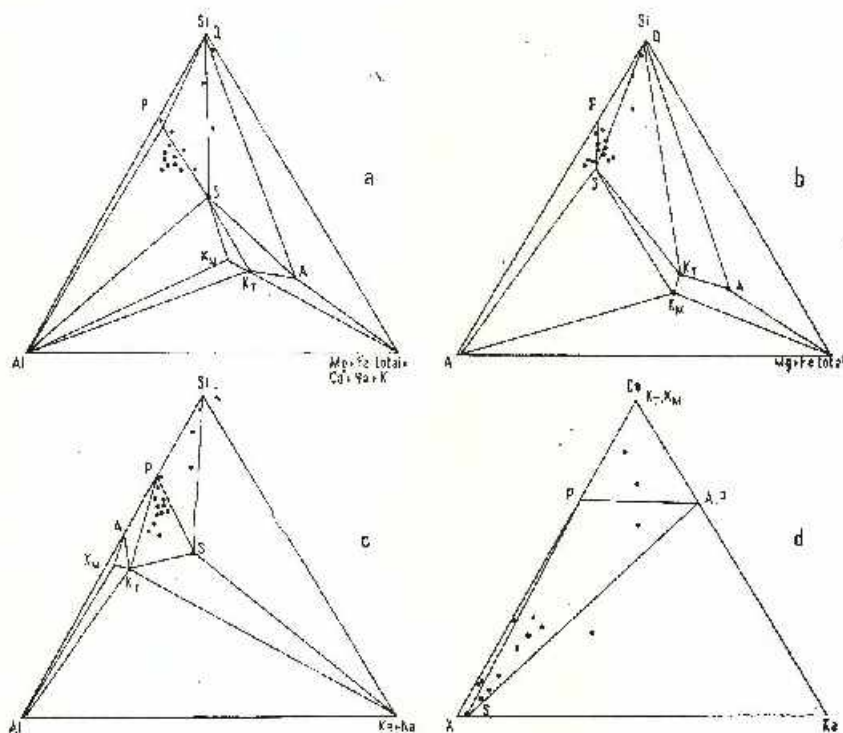


Fig. 9. Diagrame ternare reprezentînd chimismul șisturilor din formațiunea de Schela. Punctele reprezintă proiecția compozițiilor chimice ale șisturilor în diferite câmpuri.

S, sericit; P, pirofilit; K, cloritoid triclinic; K', cloritoid monoclinic; A, afrosiderit; Q, cuarț.

Diagrammes ternaires représentant le chimisme des schistes de la formation de Schela. Les points représentent la projection des composants chimiques des schistes de différents domaines.

S, séricite; P, pyrophyllite; K, chloritoïde triclinique; K', chloritoïde monoclinique; A, afrosidérite; Q, quartz.

6. *Analiza termică*<sup>14</sup>. Pirofilitul de pe fisuri, precum și șisturile din formațiunea de Schela au fost analizate prin metodele termice efectuate în laboratoarele de pedologie ale Întreprinderii Geologice de Prospekțiuni.

<sup>14</sup> Arahitori: Vasilica Neacșu, D. Todor.



În figura 10 sînt trecute curbele diferențiale (A.T.D.) și cele ce indică variațiile de masă (G.T) ale acestor probe. Curbele termice ale pirofilitului prezintă un efect endotermic slab, în intervalul de temperatură 100°-400°C, ca urmare a eliminării apei adsorbite pe suprafața particulelor.

În domeniul de temperatură 600°-850°C se observă un al doilea efect endotermic larg, de o intensitate mai mare ca precedentul, avînd maxi-

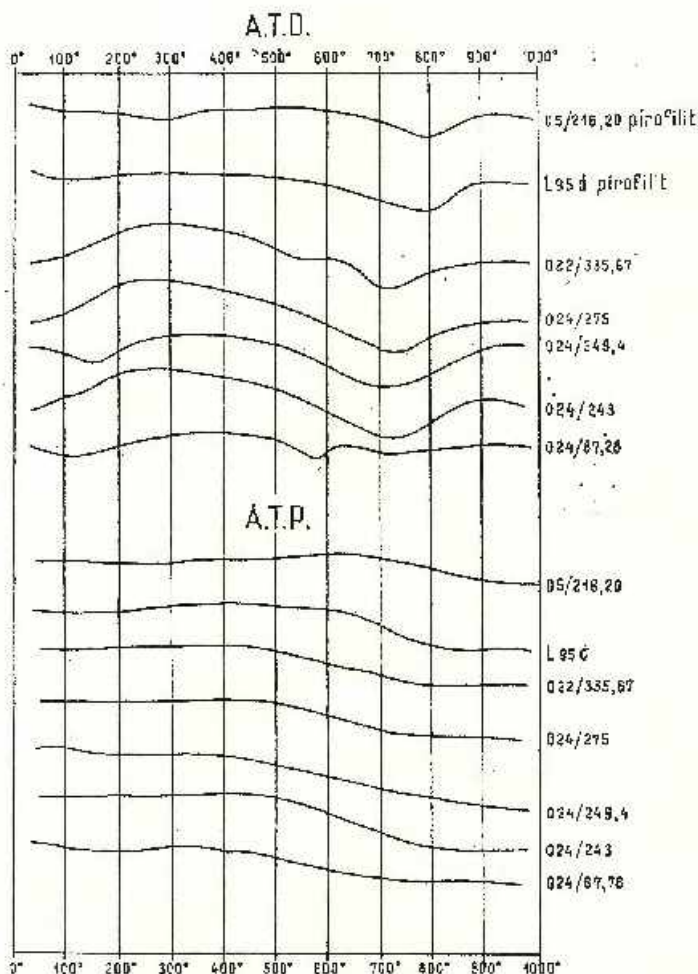


Fig. 10. — Curbele termice diferențiale (A.T.D.) și termopondurale (A.T.P.) ale pirofilitelor și șisturilor din formațiunea de Schela.

Courbes thermiques différentielles (A.T.D.) et thermopondérales (A.T.P.) des pirophyllites et des schistes de la formation de Schela.



imum al efectului pe la 800°C. Acest efect, datorat eliminării grupărilor OH din rețeaua pirofilitului, marchează descompunerea grupărilor hidroxilice, când structura pirofilitului se descompune. Curbele termice obținute pe șisturile pirofilitice prezintă un efect asemănător, dar temperatura lor este mai scăzută având maximumul situat între 700°-750°C. Această coborîre a temperaturii de deshidroxilare este cauzată de prezența substanței cărbunoase-grafitice care se oxidează.

Prezența în cantitate mai mare sau mai mică a grafitului, precum și gradul său de dispersie influențează, alături de gradul de afinare a probei în locașul de reacție, oxidarea substanței organice, ceea ce determină variația temperaturii efectului specific pirofilitului.

Printre alte caracteristici ale curbelor termice menționăm efectul exotermic larg situat între 100°-600°C, cu un maximum pe la 250°C, cauzat de oxidarea substanței cărbunoase-grafitice.

Dintre efectele termice datorate altor minerale, menționăm efectul endotermic de la 550°C, specific sericitului și cel de la 575°C datorat transformării polimorfe a cuarțului.

Curbele termice ale variațiilor de masă indică o pierdere de greutate între 600° și 800°C, datorită eliminării grupelor OH sub formă de apă din pirofilit, precum și în domeniile de temperatură unde are loc oxidarea substanței organice.

*8. Geneza pirofilitului.* Pirofilitul constituie cea mai mare parte a șisturilor pirofilitice din regiunea cercetată. Rocile acestea provin din metamorfozarea — în condiții epizonale — a unor sedimente argiloase pelitice și aleuritice.

Pînă nu demult pirofilitul a fost considerat numai ca mineral metamorfic și hidrotermal. În nici o listă a mineralelor argiloase nu figura pirofilitul. Millot (1964) stabilește că pirofilitul se găsește și în roci sedimentare. Astfel, menționează că acest mineral a fost găsit în baza Gothlandianului din Sahara de nord, apoi în Angarta și în sfîrșit în aluviunile de la Vilaine. Acest pirofilit, susține autorul, este un produs de diageneză în șisturile și în gresile devoniano-inferioare, format pe seama caolinitului. Această afirmație este în dezacord cu ceea ce se știa din literatură, anume că pirofilitul s-ar forma din montmorillonit, care la temperatura de 575°C ar pierde toată apa moleculară și ar trece la rețeaua pirofilitului.

Originea pirofilitului din rocile de care ne ocupăm trebuie căutată, din motivele arătate mai jos, numai în masa argilelor caolinitice ale sedimentelor formațiunii de Schela.



Analiza roentgenografică a 9 probe nu a descoperit în materialul analizat urme de montmorillonit. Dacă ar exista astfel de resturi ele ar fi constituit dovezi concrete pentru o eventuală origine montmorillonitică a pirofilitului.

Pe de altă parte, după Grim (1953), prezența CaO înlesnește formarea montmorillonitului și se opune la formarea caolinitului. Reamintim că în rocile cercetate calcitul este extrem de rar. Această lipsă constituie un argument în plus în favoarea prezenței la origine a caolinitului și nu a montmorillonitului.

Un argument evident pentru confirmarea afirmațiilor de mai sus sînt experiențele de sinteză ale pirofilitului făcute de Althaus (1966).

În urma unor experiențe efectuate de acest autor și de alți cercetători s-a ajuns la concluzia că aciditatea fazei fluide a unui sistem are o influență considerabilă, atât asupra felului și cantității fazei solide coexistente în faza lichidă, cît și asupra temperaturii de formare. În cursul experiențelor sale autorul constată că chiar o foarte slabă concentrație de HCl are o considerabilă influență asupra reacției.

În scopul de a determina limita inferioară a metamorfismului faciesului de sisturi verzi, autorul urmărește experimental reacția de formare a pirofilitului din caolinit și cuarț.

Temperatura de formare a pirofilitului scade pe măsură ce crește aciditatea fazei fluide. Această temperatură poate scădea pînă la 300°C, dacă concentrația acidității este suficient de mare.

Althaus (1966) arată că presiunea hidrostatică joacă, de asemenea, un rol minor în aceste reacții.

În zonele de hidrotermalism și în aureolele de contact ale unei mase eruptive, aciditatea mediului este asigurată de emanațiile gazoase din magmă; se pune întrebarea: cum se petrec lucrurile în mediul natural în rocile de metamorfism regional.

În acest mediu aciditatea este mult redusă și în consecință formarea mineralelor respective este mai anevoioasă. Aciditatea este în adevăr redusă, dar nu lipsește nici aici. Apa din porii rocilor sedimentare conține săruri în soluție, în special NaCl, a căror concentrație poate ajunge pînă la 30%, chiar în cazul faciesurilor nesalinare. În cursul reacțiilor ce au loc în acest mediu, sodiul poate fi încorporat în alte minerale, iar anionii se pot combina cu ioni  $H^+$  din apă, dînd astfel naștere la acizi.

În afara acidului clorhidric, la ridicarea acidității poate contribui și acidul sulfuric, născut din oxidarea sulfurilor. Prezența piritei asigură existența unui mediu reducător. Acidul sulfuric care asigură prezența





unui mediu acid poate lua naștere și prin reducerea sulfatilor, în prezența unui mediu bogat în substanță organică.

Althaus consideră absolut necesar să se conteze cel puțin la rocile mai slab afectate de metamorfismul regional — pe soluții cu o aciditate de 0,1-0,5.

Regiunea în care s-au format șisturile pirofilitice din formațiunea de Schela prezintă toate caracterele unui mediu cu ape continentale acide, cu bogăție mare de vegetație și cu o climă tropicală sau subtropicală umedă. Într-un astfel de mediu s-au putut dezvolta, în condiții favorabile, roci caolinoase (Ruhin, 1966). Dezvoltarea lor s-a făcut pe baza materialului rezultat din hidroliza feldspaților acizi din rocile granitice înconjurătoare.

Pirofilitul a luat naștere din caolinit, printr-un adaos de  $\text{SiO}_2$  în condiții de presiune, temperatură și aciditate legate de metamorfismul epizonal. Cum însă rocile formațiunii de Schela, în care apare pirofilitul, au în bună parte un pronunțat caracter sedimentar, pare foarte probabil că formarea pirofilitului să fi început chiar în timpul diagenezei.

Într-o lucrare recentă, Papiu et al. (1970)<sup>15</sup> ajung la concluzia că șisturile pirofilitice de la Schela-Viezuroiu (Gorj) au rezultat din metamorfozarea — într-o fază alpină — a depozitelor unei serii sedimentare liasice, de tipul celor din formațiunea faciesului de Creșten, prezente în munții Pădurea Craiului (Șuncuiuș), în Banat (Anina) și în regiunea Cristian-Holbav (județul Brașov). Argilele caolinitice, uneori refractare, ar fi trecut în șisturi pirofilitice, iar intercalațiile cărbunoase s-ar fi antracitizat.

Rezumînd se poate spune că :

Rocile refractare din formațiunea de Schela, dezvoltate în zona Schela-Viezuroiu își datorează refractaritatea pirofilitului ;

Determinarea acestui mineral s-a făcut pe baza analizelor roentgenografice, A.T.D. și chimice, completate în largă măsură de studiul microscopic al rocilor ;

Geneza pirofilitului este legată de condițiile de presiune, temperatură și mai ales de aciditatea mediului din timpul metamorfismului regional care a afectat această zonă din Carpații Meridionali ;

<sup>15</sup> V. Corvin Papiu, V. Iosof, S. Rădan, Alexandra Medeșan, Irina Bratoșin, R. Giușcă. Studiul mineralogic și geochemic al argilelor refractare de la Holbav-Cristian și Anina. 1970. Aih. Inst. Geol. București.



Întrucît multe dintre rocile refractare ale formațiunii de Schela păstrează încă un pronunțat caracter sedimentar, este posibil ca geneza pirofillitului să fi început încă în timpul diagenezei;

Nu există nici un indiciu ca geneza acestui mineral să fie legată de fenomene magmatice sau post-magmatice;

Ținînd seama de condițiile paleogeografice și de natură petrografică a mediului, mineralul pe seama căruia s-a format pirofillitul se admite a fi fost caolinitul.

## BIBLIOGRAFIE

- Althaus E. (1966) Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren I Mitteilung. Beiträge zur Mineralogie und Petrologie. 13, 1, Springer Verlag, Berlin—Heidelberg. New York.
- (1966) Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Säuren II Mitteilung. Folgerung für die Petrogenese, insbesondere von Pyrophyllit — und andalusit — lagerstätten. Beiträge zur Mineralogie und Petrologie. 13, 2, Springer Verlag, Berlin—Heidelberg. New York.
- Betehtin A. G. (1953) Curs de Mineralogie. Ed. tehnică (traducere din lb. rusă), București.
- Bolgiu O. (1948) Problema industrializării mineralelor și rocilor nemetalifere din R.P.R. *Rev. Tehn. AGIR — Mine*. II/5, București.
- Dapark L., Mrazec L. (1893) Sur un schiste à chloritoïde des Carpathes. *C.R. Acad. Paris*.
- Escola P. (1932) On the metamorphic differentiation of rocks. *C.R. de la Soc. Geol. de Finlande*, 5, Helsinki.
- Ghecrasi N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans les Monts Godeanu et Țarcu (Carpathes Meridionales). *An. Inst. Geol. Roum.* XVIII, București.
- Ghika-Budești Șt. (1932) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Lotrului. *An. Inst. Geol. Roum.* XVI, București.
- Giusecă D. (1963) Geologia rocilor endogene. Ed. didactică și pedagogică, București.
- Grim R. (1953) Clay mineralogy. (Mc. Graw-Hill, New York).
- Ionescu-Bujor D. (1933) Granitul de Șușița; Contribuțiunii la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali. București.
- Manolescu Gh. (1937) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Meridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Roum.* XVIII, București.
- Mateescu I. (1962) Geologia zăcămintelor de cărbune. Ed. didactică și pedagogică, București.
- Millner H. H. (1962) Sedimentary petrography. Ruskin-House. George Allen and Unwin L.T.D. London.
- Millot G. (1964) Géologie des argiles. Ed. Masson et Cie. Paris.
- Mrazec L. (1904) Sur les schistes cristallins de Carpathes meridionales. *C.R. IX. Congr. géol. internat. de Vienne 1903*, Wien.



- Mutihaș V. (1964) Stratigrafia și structura geologică a sedimentarului danubian din nordul Olteniei (ntre V. Motrului și V. Jiului). *D. S. Com. Geol.* L/2, București.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du Massif du Parâng et de Munții Cimpii (Carpathes Meridionales). *An. Inst. Géol. Roum.* XVIII, București.
- Papiu C. V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. științifică, București.
- Rubin S. B. (1966) Bazele litologiei. Ed. tehnică (traducere din lb. rusă). București.
- Streckeisen A. (1930) Profilul de la Val de Ei (Gorj). *D.S. Inst. Geol. Rom.* XVII, București.
- Semak A. I. (1958) Über die pflanzenführenden Lias-Schichten Rumäniens (I Getische Decke). *N. Jb. Geol. Pal. Mt.* 1958/8-9, Stuttgart.
- (1962) Observații asupra liasicului de la Baia de Aramă. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.* VII, 1, București.
- Winchell N. H., Winchell A. N. (1927) Elements of optical Mineralogy. Part. II, New York.
- Williams H., Turner Fr. J., Gilbert Ch. M. (1955) Petrography (Freeman and Co). San Francisco. University of California, Berkley.

## PYROPHYLLITE DE LA FORMAȚIUNEA DE SCHELA

### (Résumé)

Les schistes à pyrophyllite apparaissent sous forme d'intercalations dans la formation de Schela, dans le versant méridional des Carpathes Méridionales (Vieșuroiu-Gorj). Elles sont attribuées au Lias. On utilise ces roches comme matériel réfractaire.

Les roches de la zone investiguée sont représentées par des : schistes pyrophyllitiques (0-5 % quartz); schistes graphito-pyrophyllitiques (5-10 % quartz); schistes graphito-pyrophyllitiques, quartzeux, partiellement sériciteux (20-40 % quartz); et quartzites. Sont encore à mentionner les métaconglomérats et les roches anthracilliques.

Sous microscope a été mise en évidence la présence d'une pyrophyllite primaire, se montrant sous forme de petites écailles et de feuillets, et d'une pyrophyllite secondaire accumulée le long des diaclases.

La pyrophyllite a été identifiée par analyses roentgéographique, thermique différentielle et chimique.

La genèse de la pyrophyllite se rattache aux conditions de pression, température et, en premier lieu, acidité du milieu pendant le métamorphisme régional. Fort probablement la pyrophyllite fait son apparition dès le temps de la diagenèse.

Tenant compte des conditions paléogéographiques et de la nature pétrographique du milieu on admet que la pyrophyllite s'est formée aux dépens de la kaolinite.



## PLANȘA I

- Fig. 1. — Șist pirofilitic, cu diaclaze umplute cu pirofilit, cuarț (alb). Nic. + ;  $\times 10$ .  
Schiste pyrophyllitique, à diaclases comblées de pyrophyllite, quartz (blanc).  
Nic. + ;  $\times 10$ .
- Fig. 2. — Șist pirofilitic intens cutat, cu diaclaze umplute cu pirofilit, cuarț (alb). Nic. + ;  
 $\times 10$ .  
Schiste pyrophyllitique intensément plissé, à diaclases comblées de pyrophyllite,  
quartz (blanc). Nic. + ;  $\times 10$ .
- Fig. 3. — Șist pirofilitic grafitos cu textură șistoasă. Nic. + ;  $\times 70$ .  
Schiste pyrophyllitique graphiteux à texture schisteuse. Nic. + ;  $\times 70$ .





1



2



3

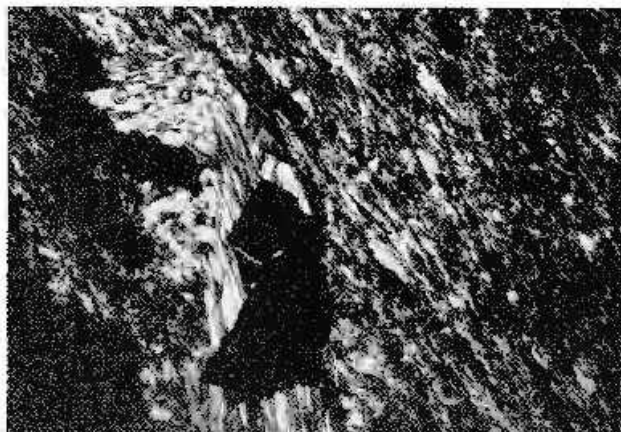
Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII/1.



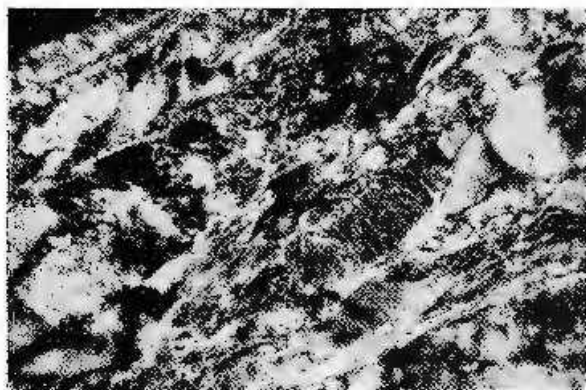
## PLANȘA II

- Fig. 1. — Sist pirofilitic grafitos cu fragmente de carbon, inconjurate de cuarț fibros.  
Nic. + ;  $\times 10$ .  
Schistă pyrophyllitică grafitică cu fragmente de carbon, înconjurate de cuarț fibros. Nic. + ;  $\times 10$ .
- Fig. 2. — Diverse forme de pirofilit dispuse în benză paralelă (inclusiv minerale argiloase) pe o diaclază. Nic. + ;  $\times 10$ .  
Diferente forme de pyrophyllite dispuse în benză paralelă (y compris minéraux argileux) le long de la diaclase. Nic. + ;  $\times 10$ .
- Fig. 3. — Diaclaze de pirofilit dispuse în foi (inclusiv minerale argiloase). Nic. + ;  $\times 100$ .  
Diaclases de pyrophyllite dispuses en feuillets (y compris des minéraux argileux).  
Nic. + ;  $\times 100$ .

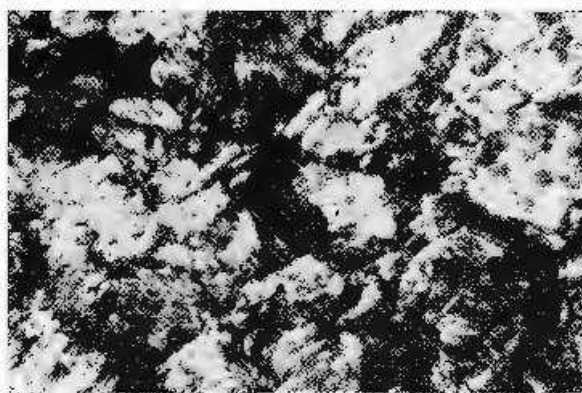




1



2



3

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII/1.



**1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE**

MINERALOGIE

**CONTRIBUȚII LA STUDIUL OMFACITULUI <sup>1</sup>**

DE

LAZĂR PAVELESCU <sup>2</sup>, MARIA PAVELESCU <sup>3</sup>

**Abstract**

Contributions to the Study of Omphacites. In this note there are studied from the crystallographic, optic and chemical points of view the omphacite crystals arisen from eclogites and omphacites. Crystallochemical studies reveal that these crystals are distributed within the field of augite, ferroaugite and endiopside. The transformation of these crystals into glaucophane and hornblende aggregates is also observed.

În regiunea Sibișelului de Sus, din partea de NW a munților Sebeș, au fost întâlnite, printre gnaise migmatice, micașisturi cu disten și amfibolite cu magnetit, variate tipuri de eclogite (Pavelescu, 1957).

Unele din aceste eclogite sînt constituite din omfacit și granați, în altele, omfacitul nu apare decît ca mineral relict fiind în cea mai mare parte înlocuit de hornblendă sau glaucofan.

În asociație cu aceste eclogite de la Sibișel au fost întâlnite și roci aproape monomineralice cum sînt omfacititele, diopsiditele, granatitele, amfibolitele, epidotitele etc.

În regiunea Foltea, eclogitele cu omfacit și pirop sînt prinse printre roci peridotitice puternic serpentinizate, iar în cele de pe valea Răscoala, omfacitul este transformat în cea mai mare parte în hornblendă.

Cristalele de omfacit prezintă un clivaj bun după (110). Între (110) și (1 $\bar{1}$ 0), clivajul face un unghi ce variază de la 35°8' la 37°2'.

La cîteva cristale au fost întâlnite macle simple după (100).

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

<sup>2</sup> Institutul de Petrol, Gaz și Geologie. Str. Traian Vuia nr. 6, București.

<sup>3</sup> Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.





Cristalele larg dezvoltate de omfacit și cu contururi, în parte, idiomorfe, au fost întâlnite mai ales în unele omfacite. În eclogite, de regulă, omfacitul se prezintă fie sub formă de cristale scurte cu habitus prismatic, fie de granule izometrice cu contururi neregulate.

De altfel, atât în cazul cristalelor prismatice din eclogite, cât și în cazul celor idiomorfe din omfacite, se observă unele coroziuni, mai ales ale fețelor terminale.

Unele din cristale sînt umplute cu o pulbere fină, opacă de culoare verde-brună închisă. Cu o mărire mai mare a microscopului, în acest agregat pulverulent se pot identifica microlite fine de plagioclazi, sub formă de baghete subțiri, maclate polisintetice, sau de diopsid, sub formă de granule izometrice. Uneori, se observă cum cristalele de omfacit se transformă, parțial, într-un agregat format îndeosebi din glaucofan și mai rar din hornblendă.

De multe ori, cristalele de omfacit nu se întînesc decît ca relicte prinse în masa glaucofanului sau a hornblendei.

De altfel, cele mai variate transformări ale omfacitului au fost întîlnite în eclogitele de la Sibiușel :

Omfacit  $\rightarrow$  diopsid  $\rightarrow$  plagioclazi + glaucofan ;

Omfacit  $\rightarrow$  diopsid  $\rightarrow$  glaucofan ;

Omfacit  $\rightarrow$  diopsid - plagioclazi  $\rightarrow$  glaucofan ;

Omfacit  $\rightarrow$  diopsid + plagioclazi  $\rightarrow$  hornblendă ;

Omfacit + granat  $\rightarrow$  hornblendă.

Dimensiunile cristalelor variază de la 0,03/0,08-0,7/3 mm, iar culoarea lor verzuie oscilează de la nuanțele incolor-verzui la verde închis.

Pleocroismul cristalelor de omfacit de la Sibiușel variază în felul următor : ng = incolor-verde pal ; nm = verde-albăstrui-gălbui ; np = verde-albăstrui - verde închis.

Determinări microscopice : ng = 1,700-1,718 ; nm = 1,686-1,697 ; np = 1,682-1,691 ; ng-np = 0,018-0,027 ; ng : c = 30°-47° ; (+) 2Vng = 56°-82°.

Statistic din 27 de determinări de constante optice, 19 au dat următoarele valori : ng-np = 0,022 ; ng : c = 38° ; (+) 2Vng = 62°.

Pentru studiul chimic s-au colectat, cu ajutorul binocularului, cristale cât mai proaspete, atât din eclogite, cât și din omfacite.

Din tabelul de analize chimice se observă că valoarea MgO oscilează între 6,38 % și 16,30 % ; a CaO între 12,28 % și 22,16 % ; a FeO între



TABEL  
Analize chimice

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	53,61	53,06	52,73	51,77	51,60	50,86
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,19	0,59	0,16	0,63	0,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,27	9,67	8,35	7,41	11,44	5,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,80	3,92	6,16	5,89	4,26	1,67
FeO	4,06	4,25	5,22	3,17	1,79	1,33
MnO	-	0,08	0,03	0,06	0,10	-
MgO	6,38	9,15	8,14	10,22	15,30	16,30
CaO	15,88	14,33	13,63	16,31	12,28	22,16
Na <sub>2</sub> O	3,96	5,09	4,57	2,55	1,45	0,55
K <sub>2</sub> O	0,11	0,06	0,36	0,08	0,55	0,05
H <sub>2</sub> O	0,53	0,20	0,22	0,18	0,60	1,86

1,33% și 5,22%; a Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> între 1,76% și 6,16% și a Na<sub>2</sub>O între 0,55% și 5,09%.

Analizele 1, 2, 3, 5 sînt din eclogitele de la Sibîșel; analiza 6, din omfacititele de la Sibîșel; analiza 4, din eclogitele de la Foltea.

Pentru reconstituirea valorilor cristalochimice s-au raportat cationii la 6 oxigeni:

1.  $(Ca_{0,61} Na_{0,28} K_{0,01})_{0,90} (Mg_{0,34} Fe^{++} 0,13 Fe^{+++} 0,43 Ti_{0,01} Al_{0,38})_{1,23} (Si_{1,95} Al_{0,05})_{2,00} O_6$
2.  $(Ca_{0,55} Na_{0,36} K_{0,01})_{0,92} (Mg_{0,50} Fe^{++} 0,13 Fe^{+++} 0,08 Ti_{0,01} Mn_{0,01} Al_{0,53})_{1,08} (Si_{1,83} Al_{0,17})_{2,00} O_6$
3.  $(Ca_{0,57} Na_{0,35} K_{0,66})_{0,98} (Mg_{0,48} Fe^{++} 0,17 Fe^{+++} 0,18 Ti_{0,02} Al_{0,35})_{1,23} (Si_{2,07} 2,07) O_6$

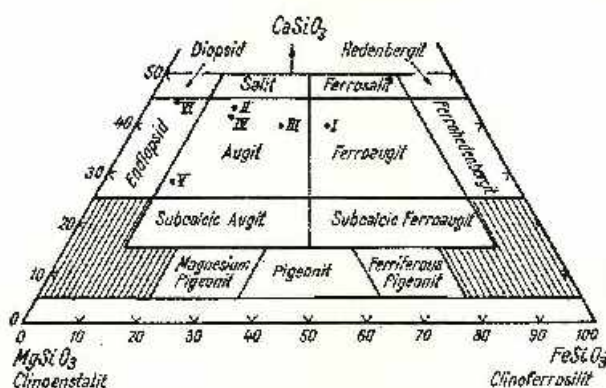


Diagrama sistemului CaSiO<sub>3</sub> - MgSiO<sub>3</sub> - FeSiO<sub>3</sub>  
Diagramme du système CaSiO<sub>3</sub> - MgSiO<sub>3</sub> - FeSiO<sub>3</sub>

4.  $(Ca_{0,64} Na_{0,18})_{0,32} (Mg_{0,56} Fe^{++}_{0,30} Fe^{+++}_{0,16} Al_{0,23})_{1,05} (Si_{1,91} Al_{0,09})_{2,00} O_6$
5.  $(Ca_{0,46} Na_{0,10} K_{0,03})_{0,59} (Mg_{0,80} Fe^{++}_{0,05} Fe^{+++}_{0,11} Ti_{0,02} Al_{0,28})_{1,26} (Si_{1,51} Al_{0,19})_{2,06} O_6$
6.  $(Ca_{0,88} Na_{0,04} K_{0,04})_{0,94} (Mg_{0,80} Fe^{++}_{0,04} Fe^{+++}_{0,05} Ti_{0,02})_{1,00} (Si_{1,75} Al_{0,33})_{2,00} O_6$

În diagrama figurii se observă că, cristalele de omfacit analizate se repartizează în mod neregulat în câmpul augitului, ferriangitului și endiopsidului.

## BIBLIOGRAFIE

- Alderman A. R. (1936) Eclogites from the neighbourhood of Glenelg, Inverness-shire. *Quart. Jour. Geol. Soc.* 92, London.
- Bloxam T. W. (1959) Glaucophane — schists and associated rocks near Valley Ford, California. *Amer. Jour. Sci.* 257, New York.
- Brière Y. (1920) Les eclogites françaises — Leur composition minéralogique et chimique; leur origine. *Bull. Soc. franc. Min.* 42, Paris.
- Pavelescu L. (1957) Contribuțiuni la studiul unor eclogite din Munții Sebeș. *Bul. Acad. R.P.R.* II, București.
- Yoder A. S., Tilley C. E. (1959) Eclogites. Carnegie Inst. Washington. *Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab. 1958-1959*, Washington.

## CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE L'OMPHAZITE

(Résumé)

On a séparé des éclogites de Sibiel et de Poltea des cristaux relativement frais d'omphazite qui font l'objet de cette note.

Certains cristaux ont été extraits des éclogites, d'autres des omphazites. Ils présentent un bon clivage suivant (110). Entre (110) et (1 $\bar{1}$ 0) le clivage forme un angle qui varie de 85° 8' à 87° 2'. Il y a des cristaux d'omphazite partiellement transformés en agrégats de glaucophane et de hornblende.



Le pléocroïsme des cristaux d'omphazite varie d'incolore au vert-bleu-vert foncé. La biréfringence  $n_g - n_p$  présente des valeurs d'environ 0,022;  $n_g : c = 38^\circ$  et  $2V_{ng} = 62^\circ$ . Le tableau des analyses chimiques révèle que les valeurs des principaux oxydes varient de  $MgO = 6,38\%$  à  $16,30\%$ ; de  $CaO = 12,28\%$  à  $22,16\%$ ; de  $FeO = 1,33\%$  à  $5,22\%$ ; de  $Fe_2O_3 = 1,76\%$  à  $6,16\%$ ; de  $Na_2O = 0,55\%$  à  $5,09\%$ .

Les cristaux analysés se répartissent régulièrement dans le champ de l'augite, du ferriaugite et de l'endiopside.





PIROPUL DIN MUNȚII SEBEȘ<sup>1</sup>

DE

LAZĂR PAVELESCU<sup>2</sup>, MARIA PAVELESCU<sup>3</sup>

**Abstract**

Pyrope from the Sebeș Mountains. In this note there are described the crystals of pyrope arisen from peridotites and eclogites. The crystallographic forms are dominated by faces (110), (211) and (321). From the optical point of view the refraction indexes range from 1,705 to 1,767. The analysed pyrope crystals are relatively rich in iron and magnesium and poor in calcium.

În legătură cu eclogitele și peridotitele din partea mediană și sudică a munților Sebeș, au fost întâlnite cristale de granat de culoare roșie.

Astfel de cristale au fost întâlnite atât în eclogitele de pe culmea Sibiușelului, în cele de pe valea Voevodului, a Curpenului și a văii Răș-coala, cât și în peridotitele de tip dunitic sau lherzolitic, serpentinizate, de pe culmea Foltea (Pavelescu, 1957; Vendl, 1932).

Mărimea cristalelor variază între 1 mm-6 cm. În general piropul se prezintă sub formă de cristale izometrice de culoare roșie închisă, roșu-brună, brun-vișinie, pînă la negru cu luciu sticlos. Uneori cristalele larg dezvoltate de pirop apar izolate și în cazul acesta scot în evidență structura porfirică a rocilor, alteleori, fiind și cazul cel mai frecvent ele formează mase grăunțoase fine, fie compacte, fie în alternanță cu cele de omfacit (în eclogite) sau diallag, bronzit și hornblendă (în peridotite).

În eclogite se observă destul de frecvent o dispoziție aparent rubanată, datorită alternanței între cristalele de omfacit și cele de granați, pe de o parte, iar pe de alta, datorită variației granulației. Un studiu mai de detaliu arată că este vorba de două generații de granați. Cele care aparțin generației mai noi sînt în genere mai slab dezvoltate.

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

<sup>2</sup> Institutul de Petrol, Gaze și Geologie. Str. Traian Vuia nr. 6, București.

<sup>3</sup> Institutul Geologic. Șos. Kiseleff nr. 55, București.



Contururile cristalelor sînt în cea mai mare parte idiomorfe; există și granule cu contururi neregulate, datorită fie pătrunderii unor indivizi în alții sub formă de lobi, fie proceselor de alterare a cristalelor.

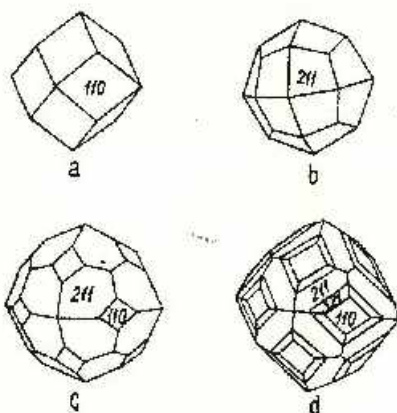


Fig. 1. — Forme cristalografice.

a, dodecaedru romboidal (110); b, trapezocedru (211);  
c, dodecaedru romboidal + trapezocedru (110) |  
(211); d, dodecaedru romboidal + trapezocedru +  
hexakioctaedru (110) | (211) | (321).

Formes cristallographiques.

a, dodécaèdre rhomboidal (110); b, trapézoèdre (211);  
c, dodécaèdre rhomboidal + trapézoèdre (110) + (211);  
d, dodécaèdre rhomboidal + trapézoèdre + hexakio-  
ctaèdre (110) + (211) + (321).

În unele sectoare, mai ales acolo unde predomină cristalele idiomorfe, se observă o tendință de zonalitate datorită atât variației granulației, cât și a variației culorilor.

În cristalele idiomorfe se întîlnesc frecvent asociații între fețele (110), (211) și (321) (fig. 1).

Sub microscop, culoarea cristalelor este roz-gălbui-brună uneori roșu-brună închisă.

Indicii de refracție variază de la 1,705 la 1,767.

Frecvent, cristalele de pirop conțin incluziuni de diopsid, aee de rutil, magnetit, ilmenit, amfiboli, epidot, plagioclazi și cuarț. Prin alterare, cristalele de pirop se acoperă de o substanță verde, brun-cărămizie sau de aglomerări de minerale opace brun-negricioase, care de foarte multe ori formează plaje de forme și mărimi variabile.

Cristalele de pirop sînt destul de des înconjurare de zone kelifitice a căror grosime variază între 0,25-1,6 mm. Cele mai multe din aceste zone kelifitice sînt constituite din cristale prismatice subțiri de 0,01/0,25-0,02/0,66 mm, de hornblendă brună, care sînt concrescute paralel cu cristalele prismatice, de asemenea subțiri, de plagioclazi. Uneori aceste cristale de plagioclazi sînt maclate după legea albitului. Alături de hornblendă și plagioclazi se întîlnesc și solzi fini de biotit de culoare roșu-brună, puternic pleocroici. În unele zone kelifitice au fost întîlnite cristale aciculare de bronzit, granule fine de olivină și de magnetit.

Pentru studiul chimic, s-au extras cristale atât din eclogite, cât și din peridotite.

Din tabelul 1, de analize chimice se observă că valoarea MgO este cuprinsă între 12,90% și 20,14%, a FeO între 8,07% și 16,33%, iar a CaO între 5,13% și 7,22%.

Pentru a stabili formulele chimice s-a raportat valoarea cationilor la 24 oxigeni (tab. 2).

TABELUL 1

*Analize chimice*

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	40,84	39,47	39,71	40,37	41,64	41,25
TiO <sub>2</sub>	0,09	—	0,06	—	0,07	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,13	23,98	23,13	24,00	21,41	22,18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	—	—	—	—	0,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	1,65	0,88	0,58	2,00	1,02
FeO	13,12	14,22	15,44	16,33	8,07	14,21
MnO	0,49	0,47	0,41	0,27	0,34	0,07
MgO	14,31	12,90	14,16	13,32	20,14	13,63
CaO	6,98	7,08	6,21	5,13	6,33	7,22
H <sub>2</sub> O	0,06	0,23	—	—	—	0,08
Total	99,95	100,00	100,00	100,00	100,00	100,02

TABELUL 2

*Cationi la 24 oxigeni*

	1	2	3	4	5	6
Si	6,000	5,918	5,856	5,928	6,144	6,048
Al	0,000	0,082	0,144	0,072	0,000	0,000
Al	4,810	3,908	3,864	4,081	3,744	3,810
Cr	0,002	—	—	—	—	0,024
Fe <sup>+++</sup>	0,168	0,168	0,096	0,048	0,192	0,096
Ti	—	—	—	—	0,002	0,012
Mg	3,120	2,832	3,006	2,904	4,416	2,852
Fe <sup>++</sup>	1,608	1,728	1,896	1,992	0,584	1,728
Mn	0,048	0,048	0,048	0,024	0,024	0,007
Ca	1,080	1,104	0,960	0,792	0,984	1,128





Formulele cristalochimice sînt următoarele :

1.  $(Mg_{3,12} Fe^{++} 1,80 Mn_{0,05} Ca_{1,05})_{5,85} (Al_{4,81} Cr_{0,01} Fe^{+++} 0,17)_{4,99} [Si_{6,00} O_{24}]$
2.  $(Mg_{2,83} Fe^{++} 1,73 Mn_{0,05} Ca_{1,10})_{5,71} (Al_{3,99} Fe^{+++} 0,16)_{4,15} [Si_{5,92} Al_{0,08} O_{24}]$
3.  $(Mg_{3,10} Fe^{++} 1,90 Mn_{0,04} Ca_{0,86})_{6,00} (Al_{3,90} Fe^{+++} 0,10)_{4,00} [Si_{5,86} Al_{0,14} O_{24}]$
4.  $(Mg_{2,90} Fe^{++} 1,99 Mn_{0,02} Ca_{0,80})_{5,71} (Al_{4,03} Fe^{+++} 0,05)_{4,13} [Si_{5,93} Al_{0,07} O_{24}]$
5.  $(Mg_{4,41} Fe^{+} 0,60 Mn_{0,02} Ca_{0,98})_{6,00} (Al_{3,74} Fe^{+++} 0,19 Ti_{0,01})_{3,94} [Si_{5,14} O_{24}]$
6.  $(Mg_{2,95} Fe^{++} 1,73 Mn_{0,01} Ca_{1,12})_{5,81} (Al_{3,81} Cr_{0,02} Fe^{+++} 0,09 Ti_{0,01})_{3,95} [Si_{5,03} O_{24}]$

*Locul de proveniență a cristalelor* : 1, pirop din eclogitele de pe culmea Sibișel; 2, pirop din peridotitele de pe culmea Foltea; 3, pirop din peridotitele de pe culmea Foltea; 4, pirop din peridotitele de pe culmea Foltea; 5, pirop din eclogitele de pe valea Răscoala; 6, pirop din eclogitele de pe valea Voevodului.

Din formulele cristalochimice reiese în mod foarte evident, că molecula piropului variază în cristalele analizate între 50 și 73 %, a almandinului între 10 și 35 %, a grossularului între 12 și 20 %, iar a spessartinului între 0 și 2 %. Cele mai multe din cristalele analizate se plasează la limita dintre sextantul 1 al piropului și numai piropul din eclogitele de pe valea Răscoala se plasează în sextantul 2 al piropului (fig. 2).

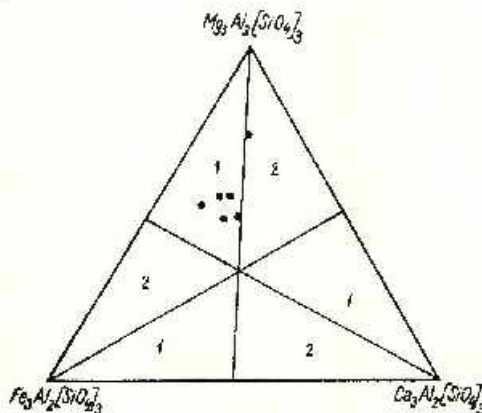


Fig. 2. — Diagrama sistemului  
 $Mg_3Al_2[SiO_4]_3 - Fe_3Al_2[SiO_4]_3 - Ca_3Al_2[SiO_4]_3$   
 Diagramme du système  
 $Mg_3Al_2[SiO_4]_3 - Fe_3Al_2[SiO_4]_3 - Ca_3Al_2[SiO_4]_3$

Din diagrama figurii 2 reiese că cristalele de pirop analizate sînt relativ bogate în fier și magneziu și sărace în calciu. Din diagrama sistemului  $MgO-Fe_2O_3 + FeO-CaO$  se vede că valoarea  $MgO$  este cuprinsă între 35 și 42 %, a sumei  $Fe_2O_3 + FeO$  este cuprinsă între 40 și 50 %, iar valoarea  $CaO$  este cuprinsă între 10 și 20 %, cu excepția analizei nr. 5 în care  $MgO$  are o valoare de peste 50 %, iar  $FeO + Fe_2O_3 = 28\%$ .

## BIBLIOGRAFIE

- Alderman A. R. (1936) Eclogites from the neighbourhood of Glenclg. Inverness — shire. *Quart Journ. Geol. Soc.* 92, London.
- Anderson B. W. (1950) Properties and classification of individual garnets. *Journ. Gemmology*, 7, Chicago.
- Bagrowski B. P. (1941) Pyrope garnet vs. ruby spinel in Kansas. *Amer. Min.* 26, Washington.
- Berlout F., Forrat P. (1957) Étude des paramètres des grenats. *C.R. Acad. Sci.* 244, Paris.
- Fleischer M. (1937) The relation between chemical composition and physical properties in the garnel group. *Amer. Min.* 22, Washington.
- Ford W. E. (1915) A study of the garnel group. *Amer. Journ. Sci.* ser. 5, 40, New York.
- Pavelescu L. (1957) Contribuțiuni la studiul unor eclogite din Munții Sebeș. *Bul. Acad. R.P.R.* II, București.
- Sriramades A. (1957) Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. *Amer. Min.* 42, Washington.
- Sykora L. (1952) Pyrope deposits in the Bohemian Middle Mts. *Geotechnica*, 14, Praha.
- Vendl A. (1932) Das Kristallin des Scheser und Zibins Gebirges. *Geol. Hung.* IV, Budapest.

## PYROPE DES MONTS SEBEȘ

## (Résumé)

Dans cette note sont décrits au point de vue cristallographique, optique et cristallochimique quelques cristaux de pyrope des péridolites et des éclogites des Monts Sebeș.

Les formes cristallographiques fréquemment rencontrées sont celles où prédominent les faces (110), (211) et (321). La couleur des cristaux est rose-jaunâtre-brun, parfois rouge-brun foncé. Les cristaux contiennent de nombreuses inclusions de: diopside, rutile, magnétite, ilménite, amphiboles, épidote, plagioclase et quartz. Les indices de réfraction varient de 1,705 à 1,767.

Au point de vue chimique on observe que la valeur du MgO est comprise entre 12,90% et 20,14%, celle du FeO entre 8,07% et 16,33%, et celle du CaO entre 5,13% et 7,22%.

Le calcul cristallochimique révèle que dans les cristaux analysés la molécule du pyrope varie de 50 à 73%, celle de l'aluminium de 10 à 35%, celle du grossulaire de 12 à 20% et celle de la spessartite de 0 à 2%.





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

ȘISTURI CRISTALINE ȘI ROCI GRANITOIDE ÎNTRE VALEA  
TISMANEI ȘI VALEA BISTRIȚEI (MUNȚII VULCAN)<sup>1</sup>

DE

TUDOR BERZA<sup>2</sup>

**Abstract**

Crystalline Schists and Granitoid Rocks between the Tismana and Bistrița Valleys (Vulcan Mountains). In the Tismana Valley-Bistrița Valley region there are described the crystalline schists of the Lainici-Păiuș Series, metamorphosed into the staurolite-almandine subfacies under moderate pressures (6 kb), and intensely migmatized by syn-kinematic leucogranitoids and Tismana granitoids. The latter are represented by porphyroid granites, monzodiorites, granodiorites and yield a conformable massif, formed in a magmatical way, but affected by a final potassic endometasomatism. The metamorphism and the intrusion of all granitoids are due to the Baikalian orogenesis, the absolute age data indicating 570 millions of years.

**Introducere**

Cu o individualitate mineralogică și petrografică remarcabilă și o suprafață de peste 200 km<sup>2</sup>, masivul granitoid de Tismana este cel mai important pluton tardicinematit din Carpații Meridionali. Zona cuprinsă între valea Tismanei și valea Bistriței este deosebit de favorabilă urmării relațiilor dintre șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș, leucogranitoidele sincinematice și granitoidele de Tismana, în această regiune avînd loc controversata terminație estică a masivului de Tismana.

Granitoidele din munții Vulcan au fost menționate de Ștefănescu (1883) și Drăghiceanu (1890), primele studii petrografice aprofundate fiind însă cele ale lui Mrazec (1897) și Ionescu-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 18 mai 1971.

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



Bujor (1911 a, b). Manolescu (1937 a, b) emite ipoteza originii mai noi a granitului de Tismana, Giușcă, Pavelescu (1955) aduc primele analize chimice ale acestui granit, iar Pavelescu, Pavelescu (1962 a, b) consideră că granitul de Tismana este mai tânăr decât cel de Șușița, fiind format prin regenerarea, mobilizarea și metasomatoza potasică a acestuia din urmă.

În 1963 și 1964 zona sudică a masivului de Tismana este cartată de Dimitrescu et al.<sup>3</sup> și de Stan et al.<sup>4</sup>, iar Pavelescu, Dimitrescu (1969), Savu (1970, 1971) și Stan (1970) discută structura și geneza granitoidelor de Tismana și Șușița și a migmatitelor din estul munților Vulcan.

#### Șisturile cristaline ale seriei de Lainiei-Păiuș și granitoidele sincinematice asociate lor

a) Șisturile cristaline sînt reprezentate prin cuarțite, cuarțite feldspatice, cuarțite biotitice, paragnaise cuarțo-feldspatice, paragnaise biotitice, gnaise amfibolice cu biotit și micașisturi, tipurile cele mai frecvente fiind însă cuarțitele feldspatice și paragnaisele biotitice. Principalele minerale ce alcătuiesc aceste roci sînt cuarțul, plagioclazul, feldspatul potasic, biotitul, muscovitul, hornblenda, actinotul și granatul; mai rar și în cantități mici apar sillimanitul, grafitul, pirita, sfenul, apatitul, mineralele epidotice, zirconul etc.

În regiunea văii Bistriței a fost pusă în evidență — prin măsurarea sistozității primare, ce este paralelă cu stratificația, cu excepția zonelor axiale ale cutelor, unde este verticală — o structură majoră sinclinorie orientată NE-SW, încadrată de două anticlinale importante cu aceeași orientare. Anticlinalul major sudic indică în est o puternică afundare spre SW, în timp ce cel nordic este normal. În zona sinclinorie a mai fost recunoscut un anticlinal la nord de pîrul Sesurele și unul (cu totul secundar) la sud de pîrul Sesurele, acesta însă dispărînd, ca și sinclinalul asociat lui, spre SW.

Ținînd seama de faptul că atît zona axială a anticlinalului nordic (de pe valea Răchitea, cît și a celui sudic (între pîrul Padeșului și valea Bistriței) sînt dominant paragnaisice, presupunem că ele reprezintă același complex, pe care-l denumim „complexul inferior paragnaisic”.

<sup>3</sup> R. Dimitrescu, N. Stan, N. Ceașu, O. Anton. Raport asupra prospecțiunilor geologice în masivul granitic de Tismana. 1963. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>4</sup> N. Stan, Gh. Popa, C. Paraschivescu. Raport asupra prospecțiunilor geologice pentru fier și metale rare în Munții Vulcan. 1961. Arh. Inst. Geol. București.



Deasupra acestuia, ocupînd zona sinclinorie, se dezvoltă un complex dominant cuarțitic, pe care-l denumim „complexul superior cuarțitic”. O limită clară între cele două complexe este însă greu de trasat datorită numeroaselor zone cuarțitice din complexul paragneisic și ale celor paragneisice din complexul cuarțitic.

Dacă natura rocilor afectate de metamorfism este relativ ușor de dedus — o serie predominant grezoasă, cu intercalații argiloase sau marnoase — numărul, tipul și intensitatea metamorfismelor sînt mai greu de stabilit.

Deși mineralele-index sînt rare, apreciem metamorfismul inițial al seriei de Lainici-Păiuș din zona Bistriței ca un metamorfism regional de presiune moderată desfășurat în condițiile faciesului amfibolitelor, subfaciesul staurolit-almandin. Principalele argumente sînt prezența regională a granatului, bazicitatea plagioclazului ( $An_{37}$  în cuarțitele feldspatice,  $An_{20-35}$  în paragneisele biotitice) și prezența diopsidului în cuarțitele feldspatice cu hornblendă. Apariția andezinului în metamorfismul regional are loc în partea superioară a faciesului șisturilor verzi în cazul presiunilor scăzute (tip Pirinei Centrali), dar în acest caz este exclusă prezența almandinului; în seriile metamorfice de presiune medie și ridicată formarea andezinului este unul din efectele atingerii temperaturilor faciesului amfibolitelor (Winkler, 1966). Diopsidul fiind unul din principalele minerale ce caracterizează instalarea faciesului amfibolitelor, prezența lui în cuarțitele feldspatice de pe valea Bistriței, într-o regiune lipsită de intruziuni majore capabile să ridice gradul metamorfic, sprijină afirmația de mai sus, deși lipsa unor roci sedimentare cu chimism adecvat nu a permis formarea staurolitului.

Identificarea sillimanitului în micașisturile și paragneisele biotitice de pe pîrîul Pîrgavului și valea Bistricioarei indică continuarea pînă în regiunea Tismanei a zonei cu sillimanit pusă în evidență de Savu (1970, 1971) în estul munților Vulcan și în munții Pîring. Într-un punct intermediar, pe plaiul Frînceștilor (4 km este de valea Bistriței), Ionescu-Bujor (1911 b) descrie roci cordieritice cu andaluzit, sillimanit și granat, acest afloriment aflîndu-se la cca 800 m N de corpul de diorite cuarțifere și granodiorite cu biotit și hornblendă din bazinul superior al văii Bilta.

Apariția exclusivă a sillimanitului în apropierea masivelor granitoide arată că ridicarea gradului metamorfic este locală, fiind determinată de punerea în loc a acestora.



Faptul că atât paragnaisul biotitic cu muscovit și sillimanit de pe valea Bistricioarei, cât și micașistul cu sillimanit de pe pârul Pîrgavului sînt roci cu o șistozitate pronunțată, neputînd fi diferențiate cu ochiul liber de celelalte paragnaise și micașisturi, iar prismele de sillimanit apar în planul de șistozitate, sugerează că ridicarea gradului metamorfic, determinată de punerea în loc a granitoidelor de Tismana a avut loc sub un stress cu direcție și intensitate identice, fiind imediat succesivă metamorfismului regional și aparținînd aceluiași ciclu orogenic, dar unei faze ulterioare.

Temperaturile atinse în metamorfismul regional au depășit cu puțin 560°C (limita faciesului amfibolitelor, după W i n k l e r, 1966); în vecinătatea granitoidelor prezența sillimanitului, în condițiile stabilității muscovitului și almandinului indică ridicarea locală a temperaturii la cca 600°C, sub o presiune de cca 6 kb. Parageneza muscovit-biotit-almandin-cordierit-andaluzit-sillimanit (I o n e s c u - B u j o r, 1911 b) apare numai de-a lungul liniei diagonale din cîmpul *p, t* ce marchează reacția andaluzit  $\leq$  sillimanit, în zona cuprinsă între intersecția ei cu linia ce delimitează domeniul cordieritului și intersecția ei cu linia de apariție a almandinului, adică între 580°C și 5,8 kb și 620°C și 5,5 kb, almandinul putînd coexista cu cordieritul doar la peste 5,5 kb (W i n k l e r, 1966).

Deoarece ridicarea locală a gradului metamorfic sub influența masivelor granitoide succede imediat — în aceleași condiții de stress și presiune litostatică — metamorfismului regional danubian (S a v u, 1970) rezultă că acesta s-a desfășurat sub o presiune moderată (5,5-6 kb), asemănîndu-se în această privință mai curînd cu cel din Pirineii Orientali decît cu cel de presiune scăzută din Pirineii Centrali (W i n k l e r, 1966).

În estul munților Vulcan și în munții Paring, S a v u (1970, 1971) consideră că metamorfismul și formarea masivelor granitoide sincinematice și tardicinematice au loc în orogeneza baicaliană. Avînd în vedere faptul că succesiunea de fenomene de deformare, blastează metamorfică, migmatizare sincinematică, punere în loc a masivului granitoid de Tismana și ridicare locală a gradului metamorfic observate în regiunea Bistriței au loc într-un interval de timp restrîns și că numeroase măsurători de vîrstă absolută (Dessila-Codarcea, S a v u, 1967; Soroiu et al., 1970) indică o vîrstă precambrian-terminală-cambriană pentru granitoidele sincinematice și tardicinematice din munții Vulcan și Paring, considerăm acest ansamblu de fenomene ca fiind datorat diastrofismului baicalian. În acest caz trebuie însă remarcate faptul că, chiar ignorînd



ridicările locale ale gradului metamorfic cauzate de punerea în loc a masivelor granitoide, metamorfismul baicalian al seriei de Lainici-Păiuș din zona Bistriței este destul de puternic, paragenezele observate aici indicând atingerea regională a faciesului amfibolitelor.

Într-o etapă mult mai târzie a avut loc o retromorfoză regională în faciesul șisturilor verzi — probabil cea descrisă de Savu (1970) ca alloretromorfoză în estul munților Vulcan — al cărui principal efect este frecventa decalcifiere a andezinului (cu separare de clinozoit) și cloritizarea biotitului.

b) **Granitoidele sincinematice** migmatizează intens șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. Având în vedere intima asociere cu cristalini și faptul că septele pur granitice nu întrec decât cu totul excepțional 100 m, în general fiind de ordinul zecilor de metri, metrilor sau chiar centimetrilor, granitoidele sincinematice nu au fost conturate cartografic ca o formațiune independentă, zonele de predominanță granitică — concordante cu structura regională — fiind indicate pe fondul formațiunii cristaline.

Caracterul fiziografic al migmatitelor rezultate din interacțiunea granitoidelor sincinematice și a șisturilor cristaline este variat, putându-se observa un control litologic. Astfel, în cuarțite predomină aspectele flebitice, în timp ce în paragnaisele biotitice — roci cu o foliație pronunțată — aspectele stromatice sînt cele mai frecvente (pl. I, fig. 1). Scara migmatitelor stromatice variază foarte mult, de la milimetrică sau centimetrică (pl. I, fig. 1) pînă la metrică (pl. II, fig. 3), caracterul concordant rămînînd însă nealterat. Alteori însă, în paragnaisele biotitice pot apărea și aspecte de trecere către tipul agmatitic (pl. II, fig. 2), în timp ce în cuarțite se remarcă tendințe de tranziție către tipul pygmatitic (pl. II, fig. 3).

În numeroase cazuri se poate observa o succesiune temporală clară, primele filoane, cu o zonă centrală de cuarț cenușiu și margini aplitice (pl. I, fig. 4; pl. II, fig. 1) fiind intersectate de o rețea de filonașe granit-granodioritice (pl. I, fig. 4; pl. II, fig. 1) leucoerate, străbătute la rîndul lor de filoane pegmatitice feldspatice (pl. I, fig. 4, 2). Aceste ultime venituri sînt regulat discordante și au de obicei feldspatul potasic negru. Cînd zona granitică este mai mare — de ordinul zecilor de metri — ele se individualizează pe fondul acesteia, dînd mase cu forme neregulate.

Natura petrografică a granitoidelor sincinematice este variabilă, de la diorite cuarțifere (rare însă) la tipuri granodioritice și granitice; într-o fază tardivă injecțiile au un caracter pegmatitic, fiind esențial-



mente feldspatice. Alternanța tipurilor granitice și granodioritice este foarte strânsă, trecerile avînd loc pe cîtiva decimetri. La fel de variabilă este și granulația, zone cu cristale de 1-2 mm învecinîndu-se cu zone în care mineralele depășesc un centimetru.

O trăsătură caracteristică a granitoidelor sincinematice este caracterul lor leucocratic. Astfel, un granit (termenii petrografici sînt în înțeleșul lui *Streckeisen*, 1967) de pe Pîrîul Adînc conține 44 % plagioclaz, 29 % cuarț, 25 % feldspat potasic, 1,5 % muscovit și 0,4 % epidot, indicele de culoare fiind 0,4. Deși acesta este un caz extrem, aspectul megascopie indică constant caracterul leucocrat al acestor roci.

Principalele minerale ce alcătuiesc granitoidele sincinematice sînt plagioclazul — cu un chimism variabil, fiind în general un oligoclaz bazic în granodiorite și diorite cuarțifere și un oligoclaz acid sau albit în cei granitici, feldspatul potasic — cu o maelare în grătar în general dezvoltată în nordul regiunii, dar numai incipientă în sud, adesea de culoare cenușie datorită unui pigment fin, probabil grafit (*Savu*, 1970), cuarțul, muscovitul, biotitul și granatul. Ca minerale accesorii și secundare au fost identificate zirconul, sfenul, apatitul, orthitul, elinozoizitul, pistazzitul, sericitul, penninul, magnetitul și pirita.

Frecvent se observă fenomene autometamorfice: albitizări, muscovitizări, cloritizări, piritizări; pe Pîrîul Adînc au fost remarcate turmalina și fluorina. Tot aici au fost întîlnite două lentile metrice alcătuite una din diopsid, tremolit, pirită, cuarț și alta din andezin, flogopit, pargasit, cuarț, pirită și elinozoizit, ce reprezintă calcare cristaline skarnificate de granitoidele învecinate lor. Faciesul metamorfic indicat de aceste asociații este concordant cu cel regional, astfel încît fenomenele de contact au avut în special un caracter metasomatic.

Pentru a avea o imagine a chimismului granitoidelor sincinematice au fost analizate două leucogranite de pe Pîrîul Adînc — probele A și B din tabelele 1 și 2. În tabelul 1 se remarcă valoarea ridicată a  $\text{SiO}_2$  (72-73 %) și cantitățile mici de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  și  $\text{TiO}_2$ , în concordanță cu natura leucocratică a acestor roci. Parametrii Niggli confirmă această tendință, valorile pentru  $fm$ ,  $c$  și  $ti$  fiind deosebit de coborîte, cele ale  $al$  și  $alk$  fiind ridicate, iar cele ale  $si$  (390-400) și  $+qz$  (135-156) fiind foarte mari. Deși numărul de analize este mic, din compararea lor cu cele ale granitoidelor de Tismana rezultă clar contrastul între valorile  $si$ ,  $fm$  și  $ti$  ale celor două grupe de roci, leucogranitoidele sincinematice avînd un chimism distinct.



Natura sincinematică a acestor granitoide este indicată de caracterul lor migmatitic, intima lor asociere cu rocile metasedimentare sugerând o punere în loc în mare sincronă cu faza principală de deformare și metamorfism. Analizându-se mai atent relațiile dintre deformare și migmatizare, au putut fi constatate ambele situații descrise de M e h n e r t (1968) pentru migmatitele paratectonice: migmatite în care cristalizarea are loc cît timp deformarea este încă activă, textura neosomului fiind influențată direct și migmatite în care cristalizarea neosomului are loc cînd deformarea a încetat. Dacă prima categorie de migmatite este mai rară, fiind reprezentată de exemplu de neosomul gnaisic cu granat ce străbate paleosomul de paragneise biotitice cu granat de pe valea Bistriței, la 150 m aval de confluența cu pîrul Frasinului, majoritatea migmatitelor apar ca aparținînd celui de al doilea tip.

Originea arteritică a neosomului este indicată atît de aspectele structurale ale migmatitelor, cît și de gradul metamorfic insuficient de ridicat pentru a permite formarea *in situ* a magmei granitice; filoanclor de cuarț amintite pot fi însă considerate ca exudații locale. Dacă corpul de magmă granitică palingenetică — după cum indică abundența granatului — ce a generat aceste injecții reprezintă prelungirea vestică a plutonului de Șușița ce se afundă în această direcție (S a v u, 1970), această denumire poate fi extinsă și asupra granitoidelor sincinematice din zona Bistriței, așa cum a procedat P a v e l e s c u (1962 a, b). În lipsa unor dovezi clare în acest sens, și avînd în vedere faptul că granitoidele de Șușița din estul munților Vulcan, deși dau numeroase apofize, se prezintă sub forma unui corp lat de cîțiva kilometri, în timp ce granitoidele leucocrate sincinematice din vestul munților Vulcan au un caracter migmatitic accentuat și o individualitate petrografică, evităm această denumire, reținînd însă posibilitatea sincronismului punerii în loc a acestor granitoide.

### Granitoidele de Tismana

Pînă în prezent conținutul noțiunilor de granit și granitoide de Tismana nu a fost — și nu este încă — același pentru diferiții cercetători care le-au folosit.

I o n e s c u - B u j o r (1911 a) introduce în literatura geologică noțiunea de granit de Tismana: „Granitul «Tipul Tismana» este un granit acid, bogat în feldspați potasici, cari sunt în cristale mari, ce dau granitului un aspect pegmatoid”. El constată că „granitul nu formează un masiv homogen, ci el trece deseori la faciesurile cu grăunțe mijlociu”.



Dimitrescu et al. (1963) consideră aceste faciesuri microgranulare ca reprezentând septce de granit de Șușița, granitul de Tismana înconjurător deosebindu-se de acesta atât prin caracterul său porfiroid, cât și prin dezvoltarea mai largă a mineralelor din masa fundamentală. În această concepție, Pavelescu, Dimitrescu (1966) denumesc faciesul microgranular melanocrat tot granitoid de Șușița și îl descriu ca un diorit cuarțifer cu biotit, hornblendă și piroxen, spre deosebire de granitul de Șușița „leucocrat mai pronunțat” din exteriorul masivului.

Începînd cu Manolescu (1937 a, b), numeroși cercetători au denumit ca granite de Tismana granitele sau migmatitele din estul munților Vulcan sau din munții Parîng bogate în feldspați potasici, adesea de dimensiuni apreciabile și culoare cenușie.

În aceste condiții propunem folosirea noțiunilor de granitoide de Tismana, în sensul folosit de Pavelescu, Pavelescu (1962 b), deci cuprinzînd și faciesurile dioritice microgranulare și de granit porfiroid de Tismana, prin care înțelegem un granit cu structură închigranulară și textură masivă sau orientată, în care megacristale centimetrice de feldspat potasic sînt înconjurate de o masă cu granulație milimetrică alcătuită din andezin, feldspat potasic, cuarț și biotit, cărora li se pot uneori adăuga hornblenda, piroxenul, granatul sau muscovitul.

Astfel definite, granitoidele de Tismana formează în vestul munților Vulcan un pluton elipsoidal orientat concordant NE-SW, cu axa mare de peste 25 km (Baia de Aramă — est de Piatra Borosțenilor) și cu cea mică de peste 10 km (pe valea Tismanei), în care se constată — mai cu seamă în partea sa nordică — o frecventă alternanță a zonelor microgranulare dioritice și monzodioritice cu granitele porfiroide, acestea din urmă alcătuiind însă peste 80 % din masiv, astfel încît, într-o primă aproximație, se poate vorbi despre corpul granitic de Tismana. În orice caz, extrapolarea noțiunii de granit de Tismana în regiunile învecinate nu este recomandabilă, deoarece presupunerea existenței în adîncime a unei continuități între diversele granite tardicinematice potasice din sud-estul autohtonului este încă speculativă, sincronismul punerii în loc a acestor masive fiind însă foarte probabil.

Natura unitară a granitoidelor de Tismana este subliniată și de constanța proprietăților mineralelor ce le alcătuiesc, proporțiile relative ale acestora determinînd încaadrarea rocilor la diferite tipuri petrografice.

Plagioclazul este în mod caracteristic un andezin,  $An_{30-34}$  în granitele porfiroide,  $An_{30-45}$  în granodiorite și monzodiorite și  $An_{30-48}$  în diorite.



Frecvent plagioclazul este înțesat cu clinozoit, însoțit sau nu de sericit sau este albitizat.

Feldspatul potasic este caracteristic granitelor porfiroide, unde apare ca „dinți de cal” de dimensiuni centimetrice, dar este întâlnit și în monzodiorite și granodiorite. Maclarea în grătar este inegal dezvoltată, frecvent observându-se într-un singur cristal zone în care ea lipsește sau este numai incipientă (îndeosebi în centrul cristalului) alături de zone cu maclare moderată sau chiar dezvoltată, dispuse în general spre periferie; alteori se pot remarca într-o secțiune subțire cristale învecinate deosebite din acest punct de vedere. Se poate face însă următoarea observație: în zonele nordică și vestică ale masivului feldspatului potasici din granitele porfiroide au o maclare în grătar în general dezvoltată, în timp ce în zona sud-estică (la nord de satul Topești) aceasta este incipientă sau lipsește. În această regiune feldspatul potasic mai are o serie de particularități: nu depășește 2-3 cm și are o formă elipsoidală, este constant maclat Karlsbad, pertitele sînt extrem de fine și au forma unor picături ovale, iar culoarea este în general cenușie datorită unui pigment extrem de fin, probabil grafit. Acest tip, caracteristic și altor zone marginale, va fi denumit în continuare ca tipul Topești.

Măsurătorile de unghi al axelor optice efectuate au indicat domeniile de variație a acestui important parametru (fig. 1).

Unghiul dintre Ng și polul planului (010) crescînd proporțional cu triclinicitatea (Marfuriu, 1961), feldspatului potasici din granitoidele de Tismana pot fi definiți, în concepția lui Laves, Vishwanathan (1967) ca microcline sanidinice (fig. 2), triclinicitățile fiind scăzute pentru cei din monzodiorite și granodiorite, variabile pentru cei tip Topești și ridicate pentru cei din granitele porfiroide normale. Pentru aceștia se poate aprecia, după diagrama lui D. W. Rankin (1968), un conținut de cca 15 % Ab, unghiul  $-2V$  fiind de aproximativ  $80^\circ$ .

Quartul prezintă în mod caracteristic o extincție ondulatorie; frecvent are o structură în mortar, granulele milimetrice fiind policristaline.

Biotitul este puternic pleocroic, cel mai adesea observîndu-se schema: Ng și Nm — brun-roșcat închis, Np — galben deschis; uneori aceasta este puțin diferită, pleocroismul după Ng și Nm fiind brun-olive închis. Frecvent biotitul este pseudomorfozat de pennin.

Hornblenda este deosebit de proaspătă, cu următoarea schemă de pleocroism: Ng — verde-olive, Nm și Np — galben-verzui; uneori se remarcă, îndeosebi la marginea cristalelor, un pleocroism verde după Ng.



Unghiul  $e : Ng$  este cuprins între  $12^\circ$  și  $16^\circ$ , iar unghiul axelor optice variază între  $-57^\circ$  și  $-85^\circ$ , fiind însă cel mai frecvent în jur de  $-74^\circ$ .

Piroxenui întâlnit în granitoidele de Tismana reprezintă una din caracteristicile mineralogice ale acestora. Este xenomorf și incoler; în

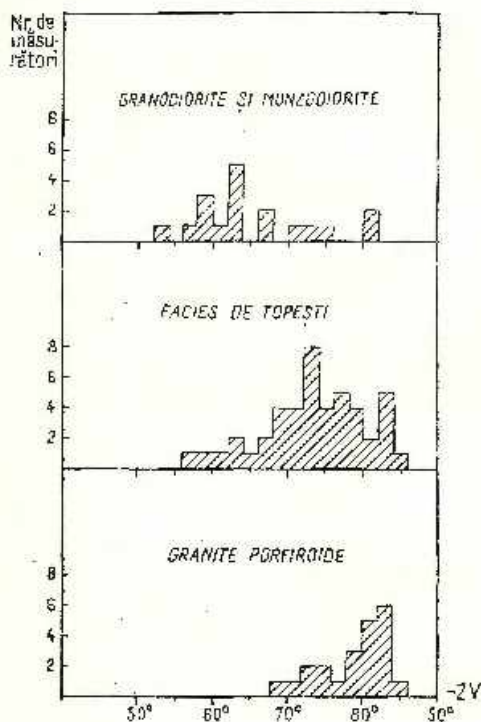


Fig. 1. - Histograma măsurătorilor de unghi al axelor optice.  
Histogramme des mesures d'angles et des axes optiques.

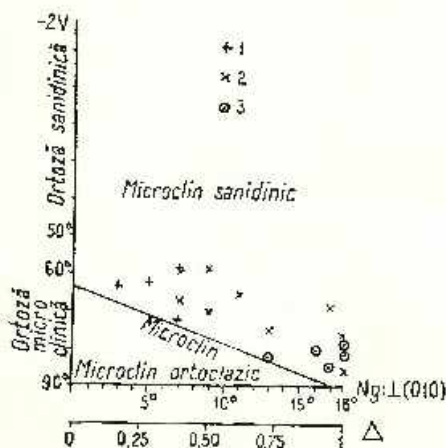


Fig. 2. - Relația dintre unghiul axelor optice și unghiul dintre  $Ng$  și  $(010)$ .  
Relation entre l'angle des axes optiques et l'angle d'entre  $Ng$  et  $(010)$ .

afara clivajelor după (110) se observă frecvent apariția unui set bogat de plane de discontinuitate perpendiculare pe (010), ce fac un unghi de  $9^\circ$  cu (001) și sînt adesea sublimiate de depuneri opace. Aceste plane sînt mult mai conturate decît cele de clivaj și au o frecvență mult mai mare: oca 300 pe milimetru, față de oca 100 pe milimetru pentru clivaje. Deși, chiar la mărimi puternice nu se poate observa natura acestor plane, le considerăm ca dezamestecuri de ortoproxen datorate răcirii lente a masivului granitoid. Dacă atribuim acestor lamele o grosime de 0,3 microni (puterea de separație a microscopului indicînd această valoare), rezultă că ele alcătuiesc aproape 10 % din cristalul gazdă. Cum constantele optice ale acestuia indică un diopsid ( $c:Ng = 38^\circ-42^\circ$ ,  $+2V - 51^\circ-62^\circ$ ), rezultă că piroxenul inițial era un augit cu  $Wo_{\approx 40}$ , din a cărui scindare a rezultat o fază mai calcică și o fază fero-magneziană, ceea ce explică alterațiile limonitice caracteristice acestor separații.

Granatul este specific faciesurilor marginale și este identic cu cel întîlnit în cristalin; muscovitul este de asemenea practic absent în zonele interne ale masivului, dar este destul de frecvent în faciesul marginal lip Topești. Mineralele accesorii și secundare întîlnite în granitoidele de Tismana sînt apatitul, sfenul, zirconul, rutilul, ilmenitul, pirita, orthitul, clinozoitul, pistazzitul, leucocxenul, sericitul, cloritele, albitul, prehnitul și calcitul.

Separarea granitoidelor de Tismana în tipuri petrografice a fost făcută pe baza analizelor modale. În cazul granitelor porfiroide, cu megacristale centimetrice de feldspat potasic, integrarea s-a făcut pe suprafețe șlefuite de cîtiva  $dm^2$ ; pentru o mai sigură deosebire a feldspatilor s-a folosit colorarea cu hexamitrocobaltial trisodic.

O caracteristică a granitoidelor de Tismana este conținutul lor relativ redus în cuarț, ce nu depășește 30 %, în mod normal fiind cuprins între 10 și 20 % (fig. 3).

Granitele porfiroide sînt caracterizate prin prezența megacristalelor tabulare după (010) de feldspat potasic, obișnuit de 2-5 cm, dar putînd atinge pînă la 10 cm, frecvent orientate paralel și alcătuiind în mod normal 40-50 % din rocă; deși macroscopic aspectul acestor megacristale este idiomorf, la microscop se observă natura sinuoasă a marginilor lor. Conținutul în general redus în cuarț al granitelor porfiroide determină proiectarea lor în vecinătatea liniei de  $20Q$  în triunghiul  $Q-A-P$ , probabil deseori și sub această linie, în cîmpul sienitelor cuarțifere. Mai rar se observă zone decimetrice aproape exclusiv feldspatice, de compoziție sienitică. Spre deosebire de leucogranitele sincinematice, granitele porfi-

roide de Tismana sînt bogate în biotit, mai rar însoțit de hornblendă și (cu totul excepțional) de piroxen.

Monzonitele, monzodioritele, granodioritele și dioritele de Tismana sînt roci cu granulație milimetrică, structură echigranulară și textură masivă sau orientată, alcătuite din proporții variabile de plagio-

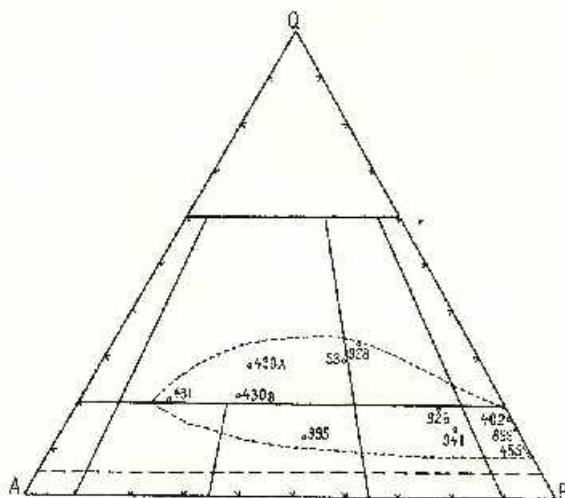


Fig. 3. — Diagrama Q-A-P.  
Diagramme Q-A-P.

claz, feldspat potasic și cuarț, însoțite de biotit, hornblendă sau piroxen și minerale accesorii. În zonele învecinate granitelor porfiroide mai apar rare megacristale de 2-3 cm de feldspat potasic; în general însă acesta este de mărimea plagioclazului (1-4 mm). Aceste roci sînt închise la culoare datorită abundenței mineralelor melanocrate, indicele de culoare fiind obișnuit 25-35, dar putînd atinge în tipurile meladoritice 54.

Șisturile cristaline, granitoidele sincinematice asociate lor și granitoidele de Tismana sînt străbătute de o bogată rețea de roci filoniene. Faptul că acestea intersectează și granitoidele de Tismana indică cu certitudine vîrsta lor mai nouă decît a acestora și, foarte probabil, o legătură genetică.

Granitele și granodioritele aplitice sînt destul de frecvente în granitoidele de Tismana sau în imediata vecinătate a lor, dar nu au fost recunoscute în zone mai îndepărtate de masiv. Au o granulație milimetrică și sînt alcătuite din albit sau oligoclaz, microclin, cuarț și puțin biotit.

Microgranitele, microgranodioritele și microdioritele cuarțifere porfirice au o structură porfiriică, fenocristale idiomorfe de plagioclaz (de la albit — în microgranite, la andezin — în microdiorite) de 1-2 mm, uneori însoțite de prisme de amfibol de aceeași mărime, fiind prinse într-o pastă microlitică (0,05-0,15 mm) de plagioclaz, cuarț, feldspat potasic și biotit.

Spessartitele sînt de asemenea roci porfirice, fiind alcătuite din fenocristale milimetrice de hornblendă slab pleocroică cu  $c : Ng = 20^\circ$  și  $-2V = 70^\circ$  sau (mai rar) piroxen diopsidic cu  $c : Ng = 42^\circ$  și  $+2V = 57^\circ$  și o pastă cu granulația 0,1-0,5 mm, formată din microlite de plagioclaz, hornblendă, piroxen, cuarț, uneori și biotit, minerale accesorii și secundare, ele fiind permanent afectate — într-un grad mai mare sau mai mic — de alterații hidrotermale.

Relațiile dintre granitele porfiroide pe de o parte, diorite, monzodiorite și granodiorite pe de altă parte, au fost diferit apreciate de cercetătorii ce s-au ocupat de masivul de Tismana, Ionescu-Bujor (1911 a) și Pavelescu, Pavelescu (1962 b) considerînd că trecerile sînt gradate, în timp ce Dimitrescu et al. (1963) și Pavelescu, Dimitrescu (1966) definesc aceste limite ca tranșante.

O zonă în care aceste relații pot fi bine observate este profilul văii Tismanei între confluența cu pîrîul Înfurcit și cea cu pîrîul Poiana cu Fragi, unde pe cea 1,5 km pot fi recunoscute opt zone predominant dioritice și granodioritice, cu o lățime de la cîteva zeci de metri la cea mai mult de o sută de metri, separate prin zone de mărime comparabilă alcătuite predominant din granite porfiroide. Între aceste tipuri trecerile au loc în general pe cîteva metri, megacristalele de feldspat potasic distanțîndu-se întîi centimetric, apoi decimetric, concomitent cu o ușoară reducere a granulației (de la 2-8 mm pentru masa fundamentală a granitului porfiroid, la 1-2 mm pentru diorite) și accentuare a caracterului melanocrat. În afara acestor alternanțe hectometrice, sînt deosebit de frecvente — îndeosebi în zonele de trecere amintite — șirele decimetrice sau metrice, tranzițiile neavînd cîtuși de puțin un caracter tranșant.

Într-una din aceste zone dioritice, în care pe un fond cu granulația de 1-3 mm, alcătuit din plagioclaz, cuarț, biotit și hornblendă se individualizează rare megacristale de 2-3 cm de feldspat potasic, ce uneori pot da acumulări de formă alungită (fig. 4), au fost observate fișii centimetrice sau decimetrice, identice ca compoziție mineralogică dar cu granulație mai fină (0,2-0,8 mm), ce cuprind de asemenea rare megacristale de feldspat potasic și au o orientare comună, paralelă cu direcția structurală regională (fig. 5).





Asemenea alternanțe frecvente ale zonelor dioritice și granitice au fost observate și în alte părți ale masivului. Chiar și în zonele aproape exclusiv granitice se întâlnesc separații dioritice cu dimensiuni metrice sau decimetrice, ce pot fi interpretate ori ca enclave endopoligene ori ca enclave homeogene; și în aceste cazuri pot fi remarcate megacristale de feldspat potasic, asemănătoare cu cele din granitul porfiroid înconju-

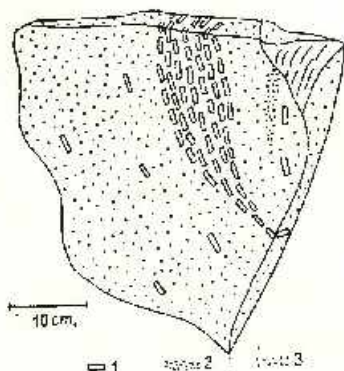


Fig. 4. — Schiță de afloriment pe valea Tismanei.  
Esquisse d'affleurement dans la vallée de Tismana.

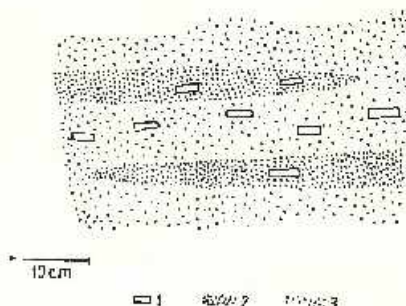


Fig. 5. — Schiță de afloriment pe valea Tismanei.  
Esquisse d'affleurement dans la vallée de Tismana.

rător, distanțate decimetrice în masa microgranulară alcătuită din plagioclaz, cuarț, biotit și hornblendă sau piroxen.

Enclavele enalogene sînt frecvente în zona sud-estică a masivului granitic de Tismana, la nord de satul Topoști, unde apar ca septe metrice pînă la zeci de metri, excepțional sute de metri (pîrul Pîrgavului) de paragnais biotilice, cuarțile etc. cu șistozitate și cristalinitate identică cu cea a corespondentelor lor din zonele îndepărtate de masiv, de care se deosebesc numai prin prezența sporadică a sillimanitului, ce indică un grad metamorfic mai ridicat. Granitele porfiroide din această regiune îmbracă un facies marginal pe care l-am denumit facies de Topoști, caracterizat prin aspectul particular amintit al megacristalelor de feldspat potasic și prin prezența frecventă a granatului și muscovitului, lipsa zonelor dioritice și o șistozitate marcată.

Mai spre est, pe valea Bistriței, pot fi recunoscute zone de cîteva zeci de metri în care șisturile cristaline sînt injectate de filoane granitice metrice cu aspect asemănător granitelor în facies de Topoști, alcătuite din ochiuri de 1-2 cm de feldspat potasic negru prinse într-o masă de

andezin  $An_{33}$ , cuarț, biotit, muscovit, granat, magnetit, pistazzit și zircon. Uneori în aceste filoane pot fi observate relicte centimetrice de paragnaise biotitice identice cu cele din exteriorul lor. Limitele acestor apofize migmatice sînt greu de trasat, deosebirea lor de filoanele feldspatice ce încheie ciclul granitoidelor sincinematice fiind anevoioasă și, într-o oarecare măsură, subiectivă.

În celelalte regiuni contactele masivului granitic de Tismana sînt în general tranșante, limitele corpului fiind ușor de urmărit. Atunci cînd granitele porfiroide vin în contact cu leucogranitele sincinematice, se observă o zonă de asimilare metrică în care megacristalele de feldspat potasic scad la 1 cm și proporția de biotit se reduce mult, ceea ce dă și granitelor porfiroide un aspect leucocratic. Dacă în exteriorul contactului se află cuarțite sau alte șisturi cristaline, se observă de asemenea o zonă metrică în care granulația scade la dimensiuni milimetrice. Mai puțin clare sînt limitele apofizelor dioritice din regiunea de la sud de virful Chiciora Mare, acestea feldspatizînd paragnaisele în care sînt intruse.

Disponerea subparalelă a megacristalelor de feldspat potasic tabulare după (010) a fost frecvent observată și măsurată. Datorită faptului că majoritatea enclavelor au o formă aplatizată, poziția pe care ele o indică a fost de asemenea înregistrată; în cazurile în care într-un afloriment au putut fi măsurate ambele tipuri de poziții s-a observat concordanța lor.

Aceste poziții sînt aproape întotdeauna subparalele cu direcția structurală regională NE-SW și indică existența în zona învecinată văii Tismanei a două boltiri anticlinale ce au fost tentativ corelate cu anticlinalul minor din zona sinclinozie și cu anticlinalul major sudic puse în evidență pe valea Bistriței.

După cum am remarcat Dimitrescu et al. (1963) în zona Motrului, fișile dioritice (considerate însă granite de Șușița) se dispun paralel cu direcțiile indicate de megacristalele de feldspat potasic, fiind astfel paralele cu axele structurale trasate.

Dezvoltarea kilometrică a faciesului marginal în zona Topești indică o afundare spre SE marcată a corpului granitoid, în această regiune aflorînd zona sa superioară, bogată în resturi ale acoperișului de șisturi cristaline. Mai spre est, în valea Bistriței, răzbat pînă la nivelul astăzi la zi doar rare apofize cu caracter migmatitic accentuat.

Avînd în vedere aceste aspecte și forma concordantă, cu numeroase îndințări și apolize paralele cu direcția structurală principală NE-SW, masivul granitoid de Tismana poate fi considerat în mare ca un pluton



TABELUL 1  
Analize chimice

	A	B	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20			
SiO <sub>2</sub>	72,70	75,30	50,00	53,00	54,95	57,36	57,50	59,00	60,50	62,36	63,59	64,30	64,90	65,30	66,18	66,40	66,96	67,20	68,80	68,18	66,40	66,96	67,20	68,80	69,90
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,10	1,10	1,45	1,04	1,00	1,20	0,82	0,80	0,82	0,55	0,40	0,44	0,93	0,52	0,62	0,75	0,50	0,50	0,52	0,62	0,75	0,50	0,50	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	14,50	17,10	16,90	17,93	17,18	17,50	17,30	16,20	14,60	16,52	18,00	16,52	15,84	14,30	15,80	13,70	15,80	14,80	14,30	15,80	13,70	15,80	14,80	15,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,62	1,05	1,40	1,55	1,75	1,10	2,50	2,66	2,20	2,52	0,83	1,36	5,00	2,35	1,39	1,15	0,88	1,11	2,35	1,39	1,15	0,88	1,11	0,62
FeO	0,40	0,50	3,00	6,97	8,81	5,93	7,52	5,74	4,75	4,87	5,63	1,39	2,91	0,07	3,50	2,15	4,51	3,14	2,03	3,79	2,15	4,51	3,14	2,03	2,87
MgO	0,70	0,30	6,35	4,45	3,25	2,52	2,24	1,60	2,18	1,75	2,15	1,00	0,70	1,40	1,05	1,00	2,57	1,90	0,50	1,59	1,00	2,57	1,90	0,50	1,59
MnO	0,03	0,02	0,10	0,12	0,19	0,08	0,08	0,16	0,11	0,10	0,07	0,03	0,11	0,07	0,08	0,07	0,05	0,06	0,05	0,10	0,08	0,07	0,05	0,06	0,10
CaO	0,70	1,68	8,97	7,60	5,76	5,18	4,56	5,26	3,28	3,28	1,96	1,93	2,23	3,08	2,59	2,52	2,01	2,32	2,80	2,59	2,52	2,01	2,32	2,80	1,46
K <sub>2</sub> O	4,70	3,95	1,49	2,15	2,57	4,38	3,74	3,13	2,24	4,82	7,08	7,50	6,40	4,56	5,92	6,17	4,80	4,67	5,06	5,92	6,17	4,80	4,67	5,06	3,50
Na <sub>2</sub> O	4,40	4,26	2,05	2,45	3,02	2,96	2,86	3,26	3,02	2,57	3,05	3,28	2,97	2,31	2,31	2,53	2,23	2,86	2,96	2,31	2,53	2,23	2,86	2,96	2,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,03	0,78	0,45	0,46	0,41	0,54	0,88	0,35	0,42	0,06	0,12	0,04	0,25	0,42	0,19	0,35	0,13	0,17	0,42	0,19	0,35	0,13	0,17	0,18
S	0,03	0,03	0,11	urme	—	urme	0,10	—	0,04	—	—	urme	—	urme	urme-urme	0,05	urme	urme	urme	urme-urme	0,05	urme	urme	0,03	0,04
SO <sub>2</sub>	urme	urme	urme	0,08	—	0,07	0,22	0,28	urme	0,29	—	0,34	—	0,11	0,24	0,09	—	0,10	urme	—	0,24	0,09	—	0,10	—
CO <sub>2</sub>	0,82	0,86	2,38	2,42	0,96	1,09	0,61	0,30	1,22	0,93	0,53	1,03	0,85	0,79	0,53	0,72	0,94	0,30	1,15	0,53	0,72	0,94	0,30	1,15	1,41
H <sub>2</sub> O+	0,04	0,05	0,09	0,10	0,10	0,11	0,05	0,10	0,15	0,18	0,09	0,06	0,10	0,11	0,08	0,09	0,17	0,09	0,07	0,08	0,09	0,17	0,09	0,07	0,05
H <sub>2</sub> O-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	100,01	100,20	96,57	99,54	99,99	100,00	99,80	99,62	99,91	99,61	99,66	99,68	99,98	98,90	100,07	99,71	99,81	98,54	100,00	100,07	99,71	99,81	98,54	100,00	100,53

A, leucogranit, Pîrul Adine. Analist F. Negrescu; B, leucogranit, Pîrul Aduc. Analist F. Negrescu; 1, meladorit de Tismana, valea Răchileaua. Analist F. Negrescu; 2, diorit de Tismana, pîrul Frasinului. Analist F. Negrescu; 3, enclavă dieritică, valea Pocerui. Analist M. Cristea; 4, enclavă dieritică, valea Tismanei. Analist F. Negrescu; 5, granodiorit de Tismana, valea Pocerui. Analist G. Zăvoianu; 6, granodiorit de Tismana, valea Tismanei. Analist S. Iliescu; 7, granodiorit de Tismana, valea Tismanei. Analist P. Negrescu; 8, granit porfiroid de Tismana amfibolic, pîrul Polana cu Fragi. Analist M. Cristea; 9, granit porfiroid de Tismana, vîrtul Piatra Tăiată. Analist S. Lupan; 10, granit porfiroid de Tismana, valea Bistrițioarei. Analist J. Negrescu; 11, granit porfiroid de Tismana, valea Tismanei. Analist S. Lupan; 12, granit porfiroid de Tismana, pîrul Pîrgavrîni. Analist I. Anastasiu; 13, granit porfiroid de Tismana, valea Pocerui. Analist S. Iliescu; 14, granit porfiroid de Tismana, pîrul Frasinului. Analist F. Negrescu; 15, granit porfiroid de Tismana, valea Tismanei. Analist G. Zăvoianu; 16, granit porfiroid de Tismana (Topești), valea Bistrițioarei. Analist F. Negrescu; 17, granit porfiroid de Tismana, valea Tismanei. Analist F. Negrescu; 18, granit porfiroid de Tismana (Topești), pîrul Cireșul. Analist G. Zăvoianu; 19, granit porfiroid de Tismana, pîrul Pătlînei. Analist G. Zăvoianu.



TABELUL 2

Parametrii Niggli

Nr. pro. bel	si	ot	fm	c	alk	k	mg	ti	p	h	w	qz	Q	t	M	α	π	γ	μ	Tipul de magmă
A	392,5	47,0	9,8	3,9	39,3	0,41	0,56	0,3	0,1	14,7	0,54	+135,5	53,7	42,7	3,6	7,60	0,05	0	0,56	engadinitgranitică
B	401,2	46,7	7,3	9,8	36,2	0,38	0,32	0,3	0,1	15,7	0,53	+156,4	55,7	42,2	2,1	16,00	0,12	0	0,32	engadinitgranitică
1	126,2	25,5	42,9	24,2	7,4	0,33	0,56	2,1	0,9	20,0	0,10	-3,5	33,5	38,1	28,4	0,86	0,55	0,12	0,49	normalgabbroidă
2	114,3	28,1	38,4	23,0	10,5	0,36	0,49	3,1	0,6	22,7	0,16	+7,3	34,7	41,7	23,6	1,37	0,46	0,12	0,43	normalgabbroidă
3	159,5	29,7	39,1	17,9	13,3	0,36	0,36	2,3	0,6	9,3	0,13	+6,3	37,2	42,7	20,1	1,26	0,38	0,04	0,55	dioritică
4	182,5	32,3	32,0	17,7	18,0	0,50	0,37	2,5	0,6	11,6	0,21	+10,3	38,7	45,3	16,0	1,58	0,28	0,01	0,02	tonalitoritică
5	186,3	33,5	34,0	15,8	16,7	0,46	0,31	2,9	0,8	6,6	0,13	+10,5	40,5	43,9	15,6	6,53	0,32	0	0,31	tonalitică
6	199,8	34,6	31,3	15,5	17,6	0,39	0,26	2,1	1,2	3,5	0,28	+29,4	42,4	44,1	13,5	4,82	0,32	0	0,26	tonalitică
7	202,9	32,7	31,7	19,3	16,3	0,29	0,35	2,1	0,5	14,0	0,33	+41,6	44,1	41,3	14,6	3,17	0,33	0,08	0,32	tonalitică
8	235,7	32,4	31,8	13,3	22,5	0,51	0,31	2,3	0,7	11,7	0,29	+45,7	44,4	42,0	13,6	3,60	0,18	0,06	0,27	granitopdaitică
9	254,8	39,1	24,4	8,5	28,0	0,62	0,53	1,7	0,1	7,6	0,11	-42,8	44,5	45,9	9,6	5,53	0,13	0	0,53	granostenitică
10	270,6	44,7	13,8	8,9	32,0	0,62	0,46	1,8	0,3	14,5	0,36	-40,2	36,7	40,6	22,7	4,37	0,12	0	0,46	granostenitică
11	270,8	40,9	19,0	9,9	30,2	0,56	0,22	1,1	0,1	11,8	0,30	-50,0	45,6	47,7	6,7	8,07	0,11	0	0,22	granostenitică
12	268,6	38,4	24,3	13,5	23,5	0,50	0,36	2,9	0,4	16,6	0,99	+73,4	48,6	42,6	8,8	0,82	0,22	0	0,36	siemitgranitică
13	281,5	35,8	26,8	11,7	25,7	0,63	0,26	1,6	0,8	7,5	0,37	+78,7	48,7	41,7	9,6	6,54	0,16	0,05	0,24	siemitgranitică
14	291,1	40,8	19,3	11,9	28,0	0,62	0,41	2,2	0,3	10,5	0,40	+79,2	49,1	44,3	6,6	0,85	0,30	0	0,41	siemitgranitică
15	286,4	34,4	34,1	9,2	22,3	0,59	0,33	2,4	0,6	13,7	0,38	+87,2	51,0	36,4	12,6	6,85	0,11	0	0,33	siemitgranitică
16	296,7	41,1	21,5	12,0	25,4	0,52	0,31	1,6	0,3	8,6	0,21	-95,0	51,1	40,7	8,2	2,31	0,19	0	0,31	siemitgranitică
17	326,3	41,3	15,7	14,2	28,8	0,53	0,22	1,4	0,3	18,2	0,33	+111,1	52,5	42,4	5,1	13,73	0,18	0,10	0,20	rapakivitică
18	320,6	42,0	28,2	7,3	22,5	0,46	0,39	1,5	0,3	21,8	0,13	+130,6	55,2	32,3	12,5	8,86	0,14	0	0,39	rapakivitică
19	341,3	43,3	25,6	2,5	26,6	0,55	0,49	1,3	0,3	17,1	0,28	+126,9	54,0	34,9	11,1	8,36	0,06	0	0,49	rapakivitică

stratoid (Raguin, 1957) ce suferă o puternică afundare spre SE, zona de înrădăcinare fiind situată la vest de valea Tismanei, probabil în regiunea Pocuiei, loc de altfel indicat și de Dimitrescu et al. (1963).

Pentru caracterizarea chimică a granitoidelor de Tismana dispunem de 17 analize noi, cărora li se adaugă cele două analize publicate de

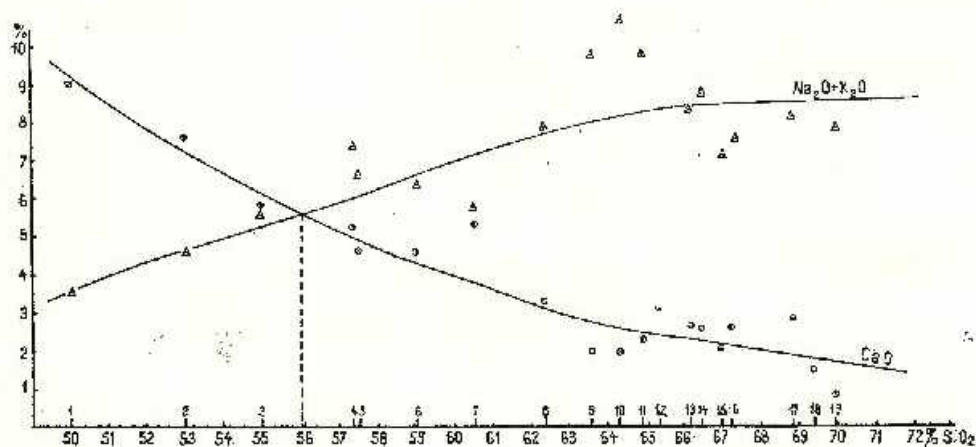


Fig. 6. — Diagrama CaO - Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O.  
Diagramme CaO - Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O.

Giuceș, Pavolescu (1955). Termenii bazici sînt reprezentați prin diorite sau enclave dioritice asimilate, iar termenii acizi sînt dați de granitele porfiroide. După cum se observă din tabelul 1, SiO<sub>2</sub> variază între 50 și 70 %, fără a depăși însă această limită, spre deosebire de leucogranitele sincinematice. Valorile K<sub>2</sub>O sînt în general ridicate: 2-4 % pentru termenii bazici și 4,5-7 % pentru granitele porfiroide.

Indicele alcalicalcic (fig. 6) este 56 — la limita dintre seriile calcoalcaline și cele alcalicalceice — indicînd astfel o tendință slab alcalină.

Diagrama de diferențiere (fig. 7) indică un mers normal al curbelor *al*, *fm*, *e* și *alk* în funcție de *si*, punctele de intersecție *al* - *fm* și *e* = *alk* fiind situate la 193, respectiv 191 *si*.

În diagrama *al*-*fm* (fig. 8) granitoidele de Tismana ocupă un cîmp alungit pe direcția femic-izofalic-salic, termenii bazici avînd tendințe femice, în timp ce o parte din granitele porfiroide se proiectează în apropierea cîmpului salic.

Diagrama *al*-*alk* (fig. 9) confirmă tendința alcalină menționată, o parte din granitele porfiroide avînd *alk* > 2/3 *al*. Alte granite porfiroide

și granodiorite ocupă câmpul intermediar, iar diferențiatele bazice se plasează sub linia  $alk = 1/2 al$ , în cadrul rocilor sărace în alcalii.

În diagrama  $k-mg$  (fig. 10) granitoidele de Tismana ocupă un câmp destul de bine conturat; caracterul lor potasic este deosebit de evident. Termenii bazici au  $k$  între 0,30 și 0,40, iar la granitele porfiroide acest

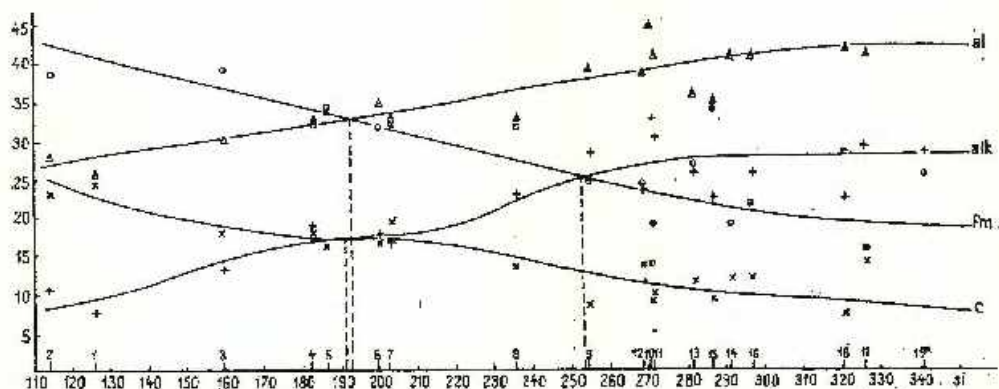


Fig. 7. — Diagrama de diferențiere.  
Diagramme de différenciation.

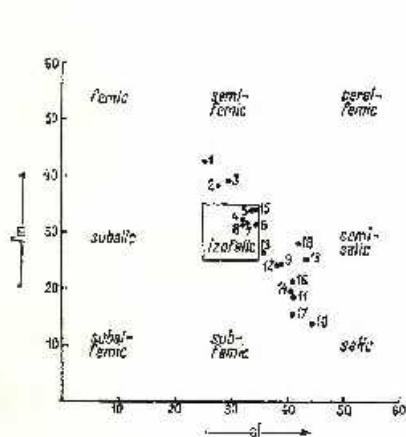


Fig. 8. — Diagrama  $al-fm$ .  
Diagramme  $al-fm$ .

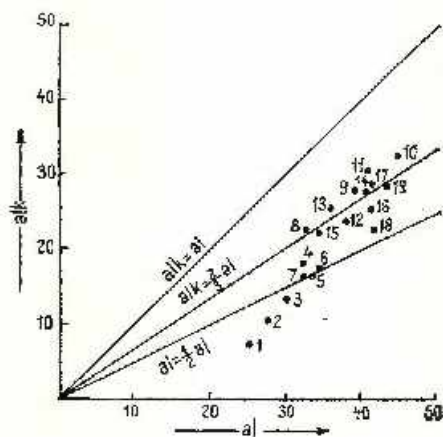


Fig. 9. — Diagrama  $al-alk$ .  
Diagramme  $al-alk$ .

parametru este cuprins între 0,50 și 0,64, aceste valori imprimând masivului de Tismana o poziție caracteristică între plutoanele granitice ale Carpaților Meridionali.



Diagrama  $Q-L-M$  (fig. 11) indică caracterul saturat și suprasaturat al granitoidelor de Tismana, analizele proiectându-se în vecinătatea sau deasupra joncțiunii  $PF$ .

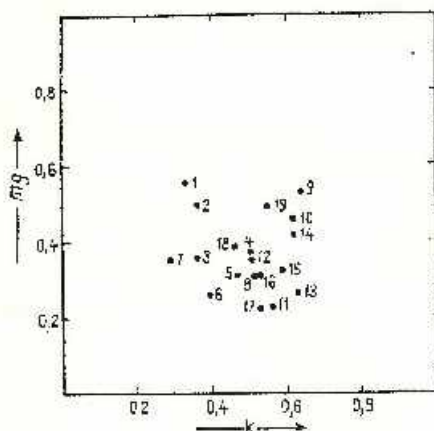


Fig.10. — Diagrama  $k-mg$ .  
Diagramme  $k-mg$ .

Datele petrochimice prezentate dovedesc — după cum se poate observa din diagrame — o continuitate chimică între diorite și enclavele dioritice pe de o parte și granitele porfiroide pe de altă parte, sprijinind ipoteza consangvinității acestor roci.

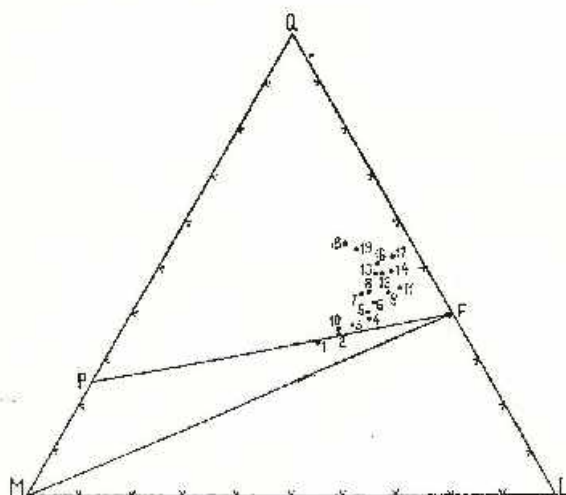


Fig.11. — Diagrama  $Q-L-M$ .  
Diagramme  $Q-L-M$ .

Vîrsta granitoidelor din munții Vulcan a fost considerată de Mrazec (1897), Ionescu-Bujor (1911 a) și Manolescu (1937 a) ca paleozoic-superioară, probabil carboniferă. Pavelescu

(1963) și Codarcea, Pavelescu (1963) atribuie acestor granite vîrsta paleozoic-inferioară, în timp ce Răileanu, Bercia, Pop (1967) consideră granitul de Tismana mai nou decît depozite atribuite Permianului. Savu (1970, 1971) indică pentru masivul de Șușița și granitoidele tardicinematice din Parîng o vîrstă baicaliană, iar Giușcă et al. (1969) descriu de asemenea granitul de Șușița ca baicalian și menționează posibilitatea ca granitul de Tismana să aparțină ciclului hercinic.

Pe botul de deal ce domină confluența pîrului Șasa cu valea Tismanei apare transgresiv pe granitul porfiroid de Tismana un mic petec de arcoze micacee și argilite violacee sau verzui, considerate permiene de către Dimitrescu et al. (1963) și Huiică, Sîrbu (1962)<sup>5</sup>. Acest fapt, corelat cu remarcarea lui Streckeisen (1931) privind existența în regiunea Baia de Aramă a unui grun roșiatic-violaceu pre-liasic la partea superioară a granitului de Tismana (sub gresiile liasice) și observațiile noastre din zona Tismanei ne împiedică să adoptăm ipoteza vîrstei permiane a granitului de Tismana. Astfel, în numeroase locuri (creasta Tismăniței, Valea Pîraielor, Ponor, vîrfurile Ulmătu) am putut observa sub gresiile liasice existența unei zone groase de cîțiva metri sau cîteva zeci de metri în care granitele porfiroide, dioritele sau filioanele aplitice au o culoare roșiatic-violacee caracteristică. Sub microscop se observă decolorarea biotitului (cu păstrarea birefringenței), sericitizarea completă a plagioclazului și parțială sau completă a feldspatului potasic și invadarea tuturor mineralelor de către o pulbere hematitică rezultată din deferizarea biotitului. Aceste caractere mineralogice indică o alterație continentală (pre-liasică, probabil triasică), desfășurată într-un climat cald și uscat ce a permis oxidarea și migrarea fierului bivalent din biotit, dar a împiedicat formarea mineralelor argiloase pe seama feldspatilor.

Alteratii de acest tip au fost întîlnite și în punctele citate de Răileanu et al. (1967), la Șohodol observîndu-se în granitul porfiroid numeroase enclave metrice (sau mai mari) endopoligene injectate de rare megacristale de feldspat potasic, cărora alterația pre-liasică le-a imprimat un aspect caracteristic ce a permis interpretarea lor ca corneene pe seama unor depozite permiane. Ceva mai departe de limita cu Liasicul se poate însă observa că aceste corneene sînt de fapt paragnaise biotitice asimilate, de culoare negricioasă obișnuită; de altfel acest lucru se poate observa și din profilele autorilor, dacă se suprimă limita dintre ceea ce este denumit Permian, respectiv migmatite.

<sup>5</sup> I. Huiică, F. Sîrbu. Raport geologic pentru prospecțiuni de dolomite calcaroase în regiunea Călugăreni-Șohodol. 1962. Arh. Inst. Geol. București.





TABLEUL 3

Determinări de vârstă absolută prin metoda K/Ar în masini granulite de Tismana

Nr. probei	Localizarea	Tipul petrografic	Mineralul analizat	Metoda folosită	Vârsta (mii- oane ani)	Autorii
1	Valea Bistrișcioarei	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	327	Maria Lemne et al. (1966)*
2	Pîrîul Cîrcuș	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	570	Maria Lemne (1971)**
3	Pîrîul Cîrcuș	Pegmatit	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	560-580	Maria Lemne (1971)**
4	Valea Tismanașel	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	232-246	Maria Lemne (1971)**
5	Valea Tismanașel	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	250	Maria Lemne et al. (1966)*
6	Valea Tismanei	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	262	Silvia Minzatu et al. (1968)***
7	Valea Tismanei	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	270	Silvia Minzatu et al. (1968)***
8	Pîrîul Crișanul	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	90-110	Silvia Minzatu et al. (1970)****
9	Valea Pocruii	Granodiorit	Biotit	Analiză volumetrică	320	Maria Lemne et al. (1966)*
10	Valea Pocruii	Granodiorit	Biotit	Analiză volumetrică	524	Maria Lemne et al. (1966)*
11	Valea Pocruii	Granodiorit	Biotit + amfibol	Activare neutronică	388-416	M. Soroiu et al. (1970)
12	Valea Pocruii	Granodiorit	Biotit	Activare neutronică	256-278	M. Soroiu et al. (1970)
13	Valea Pocruii	Granodiorit	Biotit	Activare neutronică	217-227	M. Soroiu et al. (1970)
14	Valea Pocruii	Granit porfiroid	Biotit	Analiză volumetrică	518	Maria Lemne et al. (1966)*
15	Valea Pocruii	Granit porfiroid	Biotit	Activare neutronică	534-574	M. Soroiu et al. (1970)
16	Valea Pocruii	Granit porfiroid	Biotit	Activare neutronică	517-557	M. Soroiu et al. (1970)
17	Valea Pocruii	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Activare neutronică	271-281	M. Soroiu et al. (1970)
18	Valea Pocruii	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Activare neutronică	242-266	M. Soroiu et al. (1970)
19	Valea Pocruii	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	247-249	Silvia Minzatu et al. (1968)***
20	Valea Motruului	Granit porfiroid	Feldspat potasic	Analiză volumetrică	241-252	Silvia Minzatu et al. (1968)***

\* Maria Lemne, Silvia Minzatu, M. Soroiu, Anca Tănăsescu, Magdalena Ionciucă, Eleonora Vișdea, V. Cercoșov, Alexandra Medeașan. Determinări de vârstă absolută. 1968. *Ann. Inst. Geol. București*.

\*\* Maria Lemne. Comunicare verbală, 1971.

\*\*\* Silvia Minzatu, Maria Lemne, Anca Tănăsescu, Magdalea Ionciucă, Anca Andăar, Eleonora Vișdea, Ș. Anastase. Determinarea vârstei absolute a șisturilor cristaline și rocilor granulite din autohtonul Carpaților Meridionali. 1968. *Ann. Inst. Geol. București*.

\*\*\*\* Silvia Minzatu, Maria Lemne, Eleonora Vișdea, Anca Tănăsescu, Magdalea Ionciucă, Elena Colloș, Ș. Anastase, Anca Andăar. Determinări de vârstă absolută în șisturile cristaline din M. Rodnei, M. Gîlăului și completeare: Autohtonul danubian. 1970. *Ann. Inst. Geol. București*.



Atât datele de vîrstă absolută, cât și relațiile dintre metamorfismul regional și masivul granitoid ne conduc la atribuirea acestuia o vîrstă proterozoică-superioară, la limita cu Cambrianul inferior. Astfel, din tabelul 3 rezultă că vîrstele absolute obținute prin metoda K/Ar variază între 100 și 570 milioane ani. Se observă că feldspatul potasic, ce pierde ușor argonul radiogen, indică frecvent vîrste hereinice, în timp ce determinările efectuate pe biotit dau în general valori mai ridicate. Deși această diferență este interpretată de Dimitrescu (comunicare verbală, 1970) ca reală, în Paleozoicul superior avînd loc o regenerare însoțită de blasteza feldspatului potasic, datorită faptului că gama de vîrste absolute indicate de acesta prin metoda K/Ar se întinde din Proterozoicul superior pînă în Cretacic, considerăm că valorile maxime înfîlnite pe pîrîul Cireșul arată vîrsta reală a feldspatului potasic din masivul de Tismana, această vîrstă fiind în concordanță cu valorile maxime obținute pe biotit, adică cea 570 milioane de ani.

După cum s-a arătat în discuția vîrstei metamorfismului seriei de Lainici-Păiuș, aceasta este probabil baicaliană (Savv, 1970, 1971). Cum ridicarea gradului metamorfic în septele de cristalini intercalate în granitul de Tismana s-a petrecut în aceleași condiții de stress ca și metamorfismul regional, rezultă că punerea în loc a masivului este imediat ulterioară acestuia, deci tot în timpul orogenezei baicaliene.

Geneza masivului granitic de Tismana a fost interpretată în numeroase moduri, Mrazec (1897), Jonescu-Bujor (1911 a) și Giușcă, Pavelescu (1955) avînd o concepție pur magmatică, în timp ce Pavelescu, Pavelescu (1962 b) atribuie megacristalelor de feldspat potasic o origine metasomatică, iar Pavelescu, Dimitrescu (1966) consideră că și masa fundamentală a granitului suferă procese metasomatice ce duc la creșterea granulației ei.

O serie de aspecte mineralogice, petrografice și structurale indică natura complexă a masivului granitoid de Tismana, la geneza acestuia contribuind atât procesele magmatice cât și cele metasomatice, acestea avînd însă o importanță mult mai mică decît s-a afirmat.

Structurile de dezamestec observate în piroxen — asemănătoare celor descrise de Hatch et al. (1961) ca fiind caracteristice unor roci bazice plutonice — sînt un argument important în recunoașterea unei faze magmatice timpurii, în care are loc consolidarea aproape totală a rocilor dioritice și monzodioritice și cristalizarea mineralelor accesorii, melanocratelor, andezinului și cuarțului și începutul formării feldspatului potasic în granitele porfiroide.



Eliminând ipoteza ce consideră dioritele și monzodioritele ca reprezentând granitoidele de Șușița — de care se deosebesc radical prin prezența frecventă a piroxenului și prin abundența melanoeratelor — interpretarea acestora poate fi făcută în două moduri: ca termeni rezultați din consolidarea magmei inițiale, granitele porfiroide fiind diferențiatele potasice ale acestora; ca produse ale asimilării de către magma granitică a paragneisurilor biotitice. Faptul că zonele dioritice reprezintă doar 10-20 % din suprafața la zi a masivului, aceste zone fiind alungite paralel cu direcția structurală regională și că uneori în astfel de roci mai pot fi găsite porțiuni decimetrice cu granulație fină, identice cu enclavale endopoligene din alte părți ale masivului, indică a doua alternativă ca mult mai plauzibilă.

Cum megacristalele de feldspat potasic reprezintă cca 40 % din volumul granitelor porfiroide, originea lor metasomatică este greu de conceput în sensul clasic, deoarece modul de expulzare și locul de acumulare ale materialului înlocuit nu pot fi găsite. Este foarte probabil că în amestecul de cristale și fază fluidă are loc întâi cristalizarea primară a feldspatului potasic, completată de înlocuirea autometasomatică (Schermhorn, 1961) la marginile megacristalului a unei părți din andezin și cuarț, aceasta fiind ajutată de faptul că în cazul cuarțului are loc numai o introducere de K și Al, iar în cazul andezinului are loc îndepărtarea calciului într-o primă etapă și a unei părți din sodiu, concomitent cu introducerea potasiului, într-o a doua etapă, după cum sugerează faptul că plagioclazul inclus în feldspatul potasic este regulat decalcificat. O dovadă a existenței și mobilității fazei fluide potasice este dată de apariția acelorași megacristale de feldspat potasic și în enclavale asimilate.

După consolidarea și fisurarea masivului granitic și a cristalinelor inconjurător are loc punerea în loc a filoanelor granitice aplitice, urmate de cele microgranitice-microdioritice porfirice și lamprofirice, acestea din urmă indicând prin finețea pastei o răcire avansată a regiunii. În această etapă, la temperaturi caracteristice faciesului șisturilor verzi, au loc și fenomenele atât de frecvente de saussuritizare a plagioclazului, cloritizare a biotitului și uralitizare a piroxenului datorită unei activități hidrotermale dovedită și de numeroasele filonașe de albit, cuarț, clinozoit, calcit, prehnit, pennin etc.

Adâncimea pînă la care a avut ascensiunea magmei granitice poate fi apreciată în zona Topești la cca 15 km, dacă se consideră că din cei cca 6 kb stabiliți în discuția asupra metamorfismului șisturilor cristaline 2 kb se datoresc stressului și 4 kb presiunii litostatice.



Temperatura magnei granitice poate fi evaluată la 700°-800°C dacă se iau în considerație ridicarea gradului metamorfic al penelor de cristalini (ce arată o creștere a temperaturii de la cea 560°C la cea 620°C), structura de dezamestec a piroxenului și termometrul geologic al lui *B a r t h* (1962), ce indică cea 750°C.

Încadrarea masivului granitoid de Tismana într-o categorie tectono-magmatică este dificilă, el prezentând atât caractere sincinematice cât și

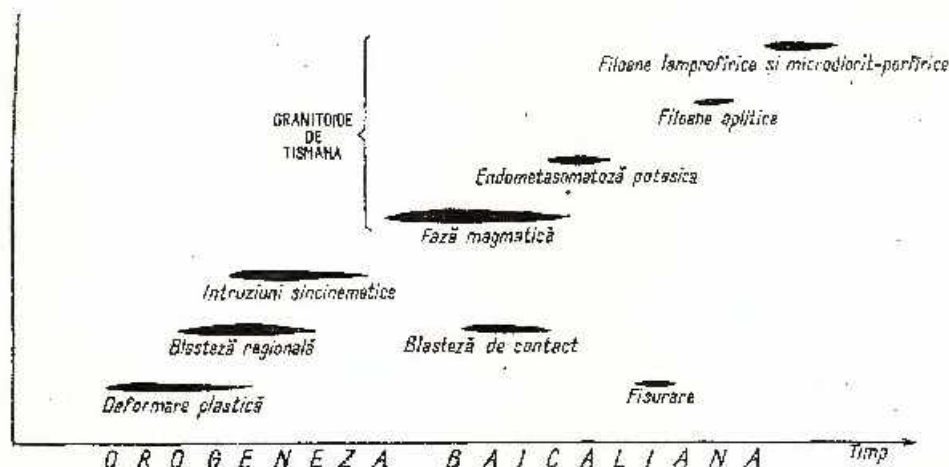


Fig.12. — Succesiunea fenomenelor metamorfice și intrusiv în regiunea valea Tismanei-valea Bistriței.

Succession des phénomènes métamorphiques et intrusifs dans la région de la vallée de Tismana-vallée de la Bistrița.

tardicinematice. Astfel, îndințările cu cristalini, continuarea elementelor structurale ale acestuia în masiv, punerea sa în loc în condiții de stress, caracterul bazic al plagioclazului și triclinicitatea variabilă a feldspatului potasic sînt trăsături comune ale granitelor sincinematice (*M a r m o*, 1967). Natura sa potasică și faptul că în regiune au fost identificate leucogranitoidale sincinematice migmatitice anterioare masivului granitic de Tismana, ne determină însă să-l considerăm pe acesta tardicinematic, dat fiind că în momentul punerii sale în loc faza principală de deformare se încheiase; această succesiune de evenimente este indicată grafic în figura 12.

După cum se observă, această concepție este destul de apropiată de cea a lui *M r a z e c*, metamorfismul și intruziunea tuturor granitoidelor avînd loc în cadrul unei singure orogeneze.



## BIBLIOGRAFIE

- Barth T. F. W. (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tid.* 42/2.
- Codarcea A.I., Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoides de l'autochtone danubien des Carpathes Méridionales. *Asoc. Geol. Carp.-Balk. Congr. V*, 1961, Bucureşti.
- Dessila-Codarcea Marcela, Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obţinute prin metoda K/Ar în Carpaţii Meridionali. *Stud. cerc. geol.* XII/2, Bucureşti.
- Drăghiceanu M. (1890) Erläuterungen zur geol. Übersichtskarte der Kg. Rumäniens. *I. de Geol. R. Anstalt*, Viena.
- Giuşcă D., Pavelescu L. (1955) Contribuţii la studiul masivelor granitice de Şuşiţa şi Tismana. *Comunicările Acad. R.P.R.* V/3, Bucureşti.
- Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Succesiunea ciclurilor tectono-magmatice prealpine pe teritoriul României. *Bul. Sec. Şt. Geol. Rom.* XI, Bucureşti.
- Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K. (1961) Petrology of the igneous rocks. *Murby & Co.* London.
- Ionescu-Bujor D. (1911 a) Granitul de Şuşiţa. Bucureşti.
- (1911 b) Incluziuni de corneeană cordieritică cu andaluzită din granitul de Şuşiţa. *Anal. Acad. Rom. Mem. Sec. Şt. Seria II*, XXXIV, Bucureşti.
- Laves R., Vishwanathan K. (1967) Relation between the optic axial angle and triclinicity of potash feldspars and their significance for definition of „stable” and „unstable” states of alkali feldspars. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 47/1, Berna.
- Manolescu G. (1937 a) Étude géologique et pétrographique dans les Munţii Vulcan (Carpathes Méridionales-Roumanie). *An. Inst. Geol. Roum.* XVIII, Bucureşti.
- (1937 b) Studiu geologic şi petrografic al regiunii Văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Sec. Şt. Seria III*, XII, 6, Bucureşti.
- Marfunin S. A. (1961) The relation between structure and optical orientation in potash-soda feldspars. *Inst. L. Mallada Curs. y Conf. fasc. 3*, Madrid.
- Marmo V. (1967) On granites: a revised study. *Bull. Com. Geol. Finlande* 227, Helsinki.
- Mehnerl K. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam.
- Mrazec L. (1897) Dure de seamă Munţii Vulcan. Bucureşti.
- Pavelescu L. (1963) Contribution a l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristalophylliennes dans la partie centrale et orientale de l'autochtone danubien. *Asoc. Geol. Carp.-Balk. Congr. V*, 1961, Bucureşti.
- Pavelescu Maria (1962 a) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Cloşani Muntele Oslea. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, Bucureşti.
- Pavelescu Maria (1962 b) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Tismana—V. Bistriţa. *D. S. Inst. Geol.* XLVIII, Bucureşti.
- Dimitrescu R. (1966) Contribuţii la studiul structurii şi genezei masivului granitic de Tismana. *D. S. Inst. Geol.* LII/1, Bucureşti.
- Raguin E. (1957) Géologie du granite. *Masson & C<sup>ie</sup>*, Paris.
- Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vârstei unor roci granitoide din Munţii Vulcan (Carpaţii Meridionali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, Bucureşti.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Şuşiţa şi relaţiile sale cu formaţiunile autohtonului danubian (Carpaţii Meridionali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/5, Bucureşti.
- (1972) Relaţia de timp şi spaţiu dintre cutarea seriei de Lainici-Păiuş şi intruziunea granitoidelor din regiunea Cărpiniş-Novaci. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/5, Bucureşti.



- Schemerhorn L. J. G. (1961) Orthoclase, Microcline and Albite in Granites. *Schw. Min. Petr. Mitt.* 41/1, Berna.
- Soroșiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. (1970) K—Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern Branch of the Roumanian Carpathians. *Ecl. geol. Helv.* 63/1.
- Stan N. (1970) Migmatitele de pe valea Șușița Verde și Valea Porcului (Munții Vilcau). *D. S. Inst. Geol.* LV1/1, București.
- Strecksien A. (1931) Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *D. S. Inst. Geol.* XVIII, București.
- (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Min. Abh.* 107, 24, 3, Stuttgart.
- Ștefănescu Gr. (1883) Anuarul biroului geologic, București.
- Winkler H. G. F. (1966) La genèse des roches métamorphiques. Ed. Ophrys, Paris.

## SCHISTES CRISTALLINS ET ROCHES GRANITOÏDES ENTRE LES VALLÉES DE TISMANA ET DE BISTRIȚA (MONTS VULCAN)

### (Résumé)

Les schistes cristallins de la série de Lainci-Păiuș de la zone de la Bistrița sont représentés tout particulièrement par des quartzites feldspathiques et par des paragneiss biotitiques, affectés par le métamorphisme régional sous faciès des amphibolites, sous-faciès staurolide-amandin, à des pressions modérées (6 kb). Au cours d'une étape immédiatement successive, dans les mêmes conditions de stress, arrive une augmentation locale du degré de métamorphisme au voisinage du massif granitique de Tismana, concrétisée par l'apparition de la sillimanite.

Les schistes cristallins sont largement injectés de leucogranitoïdes syncinématiques, générant différentes migmatites (pl. I, 11); les types strômatitiques sont les plus fréquents, les dimensions des veines granitiques variant de l'ordre des millimètres à celui des mètres.

Les granitoïdes de Tismana constituent un pluton qui couvre une superficie supérieure à 200 km<sup>2</sup>; il est formé de granites porphyroïdes (plus de 80%), monzodiorites, granodiorites et diorites équigranulaires (fig. 3) qui laissent voir la nature variée du feldspath potassique (fig. 1, 2) et la présence bien caractéristique du pyroxène, un diopside à exsolutions d'orthopyroxène. Les termes plus basiques, constituant des bandes larges de l'ordre des hectomètres parallèles à la direction des structures régionales (NE-SW), sont considérés comme des produits de différenciation basique du magma granitique mis sur le compte de l'assimilation des paragneiss biotitiques.

Au point de vue pétrochimique, les granitoïdes de Tismana constituent un groupe homogène, caractérisé par une faible tendance alcaline (l'indice alcalicalcique = 56) et un caractère potassique accusé.

À partir d'arguments stratigraphiques, de déterminaisons d'âge absolu par la méthode K/Ar et des relations avec le métamorphisme, on considère le massif de Tismana d'âge baikalien, d'environ 570 mill. d'années.



La genèse des granitoïdes de Tismana est essentiellement magmatique, la température du magma étant d'environ 750°C; au cours d'une étape ultérieure a lieu l'accroissement métasomatique des mégacristaux de feldspath potassique.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

Planche 11)

Carte géologique de la région de la vallée de Tismana-vallée de la Bistrița.

Formations sédimentaires : 1, Quaternaire : a, alluvions récentes; b, alluvions anciennes; c, tuf calcaire; 2, Néogène; 3, Jurassique-Crétacé; 4, Permien. Formations intrusives : 5, α, granites apliques; π, microdiorites porphyriques; λ, spessartites. Granitoïdes de Tismana : 6, granites et syénites quartzifères porphyroïdes; 7, monzodiorites, granodiorites et monzonites; 8, diorites et diorites quartzifères; 9, granitoïdes syncinématiques. Formations cristallines (Iainici-Pâniș): 10, quartzites et quartzites feldspathiques; 11, quartzites biotitiques; 12, paragneiss; 13, micaschistes à graphite; 14, calcaires cristallins skarnifiés; 15, faille; 16, schistosité; 17, position des mégacristaux; 18, position des enclaves; 19, axe d'anticlinal; 20, axe de synclinal; 21, o, grenat; 22, A, amphibole (dans des granites et du cristallin); 23, s, sillimanite.

## PLANȘA 1

Fig. 1. — Migmatit stromatolitic, valea Bistriței.

Migmatite stromatolitique, vallée de la Bistrița.

Fig. 2. — Migmatit, valea Bistriței. F, feldspat; G, granit.

Migmatite, vallée de la Bistrița. F, feldspath; G, granite.

Fig. 3. — Filoane leucogranitice, valea Bistriței.

Filons leucogranitiques, vallée de la Bistrița.

Fig. 4. — Migmatit fclbitic, valea Bistriței. F, feldspat; G, granit; Q, cuarț.

Migmatite phlébitique, vallée de la Bistrița, F, feldspath; G, granite; Q, quartz.



T. BLETZA, Șisturi cristaline și roci granitice – munții Vulean.

Pl. I.



1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII/1.





## PLAȘA II

- Fig. 1. — Mignatit flebitic, valea Bistriței. Q, cuarț; G, granit.  
Mignatite phlébitique, vallée de la Bistrița. Q, quartz; G, granite.
- Fig. 2. — Agmatit, valea Râchiteana.  
Agmatite, vallée de Râchiteana.
- Fig. 3. — Filon leucogranitic în paragneis biotitic, valea Bistriței.  
Filon leucogranitique dans les paragneiss biotitiques, vallée de la Bistrița.
- Fig. 4. — Granit porfiroid de Tismana.  
Granite porphyroïde de Tismana.





1



2



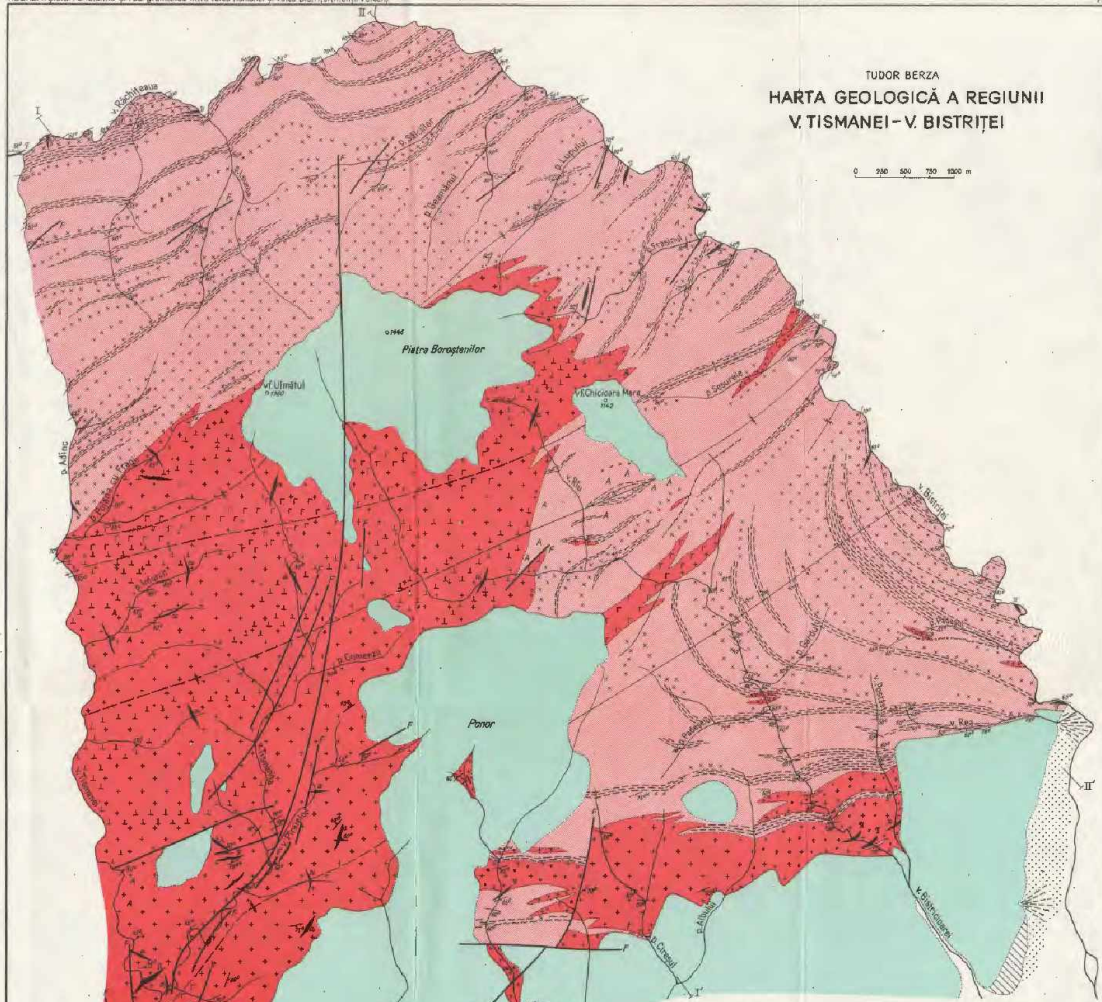
3



4

TUDOR BERZA  
**HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII  
 V. TISMANEI - V. BISTRITEI**

0 300 500 750 1000 m



**LEGENDA**

**FORMAȚIUNI SEDIMENTARE**

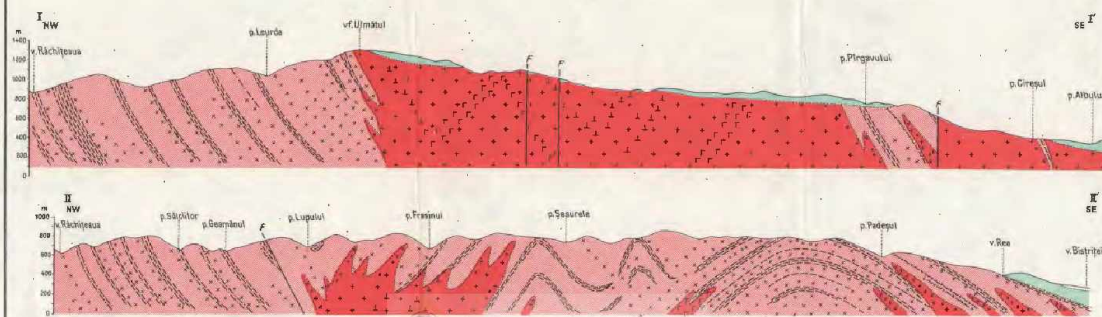
- 1 Cuaternar  
 a. Așternut recent  
 b. Așternut vechi  
 c. Sol calcaros
- 2 Neogen
- 3 Jurașic-Cretacic
- 4 Permian
- 15 Falie
- 16 Săsașitate
- 17 Poziție de megacristale
- 18 Poziție de enclave

**FORMAȚIUNI INTRUZIVE**

- 5 a. Granite vechi  
 b. Microgranite porfirice  
 c. Spesărită
- 6 Granite și aliaje cuarțifere porfirice
- 7 Monzodiorite granocristaline și tronzoante
- 8 Olanite și elafite cuarțifere
- 9 Granitoidă sincinemătică
- 19 Aș de anticlină
- 20 Aș de stocină

**FORMAȚIUNI CRISTALINE (LANICII PĂIUS)**

- 10 Cuarțite și cuarțite felspațice
- 11 Cuarțite biotice
- 12 Granitoidă Tismana
- 13 Pirogranitoid
- 14 Micaxisturi cu grafit
- 14' Cărbuni cristaline scârțâtoare
- 21 G. Granit
- 22 A. Amfibol (în granit și cristalin)
- 23 S. Silimanit



*PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE*

**OBSERVAȚII PETROGENETICE ȘI GEOCHIMICE ASUPRA  
VULCANITELOR NEOGENE DIN CICLUL II DE ERUPȚIE  
DIN MUNȚII METALIFERI<sup>1</sup>**

DE

MIRCEA BORCOȘ, IRINA BRATOSIN, ELENA COLIOS, ROSETTE IANG<sup>2</sup>

**Abstract**

*Petrogenetical and Geochemical Data on Neogen Volcanites from the Second Eruption Cycle (Metaliferous Mountains). Mineralogical, petrochemical and geochemical study of volcanites of the second eruption cycle from the Metaliferous Mountains points out their homogeneous, andesitic character. Owing to recorded observations the magmatic source, which supplied with material the Neogene volcanism, could be situated at the level of the saturated, tholeiitic basaltic layer of the table area from the eugeosynclinal zone of the Apuseni Mountains. It is presumable that the metallic elements of the hydrothermal ore deposits associated with the volcanic structure should have had the same origin. A marked similitude from the petrological and geochemical points of view between the intermediary magmatic products generated by the initial ophiolitic magmatism, by the banatitic one, as well as those of the first subsequent late cycle, was pointed out.*

**I. Introducere**

Studiul reprezintă continuarea lucrărilor începute în 1968 de Borcoș et al. (1970) și are drept scop interpretarea rezultatelor analizelor mineralogice, petrochimice și geochimice efectuate pe principalele roci vulcanice aparținând ciclului II de erupție în vederea examinării problemelor care se referă în special la originea magmelor care au întreținut vulcanismul neogen din Munții Metaliferi, la sursa metalelor din zăcămintele asociate și la unele aspecte privind nomenclatura și clasificarea vulcanitelor formate în acest interval de timp. În studiul întro-

<sup>1</sup> Comunicare în sesiunea din 18 mai 1971.

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



prins au fost luate în discuție un număr de 109 analize de silicați și 78 analize spectrale, dintre care 57 și respectiv 73 au fost executate în laboratoarele Institutului Geologic, restul reprezentând rezultate publicate (I a n o v i c i et al., 1969). Cele mai multe analize vizează zonele vulcanice Brad-Săcărîmb și Zlatna; un număr mai restrîns de analize se referă la zonele Baia de Arieș, valea Mureșului și bazinul Zarandului. Nu dispunem de rezultate pentru roci corespunzătoare ce intră în constituția structurilor vulcanice de la Roșia Montană.

Raportînd cazurile analizate la suprafața acoperită de produsele ciclului II de erupție, la diversitatea condițiilor structurale în care acestea apar și la varietatea mineralogică a tipurilor admise, considerăm că numărul de probe — deși minim — este suficient de reprezentativ pentru conturarea caracterelor petrochimice și geochemice, în vederea abordării discuției anunțate. Aceste rezultate vor fi reconsiderate într-un studiu sintetic împreună cu cele care se referă la ciclul I și III de erupție. Menționînd că în baza acestui studiu sintetic pentru problemele urmărite se vor putea trage unele concluzii finale pe ansamblul activității magmatismului subsecvent tardiv din Munții Metaliferi, atragem atenția asupra valabilității observațiilor făcute în prezenta lucrare, care se referă la un interval de timp mai scurt — ciclul II de erupție — dar în care, în comparație cu celelalte două, vulcanismul este deosebit de activ și manifest teritorial.

## II. Scurtă privire asupra activității vulcanice din ciclul II de erupție

Ciclul II de erupție reprezintă perioada cea mai importantă din evoluția magmatismului subsecvent tardiv; aceasta corespunde timpului în care au avut loc mișcărilor de ridicare pe verticală a fundamentului din substadiul valah. În strînsă legătură cu aceste mișcări apare un mic decalaj pentru începuturile activității vulcanice; în unele zone, aceasta a avut loc spre finele Tortonianului, în altele — în Sarmațianul inferior. Activitatea vulcanică s-a manifestat intens încă de la începutul ei și s-a desfășurat în același mod, relativ continuu, în lungul principalelor aliniamente tectono-vulcanice, orientate NW-SE, în tot timpul Sarmațianului și o parte din Pannonian. În acest interval de timp s-au edificat cei mai înalți vulcani, ale căror produse au acoperit arii extinse, probabil în întregime formațiunile terțiare din bazinele tectonice și bună parte din formațiunile mezozoice emerse. Totodată s-au format și corpuri subvulcanice, de obicei dispuse satelitic în apropierea unor centre de intensă activitate efuzivă. Ca o mărturie a modului în care a evoluat



activitatea vulcanică, se păstrează o serie de structuri, parte conturate morfologic, cele mai multe fiind descifrate însă prin lucrările de explorare sau de exploatare.

Natura și modul de apariție a produselor din acest ciclu reflectă o activitate preponderent efuzivă, cu rare momente explozive. Studiile efectuate pînă în prezent au condus pe majoritatea cercetătorilor să recunoască în cadrul acestui ciclu trei faze de erupție, cu caractere distincte sub aspect evolutiv, al intensității de manifestare, al compoziției petrochimice, cît și din punct de vedere metalogenetic. S-a ajuns astfel la concluzia că la începutul intervalului se poate delimita cu importanță locală o fază dacitică de tip Oînel-Roșia Montană. Cea de-a doua fază corespunde activității andezitice tip Barza mai ales și Săcărîmb-Porcurea, de mare extindere în toate zonele vulcanice cunoscute în Munții Metaliferi. Aceasta are un caracter predominant efuziv. Faza a treia este de mai mică amploare, produsele ei ocupă spații reduse în zona Brad-Săcărîmb și în zona Baia de Arieș. Activitatea s-a desfășurat atît în facies efuziv cît și în facies exploziv. Caracterul dacitic al acestei faze a fost subliniat de toți cercetătorii, semnalat fiind ca petrotip reprezentativ dacitul de Cetraș.

Unele observații cu caracter general făcute de Boreoș în 1963 în baza interpretării datelor petrochimice cu privire la nomenclatura și clasificarea rocilor vulcanice din țară, reconsiderate de Rădulescu, Boreoș (1967) și Iancovici et al. (1969) pun sub semnul întrebării caracterul dacitic al produselor din faza I și faza a III-a de erupție, parametrii mineralogici și petrochimici proprii acestor roci situându-le în grupa andezitelor cuarțifere.

Prima fază dacitică s-a considerat că este lipsită de mineralizatori. Fazei andezitice i se asociază o activitate metalogenetică care a generat cele mai importante zăcăminte aurifere, de telururi aurifere și de sulfuri polimetalice aurifere, precedată de intense procese de transformare hidrotermală, desfășurate într-un prim stadiu de propilitizare cu caracter regional și apoi într-un stadiu de metasomatoză potasică restrîns în jurul zonelor mineralizate. Faza dacitică de Cetraș este mai puțin importantă din acest punct de vedere. Transformările hidrotermale se dezvoltă sub controlul unor soluții mai bogate de  $H_2S$ ,  $SO_3^{2-}$  și  $SO_4^{2-}$ , de asemenea mineralizațiile asociate sînt mult mai puțin importante și au un caracter pregnant cuprifer.

Sintetizînd rezultatele observațiilor mineralogice obținute în studiul secțiunilor subțiri, care în cea mai mare parte corespund situațiilor



descrie în rapoartele și publicațiile care se referă la această regiune, cu excepția dacitelor, considerate de noi ca reprezentând andezite cuarțifere, vulcanitele din ciclul II de erupție se distribuie conform compoziției mineralogice în cadrul andezitelor și andezitelor cuarțifere, în fiecare grupă individualizându-se mai multe varietăți mineralogice, după cum urmează :

**Andezite:** 1, andezite piroxenice (Apy); 2, andezite piroxenice cu amfiboli (Apy a); 3, andezite amfibolice cu piroxeni (Aapy); 4, andezite amfibolice (Aa); 5, andezite amfibolice cu biotit (Aabi).

**Andezite cuarțifere:** 6, andezite cuarțifere piroxenice (AQpy); 7, andezite cuarțifere piroxenice cu amfiboli (AQpya); 8, andezite cuarțifere amfibolice cu piroxeni (AQapy); 9, andezite cuarțifere amfibolice (AQa); 10, andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit sau cu biotit și amfiboli  $\pm$  piroxeni (AQa, bi (bi, a)  $\pm$  py)<sup>3</sup>.

Aparent, diferențierea andezitelor de andezitele cuarțifere sau chiar de „dacite”, pe baza studiului secțiunilor subțiri, nu prezintă o chestiune prea complicată. Raportând însă tipul determinat pe această cale compoziției chimice corespunzătoare rocii analizate, adesea se semnalează discrepanțe marcante. Pentru început vom lua în discuție în acest sens doar conținuturile de  $\text{SiO}_2$  și  $\text{K}_2\text{O}$ .

Generalizând situațiile înregistrate, se poate conchide că foarte des, prin identificarea cristalelor de cuarț în secțiunile subțiri, în medie de 2 % din masa rocii sau  $> 2$  %, observatorul ajunge la concluzia că se găsește în prezența unui andezit cuarțifer, care de cele mai multe ori nu se verifică în conformitate cu conținutul său scăzut de  $\text{SiO}_2$  —  $\text{SiO}_2 = 52,00$  % — sau invers, absența cristalelor de cuarț la un conținut ridicat de  $\text{SiO}_2$  — 60,01 % sau chiar mai mare să-l facă să recunoască un andezit. Aceeași observație este valabilă și în ceea ce privește modul în care au fost diferențiate „dacitele” de andezite, cu deosebirea că aici neconcordanțele dintre caracterul mineralogic și cel chimic sînt mai pregnante. „Dacitele”, roci încadrate de noi conform observațiilor mineralogice petrotipului 10, conțin cristale de cuarț peste 3 % din masa rocii, pînă la 12 % și au un conținut de  $\text{SiO}_2$  ce variază între 55,36 și 61,18 %, înregistrîndu-se însă și valori uneori foarte scăzute sau mai ridicate, de 63,88 și 64,35 % („dacitele din dealul Cetraș și dealul Duba”). Compoziția mineralogică a acestor roci este asemănătoare andezitelor cuarțifere, recunoscîndu-se în masa de bază feldspați plagioclazi (andezin-labrador), cristale de cuarț, amfiboli, uneori mai mult biotit în comparație

<sup>3</sup> „Dacitele” de tip Cînel și Cetraș corespund petrotipului 10.



cu andezitele cuarțifere și adesea piroxeni. Varietățile bogate în biotit se corelează perfect cu creșterea conținutului de  $K_2O$ . Varietățile mai sărace în biotit au conținuturi în  $K_2O$  — echivalente andezitelor cuarțifere amfibolice, alteleori chiar mai mici. Conținutul în An pentru plagioclazii din A Qa, bi (bi, a)  $\pm$  py variază între 30-60 % An. Se demonstrează astfel pe de o parte un chimism normal al feldspaților pentru andezite, iar pe de altă parte, corelat cu prima observație, se observă că excesul de  $K_2O$  din acest tip de roci se poate raporta în cea mai mare parte conținutului său în biotit.

Prin toate caracterele lor mineralogice, aceste roci ocupă poziții normale în șirul diverselor tipuri de andezite și andezite cuarțifere (determinate microscopic), dacă ținem seama și de variația conținutului de  $SiO_2$  și  $K_2O$ . Nu o dată, din aceste motive, întâlnim în diferite rapoarte și publicații constatări și afirmații care scot în evidență marea asemănare dintre unele andezite cuarțifere de tip Săcărimb-Porcurea mai ales și „dacitele” de tip Cetraș. În aceeași ordine de idei, ne punem întrebarea dacă ceea ce am numit dacite în ultimul timp la Roșia-Montană — fostele riolite — (B o r c o ș, 1967) încadrate seriei de Ciinel-Roșia, nu reprezintă în realitate tot niște andezite cuarțifere.

S-au putut identifica însă multe cazuri în care nomenclatura reprezintă o expresie a relației dintre compoziția mineralogică și compoziția chimică.

Neconcordanțele semnalate, rezumate în tabelul 1, fac ca între diversele petrotipuri recunoscute și admise pînă acum în regiunea Munților Metaliferi să apară o mai largă întrepătrundere decît ar putea fi ea admisă în realitate. Ea este marcată de intervalele pe care le delimitează

TABELUL 1

%	Petrotip 1-5	Petrotip 6-9	Petrotip 10
$SiO_2$	50,47-60,01	52,58-62,92 (50,36)	55,36-61,05 (64,35)
$K_2O$	0,23-3,86	0,74-3,92	1,08-2,22
Q*	1	2	3; 3-12

\* Vizibil la microscop.

valorile minime și maxime ale conținuturilor de  $SiO_2$  caracteristice domeniilor fiecărui grup de roci, diferențiat pe criterii mineralogice, ceea ce înseamnă că pe intervalele de  $SiO_2$  între valorile de : 52,58-60,01 % se





regăsesc andezite și andezite cuarțifere; 55,36-60,61% se regăsesc andezite, andezite cuarțifere și „dacite”; 55,36-62,92% se regăsesc andezite cuarțifere și „dacite”.

La aceleași concluzii ajungem examinând datele din tabelul 2. Conținuturile relativ destul de apropiate în  $K_2O$  exprimă un chimism constant al plagioclazului (andezin-labrador) indiferent de variația cantitativă a elementelor femice cu care se asociază, observându-se poate mai bine la frecvența medie a conținutului de anortit în plagioclaz o tendință de scădere a bazicității în varietățile de andezite cuarțifere mai bogate în biotit, care concordă de altfel și cu o creștere a conținutului de  $K_2O$  în varietățile amfibolice cu biotit, tip 4, 5, 9, 10.

Prezența sau absența cristalelor vizibile de cuarț în asemenea condiții se dovedește a fi, din punctul de vedere al sistematizării vulcanitelor, un bun indicator. În baza celor arătate, apare evident faptul că denumirile utilizate trebuie considerate ca incorecte, clasificarea și nomenclatura corespunzătoare urmînd să fie discutată în cele ce urmează.

TABELUL 2

Petrotipuri	SiO <sub>2</sub> %	K <sub>2</sub> O %	An % în plagioclaz
1. Apy	55,25-57,54	1,12-1,80	45-62 ; 55-60
2. Apya	53,84-59,24	0,38-1,56	42-60
3. Aapy	50,47-60,58	1,07-1,68	35-52 ; 40-55
4. Aa	53,88-57,65	0,32-2,61	37-60 ; 40-50
5. Aabi	54,60-57,64	1,64-3,88	35-50
6. A Qpy	49,33	1,75	40-35
7. A Qpy a	53,84-59,24	1,59-2,14	35-55 ; 35-47
8. A Qapy	50,47-60,58	0,74-2,14	30-55 ; 35-45
9. A Qa	52,58-61,86	0,12-2,27	30-60 ; 35-55
10. A Qabi (li,a) = py	55,36-64,35	0,94-3,92	25-60 ; 32-45

Din punct de vedere mineralogic, rezultă că produsele ciclului II de erupție reprezintă petrotipuri andezitice și de andezite cuarțifere. Ele se caracterizează în ansamblu printr-o structură microporfirică, cu fenocristale de ordinul a 2-4 mm. Se observă adesea și faciesuri oligoporfirice determinate de prezența cristalelor larg dezvoltate de hornblendă, plagioclaz, biotit și cuarț. Masa de bază este de cele mai multe ori microcristalină, în care sticla apare sporadic. În corpurile subvulcanice, uneori la nivele inferioare, se constată treceri spre roci cu structură grăunțoasă microdioritică. Structura rocilor lasă să se înțeleagă existența



unor condiții de răcire lentă a produselor, fapt sugerat și de modul de consolidare a lavelor cu separații prismatice.

### III. Considerații petrochimice

Compoziția chimică a rocilor proaspete analizate este exprimată pentru tipurile mineralogice stabilite atât prin variația globală a conținuturilor în principalii oxizi cît și prin intervalul specific cu frecvențele de conținut. Cele mai multe petrotipuri analizate reprezintă: andezite și andezite cuarțifere amfibolice (Aa, A Qa) urmate de andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit ± piroxeni (A Qa bi ± py), andezite și andezite cuarțifere amfibolice cu piroxen sau piroxenice cu amfiboli (Aa py, Apy a, A Qa py, A Qpy a), andezite amfibolice cu biotit ± piroxen (Aa bi ± py). Mai puțin bine reprezentate sînt andezitele și andezitele cuarțifere piroxenice (Apy, A Qpy). Această frecvență corespunde în linii generale și cu aria lor de apariție în teren.

În baza celor arătate în capitolul precedent, cît mai ales pentru a găsi o soluție de sistematizare, am împărțit aprioric vulcanitele în funcție de conținutul de  $\text{SiO}_2$  în două grupe: andezite și andezite cuarțifere, considerînd dacitele<sup>4</sup> ca aparținînd în mod normal celei de a doua grupă. Am luat în acest sens, cu totul arbitrar, ca limită între aceste grupe, un conținut de 58 %  $\text{SiO}_2$ .

Examinînd comparativ relația care poate fi stabilită între compoziția mineralogică a diferitelor petrotipuri, determinată microscopic, și compoziția chimică corespunzătoare, se pot face o serie de considerații.

Conținutul de  $\text{SiO}_2$  pentru andezite variază între 50,74-57,96 %, iar pentru andezite cuarțifere între 58,01-62,51 %. Cu totul excepțional s-au înregistrat și cîteva conținuturi mai ridicate — 62; 64 %  $\text{SiO}_2$ .

Variația conținutului de  $\text{SiO}_2$  (A) și intervalul cu frecvența valorilor acestuia (B) pentru petrotipurile analizate sînt redată în tabelul 3.

Atît în cazul andezitelor cît și al andezitelor cuarțifere se observă o tendință de creștere a conținuturilor de  $\text{SiO}_2$  de la varietățile piroxenice la cele amfibolice și mai ales la cele în care este prezent și biotitul. Conținuturile frecvente de  $\text{SiO}_2$  pentru „dacite” sînt caracteristice petrotipurilor din grupa andezitelor cuarțifere.

În unele situații în care dispunem de mai multe analize pe aceeași structură vulcanică pot fi observate variații sensibile la conținuturile de  $\text{SiO}_2$  evidențiate în cadrul aceluiași tip mineralogic, cum ar fi: în

<sup>4</sup> Păstrăm termenul de dacit în mod fictiv, ca element de discuție.



Dealul Cetății 54,60-58,76%; Neagra 54,62-58%; Barza 52,58-56,90%; Mormintul 55,34-58,87%; Runcu (Zlatna) 56,60-60,26%; Baba 57,38-60,58%; Zuckerhul 58,56-62,11%; Pietroasa (Brad) 58,77-59,33%; Cetraș 57,44-63,88%; Căinel 50,36-58,42%; Duba 55,36-60,70%; Draica 56,36-60,23%. Cazurile prezentate se referă la majoritatea varietăților

TABELUL 3

Petrotip	A %	B %
1. Apy	51,25-57,54	—
2. Apy a; Aa py	50,74-57,65	55,88-57,65
3. Aa	52,58-57,96	56,00-57,96
4. Aa bi ± py	54,60-57,79	54,80-56,54
5. ΔQpy	58,33-59,71	—
6. ΔQpy a; A Qa py	58,56-60,58	58,77-59,83
7. A Qa	58,00-61,86	58,17-59,68
8. A Qa bi; bi a ± py	58,01-62,51	58,01-59,82
8'. idem 8 (considerate dacite)	55,36-64,35	57,44-60,70

mineralogice menționate, indicind adesea, în condiții similare, prezența andezitelor și a andezitelor cuarțifere.

Conținutul de  $Al_2O_3$  este în general crescut, depășind în majoritatea cazurilor 18%. Sporadic au fost întâlnite și situații cu conținuturi scăzute, de 14,61% în andezitele de la Pietrosu (Brad), de 14,33% în A bi a py din Sarcău, Săcărimb, de 14,91% în „dacitele” din Cetraș. În cazul andezitelor,  $Al_2O_3$  variază între 14,33-22,88%, iar pentru andezitele enarțifere între 14,61-22,73%. Variația globală (A) și intervalul conținuturilor frecvente (B) de  $Al_2O_3$  sînt redată în tabelul 4.

TABELUL 4

Petrotip	A %	B %
1. Apy	19,83-20,29	—
2. Apy a; Aa py	17,08-20,46	17,08-19,00
3. Aa	16,12-22,88	17,44-20,10
4. Aa bi ± py	14,33-20,57	18,36-19,32
5. ΔQpy	16,32-18,27	—
6. ΔQpy a; A Qa py	14,61-20,29	18,27-20,29
7. A Qa	16,34-20,20	18,15-20,72
8. A Qa bi; Bi a py	17,74-19,31	18,19-19,30
8'. idem 8 (considerate dacite)	14,91-22,73	19,37-19,97



Se poate face observația că în cazul varietăților de andezite și andezite cuarțifere amfibolice conținuturile de  $Al_2O_3$  tind să crească, fapt indicat și de valorile conținuturilor frecvente. În general, acest interval este apropiat pentru toate petrotipurile semnalate; de asemenea, el nu diferă prea mult în cazul andezitelor și al andezitelor cuarțifere.

Suma oxizilor de fier variază pentru andezite între 4,72-7,94% iar pentru andezite cuarțifere între 3,77-7,61%. Rar s-au determinat și conținuturi mai mari de 9,20 sau 10,52% sau conținuturi foarte mici cum ar fi la andezitele din dealul Mormintul. Variația sumei oxizilor de fier (A) și frecvența conținuturilor (B) raportată tipurilor mineralogice este următoarea (tab. 5).

TABELUL 5

Petrotip	A %	B %
1. Apy	5,83-6,93	—
2. Apy a; Aa py	4,97-7,46	5,94-7,46
3. Aa	4,69-7,94	6,23-7,94
4. Aa bi ± py	4,72-7,70	4,61-5,88
5. AQpy	6,18	—
6. AQpy a; AQa py	4,05-6,07	5,14-6,07
7. AQa	4,37-7,61	5,31-6,65
8. AQa bi; bi a ± py	4,15-7,35	4,15-5,26
8'. idem 8 (considerate dacite)	3,77-6,50	4,80-5,67

Valorile cele mai mari ale conținuturilor frecvente de  $Fe_2O_3 + FeO$  sînt caracteristice varietăților de andezite și andezite cu piroxeni și amfiboli sau celor amfibolice, spre deosebire de varietățile cu amfiboli și biotit care au valorile cele mai mici.

Cu rare excepții, manganul participă relativ uniform în compoziția vulcanitelor analizate (între 0,05-0,16% în andezite și 0,01-0,20% în andezite cuarțifere). Acest fapt se poate constata în următoarea distribuție a conținuturilor pe varietățile mineralogice (tab. 6).

Accidental au fost identificate conținuturi ridicate de MnO în andezitele amfibolice sau cu amfiboli și piroxeni (0,64; 0,45; 0,43%) și în andezitele cuarțifere amfibolice cu biotit (0,34%). În același timp se observă o tendință generală de scădere a conținutului în varietățile amfibolice și mai ales la cele cu amfiboli și biotit.

Conținuturile de MgO apar în limite normale. Se observă tendințe marcante uneori de creștere în varietățile de andezite piroxenice, de



andezite amfibolice cu piroxen (Caraci, Talaci, dealul Cornițel-București Rövina, Frășinata, Zlatna) sau de andezite cuarțifere amfibolice cu piroxen (Baba) între 4,01-4,57%. Aceasta nu constituie o regulă, deoarece în aceleași varietăți de andezite s-au determinat și conținuturi minime de 0,46 și 0,18% MgO (Măgura-Bucureștiului).

TABELUL 6

Petrotip	A %	B %
1. Apy Apy	0,10-0,22	—
2. Apy a; Aa py	0,08-0,14	0,11-0,14
3. Aa	0,05-0,16	0,10-0,14
4. Aa bi ± py	0,07-0,16	0,07-0,12
5. A Qpy	0,15-0,17	—
6. A Qpy a; A Qa py	0,05-0,19	0,14-0,19
7. A Qa	0,09-0,17	0,10-0,16
8. A Qa bi; bi a ± py	0,09-0,34	0,10-0,15
8'. idem 8 (considerate dacite)	0,01-0,20	0,08-0,10

Conținutul de CaO în andezite variază între 5,93-8,63%, iar în andezitele cuarțifere între 5,35-8,19%, în general cu valori destul de crescute. Variația globală a conținutului de CaO (A) și intervalul cu frecvențele de conținut (B) în cazul petrotipurilor semnalate se mențin în limite apropiate, urmărind relativ linia  $Al_2O_3$ . Din distribuția conținu-

TABELUL 7

Petrotip	A %	B %
1. Apy	7,83-8,52	—
2. Apy a; Aa py	6,38-8,63	7,56-8,63
3. Aa	5,98-8,00	6,73-7,84
4. Aa bi ± py	7,19-8,63	7,65-8,13
5. A Qpy	5,37-6,62	—
6. A Qpy a; A Qa py	5,35-7,33	5,29-6,79
7. A Qa	5,40-7,90	5,40-6,85
8. A Qa bi; bi a ± py	5,91-7,55	5,97-6,74
8'. idem 8 (considerate dacite)	5,36-8,19	5,91-7,93

turilor se observă tendințe de creștere, de preferință în varietățile de andezite și andezite cuarțifere piroxenice (tab. 7).

Elementele alcaline apar în limite normale, mai ales în ceea ce privește  $Na_2O$ . Cu rare excepții, aceeași este și situația pentru  $K_2O$ .



Domeniul conținutului în  $K_2O$  pentru andezite este cuprins între 0,23-2,22% iar pentru andezite cuarțifere între 0,86-2,27 (3,92%). Variațiile presupuse pe seama compoziției mineralogice prezintă următoarea situație (tab. 8).

În cazul andezitelor există o evidentă creștere a conținuturilor de  $K_2O$ , de la tipurile piroxenice la cele amfibolice și cele cu biotit. În

TABELUL 8

Petrotip	A %	B %
1. Apy	1,12-1,13	—
2. Apy a; Aa py	0,74-1,68	1,24-1,59
3. Aa	0,23-1,89	1,30-1,80
4. Aa bi ± py	1,20-2,22	1,20-1,91
5. A Qpy	1,71	—
6. A Qpy a; A Qa py	0,86-1,93	1,15-1,93
7. A Qa	0,94-2,27	1,19-1,70
8. A Qa bi; bi a ± py	0,87-3,92	1,42-1,82
8'. idem 8 (considerate dacite)	1,08-1,94	1,20-1,89

cazul andezitelor cuarțifere se constată același lucru, cu observația că intervalul cu frecvențele de conținuturi se păstrează în limite sensibil apropiate.

Conținuturile de  $Na_2O$  variază pentru andezite între 0,70-4,05%, iar pentru andezite cuarțifere între 1,21-4,13%. Relația care se evidențiază între compoziția mineralogică și compoziția chimică prezintă următoarele caracteristici (tab. 9).

TABELUL 9

Petrotip	A %	B %
1. Apy	2,98-3,02	—
2. Apy a; Aa py	0,93-3,59	2,04-3,59
3. Aa	0,70-4,05	2,30-4,05
4. Aa bi ± py	1,91-3,70	1,91-3,70
5. A Qpy	2,69	—
6. A Qpy a; A Qa py	2,35-3,30	2,41-2,94
7. A Qa	1,55-4,13	2,09-3,71
8. A Qa bi; bi a ± py	1,21-3,92	2,90-3,52
8'. idem 8 (considerate dacite)	2,01-3,70	2,40-3,26

Aștit în cazul andezitelor cit și al andezitelor cuarțifere se constată o creștere progresivă a conținuturilor în  $Na_2O$  de la varietățile piroxe-



nice spre cele cu amfiboli și biotit. În primul caz intervalul cu frecvențele de conținut se plasează pe valorile maxime ale variației globale, în timp ce în cazul andezitelor cuarțifere se plasează relativ în zona mediană a acesteia.

Conținutul în  $P_2O_5$  nu depășește 1,00%.

$TiO_2$  este, de asemenea, subunitar, totuși manifestă o tendință de creștere în varietățile de andezite și andezite cuarțifere cu amfiboli și piroxeni (Bucuresci Kovina, Aciuța, Pietroasa, Teiul, Baba) cu valori cuprinse între 1,00-3,86%.

$CO_2$  în majoritatea cazurilor analizate este mai mic de 1% sau lipsește. Pentru câteva probe luate în discuție el atinge 2%, conținut-limită pînă la care se admite că nu modifică raporturile dintre principalii oxizi în vederea calculului parametrilor petrologici.

Valorile parametrilor petrologici sînt consemnate în diagramele din figurile 1-7. Caracterele petrografice ale rocilor pentru toate varietățile mineralogice admise se resintetizează într-un chimism omogen corespunzător unei topiluri cuarțdioritice cu foarte slabe tendințe dioritice sau granodioritice, respectiv unor magme andezitice. Acestea se situează într-o poziție centrală în diagrama *fm-al* (fig. 1) manifestînd un caracter izofal, semisalic și salic. Caracterul salic este imprimat de conținuturile ridicate în  $Al_2O_3$ , frecvent întîlnite la varietățile amfibolice de andezite și andezite cuarțifere, ceea ce reiese și din catanorma C.I.P.W., în care parametrul *c* apare frecvent cu valori de pînă la 10,23. Parametrul *fm* indică un conținut sărac în oxizi asociați elementelor femice. Cu rare excepții, în situația varietăților de andezite și andezite cuarțifere amfibolice și biotitice cu conținuturi de alcalii mai mari, rocile au un caracter subalcalin bine marcat, cum reiese și din diagrama *al-alk* (fig. 2). Un alt caracter principal al magmelor este suprasaturația în  $SiO_2$ . În andezite, frecvențele de conținut ale parametrului *qs* variază între 2-71, iar în andezite cuarțifere între 18-94; *Q* în mod analog urmărește această variație. Aceste caractere și bogăția în calciu încadrează rocile în seria calco-alkalină relativ săracă în alcalii, fapt demonstrat și de diagrama *mg-k* (fig. 3) și mai ales de diagrama *Q-L-M* (fig. 4). În prima diagramă valoarea parametrilor *k* este limitată în varietățile piroxenice, iar în cea de-a doua diagramă cîmpul caracteristic al acestor roci se situează deasupra liniei PF într-o poziție din care se deduce că elementele mafice sînt în general subordonate, *M* variînd între 6,4-23,9. Raporturile *Kp-Ne-Cal* și *Fa-Fs-Fo-Os* (fig. 6, 7) scot în evidență caracterul dominant intermediar al rocilor, ceva mai acid în cazul andezitelor cuarțifere.



Diagrama *Kp-Ne-Cal* (fig. 6) indică pentru plagioclaz un chimism relativ bazic. Plagioclazul din andezite conform valorilor frecvent întâlnite pentru *Cal* prezintă o compoziție asemănătoare, valorile fiind cuprinse între 43,5-63,8 în cazul andezitelor și între 38,1-54,0 în cazul andezitelor cuarțifere. La andezitele cuarțifere se observă o compoziție mai puțin bazică, ceea ce concordă uneori și cu observațiile făcute asupra conținutului de anortit în plagioclaz consemnat în tabelul 2. Uneori valorile pentru *Cal* sînt foarte ridicate și pentru *Ne* scăzute, ceea ce mărește mult cîmpul global caracteristic. Acest fapt este determinat de varietățile de andezite cu amfiboli, piroxeni și biotit. Aceași concluzie poate fi trasă și din valorile *An*, care în majoritatea cazurilor sînt mai mari decît *Or* și *Ab*, uneori chiar și mai mari decît suma lor. În toate situațiile analizate, determinările bazate pe natura plagioclazilor conduc la roci de tipul andezitelor sau al andezitelor cuarțifere.

Elementele femice se asociază în mod diferențiat varietăților mineralogice selectate, imprimînd prin frecvența lor un caracter mai bazic petrotipurilor piroxenice și celor cu piroxen și amfiboli. Componenta *Fo + Cs* verifică această observație și arată o variație destul de mare a valorilor cuprinse între 0-60,4, ceea ce se reflectă foarte bine și în proporțiile mineralelor normative calculate: *Di*, *Hy*, *En*, cu toate că acestea din urmă, dat fiind modelul artificial de calcul, nu verifică decît foarte rar compoziția mineralogică naturală. Caracterele bazice ale rocii se evidențiază uneori și în componenta *Fa + Fs*, corespunzătoare elementelor femice, care au în general valori ridicate, ce variază între 27,5-100 (fig. 7).

Cu toate dificultățile cunoscute pe care le ridică diagrama *Q-A-P*, în interpretarea datelor, am apelat la ea folosind în acest scop compoziția calculată (C.I.P.W.), făcînd unele observații. Prima și cea mai importantă rezidă în faptul că și pe această cale este exprimată o omogenitate remarcabilă a rocilor eruptive din ciclul II de erupție, indiferent dacă la prima vedere cîmpul specific al acestora se suprapune aproape simetric pe linia de graniță dintre dacite și andezite cuarțifere, acoperind domeniile acestora și în foarte mică măsură domeniul andezitelor și latitandezitelor (fig. 5). Cel mai mult avansează în domeniul dacitic al diagramei *Q-A-P* varietățile amfibolice și biotitice, cu o tendință ceva mai bine marcată la andezite decît la andezitele cuarțifere. Parte din „dacite” se găsesc în domeniul dacitic al diagramei, o parte se înscriu chiar pe linia de graniță, iar alte probe se plasează în domeniul specific andezi-



lelor cuarțifere. Reținând caracterele petrologice ale acestor roci („dacite”), la care, dacă adăugăm și datele din diagrama *Q-A-P*, rezultă că ele se înscriu în limitele unui chimism și compoziții mineralogice globale, specifice andezitelor și andezitelor cuarțifere.

Din observațiile făcute cu privire la compoziția mineralogică și chimică și a relației care există între ele, se demonstrează că cea mai

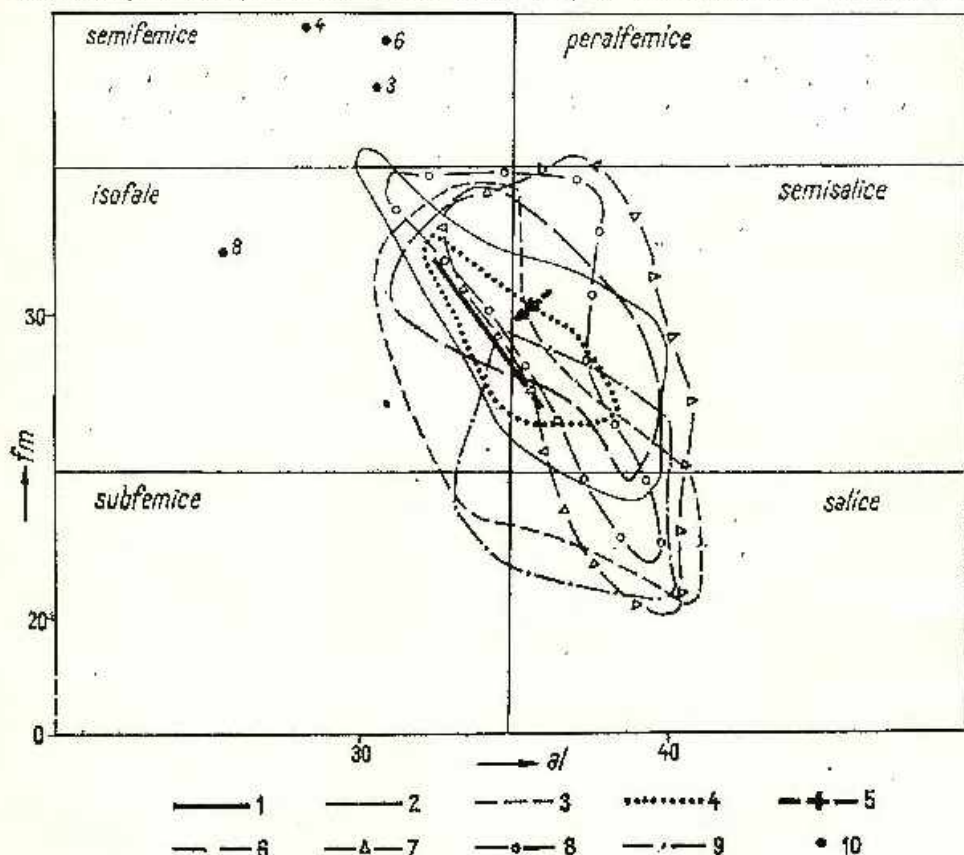


Fig. 1. — Diagrama *fm-al*.

1, andezite piroxenice; 2, andezite piroxenice cu amfibol; amfibolice cu piroxen; 3, andezite amfibolice; 4, andezite amfibolice (cu piroxen) + biotit; 5, andezite cuarțifere piroxenice; 6, andezite cuarțifere piroxenice cu amfibol; amfibolice cu piroxen; 7, andezite cuarțifere amfibolice; 8, andezite cuarțifere cu amfibol și biotit; cu biotit și amfibol ± piroxen; 9, andezite cuarțifere cu amfibol și biotit; cu biotit și amfibol ± piroxen (considerate înainte ca dacite); ●, probe neconcludente (nu indică tipul mineralogic).

Diagramme *fm-al*.

1, andésites pyroxéniques; 2, andésites pyroxéniques à amphiboles; amphiboliques à pyroxènes; 3, andésites amphiboliques; 4, andésites amphiboliques (à pyroxènes) ± biotite; 5, andésites quartzifères pyroxéniques; 6, andésites quartzifères pyroxéniques à amphiboles; amphiboliques à pyroxènes; 7, andésites quartzifères amphiboliques; 8, andésites quartzifères à amphiboles et biotite; à biotite et amphiboles ± pyroxènes; 9, andésites quartzifères à amphiboles et biotite; à biotite et amphiboles ± pyroxènes (considérées auparavant des dacites); ●, échantillons non-concluants (n'indiquent pas le type minéralogique).



mare parte din cantitatea de  $K_2O$  la rocile proaspete se explică pe scama biotitului. În mod normal, aceasta nu poate fi raportată componentei  $A$  din diagrama  $Q-A-P$ , motiv pentru care am efectuat unele corecții. Extrăgând din componenta  $A$  conținutul corespunzător de  $K_2O$  participării procentuale a biotitului în rocă<sup>5</sup>, cîmpul specific vulcanitelor din ciclul II de crupție se deplasează spre dreapta aproape integral în domeniul andezitelor cuarțifere, delimitat de diagramă (fig. 5). Continuă să rămînă în domeniul dacitelor unele andezite și andezite cuarțifere cu amfiboli și piroxeni necorectate care în nici un caz nu pot fi suspectate a fi dacite. Este posibil ca prezența  $K_2O$  să apară sub forma unui conținut izomorf în amfiboli și piroxeni sau poate — ceea ce este mai puțin probabil — să fie legat de compoziția pastei în legătură cu varietăți mai

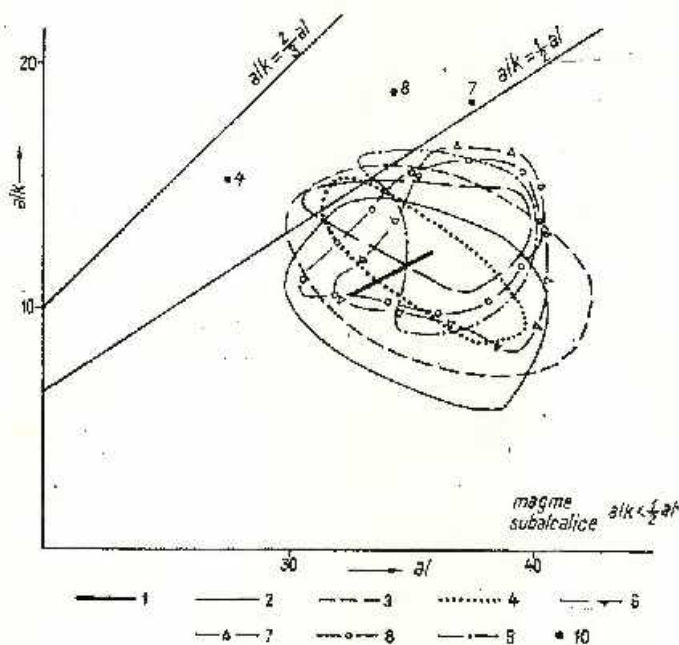


Fig. 2. — Diagrama  $alk-al$ .

1, andezite piroxenice; 2, andezite piroxenice cu amfiboli; amfibolice cu piroxeni; 3, andezite amfibolice; 4, andezite amfibolice (cu piroxen) ± biotit; 5, andezite cuarțifere piroxenice; 6, andezite cuarțifere piroxenice cu amfiboli; amfibolice cu piroxeni; 7, andezite cuarțifere amfibolice; 8, andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit; cu biotit și amfiboli ± piroxeni; 9, andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit; cu biotit și amfiboli ± piroxen (considerate fusite ca dacite); ●, probe neconcluzive (nu indică tipul mineralogic).

Diagramme  $alk-al$ .

Idem fig. 1.

<sup>5</sup> 1% biotit din rocă = 0,101%  $K_2O$ .

acide de feldspați. Din aceste motive chiar calculul unei compoziții mineralogice reale ar conduce la unele erori introduse de integrarea pastei.

În urma corecției aplicate se obține o imagine satisfăcătoare asupra compoziției globale andezitice a rocilor analizate.

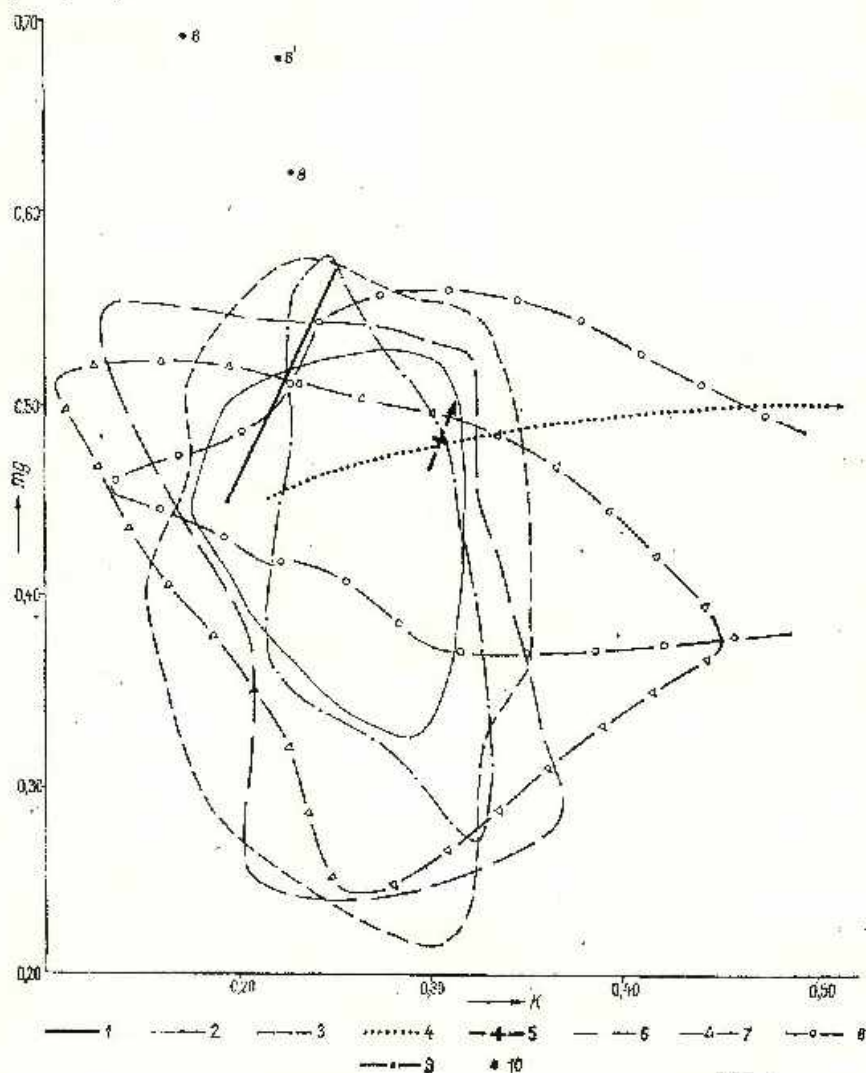


Fig. 3. — Diagrama mg-k.

1, andezite piroxenice; 2, andezite piroxenice cu amfibol; amfibolice cu piroxen; 3, andezite amfibolice; 4, andezite amfibolice (cu piroxen) ± biotit; 5, andezite cuarțifere piroxenice; 6, andezite cuarțifere piroxenice cu amfibol; amfibolice cu piroxen; 7, andezite cuarțifere amfibolice; 8, andezite cuarțifere cu amfibol și biotit; cu biotit și amfibol = piroxen; 9, andezite cuarțifere cu amfibol și biotit; cu biotit și amfibol ± piroxen (considerate înalte ca andezite); ●, probe necoerente (cu indice tip mineralogic).

Diagramme mg-k.

Idem fig. 1.



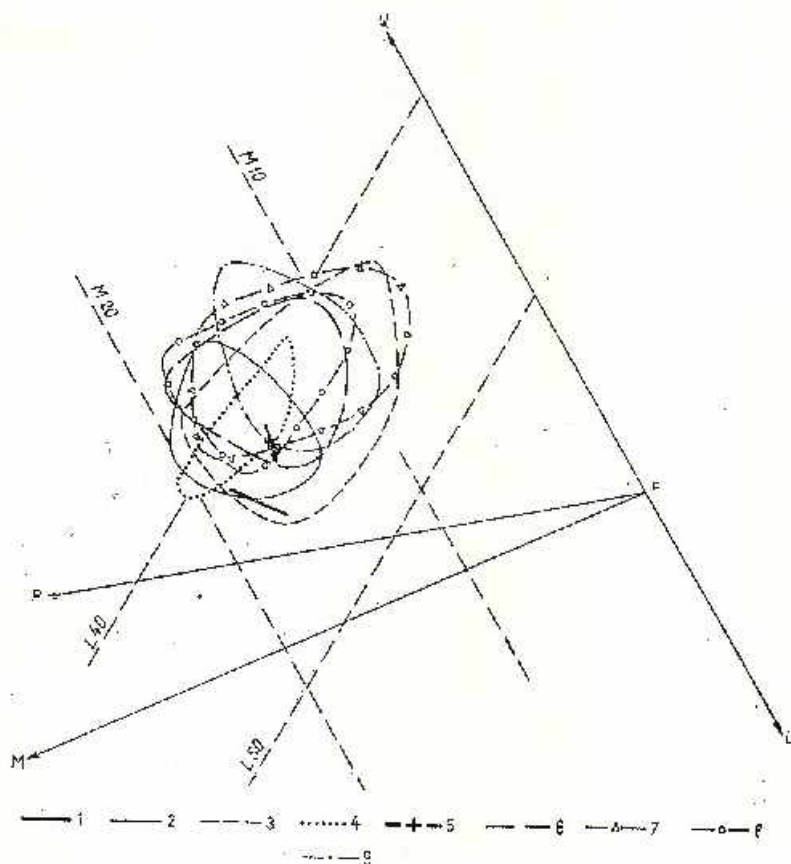


Fig. 4. — Diagrama Q-L-M.

1, andezită piroxenită; 2, andezită piroxenită cu amfiboli; amfibolice cu piroxen; 3, andezite amfibolice;  
 4, andezite amfibolice (cu piroxen) + biotit; 5, andezite cuarțifere piroxenite; 6, andezite cuarțifere piroxenite cu amfiboli; amfibolice cu piroxen; 7, andezite cuarțifere amfibolice; 8, andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit; cu biotit și amfiboli și piroxen; 9, andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit; cu biotit și amfiboli și piroxen (considerate înainte ca dacite); ●, probe neconcordante (nu indică tipul mineralogic).

Diagramme Q-L-M.

Idem fig. 1.



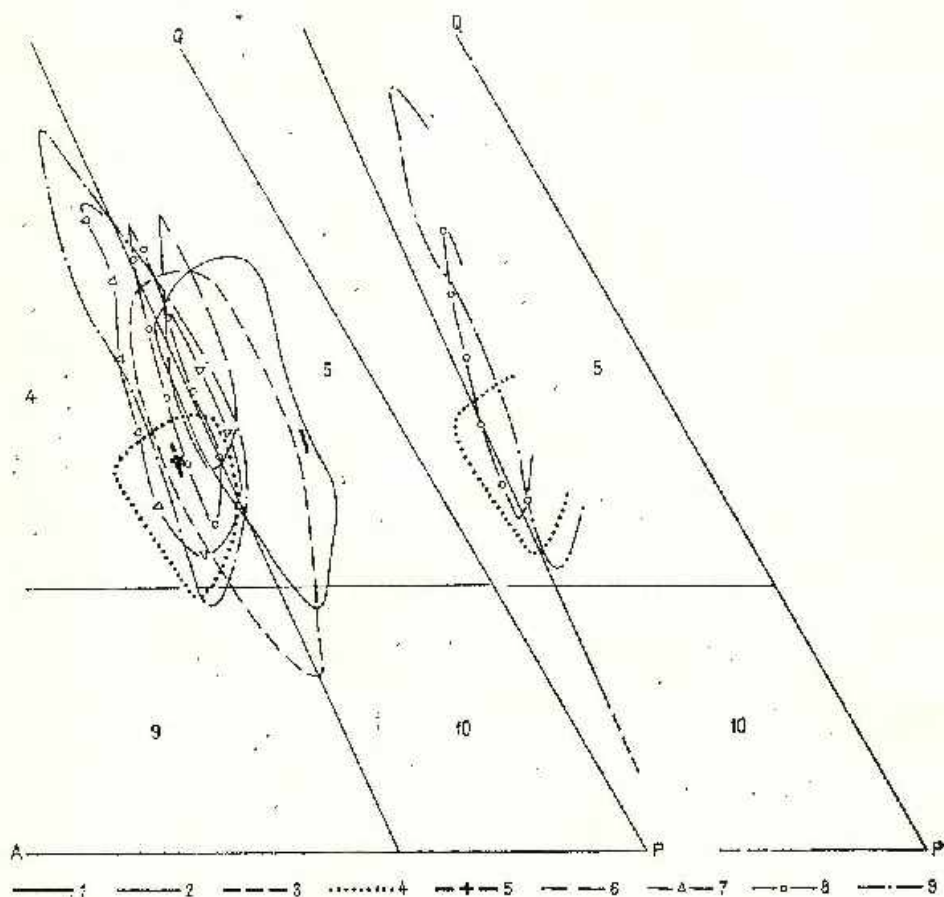


Fig. 5. — Diagrama Q-A-P.

1, andezite piroxenice; 2, andezite piroxenice cu amfiboli; amfibolice cu piroxen; 3, andezite amfibolice; 4, dacite; 5, andezite cuarțifere; 6, andezite cuarțifere piroxenice cu amfiboli; amfibolice cu piroxen; 7, andezite cuarțifere amfibolice; 8, andezite cuarțifere cu amfiboli și biotit; cu biotit și amfiboli ± piroxen; 9, latitandezite, latitbasalte; 10, andezite, bazalte.

## Diagramme Q-A-P.

1, andésites pyroxéniques; 2, andésites pyroxéniques à amphiboles; amphiboliques à pyroxènes; 3, andésites amphiboliques; 4, dacites; 5, andésites quartzifères; 6, andésites quartzifères pyroxéniques à amphiboles; amphiboliques à pyroxènes; 7, andésites quartzifères amphiboliques; 8, andésites quartzifères à amphiboles et biotite; à biotite et amphiboles ± pyroxènes; 9, latitandésites, latitbasaltes; 10, andésites, basaltes.



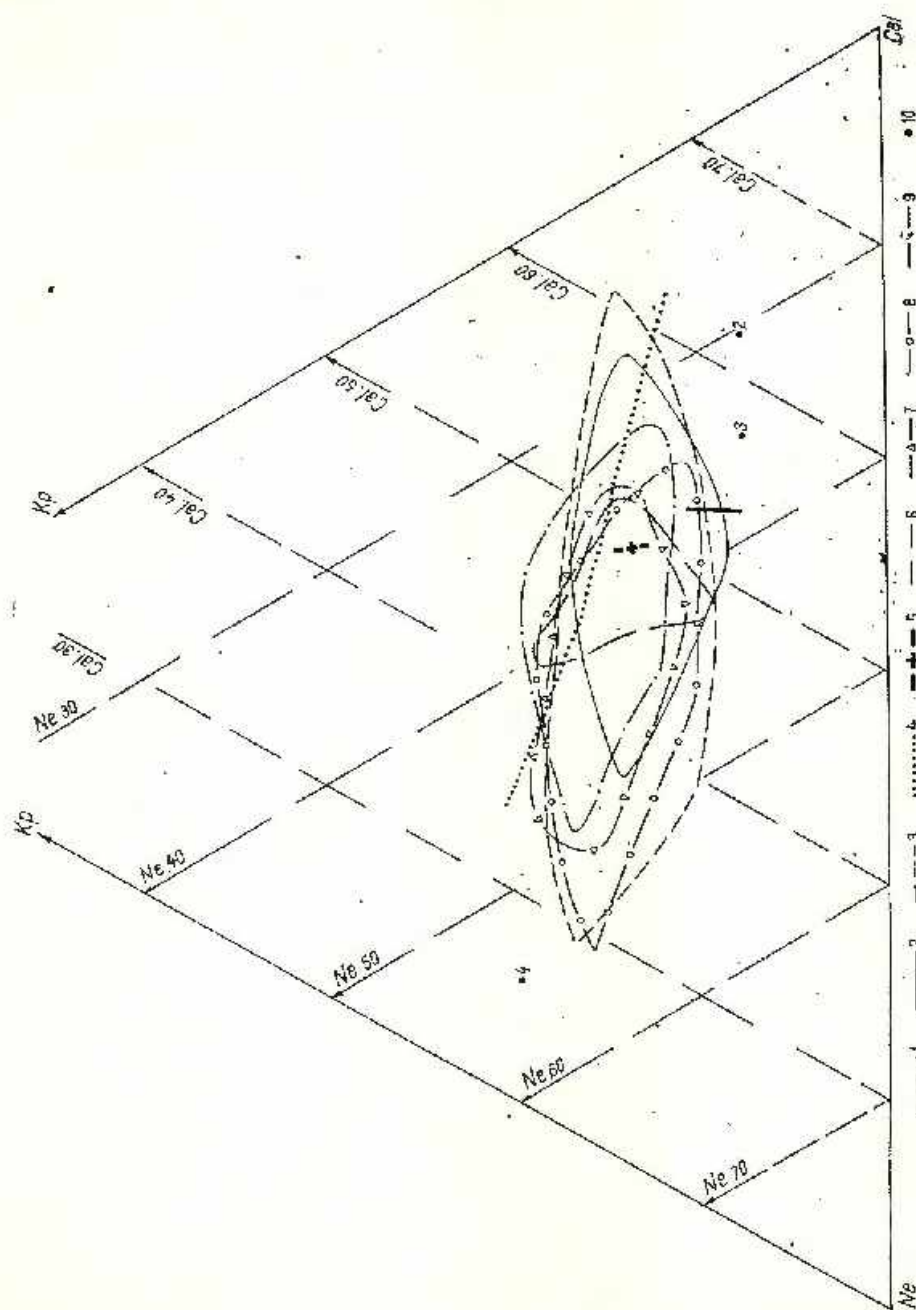


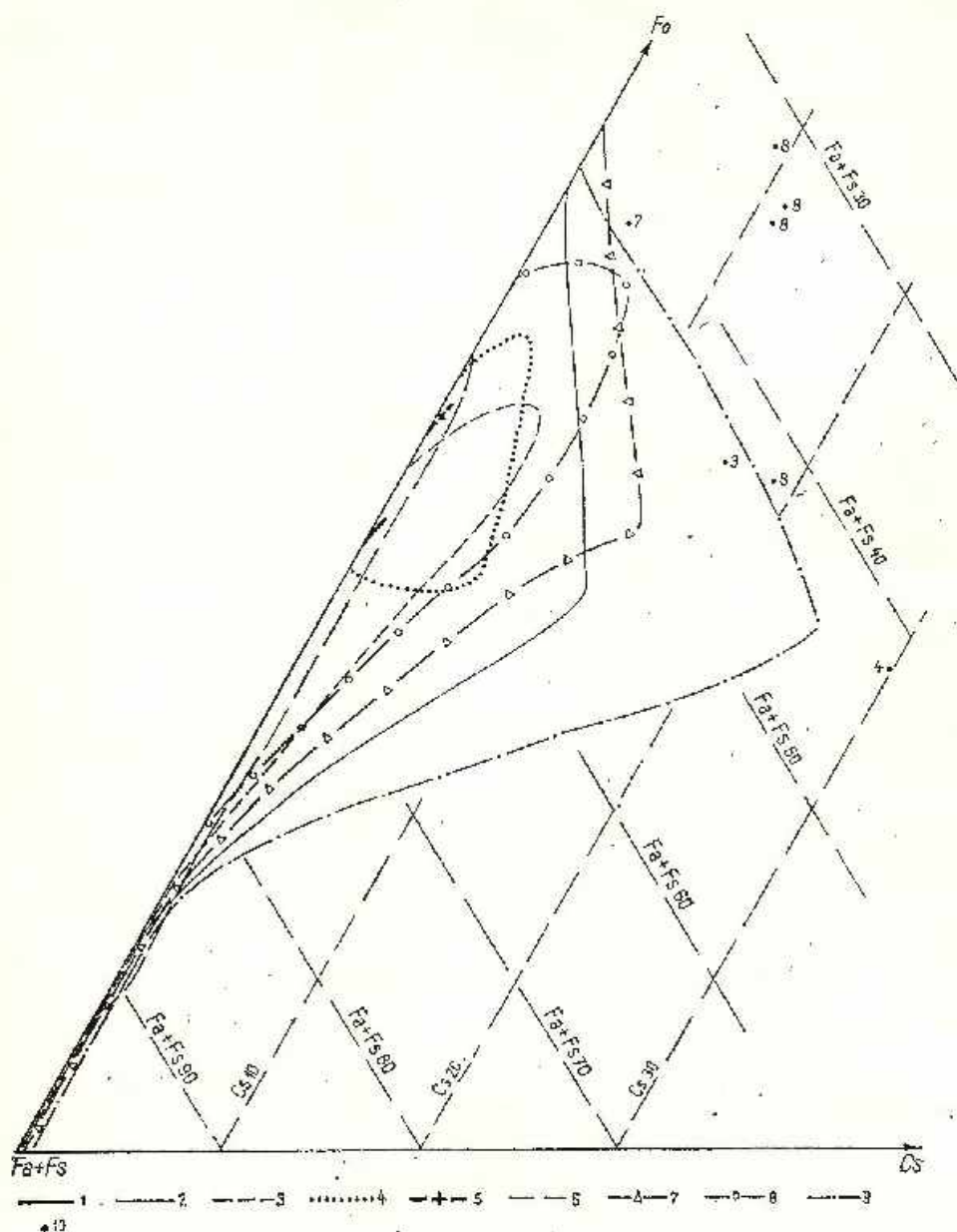
Fig. 5. — Diagrama Kp-Ne-Cal.

1. andezite proximate; 2. andezite proximate cu amfibol; amfibolite; 3. andezite amfibolite; 4. andezite amfibolite (cu piroxen) ± biotit; 5. andezite cuarțiferă piroxenice; 6. andezite cuarțiferă piroxenice cu amfibol; amfibolite cu piroxen; 7. andezite cuarțiferă amfibolice; 8. andezite cuarțiferă cu amfibol și biotit; cu amfibol și piroxen; 9. andezite cuarțiferă cu amfibol și biotit; cu biotit și amfibol ± piroxen (considerată fosilă ca dacite); ● probe neocentrate sau bazaltic tipat intravolcanic.

Diagramme Kp-Ne-Cal.

Idem fig. 1.



Fig. 7. - Diagrama  $Fa + Fs$ - $Cs$ .

1, andezite piroxenice; 2, andezite piroxenice cu amfiboli; amfibolice cu piroxen; 3, andezite amfibolice; 4, andezite amfibolice (cu piroxen) ± biotit; 5, andezite cuarțifere piroxenice; 6, andezite cuarțifere piroxenice cu amfibol; amfibolice cu piroxen; 7, andezite cuarțifere amfibolice; 8, andezite cuarțifere cu amfibol și biotit; cu biotit și amfibol ± piroxen; 9, andezite cuarțifere cu amfibol și biotit; cu biotit și amfibol ± piroxen (considerate înalte ca dacite); ●, probe neconcidente (au indicat timp mineralogic).

Diagramme  $Fa + Fs$ - $Cs$ .

Jcēm fig. 1.



#### IV. Prezentarea rezultatelor privind determinarea spectrografică a elementelor minore și semnificația lor

Rezultatele analizelor spectrale sînt consemnate în tabelul 10; ele reprezintă toate tipurile de roci, mai puțin andezitele piroxenice; din andezitele cuarțifere piroxenice nu dispunem de nici o analiză.

O primă observație de ordin general, care se desprinde, scoate în evidență valori sensibil apropiate pentru toate varietățile mineralogice de andezite și andezite cuarțifere, inclusiv și pentru rocile considerate pînă în prezent ca dacite.

Examinînd distribuția cantitativă a elementelor calcofile — cupru, plumb, zinc — se poate urmări o suită de valori apropiate, comune petrotipurilor analizate, care se reflectă și în conținuturile medii. Menționăm faptul că în calculul valorilor medii nu au fost introduse cazurile întîmplătoare ce depășeau cu mult majoritatea valorilor înregistrate pentru petrotipul respectiv. Această remarcă se aplică la toate elementele pentru care s-au calculat valorile medii.

Variația conținuturilor de Cu, Pb, Zn exprimă din acest punct de vedere următoarea situație (tab. 11).

Uniformitatea valorilor se regăsește atît în intervalul de variație calculat pentru andezite și andezite cuarțifere cît și în conținuturile medii exprimate (tab. 12).

Conținuturile de Pb prezintă și valori mai mari decît cele specifice petrotipului respectiv și în același timp, mai mari decît valoarea maximă a intervalului global pentru andezite și andezite cuarțifere din regiune (30 p.p.m.) atîngînd 86 p.p.m.

Conținuturile mari se asociază varietăților de andezite amfibolice cu biotit; valorile maxime corespund petrotipurilor cuarțifere. Nu se observă în acest sens o preferință pentru „dacite”. Este probabil că există o corelație între creșterea de  $K_2O$  exprimată în aceste roci prin frecvența biotitului și conținutului ridicat de Pb. Mai mult decît atît, se poate face observația că în general această situație este caracteristică seriei andezitelor cuarțifere de Săcărîmb-Poreurea și „dacitelor” din aceeași zonă, roci între care de altfel — așa după cum am anticipat — există o foarte mare asemănare din punct de vedere mineralogic și chimic (tab. 13).

Elementele fero-magneziene Ni, Co, Cr, V evidențiază aceeași comportare, prezentînd totuși o foarte slabă tendință de scădere a conținuturilor, mai clar exprimată la Co și Cr în varietățile acide. Se sesizează, de asemenea, o foarte slabă tendință de creștere a conținuturilor de Li, marcată mai ales de limitele inferioare ale intervalului aceluiași





TABLELU. 10  
*Analiza spectrală cu stemele minore p.p.m.*

Nr. crt.	Nr. probel	Roca	Pb	Cu	Ga	Zn	Ni	Co	Cr	V	Be	Bu	Sr	Li	Ni/Co
1	60	Aapy	10	100	16	78	15	25	16	230	<1,5	135	410	80	0,60
2	101	Aapy	8	17	12	36	4,5	7	<2	82	<1,5	345	280	14	0,64
3	87	Apya	12	66	17	65	9	14	15	153	3,7	310	250	68	0,61
4	169	Aa	38	33	16	65	15	17	15	178	6	1790	720	97	0,88
5	106	Aa	29	36	14	53	5,5	8	<2	90	2	950	940	27	0,68
6	164	Aa bi	30	35	19	42	4	14	3	170	1,6	1400	>1000	53	0,29
7	136	Aa = py	12	34	18	64	6	10	4,5	130	1,6	365	220	62	0,60
8	109	Aa	17	68	18	56	4	7	2,5	143	2	635	580	48	0,57
9	57	Aa	7	100	14	75	13	23	20	193	<1,5	180	530	40	0,57
10	90	Aa	12	75	20	60	8	13	18	140	2	360	255	37	0,62
11	140	(17 c) Aa	12	20	18	61	5	8,5	4	54	2,5	510	430	73	0,59
12	146	Aa	21	23	19	75	3,5	7,5	3	78	3,3	370	230	66	0,47
13	203	Aa bi	14	38	19	38	11	11	23	103	2,7	700	660	29	1,0
14	107	Au	18	66	20	70	4	7,5	5	93	1,7	380	730	29	0,53
15	88	Aa	25	60	18	82	7	14	13	173	3,3	400	265	11	0,50
16	180	(18 c) Abia	27	67	15	54	6,5	14	15	115	4,4	1410	800	40	0,46
17	148	Aa	<4	22	19	60	7	16	7	118	2,8	260	250	27	0,41
18	45	Aa	15	39	16	58	5	11	3	123	2,9	720	420	73	0,45
19	170	Aa	20	150	14	47	6	11	3	154	4,2	1525	880	88	0,55
20	118	Aa ± py	8,6	52	18	72	4	16	2	113	<1,5	312	250	16	0,25
21	141	(20 c) Au	12	28	17	60	3	3,5	2	72	2,5	430	320	66	0,55
22	198	Aya ± py bi	7	28	18	37	3	6	2	68	2	490	350	25	0,50
23	102	Aa	14	38	14	52	5	9,5	3,5	100	<1,5	410	610	100	0,52
24	85	Aa	13	73	18	62	13	15	24	143	<1,5	400	270	30	0,87
25	103	Aa ± bi	11	54	15	46	3,5	8,5	2,5	86	<1,5	320	600	27	0,41
26	134	Aa	17	30	20	65	9	8	3	80	1,9	500	250	57	0,62
27	91	Aa py	16	48	18	60	7	11	13	170	3	380	210	53	0,64
28	78	(28 c) A	28	65	20	58	11	11	17	100	3	1340	>1000	16	1,0
29	133	Aa	16	30	23	80	5	13	4	113	2	465	265	34	0,42
30	62	Aa	17	38	19	60	5	9	4	110	2,8	600	530	48	0,56
31	97	Aa ± bi	12	34	20	57	7	10	17	128	1,7	465	290	37	0,70
32	30c	An ± py	11	43	16	71	5	10	12	132	1,9	380	—	—	0,50
33	41	Aa	10	65	18	55	5	8,5	3	170	3	345	530	57	0,59
34	51c	Aa	8	41	13	63	6	8	4	107	1,6	258	—	—	0,75
35	71	Aa	27	80	20	50	5	8,5	7,5	125	2,2	1950	1000	53	0,59
36	81	Aapy	30	68	20	46	6	11	18	155	2,6	1210	>1000	13	0,56



37	66	Apva	12	24	14	67	4	7.5	3.5	83	3,4	415	330	60	0,53
38	132	Aa ± py	13	21	16	70	5	11	6,5	82	3,3	470	270	44	0,45
39	130	Aapy	13	28	19	82	4,5	9	5	80	3,3	510	200	88	0,50
40	200	Abia	30	60	18	43	18	10	5,5	90	<1,5	1065	>1000	25	1,80
41	31c	Apv	14	66	14	33	5	10	5	120	1,8	455	—	—	0,50
42	105	Aa	10	34	15	53	3	6	3,5	143	<1,5	543	550	122	0,50
43	144	Aa ± py	19	28	17	58	6	10	4	90	2,4	363	280	64	0,50
44	196	Aabi	19	50	20	47	5	9	4	132	1,8	700	570	68	0,56
45	75	(39 c) Abia ± py	24	87	19	60	8	12	13	155	2	1335	706	27	0,67
46	114	Aa	11	18	17	52	3	5,5	2	109	2	810	580	44	0,48
47	77	(41 c) Aa	52	37	17	46	13	10	8	172	3,5	>3000	>1000	25	1,30
48	126	(43 c) Aqa	12	23	18	65	5,5	8,5	6	100	3	575	270	29	0,65
49	73	(44 c) Aqabi	86	40	19	66	7	9	12	160	2,4	1770	870	27	0,78
50	101a	Aqa	11	26	17	64	5	8	<2	70	2	460	410	36	0,62
51	76	(46 c) Aqa	27	60	20	62	8	12	20	165	3	1250	670	20	0,67
52	44	(47 c) Aqabi	8,5	24	16	56	5	7,5	2,5	65	3,2	275	370	27	0,67
53	44a	(47 c) Aqabi	25	29	20	80	5	8	3,5	54	2	560	480	45	0,63
54	139	(48 c) Aqa	14	29	16	88	5	7	4,5	10	3	510	310	40	0,71
55	208	Aqabi	12	15	22	44	3	11	4	60	1,5	325	260	57	0,27
56	131	(50 c) Aqa	15	70	24	30	7	8	11	65	1,7	400	250	68	0,87
57	206	Aqapy	25	76	18	50	8	10	23	145	2	1525	>1000	35	0,30
58	113	(52 c) Aqabi	13	18	17	43	4	6,5	3	67	2,3	750	420	36	0,62
59	111	Aqabi	40	76	18	50	13	11	11	158	3	1365	>1000	27	1,18
60	145	Aqa	15	16	17	60	4,5	8	3	74	2,4	485	360	44	0,58
61	135	(57 c) Aqa	13	26	16	70	4	9	4,5	96	3,5	540	230	80	0,45
62	104	Aqa	15	24	19	55	6	9	3	125	1,6	510	740	62	0,67
63	49	Aqpy	20	28	20	85	4,5	8	4	56	2	390	390	29	0,56
64	64c	Aqpya	7	54	17	39	5	14	7	138	1,6	230	—	—	0,36
65	50	Aqpy	14	21	18	54	4	8	4	115	2	450	406	45	0,50
66	197	Aqabi	16	4,5	19	43	7	9	4	130	1,4	645	340	25	0,78
67	124	Aqa	14	16	21	57	4	11	3	60	1,8	455	280	62	0,36
68	72	Aqabi	22	55	18	46	16	12	0,5	145	2	1240	670	48	1,45
69	72c	Aqa ± py	11	22	19	71	4	4	5	62	1,9	—	—	—	1,0
70	43	Aqa ± py	23	10	21	33	4	7,5	4	90	2,4	675	500	37	0,53
71	194	Aqabi	16	40	19	56	4	9	3,5	86	2	750	600	45	0,45
72	54	Aqabi	23	22	19	75	3,5	7	4,5	44	2	565	380	48	0,50
73	204	Aqabi	46	40	13	48	11	9	12	78	3,3	1700	>1000	29	1,22
74	147	Aqa	14	60	19	74	5,5	8	4	60	2,7	525	280	54	0,69
75	100	Aqabi	14	13	18	52	5,5	4,5	<2	37	2,2	550	470	51	1,22
76	192	Aqabi	16	18	21	58	3	6,5	2,5	34	2,5	600	380	62	0,16
77	199	(91 c) AqBia ± py	21	53	15	50	5	10	4	107	2,5	1065	830	49	0,50
78	195	(93 c) AqBia	14	20	18	48	4	7	3,5	72	2,6	645	410	57	0,57



varietăți acide. Galiul are comportarea cea mai constantă, ceea ce indică și o mare stabilitate a acestui element.

Relația dintre compoziția mineralogică și distribuția elementelor minore ferro-magneziene caracteristică petrotipurilor semnalate este următoarea (tab. 14).

TABELUL 11

Petrotip	Cu p.p.m.		Pb p.p.m.		Zn p.p.m.	
	1	2	1	2	1	2
1. Apy	66		14		33	
2. Apy; a Aa py	17-62	37	8-19	12	36-72	60
3. Aa	18-80	45	4-29	15	52-80	76
4. Aa bi + py	28-54	47	7-12	9	37-37	45
5. AQpy	—	—	—	—	—	—
6. AQpy a; AQa py	10-76	36	7-25	16	39-93	68
7. AQa	16-70	34	11-15	14	30-88	61
8. AQa bi; AQbi a + py	13-76	35	8,5-25	17	46-80	56
8'. Idem 8 (considerate dacite)	18-67	41	12-19	15	38-58	48

1, Variația conținutului; 2, conținutul mediu.

TABELUL 12

	Cu p.p.m.		Pb p.p.m.		Zn p.p.m.	
	1	2	1	2	1	2
Andezite	17-80	43	4-30	12	36-80	60
Andezite cuarțifere	10-76	36	7-30	15	30-93	58

TABELUL 13

Proba	Petrotip	Localizare	p.p.m.
190	Aa bi	Poența	30
200	Abi a	Dealul Cetraș	30
161	Aa py	Dealul Cetății, Deva	30
81	Aa py	Vârful Calvaria	30
76	A Q a	Vârful Gurguiata	27
111	A Q a bi	Găunoasa-Hondol	40
204	A Q a bi	Hărtăgani, Coasta Mare	46
73	A Q a bi	Vârful Hărtău	86



Intervalele cu variația conținutului și valoarea medie a elementelor fiero-magnezice în andezite și andezite cuarțifere lasă să se întrevadă aceeași situație (tab. 15).

Nichelul și cobaltul variază în general în limite destul de strânse, majoritatea conținuturilor situându-se sub 10 p.p.m.

Raportul Ni : Co este în majoritatea cazurilor mai mic de 1 (0,27-0,88 p.p.m.) specific andezitelor seriei calco-alkaline.

Cromul are în general valori mai mici de 10 p.p.m., cu toate acestea prezintă o comportare capricioasă, atingând valori pînă la 65 p.p.m., ca de exemplu în tabelul 16.

Doar în două cazuri valorile maxime depășesc limita superioară a domeniului specific andezitelor examinate, în rest ele sînt mai mici decît domeniul caracteristic petrotipului analizat. S-ar putea spune că și această situație este comună seriei andezitelor cuarțifere de Săcărîmb-Porcurea și a „dacitelor” asociate în aceeași zonă.

Pentru unele conținuturi mai ridicate de litiu nu se poate face nici o corelare între acestea și compoziția chimică sau mineralogică a rocii. Ele au fost determinate astfel (tab. 17).

Bariul și stronțitul prezintă o comportare comună în toate variațiile mineralogice de roci analizate. De asemenea și beriliul, care manifestă o și mai mare uniformitate (tab. 18).

Distribuția cantitativă pe cele două grupe de roci este următoarea (tab. 19).

Este interesant de observat că totdeauna valorile mult crescute de Ba și Br se regăsesc în aceleași probe, respectiv în aceleași tipuri mineralogice, după cum se poate constata în următoarele exemple (tab. 20).

Din enumerarea petrotipurilor care acuză conținuturi mari de Ba și Sr se selecționează varietățile de andezite și andezite cuarțifere amfibolice mai ales, și cele amfibolice cu biotit. Se remarcă, de asemenea, frecvența rocilor care intră în constituția structurilor din zona Săcărîmb, reținînd și de data aceasta observațiile făcute la discuția pentru Pb și Cr.

Generalizînd observațiile, se constată sub aspect geochemic o compoziție omogenă în elementele minore determinate, detașîndu-se prin valorile crescute pentru Pb, Cr, Ba și Sr o trăsătură caracteristică, comună andezitelor și andezitelor cuarțifere din zona Săcărîmb evidențiată, de asemenea, și în diagramele petrologice din figurile 1-7.

Din motivele expuse, se explică de ce nu pot fi găsite anumite relații marcante între sensurile de variație a elementelor majore și distribuția asociației de elemente minore determinate.



TABEL

Petrotip	Ni p.p.m.		Co p.p.m.		Cr
	1	2	1	2	1
1. Apy	5		10		5
2. Apy a; Aa py	4-7	5	7-16	10	2-13
3. Aa	3-13	5,5	6-16	9	2-24
4. Aa bi + py	3-7	4,5	6-14	9	2-3
5. A Qpy	—	—	—	—	—
6. Δ Qpy a	4-8	5	4-14	9	4-7
7. Δ Qa py; Δ Qa	4-8	5,5	8-12	9	2-11
8. A Qa bi; Δ Qbi a ≡ py	4-16	7	4,5-12	7	2-12
8'. idem 8 (conside- rate dacite)	3-18	7,5	6,5-11	10	3,5-15

1, Variația conținutului;

TABELUL 15

	Ni p.p.m.		Co p.p.m.		Cr p.p.m.		V p.p.m.		Li p.p.m.		Ga p.p.m.	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Andezite	3-13	5	6-16	9	2-23	5	54-170	113	13-74	40	12-20	18
Andezite cuartifere	3-18	6	4-14	9	4-15	5	34-165	95	20-68	40	13-24	18

1, Variația conținutului; 2, conținutul mediu.

TABELUL 16

Proba	Petrotip	Localizare	Cr p.p.m.
200	Abi a	Dealul Cetraș	53
203	Aa bi	Dealul Buha	23
76	A Qa	Vîrful Gurguiata	20
206	A Qa py	Zuckerhut	23
72	A Qa bi	Geruniștea	65

TABELUL 17

Proba	Petrotip	Localizare	Li p.p.m.
105	Aa	Vîrful Runc, Zlatna	122
135	A Qa py	Dealul Neagra, Zlatna	80



LUL. 14

p.p.m.	V p.p.m.		Li p.p.m.		Ga p.p.m.	
	1	2	1	2	1	2
	120		—		14	
7	82-170	115	13-62	39	12-20	16
16	54-143	111	16-73	46	13-20	18
2,5	68-170	113	25-53	35	15-20	18
—	—		—		—	
5	56-145	97	29-37	33	16-21	18
4	60-165	103	20-68	46	16-24	19
5	37-160	91	27-57	42	15-20	18
6,5	34-132	92	25-68	42	13-22	18

2. conținutul mediu.

TABELUL 18

Petrotip	Ba p.p.m.	Sr p.p.m.	Be p.p.m.
	1	1	1
1. Apy	455	—	1,8
2. Apy a; Aa py	312-470	210-330	1,5-3,4
3. Aa	258-950	230-580	1,5-3,3
4. Aa bi + py	465-490	290-600	1,5-2
5. ΔQpy	—	—	—
6. A Qpy a; A Qa py	230-675	230-500	1,6-3,5
7. A Qa	400-575	250-410	1,6-3
8. A Qa bi; A Qbi a ± py	270-750	370-480	2-3,2
8'. idem 8 (considerate dacite)	325-750	260-600	1,4-4,4

1. Variația conținutului.

TABELUL 19

	Ba p.p.m.	Sr p.p.m.	Ba p.p.m.
	1	1	1
Andezite	257-950	210-600	1,5-3,4
Andezite cuarțifere	230-750	230-600	1,4-4,4

1. Variația conținutului:



TABELUL 20

Proba	Petrotip	Localizare	Ba p.p.m.	Sr p.p.m.
81	Apy	Virful Calvaria	1210	1000
78	Aa	Virful Calvaria	1340	1000
71	Aa	Virful Frâsinata-Săcărimb	1950	1000
162	Aa	Dealul Cetății-Deva	1400	1000
190	Aa bi	Dealul Poenița-Baia de Arșeș	1410	800
200	Abi a	Dealul Cetraș	1065	1000
204	AQa bi	Hârțăgan-Coasta Mare	1700	1000
199	AQbi a py	Dealul Cetraș	1065	830
72	AQa bi	Goruniștea	1240	670
111	AQa bi	Găunoasa Hondol	1365	1000
73	AQa bi	Virful Haitău	1770	870
76	AQa	Gurguiata	1250	870
206	AQa py	Zuckerhut	1525	1000

#### V. Considerații petrogenetice, geochemice și metalogenetice

Studiul geochemic al rocilor vulcanice atribuite celui de al doilea ciclu de erupție scoate în evidență atât prin valorile parametrilor petrochimici cât și prin conținutul lor în elemente minore o mare omogenitate ce corespunde — în limitele determinate — unui fond de magme andezitice cu caracter cuarțdioritic uneori cu slabe tendințe dioritice sau granodioritice. Rocile se încadrează în seria calco-alkalină cu alcalinitate intermediară, îmbrăcând din aceste motive de cele mai multe ori un aspect apropiat tipului mezocratic. Parametrii Niggli calculați scot în evidență pentru toate petrotipurile analizate un caracter dominant andezitic, inclusiv pentru rocile considerate ca reprezentând dacite de tip Cănel sau Cetraș. Aceeași constatare reiese și din interpretarea datelor în diagrama *Q-A-P*, dar numai după ce au fost făcute corecțiile de  $K_2O$ , de asemenea și din interpretarea parametrilor Rittmann. Fără excepție, toate varietățile mineralogice separate se suprapun sub aspect petrologic, ceea ce indică — pe lângă omogenitate — și un caracter genetic comun explicându-se în același timp de ce între petrotipurile menționate există o mare relație de întrepătrundere. Din motivele expuse, reținând și considerațiile mineralogice făcute, ni se pare indicată și argumentată renunțarea la termenul de dacit, care reprezintă în realitate un petrotip din grupa andezitelor cuarțifere asemănătoare celor din seria erupțiilor de Săcărimb-Poreunca sau chiar din seria erupțiilor de Barza, cu singura deosebire că uneori cristalele de cuarț apar mai frecvent și cu dimensiuni mai mari.



Conținutul în elemente minore în andezite și andezite cuarțifere neogene din ciclul II de erupție este foarte omogen, variind în limite strinse. Acesta corespunde celui determinat în rocile intermediare ofiolitice și banatitice (tab. 21). Media conținutului în elemente calcofile este sensibil apropiată. Din acest punct de vedere se realizează o bună concordanță și cu andezitele din ciclul I. Elementele fero-magneziene prezintă valori mai scăzute în special în comparație cu rocile intermediare ofiolitice, pentru crom și vanadiu și pentru vanadiu exclusiv în comparație cu banatitele. Ceea ce este semnificativ se dovedește a fi o scădere a conținuturilor de cobalt, crom, în special și de nichel la andezitele și andezitele cuarțifere din ciclul II în comparație cu andezitele primului ciclu de erupție, în schimb valorile pentru litiu sînt puțin crescute. Conținuturile de bariu, stronțiu și beriliu sînt relativ asemănătoare, cu valori uneori ceva mai ridicate pentru primele două elemente față de banatite și andezitele primului ciclu neogen. Cu abaterile semnalate, neglijabile, se poate susține că există mari afinități între caracterele petrochimice ale magmelor simatice-ofiolitice și a celor care au întreținut petrogeniza rocilor banatitice și neogene.

Constatarea fundamentală cu privire la omogenitatea petrologică a rocilor eruptive din ciclul II de erupție, exprimată chimic și spectral, deschide alt orizont de discuții asupra aspectelor care vizează atât originea și dinamica procesului magmatic subsecvent cât și funcția lui metalogenetică.

Rezultatele obținute lasă să se întrevadă asemănările care există între rocile cu chimism intermediar generate de activitatea magmatismului simatic-ofiolitic, banatitic sau rocile andezitice neogene din ciclul I de erupție, observație menționată cu ocazia studiului geochemic al vulcanitelor din primul ciclu de erupție neogen (Borcoș, Colios, Bratosin, 1969). Așa cum s-a arătat în studiul menționat, considerăm că este indicat să comparăm între ele exclusiv datele care se referă la caracterele geochemice ale rocilor ce aparțin de provincii petrologice încadrate în aceeași macrostructură geologică, cum ar fi privită în ansamblu regiunea Munților Apuseni. Astfel, valorile medii utilizate ca etalon, citate, (M. Kraft, R. Schindler) au în acest sens o valabilitate arbitrară. Confruntarea rezultatelor sub aspect geochemic sugerează o serie de observații interesante din punct de vedere magmatogenetic și metalogenetic.

Din considerațiile expuse se pot stabili acum ceva mai clar relațiile existente între fondul petrochimic omogen și diversitatea petroli-





TABELUL 21

Caractarea distribuției elementelor minore în rocile eruptive alpine din Munții Metaliferi

Elemente	Bazice	Inter-mediere	Acide	Magnetite înfrânte 1			Banalite 2		Vulcanite neogene		
				Roci ultrabazice	Roci intermediare	Roci acide	Roci intermediare	Roci acide	Roci intermediare	Roci acide	Roci intermediare
Pb	6	15	19	—; 25	7-17	5; 15-45	—; 10	—; 10-32	12-40	10-37	12 <sup>a</sup> ; 15 <sup>b</sup>
Cu	87	30	10	14-31,5	39-59	16-83	19; 51-108	62; 10-42	12-34	52; 13-22	43; 36
Zn	105	60	39		42-62	<20-69			<30; 36-65	<30	60; 58
Ga	17	17	17	—; 13-16	11-17	9-22	14-22	21; 10-18,5	19-23	15-17	18; 18
Ni	130	15	4,5	<10; 151-309	<5; 8-45	18; <5-5	—; 18-30	—	<4; 5-20	<4-6	5; 6
Co	48	7	1	<10; 31-48	5; 13-24	24; <5-5	17-19	—	9-27	7,5-38	9; 9
Cr	170	23	4,1	<10; 90-160	20-153	8-21	— <sup>a</sup>	—	<4; 10-90	<4-4	5; 5
V	250	88	44	77-202	158-340	280; <5	154-257	—; 3-61	45-100	<4; 14 55	113; 95
Be	1	2	3	<1	<1,5-2,6	1,5-4,0	1-2	—; 1-3,8	<1-2,3	1,8-3	1,5-3,4 <sup>a</sup> 1,4-1,4 <sup>b</sup>
Ua	330	420	840	<200	<200-550	<20; 525-760	240-630	475-1170	970; 310-680	620-1300	258-950 <sup>d</sup> 230-750 <sup>e</sup>
Sr	465	440	100	182-312	288-520	310; 52-93	650->1000	240->1000	210-420	23; 100-106	210-600 <sup>d</sup> 250-600 <sup>e</sup>
Li	17	24	40	<3	1,5; 20-42	5-29	—; 1-8	—; 1-3	5; 30-63	16,37	40-40
Zr	140	140	175	<40-146			85-213	<60-161			

a.e. date după H. Savu și Constanța Udrescu (1967); H. Savu et al. (1967); V. Janovici et al. (1969).

a. nedetectabil.

b. andozite.

c. andezite cuarțifere.

purilor mineralogice create, a căror repartiție teritorială respectă în linii generale limitele stabilite în hărțile publicate în ultima perioadă de timp.

Încercînd să analizăm problema originii magmelor prin prisma datelor obținute în cadrul macrostructural regional din Munții Apuseni condiționată în același timp și de respectarea unor elemente de corelație cu modul general de desfășurare a magmatismului alpin din regiune și cu ansamblul proceselor geotectonice și metalogenetice trebuie să admitem o sursă de profunzime situată în mantaua superioară, la nivelul păturii bazaltice cu magme tholeitice saturate. Aceasta pare să fie comună cu aceea a magmelor ofiolitice explicată pentru prima etapă de evoluție a acesteia de Savu, Vasiliu, Udrescu (1970). Probabil că, desfășurată în alte condiții geotectonice, ea rămîne în continuare principala sursă pentru tot ce reprezintă activitate magmatică alpină în regiunea Munților Apuseni.

Caracterul predominant simatic al topiturii în această idee a fost modificat în primul rînd de intensitatea proceselor magmatice, de frecvența manifestărilor și de durata acestora, factori care condiționează introducerea unei cantități variabile de material sialic în fondul de magme bazaltice prin procese de topire și retopire. Nu este exclus ca în desfășurarea magmatismului subsecvent să se formeze pe scama proceselor diastrofice, focare intermediare cu magme similare dispuse în apropierea sursei sau la nivele superioare între sursă și locul de desfășurare a fenomenelor vulcanice. În acest fel, privind în ansamblu evoluția vulcanismului terțiar din Munții Apuseni s-ar putea explica de ce pe de o parte în ideea unei alimentări directe primele manifestări ale magmatismului subsecvent sînt acide (ciclul I) formate din pelicula superficială bazaltică diferențiată și de ce, pe măsura evoluției procesului magmatic, se trece spre termeni mai bazici (ciclul II și III), iar pe de altă parte, admitînd existența unor focare sau vetre magmatice — se observă sensuri diferite ale procesului de diferențiere secundară marcată de variația chimismului rocilor cit și de variația în special a conținuturilor în elemente fero-magneziene. În asemenea condiții diferențierea, care se desfășoară pe un interval limitat, nu constituie totdeauna un model de detaliu care să poată fi verificat în mod generalizat în toate regiunile vulcanice. O asemenea accepție ar răspunde observațiilor fundamentale cu privire la omogenitatea petrologică și geochemică a magmelor și afinitățile pe care le au cu rocile corespunzătoare, formate în activitatea ofiolitică și banaltică, în toate situațiile recunoscîndu-se unele elemente indicatoare ale unui aport sialic.



Cu toate că între produsele acide (riolite) din primul ciclu de erupție și andezitele din ciclul II se constată un hiatus, lipsind dacitele — termenii de tranziție — nu considerăm că această observație poate constitui o obiecție ce poate fi adusă ipotezei ce presupune originea andezitelor în magmele din mantaua inferioară; subordonarea cantitativă a produselor acide — primele emisiuni — față de andezite, de asemenea, nu constituie un argument.

Legătura genetică dintre rocile intermediare ofiolitice, banatitice și neogene din ciclul I și II exprimată prin valorile comune ale elementelor calcofile și sensibil apropiate ale elementelor fero-magneziene ca și cele de Ba, Sr și Be ne conduc la ideea acceptării unei origini comune cu sediul în aria orogenă din mantaua superioară, la nivelul păturii bazaltice. Această idee, conturată încă din rezultatele obținute în studiul geochimic al rocilor din ciclul I trebuie verificată și prin prisma rezultatelor care se vor obține în continuare din studiul geochimic al vulcanitelor din ciclul II și ciclul III.

În acord cu discuția făcută, majoritatea datelor conduc la ideea că sursa primară a elementelor metalice care au generat zăcămintele de origine hidrotermală asociate acestui ciclu să aibă aceeași origine, așa de altfel cum am menționat în studiul precedent (B o r c o ș et al., 1969). Datele geochimice demonstrează existența unui conținut relativ constant de elemente metalice Cu, Pb, Zn în magmele alpine din eugeosinclinalul Munților Metaliferi, atât în etapa inițială cât și în etapele subsecvente cu sau fără manifestarea unei funcții metalogenetice aparente. Aceștia li se asociază și celelalte elemente întâlnite frecvent în zăcămintele hidrotermale: Au, Ag etc. Aceasta înseamnă că pentru apariția funcției metalogenetice în mod suplimentar a fost necesar să se creeze anumite condiții de control structural geochimic și termodinamic, care să asigure extragerea metalelor din topitură, transportarea și concentrarea lor la nivele superioare. În parte, acest mecanism a fost explicat în „Evoluția geologică a Munților Metaliferi” (I a n o v i c i et al., 1969).

Ansamblul observațiilor pledează pentru acceptarea unei surse magmatice care a întreținut vulcanismul, situată la nivelul stratului bazaltic tholeitic saturat din mantaua superioară în aria labilă a zonei eugeosinclinale din Munții Apuseni. În această arie magmele pe seama proceselor geotectonice au putut urca și în zonele imediat superioare, formând „pungi” în care aportul adus prin topirea sialului este mai evident, unde de asemenea au putut avea loc și fenomene de diferențiere secundară exprimate prin caracterlele chimice proprii diferitelor serii sau



faze de erupții vulcanice, înregistrându-se în general domenii stufse de variații.

O asemenea accepție se încadrează în sfera ipotezei care explică originea magmelor andezitice pe seama diferențierii magmelor primare cu originea în mantaua superioară, susținută și argumentată geochemic de Ringwood (1962), Taylor (1968), Ahrens (1968).

Rezultatele obținute în studiul incluziunilor vitroase din cristalele de cuarț din rocile eruptive (Borcoș, 1970) exclude posibilitatea unei origini anatectice (A. Bittmann) evidențiind existența unei topituri inițiale în care primele cristale de cuarț au început să cristalizeze la temperaturi mai mari de 1500°-1600°C.

Observațiile făcute cu privire la caracterele petrografice ale rocilor eruptive din ciclul II reclamă o revizuire a nomenclaturii acestora, observații care se impun a fi concretizate și în hărțile geologice existente. Modificările introduse nu schimbă relațiile stabilite între produsele diverselor faze, succesiunea rămânând aceeași.

## BIBLIOGRAFIE

- Ahrens L. H. (1968) Origin and distribution of the elements. Pergamon Press, Oxford and New York.
- Borcoș M. (1967) Étude génétique des roches éruptives et des produits hydrothermaux associés de la Roșia Montană. *Carp.-Balk. Assoc. VIII Congr.* Belgrad.
- Coliș Elena, Bratosin Irina (1969) Observații privind geochemia vulcanitelor neogene din primul ciclu de erupție. *Bul. Soc. Șt. Geol. R.S.R. Rom.* București.
- (1970) Corectări de microtermometrie geologică cu privire specială la studiul unor procese metalogenetice și petrogenetice din România. *Teză de doctorat*, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
- Goldschmidt V. M. (1937) The principles of distributions of chemical elements in mineral and rocks. *J. chem. Soc.*
- (1954) Geochemistry of some igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 3.
- (1954) Geochemistry. Clarendon Paris, Oxford.
- Ianovici V., Măldărescu I., Bratosin Irina, David B. (1968) Quelques particularités concernant les teneurs en certains éléments traces dans les vulcanites des Carpates Orientales. *Rév. Roum. Géol. Série de Géol.* 12, 1-2, București.
- Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Savu H., Bleahu M. (1969) Evoluția geologică a munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1959) Geochemistry. Chicago.



- Rădulescu D. P., Stîropol Victoria (1964) Contribuții la cunoașterea unor elemente minore, în andezitele din Munții Gurghiu și Harghita. *An. Com. Geol.* XXXIV, București.
- Borcoș M. (1967) Spätsubsequenter alpines Magmatismus in Rumänien. *Acta Geol.* XI, 1-3, Budapest.
- Ringwood A. E. (1962) A model for the upper mantle. *J. Geophys. Res.* 67.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. Paris.
- Savu H., Udrescu Constanța (1967) Paleotemperatura și geochemia gabbrouilor de la Cuiș (Munții Drocea). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/2, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1966) Contribuții la studiul geochemic al rocilor banatitice de la Săvișin (Munții Drocea). *D. S. Com. Stat Geol.* LIII/2, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochemia și petrologia ofiolitilor din prima etapă de evoluție a magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.* LVI/1, București.
- Siednes Gerard (1965) Geochemical features of a strongly fractionated alkaly igneous suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29, 2.
- Streckeisn A. L. (1967) Classification and Nomenclature of igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2, 3, Stuttgart.
- Taylor S.R. (1968) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceedings of the Andesite Conference. *Bull.* 55, 1969.

## OBSERVATIONS PÉTROGÉNÉTIQUES ET GÉOCHIMIQUES CONCERNANT LES VOLCANITES NÉOGÈNES DU II-e CYCLE D'ÉRUPTION DES MONTS MÉTALLIFÈRES

(Résumé)

Cette étude est la suite des travaux commencés en 1968. Les discussions portent sur 109 analyses de silicates et 78 analyses spectrales des roches volcaniques du II-e cycle d'éruption des Monts Métallifères — zones de Brad-Săcărimb, de Zlatna, de Baia de Arieș, de la vallée du Mureș et du bassin de Zarand.

Le II-e cycle d'éruption représente la période la plus importante dans l'évolution du magmatisme subséquent tardif. Cet intervalle débute par une phase dacitique de type Cînel-Roșia Montană, qui se manifeste sur deux aires restreintes. La seconde phase, représentée dans toutes les zones volcaniques des Monts Métallifères, correspond à l'activité andésitique de type Barza et Săcărimb-Porcurea. Les produits dacitiques de type Cetraș, attribués à la III-e phase, ne se développent que localement dans les zones de Brad, de Săcărimb et de Baia de Arieș. Les investigations effectuées ces derniers temps (Borcoș, 1963; Rădulescu, Borcoș, 1967; Ianoviçi et al., 1969) nous portent à douter du caractère dacitique des produits de la I-e et de la III-e phase, ceux-ci revenant, conformément aux paramètres pétrochimiques, au groupe des andésites.

Vu l'ensemble de leurs caractères minéralogiques, les roches décrites antérieurement comme dacites (type Cînel-Roșia et Cetraș) occupent des positions normales dans la suite



des variétés d'andésites et d'andésites quartzifères, positions contrôlées en égale mesure par leurs teneurs en  $\text{SiO}_2$  et en  $\text{K}_2\text{O}$  (tab. 1, 2).

La teneur des andésites en  $\text{SiO}_2$  varie de 50,75 à 57,96% et celle des andésites quartzifères de 58,01 à 62,51%. Dans les deux cas, on constate la tendance de croissance des variétés pyroxéniques vers celles amphiboliques, surtout vers celles à biotite. La teneur en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  est généralement supérieure à 18%. Elle varie de 14,33 à 22,88% chez les andésites et de 14,61 à 22,73% chez les andésites quartzifères, les teneurs les plus élevées étant enregistrées chez les variétés amphiboliques. Quant au  $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{FeO}$ , ce sont les andésites à pyroxènes et à amphiboles qui présentent les teneurs les plus élevées. La participation du manganèse est assez uniforme (0,05-0,16%) dans les andésites et (0,01-0,20%) dans les andésites quartzifères. En proportion plus élevée mais tout à fait accidentellement, il participe aussi dans les andésites amphiboliques à pyroxènes (0,64%; 0,45%) et dans les andésites quartzifères amphiboliques à biotite (0,54%). La teneur en  $\text{MgO}$  varie entre des limites normales. Des valeurs sensiblement accrues sont propres aux variétés d'andésites pyroxéniques ou amphiboliques à pyroxènes et d'andésites quartzifères pyroxéniques. La variation globale du  $\text{CaO}$  suit la ligne de variation de  $\text{PAl}_2\text{O}_3$ , de 5,93 à 0,63% chez les andésites et de 5,35 à 8,19% chez les andésites quartzifères. Sans exception, les valeurs maximums correspondent aux types pyroxéniques. Les éléments alcalins sont présents en proportions normales, surtout en ce qui concerne le  $\text{Na}_2\text{O}$ . La teneur en  $\text{K}_2\text{O}$  varie de 0,23 à 2,22% chez les andésites et de 0,86 à 2,27% chez les andésites quartzifères. Les teneurs les plus élevées sont fréquentes chez les variétés à biotite. Le  $\text{Na}_2\text{O}$  varie de 0,70 à 4,05% chez les andésites et de 1,21 à 4,13% chez les andésites quartzifères. Dans tous les cas analysés le  $\text{F}_2\text{O}_3$  ne dépasse pas 1,00%, tandis que le  $\text{TiO}_2$ , à quelques exceptions près, est sous-unitaire.

Les valeurs des paramètres pétrochimiques sont concrétisées dans les figures 1-7. Elles révèlent tout d'abord l'homogénéité marquée d'un fonds de magmas andésitiques à caractère quartzodioritique, parfois à faibles tendances dioritiques ou granodioritiques. Les produits volcaniques correspondants reviennent à la série chalco-alkaline à alcalinité intermédiaire, très proches du type mésocratique. Les caractères essentiellement andésitiques des roches, même au cas des roches considérées auparavant des dacites, sont mis en évidence aussi par le diagramme Q-A P, ou par les valeurs des paramètres Rittmann.

La teneur en éléments mineurs (tab. 10) varie entre des limites restreintes. La distribution quantitative des éléments chalcophiles — Cu, Pb, Zn — est relativement uniforme. Les teneurs en Pb présentent souvent des valeurs plus élevées que celles rencontrées d'habitude chez le pétrotipe respectif, occurrence spécifique à la série des andésites quartzifères et des „dacites” de Săcărimb-Porcurca. Les éléments ferromangansiens Ni, Co, Cr, V révèlent le même comportement constant, tout en présentant une faible tendance de baisse des teneurs en Co et Cr dans les variétés acides.

Le lithium est répandu relativement uniforme, mais c'est le gallium qui est le plus constant. Le rapport Ni : Co < 1 (0,27-0,88 p.p.m.) est propre à la série chalc-alkaline. Le barium et le strontium présentent le même sens de variation. Les roches constituant les structures de la zone de Săcărimb ont les teneurs les plus élevées. Dans tous les cas analysés le béryl est relativement uniforme.

Les données pétrochimiques et les résultats des analyses spectrales de toutes les variétés minéralogiques d'andésites examinés reviennent à un domaine spécifique restreint, révélant l'aspect homogène des produits et leur caractère génétique commun. Ainsi s'explique-t-elle l'interpénétration avancée des pétrotypes mentionnés, admis ou cités dans une nomenclature variée.



À partir des mêmes observations, on peut mettre en évidence les ressemblances existantes entre les roches à chimisme intermédiaire, engendrées par l'activité du magmatisme simatique ophiolitique, le magmatisme banatitique et les roches du I-c cycle néogène (tab. 21) qui suggèrent la possibilité de l'existence de certaines conditions magmatogénétiques communes, dont le siège est l'aire orogène du manteau supérieur, au niveau de la couche basaltique. En pareilles conditions, la source magmatique qui a alimenté le volcanisme des Monts Métallifères se situe au niveau de la couche basaltique-tholéitique saturée, dans l'aire labile de la zone eugéosynclinale alpine des Monts Apuseni à fonction génératrice dès l'étape du magmatisme initial (volcanisme ophiolitique).

Les résultats obtenus par l'étude des inclusions vitreuses excluent la possibilité d'une origine anatexique des magmas andésitiques révélant dans tous les cas analysés l'existence d'une fonte initiale où s'ébouche la formation des premiers cristaux de quartz à températures de 1500°, 1600°, parfois > 1600°.

Il est bien possible que la source primaire des éléments métalliques, qui a engendré les gisements hydrothermaux associés à ce cycle, ait la même origine. Les résultats des analyses spectrales révèlent une teneur quasi-constante en éléments métalliques — Cu, Pb, Zn — tout spécialement des magmas alpins du eugéosynclinal des Monts Apuseni, tant au cours de l'étape initiale que de celles subséquentes, avec ou sans manifestation d'une fonction métallogénique apparente.



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

STUDIUL PETROGRAFIC AL ROCILOR BANATITICE DIN ZONA  
MAȘCA - BĂIȘOARA (MUNȚII APUSENI)<sup>1</sup>

DE

CONSTANTIN LAZĂR, ION ÎNTORSUREANU, MARIA POPESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Petrographical Study of the Banatitic Rocks from the Mașca-Băișoara Zone (Apuseni Mountains). Although in the eastern part of the crystalline Gilău Massif the presence of some eruptive rocks, subsequently attributed to the banatitic province, has been for a long time recognized, nevertheless a systematical petrological study was not undertaken. The latter constitutes the purpose of this paper. The banatitic rocks from Mașca-Băișoara present a wide mineralogical and structural range as follows: granites, granodiorites, porphyritic granodiorites, granodiorite porphyry, microgranodiorite porphyry, diorite porphyry, quartz diorites, porphyritic microdiorites, quartz andesites, andesites, aplitic granites, pegmatites. Data related to their modal and normative composition allow their classification in the *Q-A-P* system. Relying on a number of 10 analyses, the presence of a wide differentiation series is stated. The consanguinity of rocks derived from the quartz-diorite magma is evident.

Zona Mașca-Băișoara se găsește situată în partea estică a masivului Gilău, în regiunea de contact morfostructural a acestuia cu bazinul Iara. Particularitățile reliefului sînt legate de natura substratului geologic și evoluția acestuia.

Principalele cursuri de ape care drenează suprafața regiunii sînt valea Iara și valea Vadului, tributare rîului Arieș. Valea Iara, în regiunea cercetată, primește ca afluenți mai însemnați, pe partea dreaptă, valea Ierții la nord și pîrîul Almășani la sud, care colectează la rîndul său

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 18 mai 1971.

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





apele pîriului Miei și pîriului Cacova. Aceștia au un curs orientat aproximativ W-E, traversînd aproape perpendicular structura formațiunilor geologice.

### Istoricul cercetării rocilor banatitice

Din lucrarea monografică privind geologia Transilvaniei a lui Hauer, Stache (1863) rezultă că primul care a semnalat prezența rocilor eruptive la Băișoara a fost P. Partsch, în jurnalul său de călătorie din 1827. Hauer, Stache menționează prezența erupțiilor de „trachyte” pe rama estică a masivului Gilău de la Dumbrava pînă la Băișoara, pe care, din punct de vedere petrografic, le încadrează în grupa „quarztrachytelor mai vechi”, propunînd totodată, în lucrarea sus-amintită, pentru acestea, ca și pentru grupa „quarztrachytelor mai tinere” să fie introdusă denumirea de „dacit” (Hauer, Stache, 1863).

Koch în raportul privind cercetările geologice din anul 1887 întreprinse în teritoriul situat la vest de Turda, face o inventariere, însoțită de o sumară caracterizare petrografică a numeroaselor filoane de „quarzandezite” sau „dacite” care apar în vecinătatea localităților Săcel și Băișoara, unde recunoscuse deja în 1878 prezența a 9 filoane. Este de reținut faptul că atît dacitele, cît și „trachytul” de la Cacova autorul le consideră ca roci eruptive terțiare (Koch, 1889). Notăm că roca dintr-unul din filoanele de dacit, descrise de Koch a fost caracterizată de către Rath drept un „quarzdzioritporphyr” (G. v. Rath, 1888, fide Koch, 1889).

În anul 1889 în lucrarea de sinteză asupra formațiunilor terțiare ale bazinului Transilvaniei, Koch își menține punctul de vedere exprimat anterior dar, subliniază asemănarea petrografică a dacitelor de la Băișoara cu acelea din Vlădeasa, prezentînd totodată și o analiză chimică a unui dacit „granitoporphyr” de la Băișoara (Koch, 1900).

Tot ca produs ale unor erupții neogene consideră Socolescu în 1938 rocile eruptive (granodiorite, andezite, dacite) de la Băișoara (Socolescu, 1941).

Primul cercetător care atribuie rocile eruptive de la Băișoara banatitelor este Ilie în 1946, precizînd vîrsta cretaciac-superioară a erupțiilor (Ilie, 1946)<sup>3</sup>.

<sup>3</sup> M. Ilie. Raport geologic asupra regiunii Băișoara—Iara—Muntele Băișoara—Muntele Filii—Muntele Săcel (jud. Turda). 1946. Arh. Inst. Geol. București.



În anul 1954 **Corbu** revine la ideile mai vechi, considerînd dacitele și andezitele de la Băișoara ca erupții neogene (**Corbu**, 1954)<sup>4</sup>.

**Saulea**, studiînd formațiunile sedimentare din bazinul Iara aduce precizări asupra vârstei rocilor banatitice (**Saulea**, 1954, 1955)<sup>5</sup>.

În anul 1956, **Ghenescu** a identificat în regiunea Băișoara, iviri noi de roci banatitice, pe care le descrie microscopic. În raportul geologic se arată că „complexul banatitic este alcătuit din granodiorite, diorite cuarțifere, porfire granodioritice, porfire dioritice, dacite, andezite cuarțifere” (**Ghenescu**, 1956)<sup>6</sup>. Datele sînt reluate și aprofundate într-o comunicare științifică (**Giusecă**, **Ghenescu**, **Pătroescu**, 1956 — fide **Borcoș**, **Borcoș**, 1957)<sup>7</sup>.

Prezența granodioritelor în zona Mașca este semnalată și de **Savu**<sup>8</sup>.

În anul 1956 **Borcoș**, **Borcoș** execută cercetări geologice într-un perimetru mai larg, prezentînd o caracterizare petrografică amplă a cruptivului banatitic, în cadrul căruia au deosebit prezența următoarelor tipuri petrografice: granodiorite, porfir-cuarțdiorite, diorite cuarțifere, andezite, andezite cuarțifere, dacite și riolite (**Borcoș**, **Borcoș**, 1957, 1962).

**Stoica** în 1965<sup>9</sup> începe documentarea petrografică și mineralogică a lucrărilor de explorare executate în zona Mașca-Cacova Ierii. Activitatea este continuată în anii următori în colaborare cu **Silvia Iliescu**. Pe baza materialului recoltat din lucrările de foraje este prezentată o descriere petrografică a rocilor banatitice.

<sup>4</sup> **Maria Corbu**. Raport geologic preliminar asupra mineralizațiilor de sulfuri complexe din șantierul Băișoara. 1954. Arh. I.P.L.G.S. București.

<sup>5</sup> **Emilia Saulea**. Raport asupra geologiei bazinului Iara (jumătatea vestică a bazinului). 1954. Arh. Inst. Geol. București.

**Emilia Saulea**. Raport asupra geologiei bazinului Iara (jumătatea răsăriteană). 1955. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>6</sup> **Emilia Ghenescu**. Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Băișoara—Cluj. 1956. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>7</sup> **M. Borcoș**, **Elena Borcoș**. Raport privind geologia și petrografia regiunii Runc—Segarca—Valea Ierii-sat. 1957. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>8</sup> **Eugenia Savu**. Raport geologic asupra lucrărilor de explorare executate în cursul anului 1957 în șantierul Băișoara pentru fier. 1957. Arh. M.M.P.G. București.

<sup>9</sup> **Emilia Stoica**. Raport privind documentarea petrografică a lucrărilor geologice de explorare din șantierul ISEM—Băișoara. 1965. Arh. Inst. Geol. București.



Cercetînd zona de la nord de valea Ierții în anii 1965-1966, Teodoru prezintă o descriere petrografică a rocilor banatitice, însoțită de analize chimice (Teodoru 1965, 1966)<sup>10</sup>.

Cercetările noastre în regiune încep în anul 1970<sup>11</sup>, fiind favorizate de desfășurarea unui amplu program de lucrări de explorare a mineralizațiilor de fier din zona Mașca-Băișoara. Materialul recoltat din foraje și îndeosebi din lucrările miniere a întregit datele de suprafață, servind la elaborarea prezentului studiu.

S-a scurs mai bine de un secol de cînd B. v. Cotta a introdus în 1865 termenul de banatite pentru roci intrusive hipidiomorf-granulare cu caracter dioritic, conținînd cuarț și ortoclaz, răspîndite în Banat (Johannsen, 1932). În acest timp au fost studiate aproape toate masivele banatitice din țara noastră, elaborîndu-se multe lucrări cu caracter monografic dintre care menționăm: studiul masivului Ocna de Fier-Boeșa Montană (Codarcea, 1931), al masivului eruptiv Vlădeasa (Giușcă, 1950), al regiunii Ruschița (Pavelescu, 1958), al masivului Cerbia (Cioflică, 1964), al masivului de la Săvișin (Savu et al., 1966) și al rocilor banatitice din munții Bihor (Jude, Ștefan, 1967; Stoicovici, Selegean, 1970).

În ultimul timp, într-o lucrare de ansamblu, Giușcă, Cioflică, Savu (1966) realizează caracterizarea petrologică a provinciei banatitice.

### Scurtă caracterizare geologică a regiunii

La alcătuirea geologică a regiunii participă formațiuni cristaline, sedimentare și eruptive.

Formațiunile cristaline reprezintă fundamentul regiunii, apărînd la zi în special în partea sa vestică (pl. X). Structura cristalinului nu poate fi desprinsă de unitatea mare a munților Gilău și nici sustrasă evoluției sale geologice în timp, pentru care a fost arătată existența a trei cichuri geosinclinale, despărțite prin lacune de sedimentare, fiecare avînd o evoluție tectono-magmatică și metamorfică proprie (Giușcă et al., 1966).

<sup>10</sup> L. Teodoru. Raport privitor la lucrările de prospectare geologică pentru mine-reuri auro-argentifere în zona Băișoara — reg. Cluj. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

L. Teodoru. Raport privitor la lucrările de prospecțiuni geologice pentru mine-reuri auro-argentifere în zona Băișoara — reg. Cluj. 1966. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>11</sup> C. Iazăr. Studiul skarnelor și mineralizațiilor asociate din Munții Apuseni (Băișoara). 1970. Arh. Inst. Geol. București.

I. Întorsureanu, Maria Popescu. Cercetări preliminare asupra mineralizației pirometasomatice de la Băișoara. 1970. Arh. Inst. Geol. București.



Cristalinul de Gilău este reprezentat prin seria de Baia de Arieș. Din punct de vedere petrogenetic formațiunile cristaline ale acestei serii pot fi grupate în două complexe: complexul detritogen (micașisturi cu granați, micașisturi cu muscovit și biotit, micașisturi cuarțitice, șisturi cuarțitice micacee, cuarțite, paragnaise și amfibolite) și complexul carbonatic—calcare și dolomite cristaline (Lazăr, Întorsureanu, Popescu, 1971)<sup>13</sup>. Ele au rezultat din metamorfozarea unui material sedimentogen, predominant detritic, cu o intercalație carbonatică la partea superioară, în condițiile faciesului amfibolitelor cu granați într-o fază aparținând ciclului prebaicalian.

Una din trăsăturile caracteristice ale acestei serii, în zona cercetată, o constituie polimetamorfismul formațiunilor. Peste metamorfismul regional, desfășurat în condițiile faciesului almandin-amfibolitic, s-au suprapus efectele unui metamorfism diaforitic și ulterior ale unui metamorfism magmatic, produs de intruziunile banatitice (recristalizări în aureola de contact termic, metamorfism pirometasomatic și hidrotermal), care au transformat parageneza, structura și textura rocilor.

Formațiunile cristaline ale seriei de Baia de Arieș alcătuiesc o structură entată, dirijată NNW-SSE, culele avînd flancuri cu înclinări accentuate (50°-70°).

Spre vest de formațiunile acestei serii, sub forma unei fișii dirijată aproximativ N-S, apar o serie de roci (șisturi cuarțitice sericito-cloritoase, plagiometavulcanite etc.), care au fost considerate în zonele limitrofe ca aparținînd seriei de Biharia (Mârza, 1969).

Formațiunile ciclului hercinic sînt puțin dezvoltate, șisturile cristaline blastodetritice ale seriei de Păiușeni, apar în relații de discordanță sau tectonice cu seriile anterioare.

Formațiunile sedimentare aparțin Permianului, Cretacicului, Eocenului, Tortonianului și Cuaternarului.

Depozitele permieni detritice stau discordant și transgresiv peste fundamentul cristalin, în zona de contact a cristalinului de Gilău cu cel de Bihor (pl. X).

Transgresiunea cretacică a invadat rama estică a masivului Gilău-Muntele Mare. Depozitele cretacee, predominant detritice, stau peste fundamentul cristalin, suportînd, la rîndul lor argilele vîrgate eocene.

Mișcările alpine și în special cele din faza laramică au dus la schimbări mari în configurația regiunii. Prin tectonica disjunctivă s-au format

<sup>13</sup> C. Lazăr, I. Întorsureanu, Maria Popescu. Studiul petrografic al zăcămintului de la Băișoara. 1971. Arb. Inst. Geol. București.



sisteme de fracturi cu orientare generală N-S, de-a lungul cărora s-a produs scufundarea cristalinului, conturându-se bazinul sedimentar Iara. Aceste linii tectonice au favorizat, de asemenea, punerea în loc a rocilor banatitice în intervalul de timp Senonian-Eocen, respectiv după depunerea formațiunilor senoniene, pe care le cornifică, și înainte de depunerea argilelor vârgate inferioare eocene, care acoperă o suprafață de eroziune care a afectat atât rocile banatitice granodioritice cât și produsele metamorfismului magmatic și mineralizațiile (pl. XI). Tectonica de amănunt în zona zăcămintului este complexă. Subliniem doar faptul că pe lângă fracturile N-S, au existat și altele, dintre care unele orientate NW-SE și NE-SW, marcate fie prin corpuri andezitice, fie prin filoane de skarne și care au servit drept căi de acces produselor magmatice.

În Paleogen mișcările de scufundare s-au accentuat, configurația bazinului s-a desăvârșit. Depozitele eocene, bine dezvoltate, se aștern transgresiv și discordant peste formațiunile mai vechi (pl. X).

Mișcările de basculare ale domeniului marin instalat în regiune în timpul Miocenului au dus la sedimentarea depozitelor tortoniene și sarmațiene, după care regiunea a fost exondată. Eroziunea și mișcările verticale de mică amploare au dus la morfologia actuală, în care depozitele de pantă, terasele și aluviunile reprezintă formațiunile cele mai noi din regiune.

*Eruptivul banatitic.* Pe flancul estic al masivului Gilău se cunosc de mult timp, după cum am arătat anterior, o serie de corpuri banatitice de dimensiuni mici răspândite mai ales în vecinătatea comunei Băișoara.

Magmatitele banatitice au o dezvoltare puternică în bazinele cretacee care înconjoară masivul cristalin al Gilăului, asociație semnalată anterior (Giucă et al., 1966).

În zona Mașca-Băișoara produsele magmatismului banatitic apar sub forma unor corpuri intrusive, cu caracter subvulcanic, însoțite de un cortegiul de apofize și filoane.

O altă trăsătură caracteristică a corpurilor banatitice deosebit de evident exprimată, în regiunea cercetată, o constituie neomogenitatea mineralogică, structurală și texturală a rocilor care le alcătuiesc.

Masa principală a corpurilor intrusive o constituie rocile granodioritice, cărora li se asociază roci dioritice și granitice, iar filoanele sînt formate mai ales din dacite și andezite.

Este de remarcă faptul că, în timp ce în partea nordică a regiunii, în vecinătatea comunei Băișoara — pe văile Terții, Iara etc. predomină corpuri eruptive cu dimensiuni mici (50-500 m lungime, 5-100 m lățime)

formind dyke-uri, silluri sau apofize alungite pe direcția N-S sau NNW-SSĒ, orientate în cea mai mare parte conform cu structura cristalinului, în partea centrală, ele apar sporadic; rocile banatitice alcătuind un corp de dimensiuni mai mari, deschis la zi pe pîrîul Miei și acoperit în parte de depozitele cocene (pl. X).

Corpurile filoniene și apofizele din partea nordică străbat atât șisturile cristaline, cât și depozitele permieniene sau cretaceice, fiind constituite din roci vulcanice sau filoniene, cu structuri afanitice porfirice, uneori cu pastă microgranulară, sau cu structuri faneritice de trecere, cu granulație fină (dacite, andezite, porfire dacitice, porfire microgranodioritice etc.). Aceste tipuri structurale sînt caracteristice corpurilor subvulcanice, consolidate în imediata vecinătate a suprafeței precum și a corpurilor filoniene. Erupții asemănătoare de roci banatitice au fost semnalate, de asemenea, spre vest, în zona de izvoare a pîrîului Miei și spre sud-vest, în valea Vadului (Borcoș, Borcoș, 1957).

Pe pîrîul Miei și pe valea Ierții apar două corpuri eruptive care se deosebesc de cele prezentate mai sus, atât prin dimensiunile lor mai mari (300 × 800 m) cât și prin natura rocilor constitutive. Ele sînt formate, în cea mai mare parte, din roci faneritice, uneori cu structuri porfirice: granodiorite, granodiorite porfirice, porfire granodioritice, diorite cuarțifere etc. corespunzătoare unui nivel de consolidare a magmei situat la o adîncime mai mare, comparativ cu cele filonice, menționate mai înainte. Prezența unor zone periferice în cadrul corpurilor, în care rocile posedă o structură cu un caracter net porfiric (fig. 1), și gradul neuniform

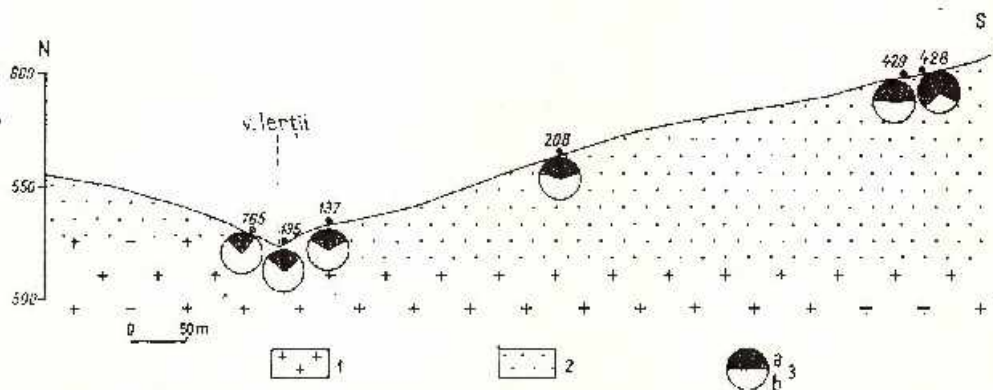


Fig. 1. — Variația structurii rocilor din corpul banatitic din valea Ierții.

1, granodiorit; 2, porfir granodioritic și porfir microgranodioritic; 3 a, fenocristale; b, masă fundamentală.

Variation de la structure des roches du corps banatitique de la vallée de Ierții.

1, granodiorite; 2, porphyre granodioritique et porphyre microgranodioritique; 3 a, phénocristaux; b, masse fondamentale.



de cristalizare a rocilor grăunțoase, care nu sînt complet echigranulare; de obicei în masa holocristalină cea 25% din volumul rocii, reprezentat în special prin mineralele care cristalizează mai tîrziu, se detașează printr-o granulație mai fină decît restul rocii, o răspîndire neuniformă, sub formă de concentrații locale, fără a constitui o masă fundamentală, indică consolidarea acestora în condițiile unui fațes subvulcanic. În masa corpurilor eruptive separațiile structurale sau mineralogice au limite difuze, trecerea treptată îngreunînd delimitarea cartografică a diferitelor tipuri de roci.

Lucrările miniere și de foraj au evidențiat faptul că rocile banatitice au o răspîndire mult mai mare în adîncime decît la suprafață. Aceasta se referă atît la extinderea lor cît și la tendința de înrădăcinare a unor corpuri, ce apar sub formă de lamă, cu efilare spre suprafață sau, mai rar, cu dezvoltare spre nivelele superioare (pl. XI). Astfel, mult spre est de ivirile de la zi, în zona de confluență a pîrîului Almășani cu valea Iara, au fost interceptate granodiorite (foraj 31.778), sub forma unor apofize de grosimi mici (20-30 m). În puține cazuri au putut fi observate relații reciproce între diferite tipuri de roci banatitice; astfel, granodioritele apar ca succedînd consolidarea andezitelor și chiar a dacitelor, andezitele reprezentînd primele produse ale magmatismului banatitic, identificate în zona Mașca-Băișoara (pl. I, fig. 1, 2).

### Descrierea petrografică a rocilor banatitice

Rocile eruptive întîlnite în zona Mașca-Băișoara se repartizează următoarelor tipuri petrografice: granite, granodiorite, granodiorite porfirice, porfire granodioritice, porfire microgranodioritice, porfire dacitice, diorite cuarțifere, microdiorite porfirice, andezite cuarțifere, andezite, aplite granitice și pegmatite.

1. *Granite*. Rocile granitice apar cu o dezvoltare redusă, constituint apofize cu grosimi de cîțiva metri, întîlnite la sud de Mașca, în zona Cacova (foraj 31.745). Granitele sînt roci masive, holocristaline cu structura hipidiomorf grăunțoasă, marea majoritate a componentelor minerale fiind echigranulare (pl. III, fig. 1). Notăm și prezența unor granite cu structură grafică și micrografică, imprimată de concreșterea feldspatului potasie cu cuarțul (pl. III, fig. 2), care exprimă o cristalizare rapidă a rocii. Granitele sînt roci leucocrate, fiind sărace în femice; indicele de culoare variază între 2 și 9. Ele sînt roci cuarțo-feldspatice suprasatu-



rate, formate predominant din cuarț, feldspat potasic și plagioclaz, cărora li se adaugă cantități variabile de biotit și hornblendă (tab. 1).

În mod obișnuit cuarțul se prezintă ca granule xenomorfe, repartizate neuniform în masa rocii, rar formînd concentrații locale. Examenul microscopic arată că separarea cuarțului a început înainte de cristalizarea

TABELUL 1

Mineralul	Frecvența %	Dimensiuni mm
Cuarț	33-42	0,064/0,08-1,12/1,05
Feldspati alcalini	27-55	0,09/0,1-3,24/9,56
Plagioclazi	3-28	0,055/0,114-1,44/2,13
Biotit	1-5	0,03/0,11-0,22/4,36
Hornblendă	0-1	0,05/0,16-0,36/0,50
Sericit, clorit, calcit, sfen, opacit etc.	1-3	0,05-0,082

completă a feldspatului potasic. Această observație este sprijinită de existența granitelor grafice în care cele două minerale au cristalizat simultan; în masa feldspatului alcalin se află o abundență de granule de cuarț cu contururi neregulate, globulare sau angulare. Cuarțul este recristalizat parțial în granitele alterate hidrotermale, unde se observă un slab aport de siliciu în procesul de silicifiere.

Feldspatul potasic este reprezentat printr-o ortoză care prezintă rare concreșteri micropertitice cu albitul. Valoarea unghiului ( $\dots$ )  $2V$  variază între  $36^\circ$  și  $78^\circ$ <sup>13</sup>. Mai frecvente sînt valorile cuprinse între  $48^\circ$  și  $56^\circ$ , care sînt asemănătoare celor stabilite pentru feldspatul alcalin din granitul de la Săvirșiu (S a v u, V a s i l i u, 1966). Valorile mai mici ale unghiului axelor optice ( $2V=38^\circ-44^\circ$ ), determinate în cristalele largi de ortoză micropertitică concreșcută cu cuarțul (pl. II, fig. 1, 2), indică un conținut mai mare în molecule de ortoză în feldspatul alcalin (D e e r et al., 1963). Ortoza, în general xenomorfă, mulează celelalte componente, în special plagioclazul, pe care-l înglobează uneori. Mai rar apare sub forma unor cristale largi care includ plagioclaz, biotit sau chiar cuarț. În masa acestuia din urmă se remarcă infiltrația ortozei, nelipsind nici relația inversă. Ortoza se prezintă, de asemenea, substituită de albitul metasomatic.

<sup>13</sup> Determinarea feldspatilor în prezentul studiu a fost făcută cu masa universală Fedorov.





Plagioclazul este un oligoclaz acid cu un conținut variabil de anortit 12-18%<sup>14</sup>, valorile frecvente fiind cuprinse între 15-18% An. Remarcăm faptul că în granitul grafic compoziția sa este mai constantă 17-18% An. Oligoclazul se prezintă în cristale hipidiomorfe, mai rar idiomorfe, bine dezvoltate, de obicei maelate după legile albit, albit-Karlsbad, periclin

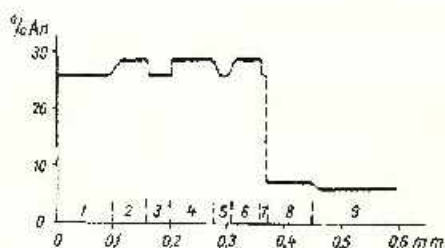
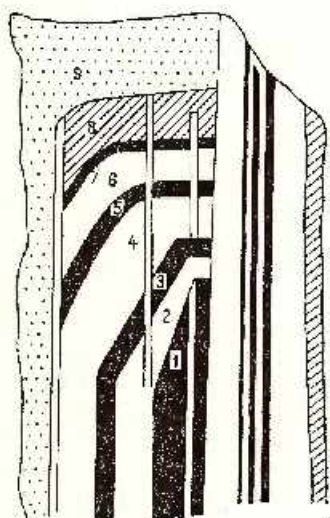


Fig. 2. -- Diagrama de variație a conținutului în anortit al unui plagioclaz zonat din granitul cu biotit.

Diagramme de la variation de la teneur en anorthite d'un plagioclase zoné du granite à biotite.

sau aklin, mai rar zonate sau concrescute (fig. 2). Deși zonele periferice sînt mai acide-albitice, prezența recurențelor indică modificarea condițiilor genetice. În cantități subordonate apare albitul de a doua generație, maelat sau lipsit de maele, care substituie ortoza sau plagioclazul, acesta din urmă fiind înconjurat adesea de coroane albitice mai bine dezvoltate în vecinătatea ortozei. Feldspații se prezintă foarte slab alterați; transformarea lor este ceva mai intensă la periferia apofiziei; între produsele de neoformație apar sericitul, calcitul etc.

Mineralul melanocrat caracteristic, predominant sau exclusiv, este biotitul. El este prezent în varietatea sa brun-roșcată. Lamellele de biotit sînt adesea cloritizate parțial, fiind prezente produsele obișnuite de transformare a biotitului: clorit și sfen granular. Cloritizarea biotitului o considerăm în parte sincronă cu albitizarea feldpsațiilor, ca procese

<sup>14</sup> *Op. cit.* pct. 13.

metasomatice intramagmatice, biotitul cloritizat fiind inclus de cuarț, ultimul produs al cristalizării magmatice. În granitul grafic apare un biotit brun-verzui sub formă de lamele de dimensiuni mari (lab. 1).

Hornblenda verde este transformată aproape complet într-un agregat format din clorit, calcit și sfen. În granitul grafic hornblenda lipsește.

Calcitul apare foarte rar și în plaje mici, sau pe filoane, ca produs al depunerii hidrotermale.

Apatitul este cu totul sporadic.

2. *Granodiorite, granodiorite porfirice, porfire granodioritice, porfire microgranodioritice.* Sînt roci cu compoziție mineralogică asemănătoare, care se deosebesc pe baza caracterelor structurale.

Granodioritele sînt rocile care predomină în partea centrală a regiunii. Deși au o răspîndire redusă la suprafață, apărînd deschise pe pîrul Miei și în valea Ierții, totuși ele au fost frecvent interceptate de majoritatea lucrărilor miniere și de foraj din zona Mașca, Dîlma Grecului și valea Iara (forajele 31.707, 31.716, 31.738, 31.739, 31.740, 31.757, 31.778, 31.783, 31.785 etc.)<sup>15</sup>, astfel încît se poate afirma că masa principală a corpurilor eruptive din regiune este formată din granodiorite. Prin dezvoltarea largă a unora dintre mineralele principale, roca devine porfirică. Granodioritele porfirice sînt puțin răspîndite; astfel a fost intîlnit un granodiorit porfiric, în care se detașează net cristale mari de hornblendă, în galeria longitudinală SE, orizontul —80 m Mașca. Roca apare pe o zonă de 2-3 m la periferia unei apofize de granodiorit cu o grosime de 70 m, fiind un facies marginal de la care trecerea se face treptat spre roca lipsită de structură porfirică. În timp ce corpul eruptiv din pîrul Miei este constituit predominant din granodiorite, corpul din valea Ierții este format mai ales din porfire granodioritice (pl. VI, fig. 1) și microgranodioritice (pl. III, fig. 4), care se dezvoltă sub forma unor zone succesive spre marginea intruziunii. Rocile porfirice reprezintă faciesul marginal și în cazul altor corpuri, dar cu o dezvoltare mai redusă, sau alcătuiesc unele corpuri filoniene.

Granodioritele sînt roci masive, de culoare cenușie, uneori cu un aspect pestriț. Sub raport structural, după cum am arătat, rocile granodioritice prezintă o mare variație. Astfel, granodioritele sînt roci holocristaline, faneritice, hipidiomorfe-grăunțoase. În ceea ce privește mărimea relativă a mineralelor, structura grăunțoasă este ușor inechigulară,

<sup>15</sup> Op. cit. pct. 12.



fără a fi totuși porfirică. Astfel de structuri au fost denumite ca „aproape echigranulare” (C o d a r c e a, 1931) și ele sînt caracteristice rocilor intrusive din provincia banatică (pl. III, fig. 3; pl. IV, fig. 1). În porfirele granodioritice fenocristalele sînt numeroase, depășind ca volum masa fundamentală fin grăunțoasă (W a h l s t r o m, 1958). Astfel, în

TABELUL 2

Mineralul	Frecvența %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	40-58	0,10/0,15-0,8/3,1
Cuarț	11-31	0,08/0,10-1/1,5
Feldspat potasic	7-20	0,01/0,02-0,1/2,5
Biotit	9-20	0,20/0,30 3/3,50
Hornblendă	6-12	0,01/0,18-0,4/3,2
Minerale accesorii și secundare (clorit, calcit, zoizit, epidot, zircon, sericit, opacit etc.)	2-9	0,001/0,002-0,03/0,04

porfirul granodioritic din valea Ierții fenocristalele ating o proporție de 70 % din masa rocii. Spre periferia aceleiași corp se dezvoltă porfire microgranodioritice în care fenocristalele, reprezentînd 58 % din rocă, sînt dispersate într-o masă fundamentală care sub microscop ne apare grăunțoasă deși megascopice pare afanitică (J o h a n n s e n, 1931). Prin descreșterea numărului fenocristalelor și a dimensiunii granulelor din masa fundamentală se ajunge la un alt tip petrografic: porfirul dacitic.

Variația compoziției mineralogice și a dimensiunii mineralelor sînt redată în tabelul 2.

Indicele de culoare al rocilor granodioritice oscilează între 11 și 29.

Cuarțul apare în granule xenomorfe, heteromere prezentînd de regulă contururi dantelate și formează adesea concentrații locale în masa rocii. În porfirele microgranodioritice cuarțul detașat ca fenocristale apare în granule corodate, ușor rotunjite. În rocile porfirice cuarțul se asociază cu feldspatii, în special cu cel potasic, alcătuiind masa fundamentală, de obicei xenomorfi-granulară. Rar au fost remarcate agregate îndiutate cu structură cuarțitică, în care cuarțul prezintă o extincție ondulatorie, trădînd natura sa relicată (pl. IV, fig. 2). În granodiorite, cuarțul, ca ultim produs al cristalizării magmatice, fie că umple interstițiile rocii, fie că se dezvoltă corodînd mineralele anterioare, sau ca produs al substituției metasomatice a rocii, asociat cu feldspatii.



Feldspatul potasic este reprezentat printr-o ortoză, foarte rar micropertitică. Valoarea unghiului ( $\alpha$ ) 2V variază între  $34^\circ$  și  $78^\circ$ , mai frecvente fiind valorile cuprinse între  $50^\circ$  și  $57^\circ$ . Ortoza apare în cristale hipidiomorfe sau xenomorfe, de obicei tulburi din cauza incluziunilor fin dispersate de sericit sau minerale argiloase. Poate să prezinte o structură poikilitică, cristalele de ortoză înglobând mineralele separate anterior.

Feldspații plagioclazi se dezvoltă în cristale idiomorfe sau hipidiomorfe, bine individualizate în masa granodioritelor (pl. V, fig. 1). În rocile porfirice plagioclazul formează majoritatea fenocristalelor. Compoziția plagioclazului variază între 25 % An și 49 % An, fiind mai bazic în cristalele mari. În granodiorite plagioclazul este un andezin, cel mai frecvent un termen acid cu un conținut 40 % An. În porfirele granodioritice plagioclazi au 30-38 % An, fiind mai acizi în corpul din valea Ierfii, comparativ cu cel din pîrul Miei. Cristalele de plagioclaz apar de regulă zonate și maclate după legile albit, albit-Karlsbad, periclin, aclin, uneori concreșcute sau în aglomerări locale.

Zonalitatea, caracteristică recunoscută la plagioclazi banatitelor (Pavelescu, 1958), a fost remarcată frecvent și la rocile granodioritice din zona Mașca-Băișoara (pl. V, fig. 2). Trecerea de la nucleul mai bazic nu se face întotdeauna treptat, ci prin salturi de 10-20 % An sau recurențe (fig. 3).

Biotitul este mineralul melanocrat predominant. Apare în cristale lamelare, brun-roșcate, pleocroice, cel mai adesea rupte, destrămate, torsionate și corodate. Adesea conține incluziuni de zircon care produc local aureole pleocroice. În mod frecvent biotitul apare cloritizat. Au fost observate diferite stadii de dezvoltare a procesului, de la o cloritizare incipientă la periferia cristalelor, avansînd pe clivaje, pînă la pseudomorfizarea completă a biotitului prin clorit. Cloritizarea este însoțită de eliberarea fierului, fixat ca opacit (oxizi și hidroxizi de fier, pirită) și a titanului, sub formă de sfen. Biotitul se dovedește uneori stabil, mai rezistent la procesul de cloritizare decît hornblenda, pe care o include.

Hornblenda este prezentă în varietatea sa comună (verde), subordonată cantitativ biotitului, care uneori se dezvoltă pe seama hornblendei. În porfirul granodioritic din pîrul Miei se observă că pe seama hornblendei primare se dezvoltă o hornblendă secundară, fibroasă, parțial cloritizată.

Dacă numărul mineralelor accesorii este mic (zircon, apatit etc.), în schimb, acela al neoformărilor minerale care au luat naștere în diferitele stadii ale metamorfismului magmatic este cu mult mai mare.



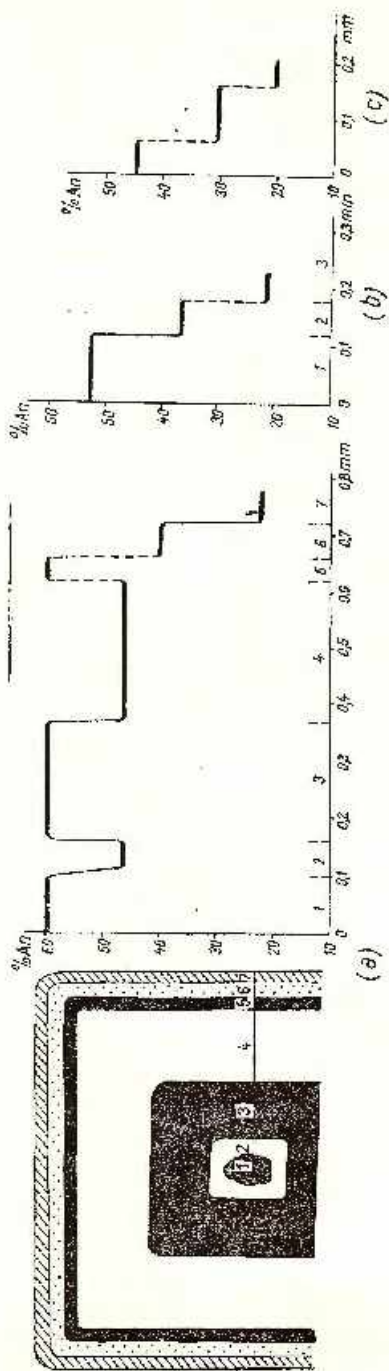


Fig. 3. — Diagrama de variație a conținutului în anortit la plagioclazi din rocă granodioritică.

a, granodiorit foraj 31.783; b, granodiorit (coleză) — 160 Mașca; c, rocă granodioritică (valea Ieșii).

Diagramme de la variație de la teneur en anorthite des plagioclases des roches granodioritiques.

a, granodiorite (forage 31.783); b, granodiorite (coleză) — 160 Mașca; c, porphyre granodioritique (vulcă de Ieșii).

Este vorba de parageneza mineralelor din skarne (piroxeni, granați, scapcliți etc.), skarnele apobanatitice fiind larg răspândite în zona zăcămintului Mașca și a celor formate prin procesele de alterație hidrotermală a rocilor banatitice (Lazar et al., 1971)<sup>13</sup>.

3. *Dacite și porfire dacitice.* Aceste roci formează majoritatea corpurilor filoniene întâlnite în partea nordică a regiunii (pl. X). Au mai fost întâlnite pe pârul Mici și sporadic în lucrările miniere (ex. orizontul -160 m) și de foraj (ex. forajele 31.725, 31.743). Sînt roci masive cu structură porfirică evidentă, bogate în fenocristale, care au masa fundamentală micro-criptocristalină.

Porfirele dacitice sînt roci în care masa fundamentală microcristalină predomină cantitativ asupra fenocristalelor (pl. VIII, fig. 1). În comparație cu porfirele microgranodioritice, masa fundamentală a porfirelor dacitice are un grad de cristalizare mai scăzut, sub microscop putîndu-se distinge însă, în bună parte, conturul cristalelor și stabili natura lor predominant cuarțo-feldspatică (pl. VII, fig. 1, 2).

Dacitele au masa fundamentală micro-criptocristalină, sînt mai sărace în microlite decît porfirele dacitice și prezintă totodată un grad de corodare mai accentuat a fenocristalelor. În masa rocilor se află feldspați, cuarț, hornblendă și biotit, cu separație porfirică (tab. 3).

TABELUL 3

Compozenți	Frecvența %	Dimensiuni mm
Masă fundamentală	49-70	0,01/0,135-0,13/0,55
Fenocristale	51-30	
din care:		
Plagioclazi	17-29	1,80/2,70-2,47/4,50
Cuarț	1-8	0,70-3,60
Ortoză	0-7	0,80/1,20-1,5/2,10
Hornblendă	2-5	0,90/1,90-1,10/4,50
Biotit	1-6	0,9/1,3-0,95/2,25
Epidot, clorit, calcit, sfen etc.	2-10	0,99 × 2,25

Cuarțul apare atît în masa fundamentală cît și sub formă de fenocristale intens corodate, uneori fisurate.

Ortoza se dezvoltă cu precădere în pastă, rar ca fenocristale în porfirele dacitice.

<sup>13</sup> Op. cit. pct. 12.



Feldspații plagioclazi, de compoziție variabilă (20-47 % An) reprezintă mineralul principal al rocii, aflat atât sub formă de fenocristale — hipidiomorfe sau slab corodate, maclate și cu structură zonară adesea — cât și ca microlite. Cel mai frecvent apare andezinul cu 30-32 % An. În porfirele dacitice plagioclazii sînt mai acizi decît în dacite, iar în acestea

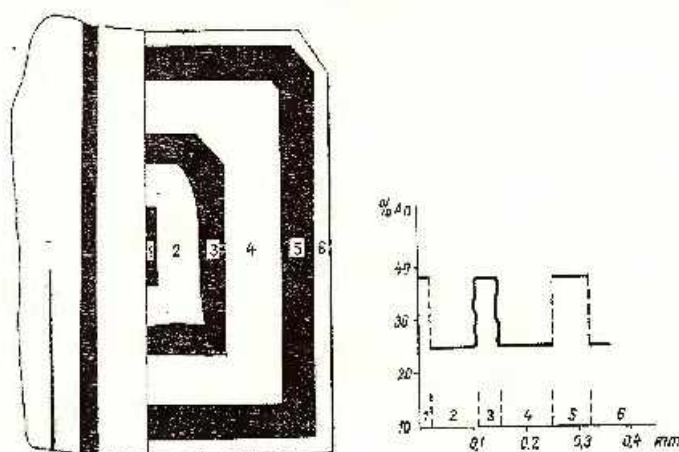


Fig. 4. — Diagrama de variație a conținutului în anortit al unui fenocristal de plagioclaz din porfirul dacitic (valea Ierții).

Diagramme de la variation de la teneur en anorthite d'un phénocrystal de plagioclase du porphyre dacitique (vallée de Ierții).

din urmă cristalele mari sînt mai bazice. Destul de frecvent la cristalele zonate întîlnim un nucleu bazic, corespunzînd unui andezin-labrador (38-60 % An), înconjurat de zone acide cu numeroase recurențe (fig. 4; pl. VI, fig. 2).

Mineralele melanocrate sînt reprezentate prin hornblendă și biotit.

Hornblenda verde apare sub formă de fenocristale, rar maclate, sau ca microlite, prezentîndu-se adesea transformată.

Biotitul se prezintă în cristale tabulare largi, idiomorfe sau sub formă de lamele și fragmente puternic pleocroice. Biotitul brun-roșcat este cloritizat, procesul avînd ca stadiu intermediar biotitul verde, din care se păstrează rar relice. Penninul pozitiv uneori pseudomorfozează complet cristalele pseudohexagonale de biotit. În dacitul din pîrîul Miei biotitul apare foarte rar sericitizat, sericitul dezvoltîndu-se probabil pe seama cloritului.

Este de remarcat faptul că în toate rocile dacitice este prezent, ca produs al metamorfismului magmatic de temperatură medie, epidotul,



însoțit uneori de zoizit și clorit. Granoblastele de epidot se formează mai ales pe seama hornblendei și, mai rar, a feldspatilor plagioclazi sau a biotitului. Sporadic apare și în pastă.

4. *Diorite cuarțifere.* Au o răspândire redusă. Ele au fost întâlnite pe pârul Miei și pe galeria longitudinală SE, de la orizontul  $-80$  m. Ele reprezintă separații melanocrate de dimensiuni reduse, produse printr-o diferențiere locală care se traduce printr-o concentrare a mineralelor melanocrate în dauna celor leucocrate. Atât apariția ca facies marginal al unei apofize (orizontul  $-80$  m), cât și cea sub formă de șlire (pârul Miei), se situează structural înspre culesul corpului cupriv.

Dioritele cuarțifere sînt roci faneritice holocristaline grăunțoase (pl. VIII, fig. 2), asemănătoare structural granodioritelor din regiune, în masa cărora apar și de care se deosebesc printr-o colorație mai întunecată (indicele de culoare 27-40). Dezvoltarea mai largă a cristalelor de hornblendă și plagioclaz imprimă rocii o structură ușor porfirică.

Compoziția mineralogică a dioritelor cuarțifere este redată în tabelul de mai jos.

Mineralul predominant, după cum rezultă din datele analizei modale, este feldspatul plagioclaz care este mai bazic decît în rocile precedente (40-50 % An). Andezinul prezintă rar urme de albitizare. Cristalele hipi-

TABELUL 4

Mineralul	Frecvența %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	44-51	0,090/0,135-2,250/2,700
Hornblendă verde	10-22	0,135/0,360-1,350/3,150
Biotit	7-16	0,122/0,225-0,625/1,35
Cuarț	13-14	0,09/0,13-0,90/1,12
Feldspat potasic	3-5	0,18/0,22-1,35/1,80
Minerale accesorii și secundare (sfen, epidot, clorit, calcit etc.)	2-15	0,02/0,04-1,8/2,25

diomorfe, mai rar idiomorfe de plagioclaz sînt bine dezvoltate, prezentînd macle și zone.

Feldspatul potasic apare rar, cuarțul xenomorf este ceva mai frecvent și umple interstițiile din rocă.

Hornblendă, care se găsește sub formă de cristale prismatice, apare uneori substituită de o hornblendă secundară, fibroasă sau de clorit.





Biotitul a cristalizat ulterior hornblendei, apărind în masa rocii sub formă de lamele, uneori destul de bine dezvoltate.

Printre altele minerale notăm prezența calcitului, sfenului și piritei.

5. *Andezite cuarțifere, andezite și microdiorite porfirice.* Ele formează de regulă filoane și dyke-uri de dimensiuni reduse, care au fost întâlnite la suprafață pe văile Lara, Ierții și Vadului etc. Lucrările miniere și de

TABELUL 5

Componenți	Prevența %	Dimensiuni mm
Masă fundamentală	60-70	0,004/0,008-0,06/0,31
Fenocristale din care:	40-50	
Plagioclazi	8-31	0,32/0,4-2,02/2,70
Hornblendă	3-15	0,54 × 1,35
Biotit	0,3-4	0,5/0,8-1,35/1,8
Cuarț		0,8-1,4 Ø
Clorit, epidot, calcit, pirită etc.	1-7	0,45 × 0,60

foraj au interceptat numeroase tviri de roci andezitice (Lazar et al., 1971)<sup>17</sup>.

Andezitele și microdioritele porfirice au o textură masivă. În unele cazuri examenul microscopic dezvăluie o orientare parțială a microlitelor de plagioclazi, în special în preajma fenocristalelor, ceea ce caracterizează o curgere turbulentă (pl. VIII, fig. 3, 4).

Structura andezitelor este net porfirică, fenocristalele reprezentând mai puțin de jumătate din volumul rocii (tab. 5). De obicei fenocristalele au dimensiuni reduse și o frecvență scăzută, fiind înglobate într-o masă fundamentală microcristalină, bogată în microlite, prismatic-aciculare de plagioclazi (pl. IX, fig. 1, 2). Microdioritul porfiric apare mult mai rar având o structură microgrăunțoasă, formată în special din cristale prismatice de feldspați și femice, transformate hidrotermal.

Feldspații plagioclazi apar atât în masa fundamentală, cât și sub formă de fenocristale. În acest caz, conținutul variabil de anortit (32-56 %) indică prezența termenilor din seria andezin-labrador. Cristalele sînt maclate și zonate. A fost stabilită prezența maclelor de tip albit, periclin, aclin și albit-Ala. Cristalele zonare, avînd un nucleu mai bazic, prezintă zone cu conținuturi apropiate de anortit. A fost semna-

<sup>17</sup> Op. cit. p. 12.



lăță prezența recurențelor bazice (Borcoș, Boreoș, 1957)<sup>16</sup>. Plagioclazii sînt de obicei proaspeți, uneori însă apar transformați (albitizați, sericitizați etc.).

Cuarțul magmatic lipsește în unele andezite. În asemenea cazuri însă, cuarțul prezent în cantități foarte mici este relict sau ulterior. Cuarțul xenolitic, slab corodat, prezintă local o structură oclară, fiind înconjurat de agregate divergente de amfiboli.

Hornblenda comună este, de asemenea, omniprezentă în rocile andezitice, atît în masa fundamentală, sub forma microlitelor care prezintă un grad de idiomorfism mai redus decît plagioclazii, cît și sub formă de fenocristale, care uneori imprimă rocii o structură glomeroporfirică. Hornblenda primară galbenă trece într-o hornblendă secundară verzuie, actinolitică. Sporadic apare hornblenda brună, inclusă în plagioclaz. Cloritul, calcitul, epidotul și sfenul sînt produși cei mai frecvenți ai alterării hornblendei.

Biotitul se află atît în pastă, cît și sub formă de fenocristale tabulare, rar idiomorfe. Adesea este cloritizat, mineralul format fiind penniul pozitiv.

Cloritul uneori invadează și pasta, andezitele avînd adesea masa fundamentală recristalizată prin metamorfismul magmatic.

6. *Aplite granitice și micropegmatite.* Au fost întîlnite foarte rar în masa granodioritelor sub formă de filonașe subțiri (0,5-2,5 cm) sau ca separații locale. Aplitele granitice au o textură masivă și structură fin grăunțoasă, fiind formate aproape exclusiv din feldspat potasic (55%) și cuarț (36%); plagioclazul acid (9-14% An) și biotitul apărînd mai rar. În micropegmatite apare o structură micrografică prin concreșterea ortozei cu cuarțul (pl. IX, fig. 3, 4).

Determinările cantitative privind compoziția mineralogică a rocilor faneritice-grăunțoase cu ajutorul masei de integrare, ca și calculul normei, justifică raportarea rocilor banatitice de la Mașca-Băișoara la principalele tipuri petrografice descrise mai sus, deși parageneza primară magmatică a suferit transformări de o intensitate variabilă prin procesele de metamorfism magmatic desfășurate ulterior, încît neformațiunile hidrotermale sînt prezente în cantități neînsemnate chiar și în cele mai proaspete eșantioane de roci eruptive considerate ca reprezentative pentru diversele tipuri petrografice.

<sup>16</sup> *Op. cit.* pct. 7.



Recalcularea datelor a 16 analize modale și calculul normei pentru trei roci cu masă fundamentală microcristalină ne-au permis proiectarea lor în diagrama  $Q-A-P-F$  (Streckeisen, 1967). În triunghiul superior  $Q-A-P$  punctele reprezentative ale rocilor banatitice de la Mașca-Băișoara se proiectează în 6 din cele 10 celule existente (fig. 5).

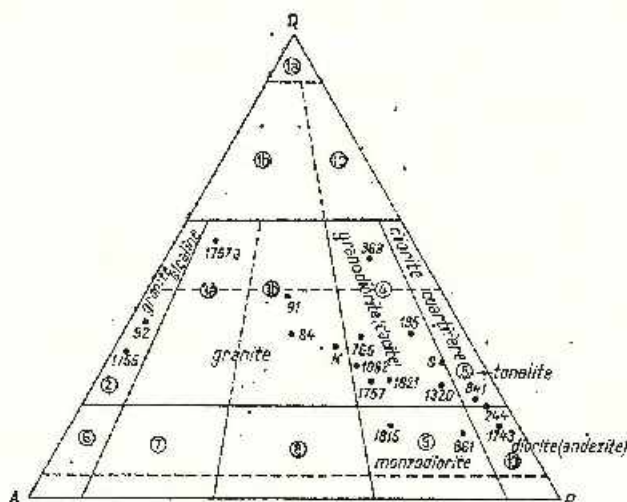


Fig. 5. — Diagrama  $Q-A-P$  pentru rocile banatitice de la Băișoara.

(K - A. Kuch, 1903; S - Emilia Stoica, 1966\*).

Diagramme  $Q-A-P$  des roches banatitiques de Băișoara.

(K - A. Kuch, 1903; S - Emilia Stoica, 1966\*).

Se remarcă faptul că marca majoritate a rocilor au un caracter granodioritic-dioritic, totuși rocile granodioritice și monzodioritice prezintă tendința de a se grupa spre limita de demarcație cu câmpurile învecinate; granite și diorite, fapt remarcat și la rocile batolitului din California de sud (Streckeisen, 1967). Deși granitul, a cărui prezență în regiune a fost semnalată anterior (Lazar, 1970)<sup>19</sup>, se plasează în câmpul cu frecvență maximă pentru roci granitice (Streckeisen, 1967), totuși unele particularități mineralogice (cantitatea sensibil egală a feldpsașilor alcalini și calco-alcalini, precum și predominarea biotitului asupra hornblendei) îi conferă un caracter adamelic; în diagramele

\* Emilia Stoica, Silvia Iliescu. Raport privind documentarea mineralogică și petrografică a lucrărilor de explorare din șantierul Băișoara, 1966. Arh. M.M.P.G. București.

<sup>19</sup> Op. cit. pct. 11.



altor cercetători punctul său reprezentativ se plasează în cîmpul adamelitelor.

### Considerații petrochimice și genetice

În regiunea cercetată se dezvoltă corpuri filoniene cu caracter vulcanic-hipoabisic, formate din dacite, porfire dacitice, andezite, microdiorite porfirice, și corpuri intrusive cu caracter subvulcanic, alcătuite în general din granodiorite, în masa cărora apar separații mai acide (aplite granitice, micropegmatite) sau mai bazice (diorite cuarțifere). Această neomogenitate se adaugă celei structurale a rocilor, caracterizînd în ansamblu provincia banatitică.

Pentru a caracteriza din punct de vedere petrochimic magmatitele banatitice de la Mașca-Băișoara, și pentru a urmări particularitățile diferențierii magmei din care au provenit, au fost executate 10 analize chimice noi (analist Geta Nedeleu, 1971) pentru toate tipurile de roci studiate de noi (tab. 6), care se adaugă astfel analizelor mai vechi (Koch, 1900; Teodoru, 1965, 1966<sup>20</sup>).

Pentru a urmări gradul de reprezentare a materialului analitic utilizat, să examinăm frecvența valorilor SiO<sub>2</sub> pentru rocile de la Mașca-

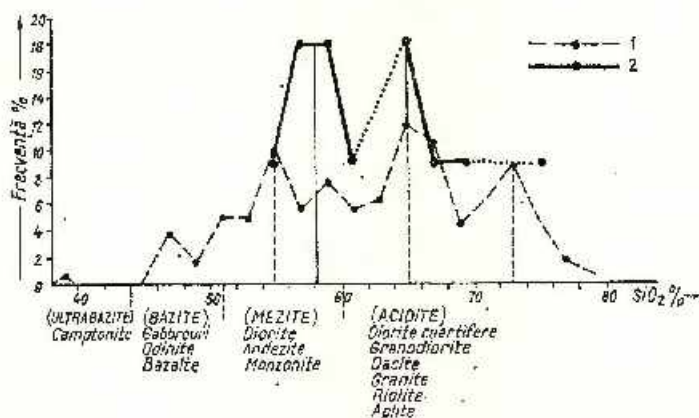


Fig. 6. — Frecvența conținuturilor în silice din rocile banatitice.  
Frecuențe des tencurs en silice des roches banatitiques.

Băișoara comparativ cu acelea ale provinciei banatitice din România. La întocmirea diagramei (fig. 6) au fost utilizate numai 11 analize pentru Mașca-Băișoara, din motive care vor fi indicate mai târziu, și 160 de

<sup>20</sup> Op. cit. pct. 10.

TABELUL 6

Compoziția chimică a rocilor banatice de la Mașca-Băișoara

Nr. analizei chimice	I	II	III	IV'	IV	V	V I	VII	VIII	IX	X
Nr. probei	1757 a	84	195	K*	369	1320	1757	1821	244	1736	1743
Roca	Aplit granitic	Granit	Porfir granodioritic	Dacit	Dacit	Granodiorit	Granodiorit	Granodiorit	Diorit cuarțifer	Granodiorit	Andezit
Localizare	Orizontul — 120 m	Forajul 31745	Valea Ierfil	Băișoara	Valea Iara	Forajul 31783	Orizontul 120 m	Orizontul — 80 m	Pitul Miel	Orizontul — 160 m	Orizontul — 120 m
Oxizi											
SiO <sub>2</sub>	74,77	69,68	66,18	64,69	64,41	60,61	58,25	59,46	56,32	57,59	54,79
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,18	0,40	0,38	0,38	0,88	0,77	0,45	0,70	0,64	0,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,75	15,29	16,90	18,03	18,03	17,36	17,28	17,25	20,44	17,25	20,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,24	0,77	1,18	1,11	1,11	0,64	0,54	3,96	1,75	0,30	0,77
—FeO	0,12	1,31	2,10	1,94	1,94	4,05	5,63	1,74	3,19	4,79	3,55
MnO	0,03	u	u	u	u	0,079	u	—	u	u	u
MgO	0,50	0,65	1,91	0,71	1,50	3,06	4,36	3,70	2,67	4,51	4,05
CaO	1,40	3,90	4,45	3,95	6,37	6,01	5,91	6,44	7,50	7,50	7,40
Na <sub>2</sub> O	2,29	2,96	2,96	1,85	3,45	3,23	3,23	3,22	2,96	3,72	2,85
K <sub>2</sub> O	5,56	4,09	3,65	3,68	2,74	2,41	2,53	2,12	1,71	1,97	0,54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,06	0,12	—	0,14	0,15	0,19	0,20	0,18	0,12	0,12
CO <sub>2</sub>	0,20	0,19	u	—	—	—	—	0,54	0,29	—	—
S	0,03	0,08	u	0,016	—	0,059	—	—	—	u	—
SO <sub>3</sub>	—	u	—	u	—	—	—	—	—	u	—
Cl	—	0,17	0,13	0,30	0,30	0,28	0,35	—	0,23	0,26	0,21
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,03	0,02	0,73	0,73	0,42	0,23	0,26	1,57	0,97	0,98
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,55	0,42	0,71	0,099	0,099	0,089	0,34	0,25	0,23	0,47	0,47
P.G.	0,75	—	—	1,17	—	—	—	1,05	—	—	—
Total	100,31	99,78	99,74	99,05	100,215	99,307	99,61	100,64	100,08	100,09	99,41

\* A. Koch (1900).

analize pentru provincia banatitică, existente în literatura de specialitate. Caracterizate printr-o mare variație a conținutului în silice, rocile banatitice din România prezintă totuși în ansamblu o curbă de frecvență a conținutului de silice a cărei alură generală diferă de aceea întocmită pentru rocile eruptive din scoarța terestră (Barth, 1959), indicând prin cele 3 maxime ale sale abundența rocilor intermediare și acide, apar-

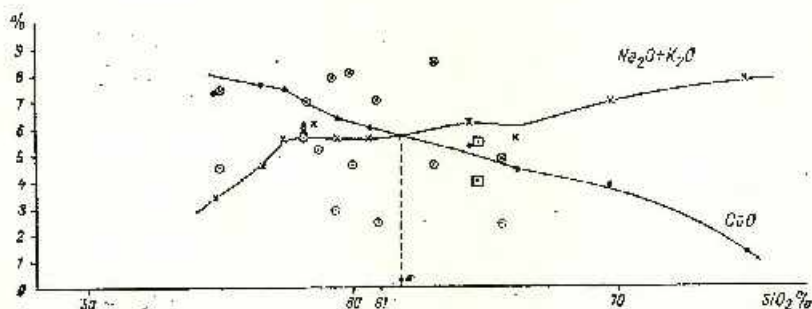


Fig. 7. — Variația indicelui alcali-calcic al lui Peacock, pentru rocile banatitice de la Mașca-Băișoara.

(O, L. Teodora, 1965-1966; □, A. Koch, 1960).

Variation de l'indice alcali-calcique de Peacock, des roches banatitiques de Mașca-Băișoara.

(O, L. Teodora, 1965-1966; □, A. Koch, 1960).

ținând familiilor granodioritelor, dioritelor și granitelor, în ordinea frecvenței. Numărul redus al analizelor chimice pentru zona Mașca-Băișoara nu ne îngăduie să tragem o concluzie definitivă în această privință, ci doar să remarcăm o oarecare similitudine cu situația generală care caracterizează provincia banatitică.

Rocile banatitice descrise s-au format prin consolidare dintr-o magmă calco-alkalină cu un ușor caracter calcic, după cum arată valoarea indicelui alcali-calcic al lui M. A. Peacock (fig. 7) situată în apropierea limitei admise pentru magmele calco-alkaline sau subalkaline, considerate a caracteriza provincia banatitică (Giusecă et al., 1966). La construirea diagramei de variație a valorilor  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  și  $\text{CaO}$  comparativ cu acelea ale  $\text{SiO}_2$ , se observă că datele celor 8 analize chimice pentru roci banatitice din partea nordică a regiunii, existente în manuscris (Teodoru, 1965, 1966) sînt dispersate neregulat încît nu pot fi utilizate. Restul analizelor chimice au servit la calcularea parametrilor Niggli (tab. 7) care ilustrează bine caracterul petrochimic și permit urmărirea evoluției magmelor banatitice.



TABELUL 7

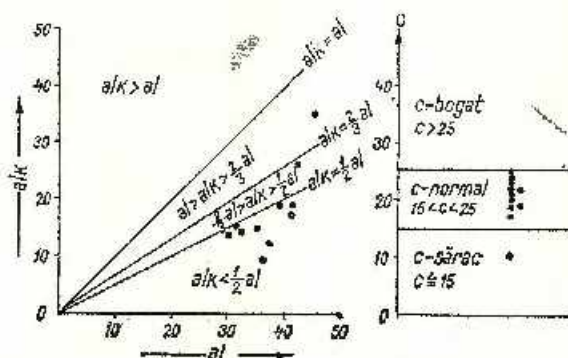
Valoriile Niggli ale rocilor bananitice de la Meșca-Bășcoara

Nr. analizei chimice	Valoriile Niggli													Tipul de magmă									
	si			alk			k			ti			eifm			Q	L	M	π	α	Qz		
	al	fm	c	alk	k	ti	mg	ti	eifm	Q	L	M	π		α							Qz	
I	453	45	6	14	35	0,62	0,70	0,36	2,23	60	38	2	0,13	-	214,6				-	147,60	-	214,6	Trondhjemitică-cuarțdiorit-aplitică
II	826	42	12	20	26	0,47	0,36	0,56	1,66	55	40	5	0,23	-	122,0				+16,25	+16,25	-	122,0	Granitică-adamelitică
III	271	39	23	19	19	0,37	0,12	1,23	0,83	52	39	9	0,32	-	95,0				+9,06	+9,06	+	95,0	Granodioritică
IV'	264	41	25	17	17	0,56	0,17	-	0,68	52	41	7	0,33	-	89,4				+7,38	+7,38	+	89,4	Granodioritică-leucotonalitică
IV	247	41	18	22	19	0,34	0,18	1,12	1,21	49	44	7	0,35	-	89,4				+8,54	+8,54	+	89,4	Granodioritică-leucotonalitică
V	203	35	39	21	15	0,32	0,53	2,21	0,75	44	42	14	0,38	-	41,4				+3,67	+3,67	+	41,4	Granodioritică-leucotonalitică
VI	195	31	35	19	15	0,34	0,56	1,82	0,54	39	43	18	0,36	-	2,00				+2,00	+2,00	+	19,0	Cuarțdioritică-tonalitică
VII	189	32	32	22	14	0,30	0,55	0,95	0,60	43	41	16	0,39	-	2,83				+2,83	+2,83	-	32,2	Cuarțdioritică-peleitică
VIII	175	37	25	25	12	0,27	0,49	1,68	1,02	42	46	12	0,50	-	3,04				+3,04	+3,04	+	26,0	Cuarțdioritică-peleitică
IX	159	30	32	24	14	0,26	0,61	1,41	0,73	38	42	20	0,34	-	1,56				+1,56	+1,56	+	11,4	Cuarțdioritică-peleitică
X	158	36	32	23	9	0,10	0,53	1,74	0,71	35	34	31	0,56	-	2,48				+2,48	+2,48	+	22,8	Cuarțdioritică-peleitică

Participarea relativ scăzută a alcaliilor, la marea majoritate a rocilor, este ilustrată bine în diagrama *al-alk* (fig. 8). De asemenea valorile lui *c* se proiectează în câmpul *c* — normal spre limita superioară (Burri, 1959) evidențiind o îmbogățire în calciu a rocilor analizate. Diferențierea pe care au suferit-o magmele este mai clar exprimată în diagrama *al-fm* (fig. 9).

Fig. 8. — Diagrama *al-alk*, *c* (după C. Burri și P. Niggli) pentru rocile banatitice de la Mașca-Băișoara.

Diagramme *al-alk*, *c* (d'après C. Burri et P. Niggli) des roches banatitiques de Mașca-Băișoara.



Variația lui *mg* în funcție de *k* relevă un caracter ușor alcalin potasic al rocilor banatitice de la Mașca-Băișoara, câmpul de frecvență maximă fiind delimitat de diagonalele  $0,8\ mg-0,8\ k$  și  $0,9\ mg-0,9\ k$  (fig. 10).

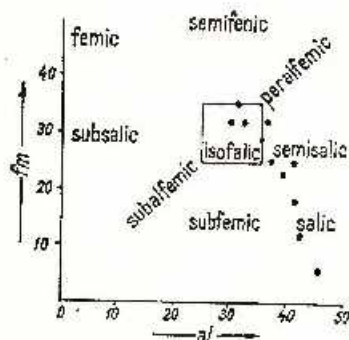


Fig. 9. — Diagrama *al-fm* pentru rocile banatitice de la Mașca-Băișoara.

Diagramme *al-fm* des roches banatitiques de Mașca-Băișoara.

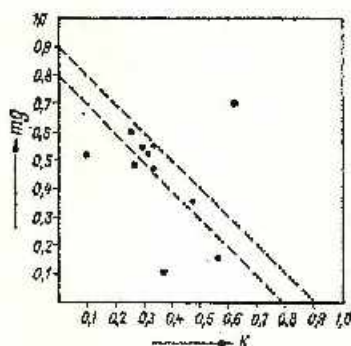


Fig. 10. — Diagrama *k-mg* pentru rocile banatitice de la Mașca-Băișoara.

Diagramme *k-mg* des roches banatitiques de Mașca-Băișoara.

În diagrama *Q-L-M* (fig. 11) rocile banatitice studiate se concentrează deasupra liniei PF, în spațiul rocilor calco-alcaline suprasaturate.





Diagrama de variație construită cu parametrii Niggli (fig. 12) indică o serie de diferențiere destul de complexă, comparabilă cu cea a masivului banatitic de la Săvișin (Giurgă et al., 1966). Magma izofalică este cuarțdioritică urmărind linia diferențierii subcalcaline; în domeniul acid curbele de variație redau aspectul unei diferențieri normale destul de accentuate, în timp ce, în domeniul mai bazic, diferențierea

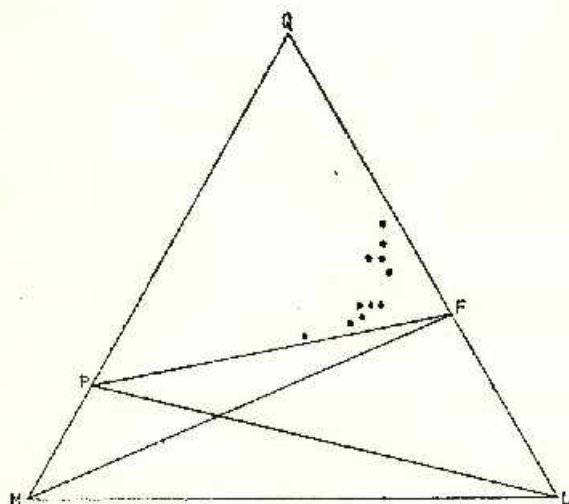


Fig. 11. — Diagrama Q-L-M pentru rocile banatitice de la Mașca-Băișoara.

Diagramme Q-L-M des roches banatitiques de Mașca-Băișoara.

este slab exprimată, curbele indicând deviații legate de condițiile geologice locale în care a avut loc procesul consolidării magmatice în zona Mașca-Băișoara.

Unele caractere fiziografice ale mineralelor și schimbările în compoziția lor chimică, îndeosebi la feldspatii plagioclazi, indică modificarea

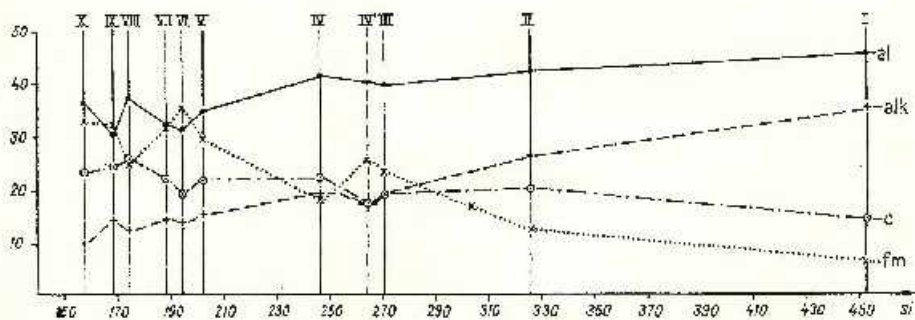


Fig. 12. — Diagrama de diferențiere a rocilor banatitice de la Mașca-Băișoara.

Diagramme de différenciation des roches banatitiques de Mașca-Băișoara.



treptată a condițiilor genetice în care s-a desfășurat procesul de consolidare magmatică care a condus la formarea unei game largi de roci banatitice. Perioadele de cristalizare liniștită, în condiții de stabilitate relativă sau de variație uniformă a principalilor parametri genetici ( $p, t, a$ ), au alternat cu cele în care cristalizarea a fost agitată, desfășurându-se în situația variațiilor brusce, în salturi ale condițiilor termodinamice și chimice care au avut loc în timpul migrării spre suprafață a magmei în care se acumulau treptat cristale. Frecvente aspecte corodate ale mineralelor, îndeosebi ale plagioclazilor zonați și cuarțului, atestă existența momentelor de instabilitate în decursul formării rocilor, în care fazele solide au reacționat cu topitura. Marca masă a magmei s-a consolidat în condiții de adâncime care au permis formarea unor roci grăunțoase, în care componentele minerale sînt bine dezvoltate. Spre sfîrșitul perioadei de solidificare viteza de răcire a sporit, ca urmare a ridicării maselor magmatice în imediata vecinătate a suprafeței, astfel încît rocile au o structură aproape echigranulară. Deși consolidarea magmelor banatitice în zona Mașca-Băișoara s-a desfășurat în condiții de adâncime, topitura neajungînd să curgă la suprafață, totuși în corpurile de dimensiuni mici au existat condiții favorabile formării structurilor porfirice.

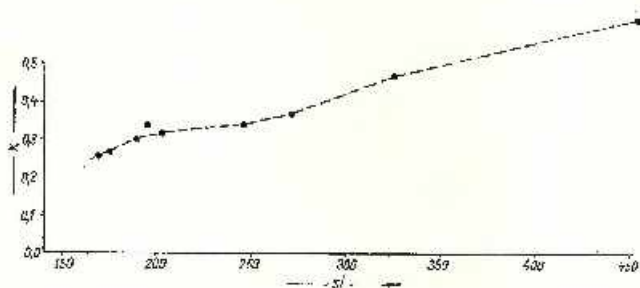


Fig. 13. -- Diagrama  $si-k$  pentru rocile banatitice de la Mașca-Băișoara.  
Diagramme  $si-k$  des roches banatitiques de Mașca-Băișoara.

Banatitele de la Băișoara au derivat dintr-o magmă cuarțdioritică a cărei diferențiere a avut loc în condiții de adâncime, în bazinul magmatic. Valoarea ridicată a indicelui Peacock însoțită de un caracter ușor potasic al rocilor, respectiv de o îmbogățire reziduală a potasiului foarte concludent ilustrată în diagrama  $si-k$  (fig. 13), bazicitatea mai mare a plagioclazilor din sectorul Mașca comparativ cu cel din partea nordică a regiunii, zonalitățile inverse și recurențele bazice spre sfîrșitul perioadei de cristalizare a feldpaților, pledează în favoarea unei contaminări cu roci carbo-

natate, în decursul consolidării magmei. De asemenea, poziția rocilor din sectorul Băișoara în diagrama  $Q-A-P$  ca și prezența xenolitelor de cuarț permit să suspectăm influența șisturilor cristaline în care sînt cantonate corpurile eruptive. De altfel existența proceselor de contaminare în decursul evoluției magmelor calco-alcaline a fost considerată ca firească (Barth, 1959).

Omogenitatea mineralogică redusă în aceste corpuri subvulcanice de dimensiuni modeste este cauzată și de activitatea slabă a curenților de convecție. Aceasta a permis concentrarea locală a anumitor componente minerale separate în stadiile timpurii și formarea unor diferențiate mai bazice (diorite cuarțifere) în masa granodioritelor, care îmbogățesc astfel gama petrografică a rocilor banatitice de la Mașca-Băișoara, alături de diferențiatele acide (granite, aplite, pegmatite) tardive.

## BIBLIOGRAFIE

- Barth T. F. W. (1959) *Theoretical Petrology*. New York.
- Borcoș M., Borcoș Elena (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc-Segeaca—V. Ieriu-sat (Bazinul V. Iara, Munții Apuseni). *D.S. Com. Geol.* XLVII, București.
- Burri C. (1959) *Petrochemische Berechnungsmethoden auf Äquivalenter Grundlage*. Basel u. Stuttgart.
- Cioflîica G. (1964) Contribuții la studiul petrografic al masivului eruptiv banatitic de la Cerbia (Munții Drocea). *Anal. Univ. Buc.* 30, București.
- Codarcea A.I. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocea Moutană (jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV, București.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1963) *Rock-forming minerals*. 4, London.
- Giuşcă D. (1950) Le massif éruptif de la Vlădeasa. *An. Com. Géol.* XXIII, București.
- Cioflîica G., Savu II. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol.* XII, 1, București.
- Hauer Fr. R. v., Stache G. Dr. (1863) *Geologie Siebenbürgens*. Wien.
- Johannsen A. (1931, 1932) *A descriptive petrography of the igneous rocks*. I, II, Chicago.
- Jude R., Ștefan A. (1967) Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a Munților Bihor (Munții Apuseni). *D.S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Koch A. (1889) Bericht über die im Sommer 1887 durchgeführten geologische Specialaufnahme des westlich von Torda gelegenen Gebietes, in Torda-Aranyoscer Komitate. *Jahrb. d.k. ung. geol. A.f. 1887*, Budapest.



- (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile. II, Budapest.
- Mârza I. (1969) Evoluția unităților cristaline din sud-estul Munților Mare. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Pavloescu L. (1958) Geologia și petrografia regiunii Ruschița. *An. Com. Geol.* XXXI, București.
- Savu H., Vasiliu Cecilia (1966) Temperatura de formare a granitului de Săvârșin, (Munții Drocea). *D.S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1966) Contribuții la studiul geochimic al rocilor banatitice de la Săvârșin (Munții Drocea). *D.S. Com. Geol.* LII/2, București.
- Socolescu M. M. (1941) Les gisements de fer et de manganèse dans la partie supérieure du Bassin de l'Ariceș. *C.B. Inst. Géol. Roum.* XXVI, Bucarest.
- Stoicovici E., Selogean I. (1970) Contribuții la cunoașterea magmatismului banatitic din Munții Bihorului. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, Series geol.-min.* XV, 2, Cluj.
- Streckeisen A. L. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2, 3, Stuttgart.
- Wahlstrom E. (1958) Igneous minerals and rocks. New York.

## ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES BANATITIQUES DE LA ZONE DE MAȘCA-BĂIȘOARA (MONTS APUSENI)

### (Résumé)

L'association des éruptions banatitiques avec les bassins crétacés qui entourent le massif cristallin de Gilău a été récemment mise en évidence (Giușcă et al., 1969). Il y a longtemps que l'on connaît sur le bord oriental de ce massif de nombreux corps banatitiques de dimensions réduites répandus surtout dans les environs de Băișoara.

Dans la zone de Mașca-Băișoara, les produits du magmatisme banatitique apparaissent sous forme de corps intrusifs, à caractère subvolcanique, accompagnés d'apophyses et de filons.

Le soubassement de la région est constitué par les formations cristallophylliennes de la série de Baia de Ariceș, représentée par des schistes, des calcaires et des dolomies cristallines; les roches carbonatées se développent dans la partie centrale de la région investiguée (pl. X). Les formations cristallophylliennes de la série de Biharia et de la série de Păiușeni ne sont que peu répandus ou n'apparaissent que localement. La mise en place des corps banatitiques, favorisée par la tectonique disjonctive de la phase laramienne, succède à l'accumulation des dépôts sénoniens, que ceux-là transforment en cornéennes, et précède l'accumulation des argiles bartoliens éocènes qui recouvrent une surface d'érosion interceptant tant les roches banatitiques que les produits du métamorphisme magmatique.

La principale masse des corps intrusifs est constituée par les roches granodioritiques, associées à des roches dioritiques et granitiques alors que les filons sont formés principale-



ment de dacites, andésites et de manière tout à fait subordonnée d'aplités et de pegmatites. Les andésites représentent les premières éruptions dans la région.

Les recherches en terrain et au laboratoire révèlent l'absence d'homogénéité minéralogique et structurale des roches d'un même corps ou d'une région. Ainsi, dans la partie septentrionale (zone de Băișoara) prédominent ils les corps filoniens (sills, dykes) à structure porphyrique évidente, alors que dans la partie centrale (zone de Mașca) se développent des corps de plus grandes dimensions, correspondant à un magma consolidé en profondeur, fait qui a favorisé le développement d'une structure „presque équi-granulaire”.

L'examen microscopique, les déterminations quantitatives de la composition modale des roches et les calculs pétrochimiques effectués à partir de 10 nouvelles analyses, ajoutées à celles antérieures (Koch, 1900; Teodoru, 1966, 1968) justifient l'attribution des roches éruptives de la zone de Mașca-Băișoara à différents types pétrographiques (granites, granodiorites, granodiorites porphyriques, porphyres granodioritiques, porphyres microgranodioritiques, porphyres dacitiques, diorites quartzifères, microdiorites porphyriques, andésites quartzifères, andésites, aplités granitiques et pegmatites) et nous permettent de préciser les caractéristiques des magmatites banatitiques et les particularités de la différenciation du magma dont elles proviennent.

La plus grande partie du magma, quartzodioritique, s'est consolidée en conditions de profondeur, conditions qui ont permis la constitution de certaines roches granulaires dont la majorité des composants minéraux sont bien développés. Vers la fin du cycle de solidification, la vitesse de refroidissement augmente comme suite de l'ascension de la masse des magmatites vers la surface, fait qui conduit à la constitution des structures „presque équi-granulaires” et au cas des corps de dimensions réduites à des structures porphyriques.

Il y a des aspects physiographiques des minéraux (principalement l'aspect corrodé des plagioclases zonés et du quartz), et des changements de leur composition chimique (surtout ceux des feldspaths plagioclases) qui trahissent des variations brusques, par saccades, des conditions thermodynamiques et chimiques survenues au cours de la migration, vers la surface, du magma dans lequel s'accumulaient les cristaux; des périodes de cristallisation calme alternant avec des périodes de cristallisation agitée.

La valeur élevée de l'indice Peacock (61,8) et le caractère faiblement potassique des roches (diagramme *mg-k*) respectivement le caractère basique plus accusé des plagioclases de la zone de Mașca, par rapport à ceux de la zone de Băișoara, les zonalités inverses et les recurrences basiques survenues vers la fin de la période de cristallisation des feldspaths plagioclases sont des arguments qui plaident en faveur de la contamination du magma par des roches carbonatées, au cours de la consolidation.

La position des roches du secteur de Băișoara sur le diagramme *(J-A)-T'* et la présence des xénolithes de quartz, nous portent également à suspecter l'influence des schistes cristallins dans lesquels sont englobés les corps éruptifs.

Le diagramme de la variation, construit à partir des paramètres Niggli (fig. 12) indique une série de différenciation complexe dépendant à faible développement dans le domaine basique. L'activité réduite des courants de convexité a permis, localement, la concentration des minéraux séparés au cours des premières phases et la formation de quelques produits de différenciation plus basiques (diorites quartzifères) dans la masse des granodiorites, enrichissant, à côté des produits de différenciation acide tardifs (granites, aplités, pegmatites) la gamme pétrographique des roches banatitiques.



## EXPLICATION DES PLANCHES

## Planche X

## Carte géologique de la zone de Mașca-Băișoara.

1, Quaternaire : alluvions, terrasses; 2, Tortonien : sables, argiles; 3, Éocène : argiles bariolées, microconglomérats, grès. Méta : orphisme magmatique : 4 métamorphisme hydrothermal; 5, skarns; 6, cornéennes. Magmatites laramiques; 7 a, granodiorites, granodiorites porphyriques; b, porphyres granodioritiques, microgranodiorites porphyriques; c, diorites quartzifères; 8 a, dacites; b, porphyres dacitiques; 9 a, andésites; b, microdiorites porphyriques. 10, Crétacé : conglomérats, microconglomérats, grès, marnocalcaires, siltites. 11, Permien : conglomérats, microconglomérats, grès. Cristallin de Bihor : série de Biharia; 12, schistes séricito-chloriteux; 13, plagiométabovolcaniles. Cristallin de Gilău : série de Baia de Ardeș, complexe carbonaté; 14, calcaires cristallins; 15, dolomies cristallines; complexe détritique; 16, paragneiss; 17, amphibolites; 18, schistes quartzitiques micacés, micaschistes quartzitiques, quartzites; 19, micaschistes à muscovite et biotite; 20, micaschistes à grenats; 21, zones de diaphorèse; 22, minéralisation (magnétite, de manière subordonnée sulfures); 23, faille; 24, position des formations; 25, galerie d'exploration; 26, puits d'exploration; 27, forage d'exploration; 28, direction des coupes; 29, échantillon.

## Planche XI

## Coupe géologique dans la zone de Mașca-Băișoara.

1, Éocène : argiles bariolées, microconglomérats, grès. Métamorphisme magmatique; 2, métamorphisme hydrothermal; 3, skarns : a, pyroxéniques; b, granatifères; 4, cornéennes. Magmatites laramiques; 5, granodiorites, granodiorites porphyriques, porphyres granodioritiques, diorites; 6, andésites, microdiorites porphyriques. Cristallin de Gilău : série de Baia de Ardeș; 7, calcaires cristallins; 8, dolomies cristallines; 9, quartzites, quartzites micacés, micaschistes, paragneiss. Minéralisation : 11, sulfures; a, imprégnations; b, compactes; 12, magnétite; a, imprégnations; b, compacte; 13, failles; 14, galerie d'exploration; 15, forage d'exploration.





PLAȘA I





## PLANȘA I

Fig. 1. — Xenolit de andezit amfibolic în corpul de granodiorit. Zăcămintul Mașca, orizontul —28 m. Nic. +; × 13.

Xénolite d'andésite amphibolique dans le corps de granodiorite. Gisement de Mașca, horizon —28 m. Nic. +; × 13.

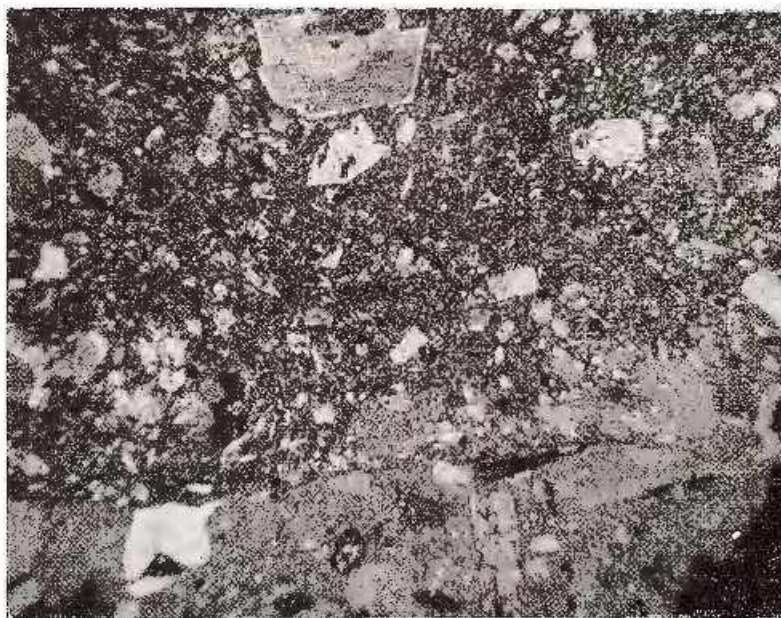
Fig. 2. — Contactul dintre andezit amfibolic și dacit cu hornblendă. Valea Iara. Nic. +; × 13.

Contact entre l'andésite amphibolique et le dacite à hornblende. Vallée Iara. Nic. +; × 13.





1



2

## PLAȘA II

- Fig. 1. — Structură micrografică. Ortoză micropertitică concreșcută cu cuarț în granitul grafic. Foraj 31.745. Nic. + ;  $\times 43$ .  
Structure micrographique. Orthose micropertitique enchevêtrée de quartz dans le granite graphique. Forage 31.745. Nic. + ;  $\times 43$ .
- Fig. 2. — Granit cu biotit. Incluziuni de plagioclaz și cuarț în ortoza psidilitică. Foraj 31.745. Nic. + ;  $\times 50$ .  
Granite à biotite. Inclusions de plagioclase et de quartz dans l'orthose psiditique. Forage 31.745. Nic. + ;  $\times 50$ .





1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LVIII/1.



### PLAȘA III

- Fig. 1. — Granit cu biotit; structură hipidiomorf-grăunțoasă. Foraj 31.745. Nic. +;  $\times 7$ .  
Granite à biotite; structure hypidiomorphe-granuleuse. Forage 31.745. Nic. +;  $\times 7$ .
- Fig. 2. — Creșterea cuarț-feldspat potasie, în granitul cu structură grafică. Foraj 31.745. Nic. +;  $\times 21$ .  
Enchevêtrement de quartz-feldspati potassique, dans le granite à structure graphique. Forage 31.745. Nic. +;  $\times 21$ .
- Fig. 3. — Granodiorit cu biotit și hornblendă, cu structură „aproape echigranulară”. Zăcămintă Masea, orizontul -160 m. Nic. +;  $\times 6$ .  
Granodiorite à biotite et hornblende, à structure „presque équilibrée”. Gisement de Masea, horizon -160 m. Nic. +;  $\times 6$ .
- Fig. 4. — Porfir microgranodioritic; zona marginală a corpului granodioritic din valea Ierții. Nic. +;  $\times 12$ .  
Porphyre microgranodioritique; zone marginale du corps granodioritique de la vallée de Ierți. Nic. +;  $\times 12$ .





1



2



3



4

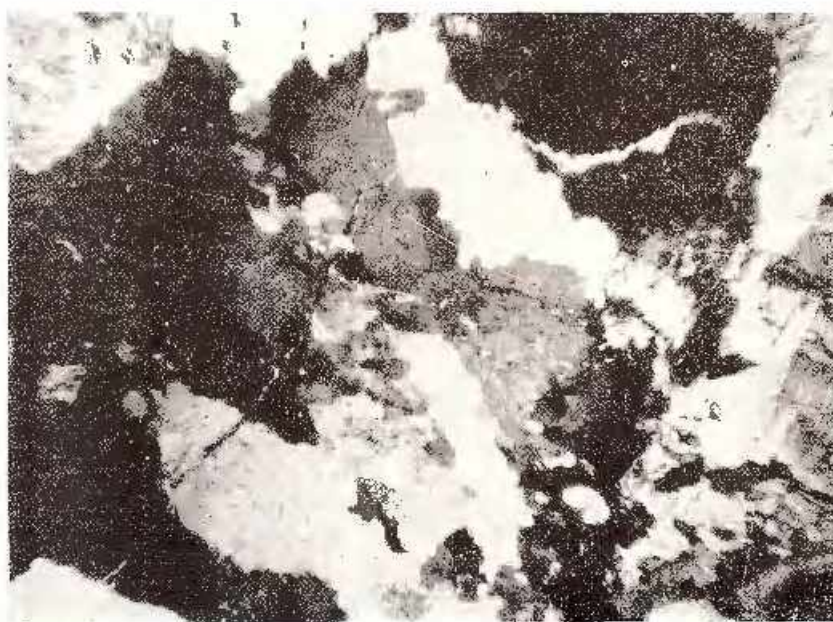
## PLANȘA IV

- Fig. 1. — Granodiorit cu structură „aproape echigranulară”. Zăcămintul Mașca, orizontul — 80 m. Nic. + ;  $\times 40$ .  
Granodiorite à structure „presque équi-granulaire”. Gisement de Mașca, horizon — 80 m. Nic. + ;  $\times 40$ .
- Fig. 2. — Xenolite de cuarț în granodioritul cu biotit și hornblendă. Valca Ierjii, Nic. + ;  $\times 42$ .  
Xénolites de quartz dans le granodiorite à biotite et hornblende. Vallée de Ierjii, Nic. + ;  $\times 42$ .





4



2



## PLANȘA V

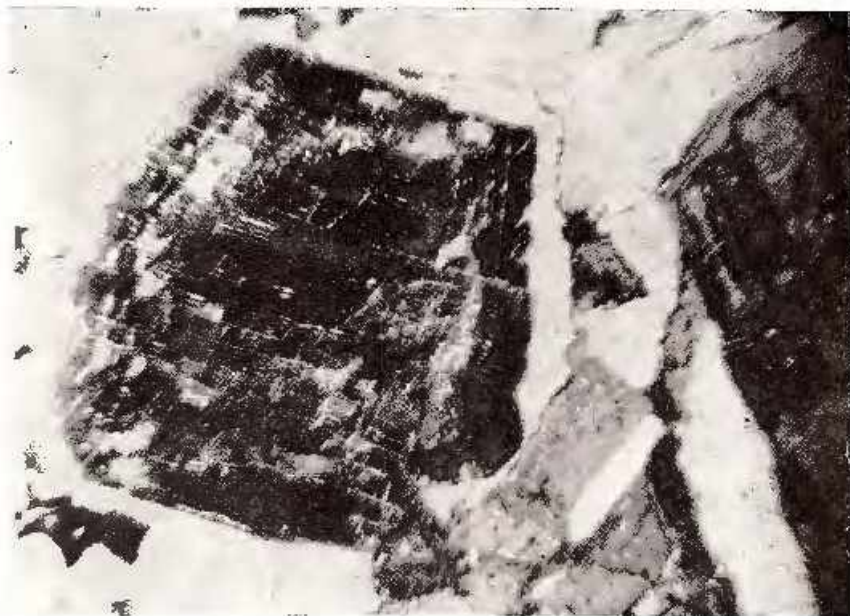
Fig. 1. --- Plagioclaz albilizat din granodioritul cu biotit și hornblendă. Zăcămintul Mașca, orizontul -80 m. Nic. --- ;  $\times 52$ .

Plagioclase albilisé dans le granodiorite à biotite et hornblende. Gisement de Mașca, horizon -80 m. Nic. --- ;  $\times 52$ .

Fig. 2. --- Plagioclaz zonat în porfir granodioritic. Valea Ierții. Nic. --- ;  $\times 40$ .

Plagioclase zoné dans le porphyre granodioritique. Vallée de Ierții. Nic. --- ;  $\times 40$ .





1



2

Institutul Geologic. Dăru de seamă ale şedinţelor, vol. LVIII/1.



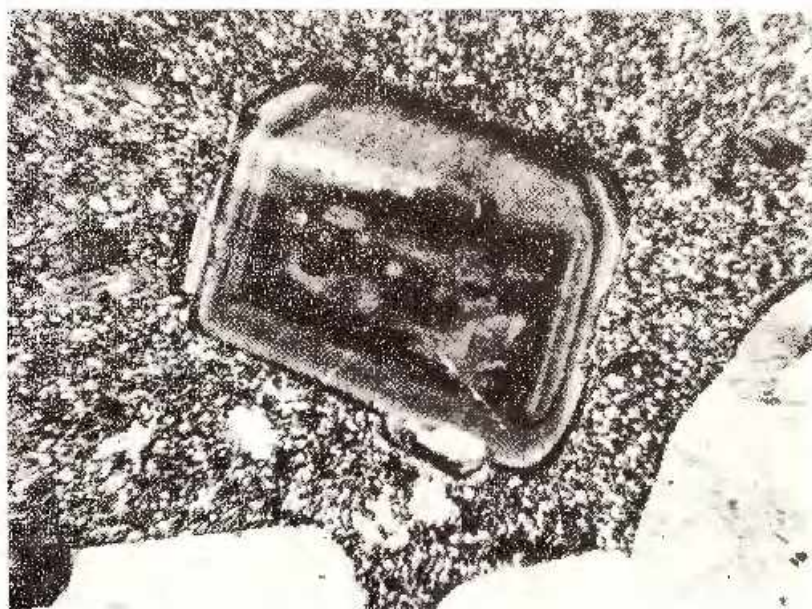
## PLANȘA VI

- Fig. 1. — Porfir granodioritic cu potlit și hornblendă. Valea Cerții, Nic. 17 p. 12.  
Porphyre granodioritică cu biotit și hornblendă. Vallée de Cerți, Nic. 17 p. 12.
- Fig. 2. — Cristal de oligoclaz zădat în dacit. Băișoara, Nic. 17 p. 46.  
Cristal de plagioclase zădat deis du dacite. Băișoara, Nic. 17 p. 46.





1

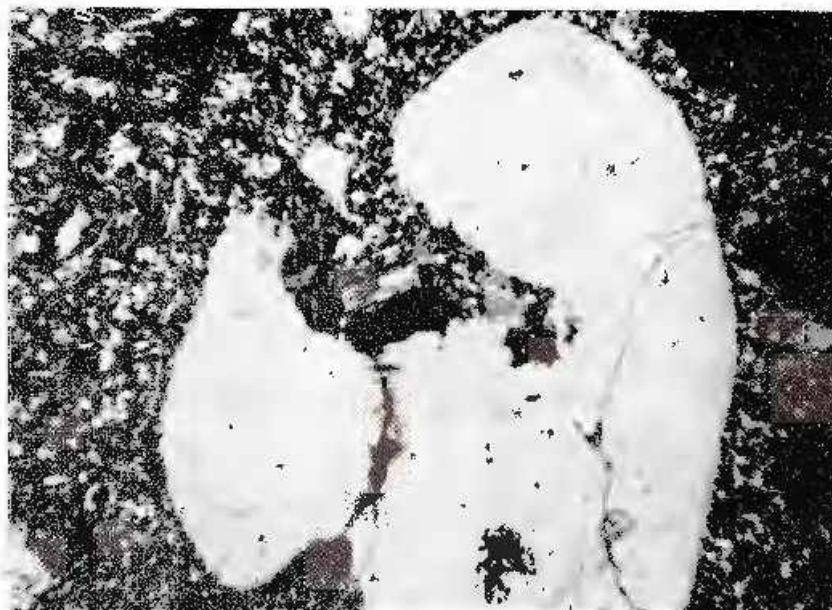


2

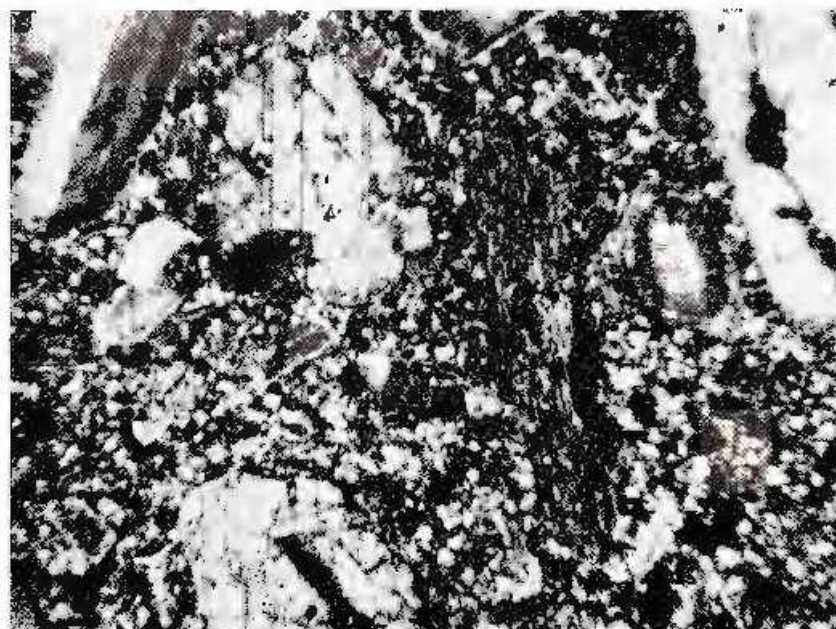
## PLANȘA VII

- Fig. 1. — Cuarț corodată în porfirul dacitic, Valea Ierții, Nic. — ;  $\times 42$ .  
Quartz corrodé dans le porphyre dacitique, Vallée de Ierții, Nic. + ;  $\times 42$ .
- Fig. 2. — Porfir dacitic cu hornblendă și biolit, Valea Ierții, Nic. + ;  $\times 42$ .  
Porphyre dacitique à hornblende et biolite, Vallée de Ierții, Nic. + ;  $\times 42$ .





1



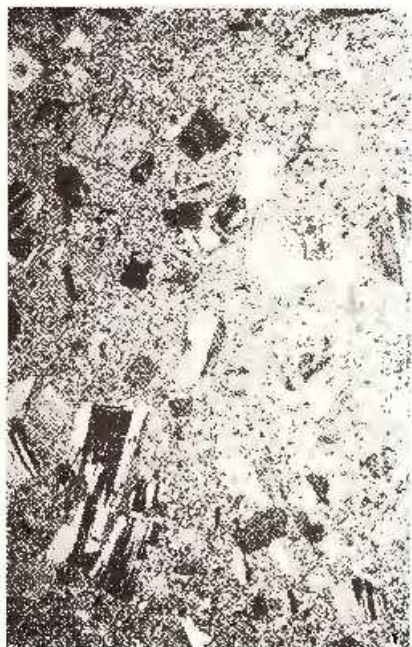
2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale şedinţelor, vol. LVIII/1.

## PLAȘA VIII

- Fig. 1. — Structura periferului dazitic cu hornblendă și biotit din valea Ierșii. Nic. + ;  $\times 6$ .  
Structure du porphyre dacitique à hornblende et biotite de la vallée de Ierșii. Nic. + ;  $\times 6$ .
- Fig. 2. — Diorit cuarțifer cu structură „aproape cöngranulată”. Pârâu Miei. Nic. + ;  $\times 12$ .  
Diorite quartzifère à structure „presque éqüigranulaire”. Ruisseau Miei. Nic. + ;  $\times 12$ .
- Fig. 3. — Microdiorit, cu microlite de plagioclazi. Zăcămint Mașca, orizontul -28 m. Nic. + ;  $\times 12$ .  
Microdiorite à microlites de plagioclase. Gisement de Mașca, horizon -28 m. Nic. + ;  $\times 12$ .
- Fig. 4. — Andezit cuarțifer. Foraj 31.743. Nic. + ;  $\times 12$ .  
Andésite quartzifère. Forage 31.743. Nic. + ;  $\times 12$ .





1



2



3



4



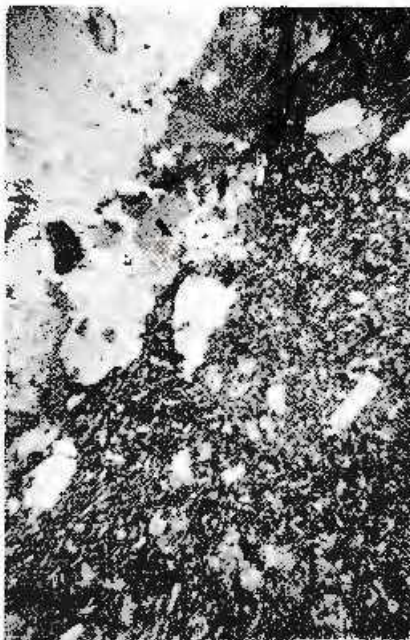
## PLAȘA IX

- Fig. 1. — Andezit cu hornblendă și biotit. Microliite de plagioclazi slab orientate. Zăcămint Mașca, orizontul -120 m. Nic. — ; × 54.  
Andésite à hornblende et biotite. Microliites de plagioclases faiblement orientés. Gisement de Mașca, horizon -120 m. Nic. — ; × 54.
- Fig. 2. — Raportul dintre enclava de andezit amfibolic și granodiorit. Zăcămint Mașca, orizontul 160 m. Nic. + ; × 21.  
Rapport entre l'enclave d'andésité amphibolique et le granodiorite. Gisement de Mașca, horizon -160 m. Nic. + ; × 21.
- Fig. 3. — Apliit granitic cu ortoză maclată Karlsbad. Zăcămint Mașca, orizontul -120 m. Nic. + ; × 42.  
Aplite granitique à orthose montrant des macles de Karlsbad. Gisement de Mașca, horizon -120 m. Nic. + ; × 42.
- Fig. 4. — Micropegmatit Feldspat potasic cu structură micropertitică. Zăcămint Mașca, orizontul 80 m. Nic. + ; × 12.  
Micropegmatite. Feldspath potassique à structure micropertitique. Gisement de Mașca, horizon 80 m. Nic. + ; × 12.

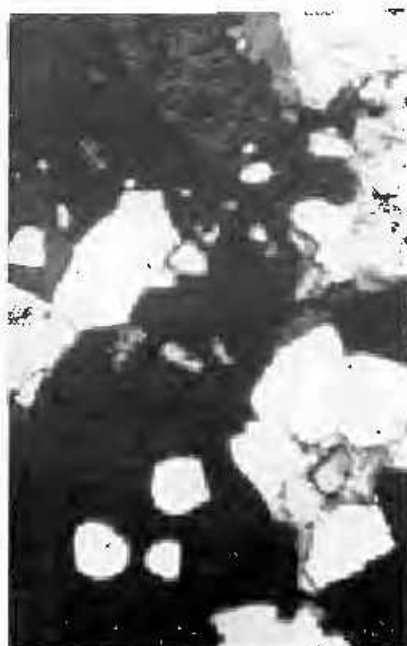




1



2



3



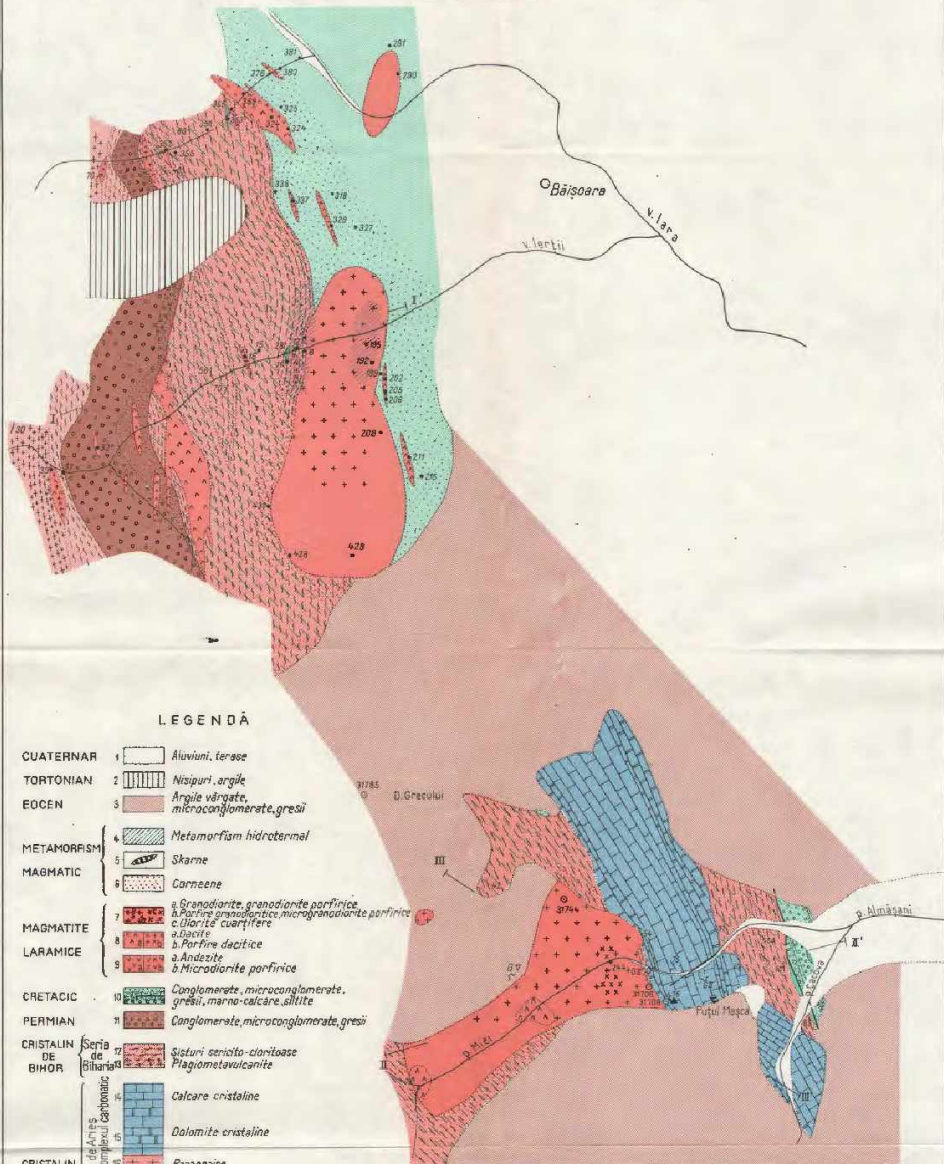
4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale sedișelor, vol. LVIII/1.



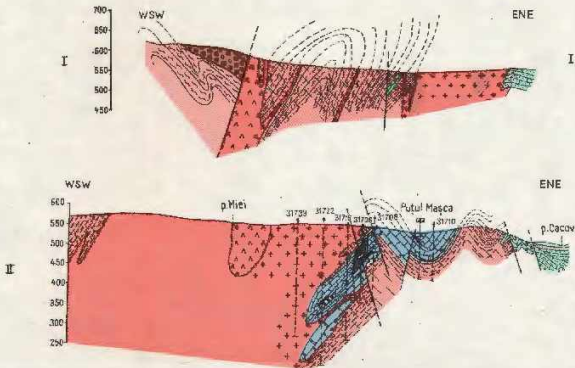
C. LAZĂR, I. INTORSUREANU, MARIA POPESCU  
**HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI MAȘCA-BĂIȘOARA**

0 100 200 300m

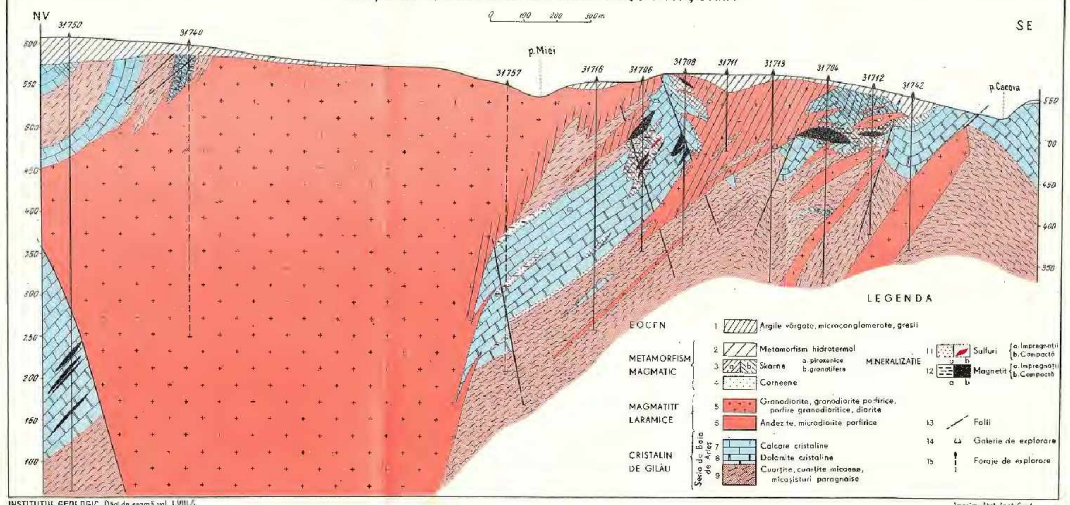


**LEGENDA**

- CUATERNAR 1 Aluvii, terose
- TORTONIAN 2 Nisipuri, argile
- EOCEN 3 Argile vârgate, microconglomerate, gresii
- METAMORFISM 4 Metamorfism hidrotermal
- 5 Skarne
- MAGMATIC 6 Carneene
- MAGMATITE 7 a. Granodiorite, granodiorite porfirice  
b. Porfiring granodiorice, microgranodiorite porfirice  
c. Diorite cuarțite
- 8 a. Diorite  
b. Porfiring dacitice
- LARAMICE 9 a. Andezite  
b. Microdiorite porfirice
- CRETACIC 10 Conglomerate, microconglomerate, gresii, marno-calcare, silite
- PERMIAN 11 Conglomerate, microconglomerate, gresii
- CRISTALIN DE BIHOR 12 Sisturi sericito-cloritoase  
Plagiometavulcanite
- 13 Calcare cristaline
- 14 Dolomite cristaline
- CRISTALIN DE GIĂU 15 Paragneise  
Amfibolite
- 16 Sisturi cuarțitice micaee, micașisturi cuarțitice, cuarțite
- 17 Micașisturi cu muscovit și biotit
- 18 Micașisturi cu granaj
- 19 Zone de diafază
- 20 Mineralizații (magnetit, subordonat sulfuri)
- 21 Falte
- 22 Poziție formațiunilor
- 23 Galeria de explorare
- 24 Puț de explorare
- 25 Foraj de explorare
- 26 Direcția profilelor
- 27 Probă



SECȚIUNE GEOLOGICĂ PRIN ZONA MAȘCA-BĂIȘOARA



INSTITUTUL GEOLOGIC. Dăți de seamă, vol. LVIII/1



Institutul Geologic al României

Impres. At. Inst. Geol.

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

**GENEZA GRANITOIDELOR ȘI ȘISTURILOR CRISTALINE DIN  
REGIUNEA VĂLEA SADULUI-STĂNCEȘTI (MUNȚII PARÎNG)<sup>1</sup>**

DE

HARALAMBIE SAVU, CECILIA YASILIU, CONSTANȚA UDRESCU<sup>2</sup>

**Abstract**

Genesis of Granitoids and Crystalline Schists from the Sadu Valley-Stăncești Region (Parîng Mountains). The crystalline schists from the Danubian Autochthonous Domain have formed during the Baikalian cycle. They pertain to the Drăgășan Series (initial magmatites), the Lainici-Păiuș Series (southern facies) and to the „clasic” or Upper Drăgășan Series, the latter representing a final metaflysch (northern facies). The Baikalian movements have determined the metamorphism and the folding processes of formations in a virgation structure, intruded by granitoid massifs. The crystalline schists of the terrigenous Lainici-Păiuș Series from the region investigated arise under the conditions of the Danubian type of low pressure metamorphism process, which determined the formation of a biotite zone and a sillimanite and cordierite one, as well as intense phenomena of arctic migmatization. The Șușița synorogenic pluton is located in the axial zone of the outer major anticlinal structure of the Danubian Autochthonous, and consists of quartziferous diorites, granodiorites and granites. The late orogenic granitoid bodies are composed of biotite — and muscovite-bearing granites and porphyric granites. Various types of vein rocks cross these massifs. The petrochemical study reveals that the primary magma of granodioritic composition followed the calc-alkaline differentiation line, conclusion that may be also inferred from the distribution mode of spectrally analysed minor elements. The primary magma has a lithogenetic origin, and its formation is due to anatexis and palinogenesis processes at a depth exceeding 50 km. It has generated subsolvus ever more acid and showing an alkaline tendency granitoids.

**Introducere**

Pe linia preocupărilor noastre privind caracterizarea sub aspect structural-petrologic, petrochimic și geochimic a rocilor intrusive din provincia granitoidelor baicaliene din autohtonul danubian, vom prezenta

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

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



În această lucrare particularitățile șisturilor cristaline și ale intruziunilor sinorogene și tardeorogene situate între valea Sadului și Stăncești (pl. III), cu scopul de a stabili condițiile în care s-au format acestea.

În trecut, asupra acestor formațiuni s-au făcut doar unele considerații de ordin general-cartografic și petrografic ce se datorează lui Ștefănescu (1883), Mrazec (1897), Dumitrescu (1905) și Ioncescu-Bujor (1912). Mai târziu Manolescu (1937) cercetează granitele din regiunea Stăncești, semnalând caracterul lor porfiric și fenomenele de metamorfism de contact pe care le-au produs asupra șisturilor cristaline cu intercalații de calcare, aparținând seriei de Lainici-Păiuș. Noi date privind răspândirea rocilor granitoide în regiune și petrografia acestora sînt aduse recent de Pavelescu și Pavelescu (1970), Dragomir și Arsenescu<sup>3</sup>, precum și de autorii prezentei lucrări<sup>4</sup>.

#### Condițiile geotectonice care au controlat formarea șisturilor cristaline și punerea în loc a granitoidelor baicaliene

Faza de geosinclinal baicalian se instalează în zona mobilă a autohtonului danubian pe un fundament cutat și metamorfozat, aparținînd ciclului prebaicalian-carpătian<sup>5</sup>. În acest geosinclinal începe o intensă activitate magmatică bazică, din ale cărei produse, ce alternau cu depozite sedimentare, va rezulta prin metamorfism seria de Drăgșan (Savu et al., 1971). În apropierea continentului arhaic-carelian (pintenul valah) acest magmatism este foarte slab, dar aici predomină depozitele terigene formate din alternanțe de gresii, uneori chiar microconglomerate și argile cu intercalații de calcare și depozite organogene, în general cu caracter flișoid, din care va rezulta seria de Lainici-Păiuș. În faciesul nordic continuă erupțiile care alternează cu depuneri de gresii feldspatice, dar între timp, ceva mai la nord, în geosinclinalul baicalian începe să se ridice o cordilieră (Ginșeă et al., 1969), alcătuită din formațiunile intens meta-

<sup>3</sup> N. Dragomir, V. Arsenescu. Prospekțiuni geologice pentru grafit pe rama de sud a Munților Parîng. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>4</sup> H. Savu, Cecilia Vasiliu, Constanța Udrescu. Studiul geochemic al granitoidelor de Șușița din zona piriului Sadu piriul Sunătoarea (Carpații Meridionali). 1970. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>5</sup> În ultimul deceniu, formațiunile acestui ciclu au fost atribuite de diferiți autori arhaicului, syeco-fenianului, carelianului, gothianului sau daslandianului; s-a presupus de asemenea, că ele s-au format în cursul evoluției a două cicluri tectono-magmatice: lotrian și alutian. Deoarece se dovedește că ele reprezintă un singur ciclu prebaicalian-postcarelian, dar pentru care nu există în prezent date certe spre a-l atribui uneia din diviziunile de mai sus, noi propunem pentru el denumirea de ciclul carpatian, avînd în vedere faptul că formațiunile sale sînt caracteristice în Carpați.



morfozate și migmatizate ale cristalinului prebaicalian din fundament. Această cordilieră getică separă în aria geosinclinală o avant-fosă (S a v u et al., 1971) ce va evolua în lungul amplasamentului actual al catenci carpatice. Astfel constituită, cordiliera va funcționa și în ciclurile următoare și va constitui în final unitatea pinzei getice<sup>6</sup>. Din materialul dezagregat submarin din cordilieră, în timpul ridicării acesteia, se va forma seria „elastice” sau de Drăgășan superioară cu intercalațiile sale conglomeratice nesortate, care ar reprezenta în concepția noastră un fliș final<sup>7</sup> al eugeo-sinclinalului baicalian.

Datorită mișcărilor baicaliene (550-500 mil. ani), determinate de subîmpingerea soclului arhaic-carelian de la sud, formațiunile din avant-fosă sînt antrenate în mai multe structuri anticlinale și sinclinale majore, care alcătuiesc o virgație al cărui punct de unire a structurilor se află în fața pîntenului valah, în zona de unire a Carpaților cu Balcanii (S a v u, 1965, 1970). Aceste structuri prezintă în general vergențe orientate spre SSE și cantonează în zona lor axială plutonii granitoizi sinorogeni baicalieni din autohtonul danubian (S a v u, 1970), între care și cei cercetați de noi în regiunea valea Sadului-Stăncăști. Toate formațiunile generate în ciclul baicalian alcătuiesc în ansamblu infrastructura autohtonului danubian (S a v u, 1970).

După punerea în loc a granitoidelor baicaliene -sinorogene și tardeorogene — regiunea intră într-o perioadă de exondare în care o parte importantă din formațiunile acestui ciclu au fost îndepărtate, eroziunea ajungînd uneori pînă la adîncimea de 10-15 km, astfel că au fost scoase la zi și erodate, în parte, atît masivele granitoide, cît și șisturile cristaline pînă la nivelul zonelor cu biotit, cu granat și cu sillimanit.

Urmează o nouă fază de imersiune, cînd se instalează geosinclinalul ciclului hercinic peste „ruinele” geosinclinalului baicalian. În timpul Silurianului (S t ă n o i u, 1971), Devonianului și probabil Carboniferului inferior se depune transgresiv seria de Tulișa (P a v e l e s c u et al., 1964) care face parte din suprastructura regiunii și care remaniază elemente din granitele și șisturile cristaline baicaliene (S a v u, 1970). Această serie este cutată și slab metamorfozată în timpul cutărilor bretone (300 mil. ani), care determină formarea a numeroase structuri anticlinale și sinclinale încastrate în infrastructură, structuri care urmăresc de asemenea marginile vechiului continent și sînt aproximativ paralele cu vechile structuri baicaliene care sînt reluate în aceste mișcări.

<sup>6, 7</sup> *Op. cit.* pct. 4.

În regiunea valea Sadului-Stăncești seria de Tulișa formează sinclinalul Rafailă-valea Alunului, pensat în infrastructură (pl. III) care, datorită unor fracturi transversale, se oprește în versantul vestic al văii Sadului. Această serie este alcătuită aici din șisturi cu cloritoid, șisturi sericito-grafitoase, metagresii, metacuarțite, metaconglomerate și metabazite.

Metamorfismul acestei serii are loc la nivelul faciesului șisturilor verzi, iar efectele sale se resimt și în infrastructură, determinând în șisturile cristaline un alloretrorfism în planul unei foliații  $S_2$ , iar în granitoidele baicaliene un proces de laminare și de metamorfism în condițiile faciesului șisturilor verzi (S a v u, 1970). Acest fenomen are loc mai ales în zonele sinclinalelor bretone, în timp ce în zonele de anticlinal efectul metamorfismului a fost foarte slab sau aproape inexistent. De la o zonă la alta se observă treceri gradate, fapt demonstrat și în regiunea valea Sadului-Stăncești (pl. III).

Tot în suprastructură se încadrează și formațiunea de Schela, de vîrstă probabil carbonifer-superioară (M r a z e c, 1899; M u n t e a n u - M u r g o e i, 1912), care nu apare decît în partea de sud a autohtonului danubian, unde este prinsă sub o serie de solzi (pl. III) formați din granitele baicaliene și șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păiuș. Aceste încălecări au loc de la NNW spre SSE și sînt determinate de o fază de mișcări hercinice mai tîrzii. Această formațiune constă din cuarțite fine cu intercalații de argilite slab metamorfozate și de antracit ce trec în sus la conglomerate.

Este locul să arătăm că pe rama de sud a autohtonului danubian, situată în apropierea soclului continental arhaic-carolian, au existat aproximativ aceleași condiții de sedimentare și de mișcare tectonică încă din Proterozoic. Astfel, remarcăm apariția formațiunilor cu material cărbunos în seria de Lainici-Păiuș (grafit), în seria de Tulișa (grafit) și în formațiunea de Schela (antracit), deci atît în ciclul baicalian, cît și în cel hercinic. În ultimul ciclu evoluția geologică s-a caracterizat prin fenomene de transgresiune și regresiune, determinate de mișcări tectonice în care condițiile de metamorfism au fost din ce în ce mai slabe în comparație cu cele ale ciclurilor anterioare și au încetat complet o dată cu ultimele mișcări hercinice.

În aceste perioade mișcările tectonice au avut aproximativ același sens, ca și în ciclul alpin și anume, de la NNW spre SSE determinînd structuri, solzi sau încălecări deversate spre SSE deci în direcția soclului continental. Această consecvență tectonică se datorează unei mișcări de subîmpingere, în care soclul continental (pintennul valah) se afundă sub





formațiunile ce se culează, iar acestea debordează spre sau peste Vorland <sup>8</sup> (S a v u et al., 1971).

### Considerații asupra petrologiei șisturilor cristaline baicaliene

Regiunea valea Sadului-Stăncești se situează în lungul structurii anticlinale majore externe Nedeiu-Șușița-Tismana, în a cărei zonă axială se află plutonul sinorogen de Șușița (pl. III). Această structură se corelează la sud cu o structură sinclinală asimetrică, al cărui flanc sudic este străbătut de intruziunile de granite tardeorogene de la Stăncești și Arșeni. Formula structurală a șisturilor cristaline din această zonă este  $E_1 + S_1 || S$

Seria de Lainici-Păiuș, care alcătuiește învelișul corpurilor granitoide, constă din șisturi cristaline de origine detritogenă, cu grade de metamorfism și de migmatizare arteritică variate. Intruziunile granitoide și procesul de migmatizare împiedică în general descifrarea stratigrafiei seriei. Se poate însă constata, că în această regiune se dezvoltă un complex de șisturi cristaline care este intens migmatizat, mai ales în jurul corpurilor granitoide sinorogene. La sud de granitoidele tardeorogene de la Stăncești și Arșeni se trece la o zonă mai slab migmatizată, dar în care metamorfismul de contact sineinematic este mai puternic (zona cu sillimanit), iar pe marginea sudică a regiunii, între Stăncești și Larga, de la această zonă se trece la o alta, în care metamorfismul regional nu a fost influențat de intruziunile granitoide, el păstrându-se la nivelul zonei cu biotit.

Zona cu biotit comportă roci fine, cu aspect de filite, reprezentate preponderent prin șisturi cuarțitice, cuarțite, gnaise nodulare fine și micrognaise plagioclazice cu textură rubanată indicând o sedimentare recurentă (pl. I, fig. 1). Paragenezele caracteristice în aceste roci sînt:

- (1) Cuarț-biotit-plagioclaz;
- (2) Cuarț-plagioclaz-biotit.

În șisturile cristaline se intercalează calcare sub formă de benzi înguste ce alternează cu șisturile cuarțitice și gnaisele fine biotitice, rezultînd o formațiune cu structură rubanată foarte caracteristică (fig. 1). Calcarele cristaline au culoare cenușie, sînt fin cristalizate și conțin următoarea parageneză:

- (3) Calcit-flogopit-cuarț.

Șisturile cristaline din această zonă metamorfică sînt străbătute uneori de filoane de granite (fig. 2).

<sup>8</sup> *Op. cit.* pct. 4.





Fig. 1. — Alternanțe de calcare și șisturi cuarțitice la Slănțești, în care se observă microcutele  $t_1$  și fisurile longitudinale.

Alternances de calcaires et de schistes quartziliques à Slănțești, laissant voir des micropilis  $t_1$  et des fissures longitudinales.



Fig. 2. — Filoane de granite concordante ( $\gamma$ ) în șisturile zonei cu biotit de la Slănțești. Foliația șisturilor ( $S_1$ ) este paralelă cu stratificația acestora ( $S$ ).

Filons de granite concordants ( $\gamma$ ) dans les schistes de la zone à biotite de Slănțești. Foliaion des schistes ( $S_1$ ) parallèle à leur stratification ( $S$ ).



Zona cu sillimanit și cordierit, la care se trece brusc, cuprinde șisturi de contact reprezentate prin micașisturi cuarțitice cu biotit, paragneise cu biotit, sillimanit și cordierit, roci în care este caracteristică paragenza următoare:

(4) Cuarț-feldspat-sillimanit-cordierit (pinit)-biotit-muscovit-granat (-turmalină).

Pe Valea Mare, valea Larga și valca Drăgoești sillimanitul se prezintă în cristale prismatice larg dezvoltate ( $12 \times 2$  cm), adesea transformate pe margini în muscovit (pl. I, fig. 2) sub acțiunea soluțiilor migmatizante (S a v u, 1970). Pseudomorfozele de pinit frecvente în aceste roci indică prezența cordieritului care nu a putut rezista acțiunii soluțiilor migmatice.

În zona cu sillimanit rocile carbonatice afectate de metamorfismul de contact sincinemantic (pîrul Morilor, Arșeni) trec în calcare cu silicați, cu textură rubanată, determinată de alternanța unor benzi mai bogate în silicați, care pot atinge 45—50 % (pl. I, fig. 3), cu benzi mai sărace în astfel de minerale. Paragenzele caracteristice sînt:

(5) Calcit-diopsid ( $cNg = 38^{\circ}-39^{\circ}$ )-forsterit-hornblendă-flogopit-talc-cuarț-granat-sfen;

(6) Calcit-piroxen-tremolit ( $cNg = 17^{\circ}$ );

(7) Calcit-piroxen-hornblendă verzuie ( $cNg = 15^{\circ}$ )-flogopit;

(8) Piroxen-cuarț-calcit-flogopit (clorit)-magnetit.

Coexistența cuarțului cu calcitul și silicații arată că în condițiile metamorfismului, încorporarea Mg și Ca în rețeaua silicaților nu este satisfăcută numai de excesul de  $SiO_2$ , ci este necesar să existe proporțional suficienți ioni de Ca și Mg pentru formarea silicaturii cerut de condițiile de PT. Nefiind satisfăcută această condiție, nu se poate stabili în rocă un echilibru între aceste elemente, iar calcitul, dolomitul și cuarțul pot co-exista, indiferent de temperatura la care are loc metamorfismul.

Referindu-ne la condițiile termodinamice în care s-au format zona cu biotit și zona cu sillimanit, observăm că acestea au luat naștere în condițiile specifice metamorfismului de tip danubian (S a v u, 1970). În cazul în care ar fi acționat numai metamorfismul regional, se pare că transformările ar fi avut loc în această regiune numai la nivelul zonei cu biotit, eventual cu granat, la presiunea de 4-5 Kb și temperatura de aproximativ  $500^{\circ}-550^{\circ}C$ , condiții în care a luat naștere zona cu biotit de la Stăncești. Intervenția metamorfismului de contact sincinemantic, determinat de intruziunile sinorogene și tardorogene, a ridicat temperatura în zona cu sillimanit pînă la aproximativ  $700^{\circ}C$ , ceea ce a permis formarea cristalelor mari ale acestui silicat. Presiunea fiind mică, alături de sillimanit a luat



naștere și cordieritul. Aceeași temperatură ridicată a mediului din jurul intruziunilor a favorizat și procesele de migmatizare avansată din partea de nord a regiunii (pl. III).

**Procesul de migmatizare arteritică.** Tipurile cele mai frecvente de migmatite arteritice (Barth, 1952) sînt cele cu textură paralelă sau lenticulară, în general de tip stromatitic (lit par lit), și mai rar migmatite oculare sau oftalmitice (Mehnerl, 1968) și anume, migmatite fenoblastice. În zonele în care migmatizarea a fost mai intensă, paleosoma a fost îmbibată puternic cu soluții granitoide (migmatice), conducînd uneori la formarea de migmatite cu aspect nebulitic, cum sînt cele de pe valea Larga. Apar de asemenea, numeroase filoane discordante de aplite, granite și granite pegmatoide, asemănătoare celor care străbat corpurile granitoide.

Paleosoma migmatitelor este alcătuită în general din aceleași tipuri de roci cristaline rubanate pe care le-am descris mai sus, dar prezentînd o granulație mai mare și transformări caracteristice. Sînt frecvente paragnaisele și cuarțitele, cu care se asociază uneori și roci bazice metamorfizate (pl. III). Acestea din urmă sînt reprezentate prin amfibolite, gnaise fine cu amfiboli și metagabbrouri formate din plagioclaz ( $An_{50}$ ), olivină, diopsid ( $cNg = 39^\circ$ ), hornblendă brună și hornblendă verzuie, roci afectate de asemenea de fenomenele de migmatizare care produc o serie de transformări mineralogice.

În procesul de migmatizare se formează în unele roci concentrații anormale de biotit, iar în faza finală, sub acțiunea soluțiilor târziu-magmatice, are loc înlocuirea sillimanitului cu muscovit, pinitizarea cordieritului și transformarea granatului, plagioclazului etc., fenomen care trădează procesul de autoretromorfism (Savu, 1970).

Migmatitele oculare (fenoblastice), care apar mai rar, se dezvoltă uneori în jurul filoanelor concordante de granite pegmatoide (fig. 3). Fenoblastele de feldspat potasic (microclin) aproape idiomorfe din paleosomă ajung uneori pînă la 7 cm lungime și sînt orientate paralel cu foliația rocilor. Ele sînt parțial sau total înlocuite cu albit fin maelat de temperatură scăzută (pl. I, fig. 4) — o varietate de schachbrettalbit (SerEBryakov, 1961). Cînd constan din microclin au culoare cenușie, iar cînd sînt albitizate culoarea lor este albă.

În ceea ce privește momentul formării migmatitelor, este clar că cele mai multe au luat naștere în timpul punerii în loc și consolidării corpurilor granitoide. Este posibil însă, ca unele din migmatitele stromatitice să fi început să se formeze ceva mai înainte de punerea în loc a intruziunilor,



din soluțiile care migrau din zona de formare a magmei granitoide (G r o u t, 1948), deplasându-se sub forma unui front migmatitic, înaintea plutonilor ce se ridicau.

Sub acțiunea mișcărilor bretone, șisturile cristaline și rocile migmatice de pe pîriul Alunului suferă un fenomen de allotromorfism (fig. 4),

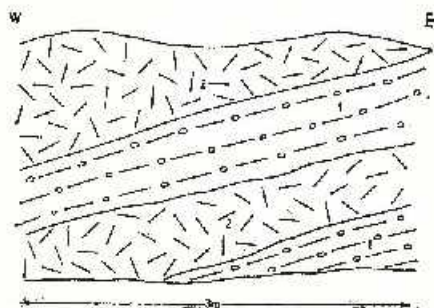


Fig. 3. — Migmatite oculare cu fenoblaste de feldspat potasic cenușiu (1) dezvoltate pe contactul unor filoane concordante de granit pegmatoid cu feldspat potasic cenușiu (2). Pîriul Prislop.

Migmatites ocellés à phénoblastes de feldspath potassique sombre (1) développés le long du contact de certains filons concordants de granite pegmatoïde à feldspath potassique sombre (2). Ruisseau Prislop.

trecînd în roci a căror formulă structurală este  $(L_1 + S_1 | S) + (L_2 + S_2 \times S_1)^0$ . Mineralele primare sînt înlocuite cu minerale secundare, mai ales în planul foliațier  $S_2$ .

### Structura și petrografia plutonului granitoid sinorogen

În cadrul autohtonului danubian, plutonul granitoid sinorogen de Sușița este situat în zona axială a structurii anticlinale majore marginale externe Nedciu-Sușița-Tismana, deversată spre SSE (S a v u, 1970). În regiunea care face obiectul studiului de față, axul structural al plutonului suferă o flexură. Această flexură deși s-ar putea explica în parte pe baza fracturilor transversale din bazinul văii Sadului, care au întrerupt și continuarea seriei de Tuliza prin ridicarea blocului estic, ar putea fi primară și să fi fost determinată de influența fundamentului prebaicalian

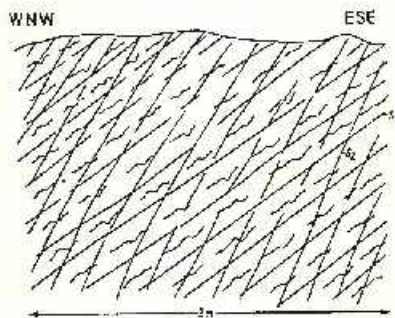


Fig. 4. — Migmatite cu foliația primară ( $S_1$ ) și foliația secundară ( $S_2$ ) — supraîmpusă — determinată de allotromorfismul hercynic. Pîriul Alunului.

Migmatites montrant une foliation primaire ( $S_1$ ) et une foliation secondaire ( $S_2$ ) — surimposée — due à l'allotromorphisme hercynien. Ruisseau Alunul.

<sup>0</sup> Propunem reprezentarea elementelor structurale ale unei unități geologice într-o astfel de formulă, deoarece ea scoate în evidență mai clar relațiile dintre aceste elemente.

asupra formațiunilor baicaliene sau de o subîmpingere mai accentuată în această zonă a soclului arhaic-carelian de la sud.

Contactele plutonului sinorogen sînt paralele cu foliația șisturilor cristaline din structura anticlinală (pl. III), ceea ce demonstrează geneza acestor formațiuni în aceleași condiții geotectonice ale ciclului baicalian. În masa plutonului apar numeroși xenoliți (pene) de șisturi cristaline din acoperiș, în general migmatitizate, care sînt paralele cu orientarea generală a acestuia și cu foliația primară a rocilor granitoide, ce se mai poate observa pe cursul inferior al Sadului, unde rocile nu au fost afectate de laminarea și metamorfismul determinate de mișcările bretonice. Apar de asemenea, apofize ale plutonului care injectează și migmatitizează paralel cu foliația  $S_1$ , șisturile cristaline ale seriei de Lainici-Păuș.

Diagramele de fisuri (fig. 5 a, b, c) pun în evidență mai multe maxime, între care remarcăm unul situat în partea de nord-est și care se menține constant în toate, el corespunzînd sistemului de fisuri transversale (*a c*) al plutonului. În partea de sud și sud-vest apar pe toate diagramele cîte două maxime, care corespund fisurilor diagonale. Alte maxime mai puțin importante corespund la fisuri conjugate cu cele de mai sus, sau la sisteme de fisuri locale, cu frecvență mai mică.

Plutonul sinorogen este alcătuit preponderent din granodiorite și granite cu sau fără megacristale de feldspat potasic, cu care se asociază subordonat diorite cuarțifere. El este străbătut de roci filoniene. În partea de nord, atît rocile granitoide cît și cele filoniene sînt afectate de metamorfismul hereinic (breton), în timp ce în partea de sud-vest acest fenomen este mai slab sau absent; aici se pot observa mai clar și fenomenele de autometamorfism.

Dioritele cuarțifere, care formează două separații mai importante pe valea Scurta (pl. III), constau din cuarț, plagioclaz, puțin feldspat potasic albitizat, hornblendă verde și biotit. Plagioclazul albitizat ( $An_{7-8}$ ) este tulbure și împănât cu un agregat fin de zoizit și sericit, cu dispoziție zonală: un nucleu în care este mai frecvent zoizitul și o zonă marginală mai bogată în sericit, ceea ce indică o structură zonală primară a acestui feldspat, care la interior a fost mai bazic. Amfibolul care se prezintă în cristale prismatice, maclate după 100, este o varietate cu următoarele caracteristici: Ng — verde-bruniu; Nm = brun deschis; Np = slab brun-gălbui; cNg = 18°. Pe margini este mai slab colorat. La capete el prezintă terminații fibroase, formate din cristale aciculare, actinolitice, slab colorate în verzui (pl. II, fig. 1). Biotitul prezintă frecvent separații de sagenit și este adesea cloritizat. Mineralele accesorii sînt

reprezentate prin ortii brun ce apar în cristale idiomorfe, uneori cu incluziuni de plagioclaz, și prin titanit xenomorf.

Granodioritele, care alcătuiesc cea mai mare parte a plutonului sinorogen prezintă, ca și celelalte roci, structură hipidiomorf-grăunțoasă și textură primară slab orientată-gnaisică. Ele constau din cuarț

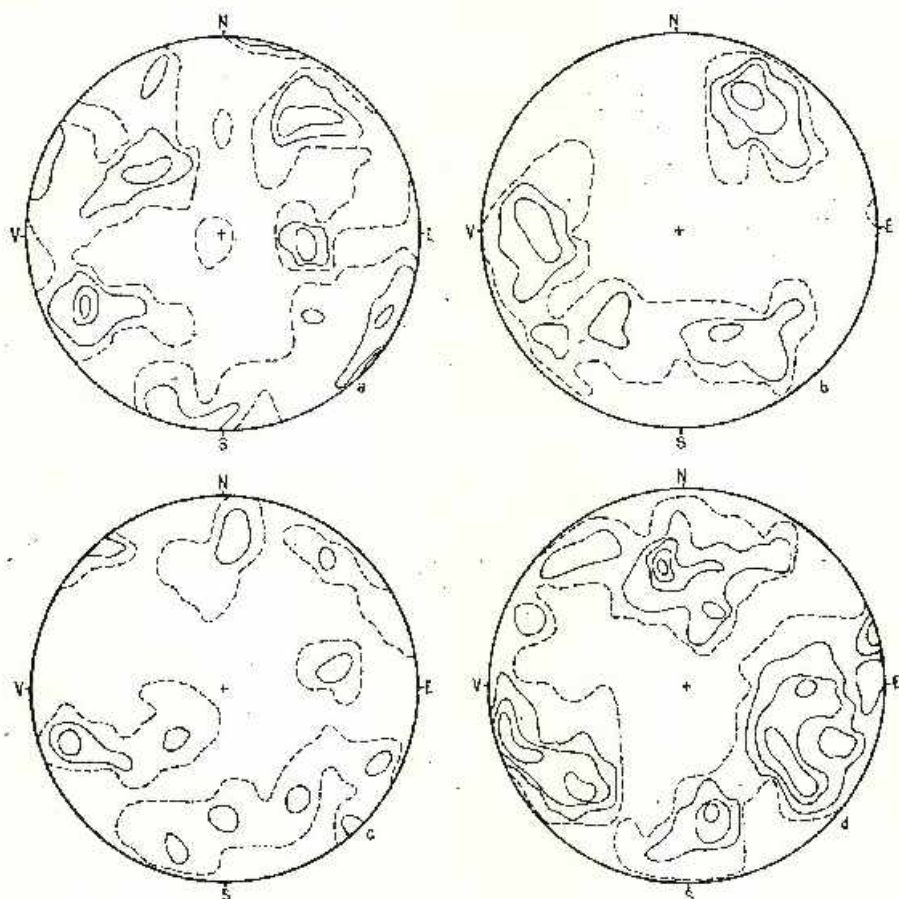


Fig. 5. — Diagrammele de fisuri din rocile granitoide.

Granitoide sincrone: a, diagrama pentru 91 fisuri de pe valea Scurta—Isolnii: 0,5-2-4-6%; b, diagrama pentru 59 fisuri de pe valea Sădiilor—Isolnii: 0,5-2-4-6%; c, diagrama pentru 50 fisuri de pe cursul interior al văii Sadului—Isolnii: 0,5-2-4%. Granitoide tardiorogene: d, diagrama de fisuri pentru corpul de granit de la Stăncesți—Isolnii: 0,5-4-6-8%.

Diagrammes des fissures des roches granitoïdes.

Granitoïdes synorogènes: a, diagramme de 91 fissures de la vallée de Scurta—Isolines: 0,5-2-4-6%; b, diagramme de 59 fissures de la vallée de Sădiilor—Isolines: 0,5-2-4-6%; c, diagramme de 50 fissures du cours inférieur de la vallée du Sadu—Isolines: 0,5-2-4%. Granitoïdes tardiorogènes: d, diagramme des fissures du corps de granite de Stăncesți—Isolines: 0,5-4-6-8%.



xenomorf, plagioclaz, feldspat potasic, hornblendă, biotit, muscovit și minerale accesorii. Plagioclazul maclat polisintetic este albitizat ( $An_{7-9}$ ) și înțesat cu un agregat fin, format din zoizit și sericit sau caolină, pe seama căruia se formează uneori lamele mai mari de muscovit. Când este în contact cu feldspatul potasic, sau inclus în acesta, prezintă în porțiunea de contact, respectiv pe margini, o aureolă de albit limpede, cu sau fără macle polisintetice. Feldspatul potasic (microclin) se prezintă de obicei în cristale xenomorfe cu structură în grătar și este frecvent înlocuit cu albit fin maclat de temperatură scăzută.

Amfibolul, o varietate brun-verzuie, apare în cristale prismatice cu terminații fibroase-actinolitice, maclate după 100, care prezintă incluziuni de zircon cu aureolă pleocroică. Pleocroismul său variază în același cristal de la un punct la altul: Ng = verde-bruniu până la verde închis; Nm = brun deschis până la brun verde; Np = galben-verzui. Biotitul se prezintă în lamele pleocroice, înlocuite uneori de clorit, separându-se granule fine de oxizi de fier, uneori și epidot. În unele roci de pe valea Sadului, sub acțiunea soluțiilor târziu-magmatice s-au format și lamele mari de muscovit, astfel că iau naștere granodiorite cu hornblendă, biotit și muscovit.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon, apatit, ortit brun cu structură zonală, monazit, sfen, magnetit și ilmenit.

Granitele prezintă și ele structură hipidiomorf-grăunțoasă și o slabă orientare gnaisică primară. Cele mai comune constau din cuarț, plagioclaz, feldspat potasic, biotit, muscovit și minerale accesorii. De obicei albitizat, plagioclazul este înțesat cu cristale subțiri și alungite de zoizit și lamele de sericit, primul mineral fiind caracteristic în partea centrală a cristalelor.

Feldspatul potasic—microclin, microclinpertit sau pertit — apare în cristale xenomorfe care includ adesea cristale mai fine de plagioclaz cu aureolă de albit limpede. În raport cu ceilalți silicați din rocă de obicei alterați, feldspatul potasic este în general proaspăt, ceea ce arată că el s-a format în stadiul final al cristalizării granitoidelor subsolvus (Tuttle și Bowen, 1958), fiind în echilibru cu soluțiile târziu-magmatice, în timp ce mineralele formate anterior, la temperatură mai ridicată, nu au mai fost stabile în condițiile noi de pH și de temperatură. Biotitul apare în lamele pleocroice de culoare brună, înlocuite uneori de muscovit și mai ales de clorit. Muscovitul apare însă și în lamele independente.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin zircon, ortit cu structură zonală — la interior brun, iar pe margini brun închis — monazit și mag-





netit sau ilmenit. În unele varietăți apare și granatul în cristale cu diametrul de 1-2 mm, care sînt înlocuite pe fisuri de un biotit brun-verzui, cu incluziuni de zircon cu aureolă pleocroică, cu care se asociază lamele de muscovit.

Granitele microgrăunțoase, care apar pe valea Sadului, sînt aproximativ asemănătoare prin compoziția mineralogică cu granitele de mai sus, diferind doar prin structura lor fin granulară, aproape aplitică. Plagioclazul acestor roci prezintă macle polisintetice după legea albitului, albit Karlsbad sau periclin, iar feldspatul potasic este microperitic, foarte rar microclin.

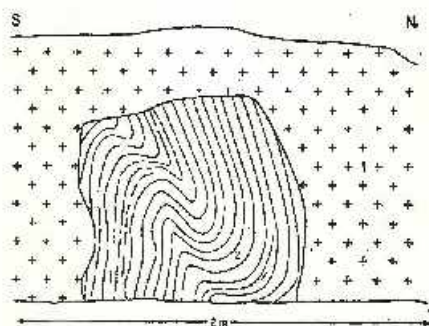
Granitele porfirice sînt o varietate cu compoziția apropiată de a rocilor de mai sus, de care se deosebesc însă prin forma de prezentare a feldspatului potasic, care apare în megacristale aproape idiomorfe de culoare cenușie sau albă. Megacristalele sînt alungite în planul foliației primare a rocilor.

### Structura și petrografia intruziunilor granitoide tardeorogene

Granitoidele tardeorogene formează două corpuri mai importante în partea de sud a regiunii — unul la Stăncești și altul la Arșeni — și mai multe corpuri de dimensiuni reduse, filoane și apofize. Corpul de la

Fig. 6. — Xenolit cu contur angular (2) constituit din roci migmatice, inclus în granitele (1) de pe valea Larga.

Xénolite à contour anguleux (2) constitué de roches migmatiques, incluses dans les granites (1) de vallée Larga.



Arșeni este acoperit în mare parte de depozite sedimentare terțiare, care împiedică descifrarea relațiilor sale cu granitoidele sinorogene de Sușița de la vest. Alungirea acestor corpuri este, de asemenea, paralelă cu foliația șisturilor cristaline în care sînt cantonate. În masa granitelor tardeorogene apar xenoliți de roci migmatice și de calcare cu silicați puternic metamorfizate, orientate paralel cu alungirea corpurilor. Unii xenoliți prezintă contur angular (fig. 6), demonstrînd astfel caracterul tardeorogen al acestor granite.

Deși mai slab în această etapă, stressul a influențat totuși tectonica intruziunilor tardeorogene, fapt care rezultă clar din diagrama fisurilor măsurate în corpul de la nord de Stăncești (fig. 5 d), pe care apar maximele a trei sisteme de fisuri. Un sistem transversal (*ac*) al cărui maxim este situat în partea de sud-vest a diagramei și două sisteme diagonale, cărora le corespund pe diagramă două maxime importante. Mai puțin frecvente sînt fisurile longitudinale.

Corpurile tardeorogene sînt alcătuite din două tipuri principale de roci și anume, granite cu biotit și muscovit care prezintă uneori separații granodioritice și granite porfirice, toate străbătute de roci filoniene.

Granitele cu biotit și muscovit reprezintă faciesul fără megacristale al granitoidelor tardeorogene. Ele au structură hipidiomorfi-grăunțoasă, granulație variabilă și constau din cuarț, plagioclaz, feldspat potasic, biotit și muscovit. Plagioclazul ( $An_{8-9}$ ) maclat polisintetic este în parte alterat și prezintă incluziuni de cuarț și biotit. Feldspatul potasic este perititic, prezintă uneori macle după legea Karlsbad și include cuarț și plagioclaz cu aureolă de albit limpede. Biotitul și muscovitul se prezintă în lamele, uneori conerescute. Muscovitul apare mai rar sau poate lipsi. Se întîlnesc și rare cristale de granat înlocuite pe fisuri cu clorit.

Granitele porfirice sînt mai frecvente în corpul de la Stăncești, pe Valea Marc. Ele constau dintr-o masă fundamentală granodioritică cu granulația ceva mai mare decît cea obișnuită a granitelor, formată din cuarț xenomorf, plagioclaz, feldspat potasic, biotit, muscovit, uneori granat și alte minerale accesorii, în care sînt prinse megacristalele de feldspat potasic (pl. II, fig. 2).

Plagioclazul ( $An_{8-9}$ ) maclat polisintetic prezintă fenomene incipiente de alterație, iar în porțiunile în care vine în contact cu feldspatul potasic are pe margini o aureolă de albit limpede. Feldspatul potasic interstițial se caracterizează prin structura perititică sau în grătar; uneori se observă un nucleu perititic înconjurat de o aureolă de microclin, ceea ce face ca extincția mineralului să nu fie uniformă.

Megacristalele de feldspat potasic apar idiomorfe, dar nu prezintă totdeauna fețe cristalografice clare, deoarece marginal ele includ uneori minerale formate anterior în masa fundamentală a granitului, feldspatul potasic continuînd să crească în interstițiile cristalelor xenomorfe de cuarț și plagioclaz și în stadiul final de consolidare. Prezintă rare incluziuni de plagioclaz turbure, de obicei cu aureolă de albit limpede, adesea maclat polisintetic. Biotitul și muscovitul se prezintă în lamele indoite uneori.



### Roci filoniene

Rocile filoniene care străbat atât corpurile granitoide, cât și șisturile cristaline din acoperiș, sînt reprezentate prin granite pegmatoide, porfire dioritice, porfire granodioritice, granite aplitice, granofirc și lamprofire. Acestea s-au format pe fisuri sau falii deschise, după ce corpurile se consolidaseră în mare parte.

Granitele pegmatoide apar rar și constau din cuarț, plagioclaz albitic, microclin și biotit, minerale care formează cristale de obicei xenomorfe și larg dezvoltate. Feldspatul potasic are uneori culoare cenușie, alteori este colorat neregulat în cenușin și alb, sau este complet alb. Cu biotitul dezvoltat în lamele mari, se asociază uneori muscovitul. Apatitul și zirconul apar ca minerale accesorii.

Porfirele dioritice se întîlnesc pe valea Sădișor. Ele prezintă structură orientată și constau dintr-o masă fundamentală fin cristalizată, alcătuită din cuarț și feldspati și înțesată cu o hornblendă fibroasă, ale cărei cristale sînt cresente adesea radiar. În această masă fundamentală se găsesc fenocristale de hornblendă și de plagioclaz. Amfibolul, de obicei alungit și cu terminații fibroase, este maclat după 100 și prezintă următoarele caractere optice: Ng — brun deschis-verzui; Nm — brun; Np = gălbui-bruniu; cNg = 25°. Fenocristalele de plagioclaz sînt orientate în sensul alungirii cristalelor fine din masa fundamentală și prezintă macle după legea albitului și albit-Karlsbad. De obicei sînt tulburi, alterate și înțesate cu aceleași minerale secundare din plagioclazul rocilor granitice. Cristalele opace de magnetit, frecvente în rocă, prezintă o aureolă de lencoxen.

Porfirele granodioritice, rocile filoniene cele mai des întîlnite, prezintă structură porfirică determinată de prezența fenocristalelor de cuarț, plagioclaz, uneori și de hornblendă în masa lor fundamentală. Fenocristalele de plagioclaz ( $An_{6-7}$ ) idiomorfe sînt maclate polisintetic și de regulă albitizate și împănate cu minerale secundare. Hornblenda apare în cristale mai mari care prezintă terminații fibroase. În masa fundamentală a rocii constituită din plagioclaz, feldspat potasic albitizat, hornblendă fibroasă și clorit format pe scama biotitului, apar uneori și cristale sau cuiburi de zoizit.

Granitele aplitice, care străbat corpurile tardeorogene, prezintă granulație fină și constau din aceleași minerale ca și granitele, dar cristalele sînt în general izometrice. Plagioclazul maclat polisintetic este alterat parțial, proces ce se manifestă mai intens la interiorul cristalelor.



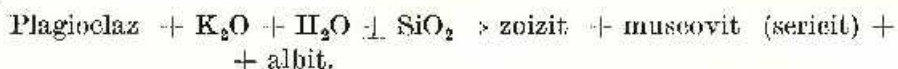
Granofirele alcătuiesc un mic corp la nord de virful Păstaia, în care apar separații biotitice (autolite). Ele constau dintr-o masă fundamentală cu granulație mai fină, în care se găsește cristale mai larg dezvoltate de plagioclaz înlocuit parțial de zoizit și sericit, și fenocristale de cuarț, uneori cu urme de coroziune magmatică și cu extincție ondulatorie. În jurul acestora din urmă se dezvoltă concreșteri micrografice între cuarț și feldspatul potasie (pl. II, fig. 3). În aceste roci mai apar biotit înlocuit de clorit, ortit brun cu structură zonală — zona internă este colorată în brun, brun-verzui, iar cea externă în verde-gălbui — zircon, apatit, uneori și pirită.

Lamprofirele (spessartite) se întâlnesc mai rar. O astfel de rocă de pe valea Sadului constă dintr-o masă fundamentală fin cristalizată, în care apar rare fenocristale alungite (2-3 mm) de hornblendă brună, maclată și parțial alterată. Masa fundamentală este alcătuită din granule fine de zoizit, albit, lamele de sericit, puțin cuarț și cristale aciculare de hornblendă. Această masă fundamentală și fenocristalele sînt orientate pe o direcție comună.

### Procese de autometamorfism

Autometamorfismul rocilor granitoide se produce în faciesuri diferite (Savu, 1970):

a) Cel mai răspîndit facies este cel format în stadiul tîrziu-magmatic, în care au loc următoarele transformări. Plagioclazul suferă uneori fenomene de microclinizare și de obicei saussuritizare. Saussuritizarea plagioclazului are loc probabil în jurul temperaturii de 400°-500°C, conform reacției:



Atît microclinul primar, cît și cel care înlocuiește plagioclazul, este înlocuit ulterior cu albit fin maclat de temperatură scăzută. Biotitul este transformat uneori într-o mică albă-fengitică. Pe seama biotitului și a celorlalte minerale melanocrate se formează uneori stilpnomelan, care apare inclus în cuarțul și albitul formate în acest stadiu. Granatul este înlocuit pe fisuri de un biotit brun-verzui, cu incluziuni de zircon cu aureolă pleocroică, asociat uneori cu muscovit.

În unele zone se întâlnesc granite cu muscovit asociat uneori cu biotit, a căror formare a fost determinată de asemenea de soluțiile tîrziu-magmatice cu temperatura de aproximativ 500°C (Evans, 1965).



În granitele autometamorfizate se formează albit secundar, care în comparație cu plagioclazul primar este foarte limpede. Apar de asemenea cristale, cuiburi și filonașe de pistațit, asociat uneori cu stilpnomelan sau cristale cubice de pirită.

b) Faciesul pneumatolitic în care au loc fenomene de turmalinizare și de greizenizare sub acțiunea agenților volatili, este caracteristic granitoidelor tardeorogene de pe valea Larga (pl. III). Se formează în acest caz granite cu turmalină (pl. II, fig. 4), străbătute de filoane de pegmatite. Granitele prezintă granulație medie sau fină și conțin următoarea paragenază de minerale:

(1) Cuarț-plagioclaz ( $An_{10-12}$ )-perlit-turmalină (-muscovit).

Turmalina formează cristale de 5-10 mm lungime, colorate în brun deschis-gălbui; uneori prezintă structură zonară — la interior este colorată în albastru deschis, iar pe margini în brun deschis. Un pigment fin, opac, este răspândit în toată roca. În unele cazuri feldspații sînt transformați în pajete fine de sericit, masă în care muscovitul formează uneori lamele mai mari. Biotitul este înlocuit cu mică albă, înțesată cu cristale fine, aciculare, de rutil separat în urma transformării, uneori și cu un praf fin de oxizi de fier dispus pe clivaje.

c) Un alt facies de alterare autometamorfică a granitoidelor, destul de frecvent întîlnit, este cel hidrotermal-postmagmatic (Savv, 1970), care afectează granitoidele sinorogene pe valea Sadului, în partea de sud a plutonului de Șușița, iar pe cele tardeorogene pe pîriul Morilor, la Arșeni. Fenomenul se manifestă mai intens în jurul filoanelor de porfire (Savv, et al., 1971).

În aceste cazuri mineralele primare sînt transformate, rezultînd autometamorfite de culoare verzuie, cu diferite aspecte faciale caracterizate prin paragenzele:

(1) Cuarț-sericit-clorit;

(2) Cuarț-sericit (-muscovit).

Ultima paragenază indică transformarea extremă la care conduc procesele de autometamorfism postmagmatic. Aceste transformări sînt însoțite uneori de depuneri de pirită, fie diseminată în rocile alterate, fie legată de filonașe de cuarț.

#### Efectele metamorfismului hercinic și ale proceselor de milonizare asupra granitoidelor

Sub influența diastrofismului hercinic, în special a celui breton, care a determinat cutarea și metamorfismul scriei de Tuliza din supra-



structură, granitoidele din zonele infrastructurii afectate mai puternic de aceste mișcări (pl. III) au suferit și ele fenomene de metamorfism în faciesul șisturilor verzi, rezultând metagranitoide cu diferite grade de șistozitate (SAVU, 1970). Astfel, în partea de nord a regiunii, peste foliația primară ( $S_1$ ) a granitoidelor sinorogene de Șușița se suprapune o foliație secundară ( $S_2$ ) caracteristică, în planul căreia se orientează mineralele secundare ( cuarț-sericit-clorit) determinate de acest metamorfism.

Plagioclazul, biotitul, uneori și hornblenda sînt înlocuite complet cu minerale secundare. Este interesant de remarcat faptul că feldspatul potasic este foarte rezistent la metamorfismul hercinic. Cu toate că masa fundamentală a granitului devine șistoasă, megacristalele de feldspat potasic își păstrează forma inițială; apar numai unele deformări ale rețelei cristalinelor, care fac ca acestea să prezinte extincție neregulată. Această particularitate a determinat pe unii cercetători să afirme că metagranitele cu „fenoblaste” au suferit mai întîi un fenomen de laminare, după care au fost feldspatizate, datorită unui aport de potasiu de la o sursă necunoscută. O rezistență deosebită au la aceste transformări și cristalele prismatice de hornblendă.

În aceeași zonă, rocile filoniene au fost de asemenea afectate de metamorfismul hercinic, demonstrînd astfel că ele sînt mai vechi decît acesta.

De la această zonă critică, efectele metamorfismului hercinic scad treptat spre sud, unde rocile granitoide prezintă structura lor primară, caracteristică și numai în unele porțiuni mai sînt afectate de procese de laminare sau de milonizare, mai ales în lungul unor plane de fractură.

Fenomenele de milonizare sînt mai caracteristice la Stăncești, în zona în care granitele tardorogene încăleacă formațiunea de Șehela. Ele au structură breicioasă și constau din cristale sparte de plagioclaz maclat polisintetic, prinse într-un mortar format din cuarț, sericit și feldspat. Absența transformărilor mineralogice în acest proces arată că el s-a produs în condiții „uscate”, lipsite de apă necesară înlocuirii mineralelor primare prin altele secundare.

### Nomenclatura rocilor granitoide

Datele petrografice prezentate mai sus arată că în general rocile granitoide baicaliene au suferit fenomene de autometamorfism, mai mult sau mai puțin avansate, la care s-a adăugat în unele zone metamorfismul hercinic, determinînd astfel alterarea parțială sau totală a mineralilor primare, mai ales a feldspaților, în minerale secundare. Folosirea numai a analizei modale pentru clasificarea acestor granitoide, așa cum propun



Johannsen (1941), Streckeisen (1967) și alți cercetători, nu ar da aceleași rezultate în toate cazurile. De aceea, în nomenclatura utilizată mai sus, calitativ am ținut seamă de mineralele primare netransformate sau parțial înlocuite, iar cantitativ de compoziția normată a rocilor și de tipul de magmă la care corespund acestea. Am procedat astfel, plecând de la observația că dacă mineralele primare au fost înlocuite cu minerale secundare, compoziția chimică globală a rocii nu s-a modificat în asemenea măsură, încât să influențeze esențial criteriile clasificării.

### Petrochimia rocilor granitoide

În vederea stabilirii caracteristicilor petrochimice ale granitoidelor sinorogene și tardeorogene din regiune au fost analizate principalele tipuri de roci (tab. 1)<sup>10</sup>. Cele două serii de roci granitoide au fost proiectate pe diferite diagrame cu semne distincte, astfel încât particularitățile intervenite în decursul evoluției proceselor de diferențiere și cristalizare a fiecărei serii să fie mai ușor urmărite.

Principalii oxizi care intră în compoziția rocilor variază în următoarele limite :

	Granitoide sinorogene	Granitoide tardeorogene
	%	%
SiO <sub>2</sub>	61,78—74,35	66,23—75,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,68—17,43	14,29—16,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05—1,41	0,41—0,97
FeO	0,25—3,03	0,17—2,75
MgO	0,29—2,66	0,14—1,45
CaO	0,97—4,51	0,36—3,01
Na <sub>2</sub> O	3,25—4,60	3,11—4,43
K <sub>2</sub> O	1,92—5,69	2,71—5,98
TiO <sub>2</sub>	0,03—0,70	0,02—0,48

Din examinarea acestor valori limită rezultă că în granitoidele sinorogene apar termenii cu conținutul de SiO<sub>2</sub> cel mai scăzut (61,78%), dar cu un interval de variație mai larg decât cel al conținutului de SiO<sub>2</sub> din granitoidele tardeorogene, care oscilează între 66,23 și 75,81%. Aceste particularități se datorează faptului că în prima serie granitoidă apar atât roci mai bazice, cum sînt granodioritele cu hornblendă și biotit, cît și roci mai acide, cum ar fi granitele cu muscovit. Prezența granitelor cu turmalină atrage după sine creșterea limitei de variație a conținutului de SiO<sub>2</sub> în seria granitoidelor tardeorogene.

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



TABELUL 1  
Compoziția chimică a rocilor granitoidale

Nr. crt.	Nr. probei	Granitoide staurogene					Granitoide tarderogene					
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Tipurile de roci	Granitoid-rit cu hornblendă și biotit	Granitoid-rit cu hornblendă și biotit	Granit cu muscovit	Granit cu muscovit și liotit	Granit cu muscovit	Granit cu muscovit și liotit	Granit cu muscovit	Granit cu rit cu biotit	Granit porfiric	Granit aplitic	Granit fin	Granit cu turmalină
Localizare	Valea Sadului	Valea Sariiului	Valea Sadului	Valea Sadului	Valea Sadului	Valea Sadului	Valea Sădușorului	Prinul Morților	Valea Ma-re-Stănci	Valea Ma-re-Stănci	Valea Ma-re-Stănci	Valea Jurga
	%											
SiO <sub>2</sub>	61,78	61,83	73,48	73,60	73,70	73,77	74,35	66,23	71,71	72,14	73,08	75,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,26	17,43	15,18	15,10	14,79	14,92	14,68	16,36	14,39	14,64	14,29	15,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	1,24	0,45	0,52	0,66	0,60	0,57	0,97	0,44	0,14	0,36	0,33
FeO	2,93	3,03	0,25	0,36	0,38	0,42	0,25	2,75	1,60	1,77	1,05	0,17
Fe	0,05	0,06	0,06	—	0,05	0,07	0,05	0,03	0,07	0,06	0,06	0,06
MnO	0,08	0,08	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,08	0,05	0,07	0,02	0,01
MgO	2,57	2,66	0,36	0,36	0,54	0,43	0,29	1,45	0,54	0,49	0,42	0,11
CaO	4,51	4,44	1,47	1,68	1,29	1,29	1,22	3,01	0,86	0,64	1,47	0,36
Na <sub>2</sub> O	4,60	4,35	3,62	3,82	3,59	3,71	3,25	3,79	3,23	3,11	3,57	3,68
K <sub>2</sub> O	1,92	2,26	4,54	4,77	3,91	4,05	5,69	2,71	4,93	4,88	3,96	3,36
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,70	0,09	0,07	0,11	0,10	0,03	0,48	0,25	0,28	0,18	0,02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,18	0,04	0,04	0,05	0,03	0,07	0,11	0,25	0,10	0,14	0,08
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	0,29	—	—	—
IL <sub>2</sub> O + S	1,57	1,59	0,54	0,33	0,59	0,62	0,28	1,90	0,91	0,84	0,56	0,89
	0,06	0,07	0,07	0,02	0,06	0,08	0,60	0,04	0,08	0,07	0,07	0,07
Total	99,62	99,92	100,17	100,18	100,15	100,02	100,28	99,94	99,58	99,53	100,14	100,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : FeO	0,43	0,35	1,20	1,20	1,50	0,85	0,25	0,31	0,29	0,19	0,31	1,00
FeO : MgO	0,67	0,65	0,58	0,58	0,46	0,64	0,57	1,08	1,85	2,17	1,60	1,33
Indicele de alcalinitate	1,86	1,87	2,54	2,81	2,55	2,69	2,38	2,01	2,47	2,37	2,90	2,64





În ceea ce privește variația conținutului de  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  și  $CaO$ , valorile cele mai mari și intervalul de variație cel mai larg apar în seria granitoidelor sinorogene. Limita inferioară a intervalului de variație a acestor oxizi are valori minime pentru  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  și  $CaO$  din granitoidele tardeorogene. Conținutul cel mai scăzut de  $Fe_2O_3$  apare la un granit cu muscovit din seria granitoidelor sinorogene.

Limitele de variație ale  $Na_2O$  sînt aproximativ aceleași în ambele serii și destul de restrinse, în timp ce conținutul de  $K_2O$  oscilează în limite mult mai largi; valoarea cea mai mică (1,92 %) apare într-un granodiorit din seria sinorogenă, iar cea mai mare într-un granit fin din seria tardeorogenă.

Remarcăm un conținut de  $H_2O$  ceva mai ridicat în rocile afectate de metamorfismul hercinic (analizele nr. 1 și 2) și în granitele autometamorfizate (analiza nr. 8), în timp ce  $CO_2$  și S apar în limite care nu diferă de cele ale rocilor neafectate de aceste procese.

Proiecția granitoidelor pe diagrama din figura 7 scoate în evidență un slab proces de diferențiere, care se produce într-un spațiu restrins de variație, de la magmele granodioritice spre magmele granitice și aplitice. După cum s-a arătat la descrierea petrografică, din această magmă s-au separat în stadiul sinorogen și diorite cuarțifere.

Curbele oxizilor  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  total,  $MgO$  și  $CaO$  scad treptat în lungul fiecărei serii și se mențin aproape paralele. În ceea ce privește raporturile dintre acestea, se constată că în majoritatea cazurilor, cu excepția curbei  $Fe_2O_3$  total, curbele oxizilor din granitoidele sinorogene se situează puțin deasupra curbelor oxizilor din granitoidele tardeorogene.

Curbele alcaliilor se comportă oarecum diferit. Astfel, curba  $Na_2O$  prezintă o foarte slabă tendință de scădere în sensul creșterii valorilor conținutului de  $SiO_2$ , în timp ce pentru  $K_2O$  se observă o tendință de creștere mai pronunțată în acest sens. Se remarcă faptul că între variația  $Na_2O$  și  $K_2O$  există relații antipatetice; valorile cele mai mici de  $Na_2O$  corespund valorilor celor mai mari de  $K_2O$ , situație foarte caracteristică în cazul granitului microgrăunțos tardeorogen de pe pîrîul Drăgoești (analiza nr. 12).

În privința componentilor plagioclazului (tab. 2) sînt de menționat unele aspecte. Deși în ambele serii *ab* oscilează aproximativ în aceleași limite, se observă totuși valori ceva mai mici în seria granitoidelor tardeorogene. Anortitul normativ oscilează între valori extreme, mai mari în seria granitoidelor sinorogene și mai mici în seria granitoidelor tardeorogene, ceea ce arată că în prima serie participă roci relativ mai bazice, al



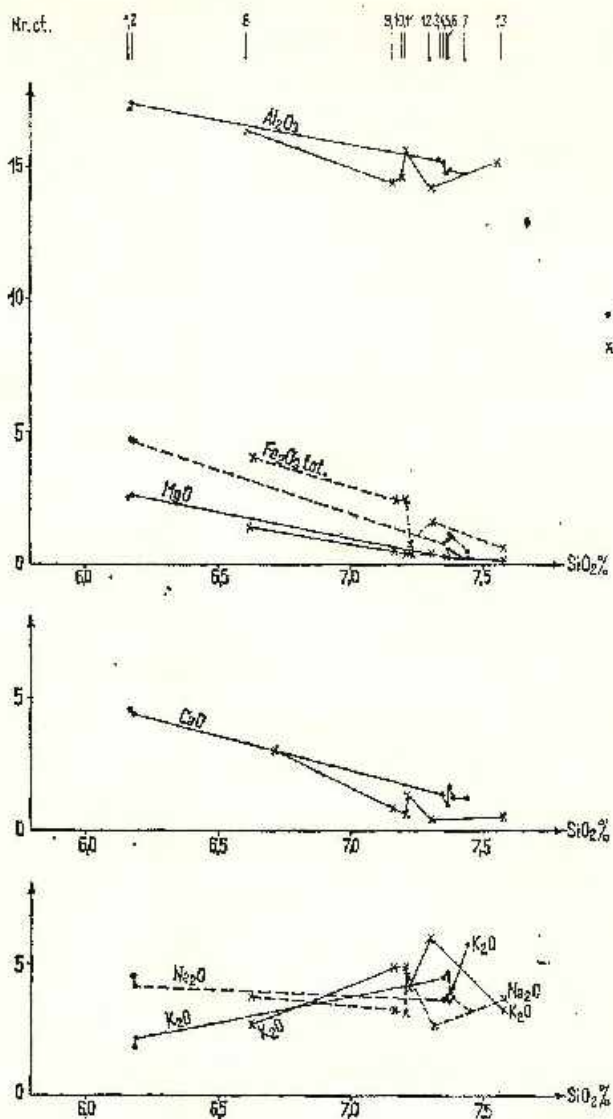


Fig. 7. — Diagrama de variație a oxizilor.

1, granitoida sincrone; 2, granitoida tardoerogene.<sup>11</sup>

Diagramme de variation des oxydes.

1, granitoides synchrones; 2, granitoides tardiorogènes.<sup>11</sup>

<sup>11</sup> Legenda stabilită pentru această diagramă este valabilă și pentru celelalte.  
La légende de ce diagramme est valable aussi pour tous les autres.



căror plagioclaz este mai bogat în CaO decît plagioclazul rocilor din seria granitoidelor tardeorogene, care în general sînt mai acide.

Compoziții virtuale ai silicaților fero-magnezieni sînt reprezentați prin diopsid, care nu apare decît în norma unui granodiorit din seria granitoidelor sinorogene și prin hipersten care este prezent în normele

TABELUL 2

Compoziția normată (C.I.P.W.) a rocilor granitoide

Tipu- rile de roci	Granitoide sinorogene							Granitoide tardeorogene					
	Nr. crt.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
qu	13,50	13,32	31,02	30,57	33,96	33,00	30,90	23,97	31,86	32,52	28,26	27,96	40,50
or	11,12	13,34	26,69	28,36	22,80	23,91	33,36	16,12	28,91	28,91	23,35	35,58	20,02
ab	38,78	36,68	30,39	31,96	30,39	31,44	27,77	31,96	27,25	26,20	37,73	29,87	31,44
an	21,13	21,13	7,23	4,73	7,51	6,39	5,00	13,90	1,39	2,22	4,73	0,83	0,83
di	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hy	9,36	10,03	0,90	0,97	1,30	1,50	0,96	7,23	3,41	3,71	1,40	2,19	0,43
c	—	0,10	1,73	1,94	1,94	2,04	1,33	2,14	3,26	3,37	2,24	1,63	5,10
ap	0,34	0,34	—	—	0,34	—	0,34	0,34	0,34	0,34	—	0,34	0,34
ec	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	—	0,90	—	—
it	1,37	1,37	0,15	0,15	0,15	0,15	—	0,91	0,61	0,61	0,30	0,46	—
ml	2,09	1,80	0,70	0,70	0,93	0,70	0,23	1,39	0,93	0,70	0,23	0,70	0,46
pr	0,12	0,12	0,12	0,06	0,12	0,12	0,12	0,06	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Q %	21,3	21,0	35,6	33,6	39,0	37,3	33,6	33,3	36,2	37,1	31,6	29,9	44,0
Or %	17,5	21,1	30,1	31,2	26,1	27,1	36,2	22,4	32,8	33,0	26,1	38,1	21,8
Ab %	61,2	57,9	34,2	35,2	34,9	35,6	30,2	44,3	31,0	29,9	42,2	32,0	34,2

tuturor rocilor; el are valori mai mari în granodioritele din ambele serii, decît în rocile mai bogate în biotit și hornblendă. Se remarcă de asemenea, prezența aproape constantă a componentului normativ corindon (c), indicînd și el prezența acestor minerale melanoerate în rocile analizate.

Parametrii magmatici (tab. 3) prezintă și ei valori caracteristice pentru cele două serii granitoide. Ei indică următoarele tipuri de magmă: leucotonalitică, cuarțdioritică, granodioritică, leucogranitică, aplitgranitică, yosemitaplitică și aplitgranitică, caracteristice provinciei calco-alkaline (B u r r i, 1959).

Raporturile dintre parametrii *al* și *alk* scot mai clar în evidență aceste caracteristici, demonstrînd că rocile granitoide sînt în general bogate



TABELUL 3  
Valorile parametrilor Niggli pentru rocile granitoide

Nr. crt.	Tipul de rocă	si	at	f/m	c	alk	k	mg	c/f/m	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Tipuri de magmă	
1	Granitoide sinorgene	219,9	36,3	26,5	17,1	20,1	0,21	0,51	0,65	1,9	0,21	0,30	39,5	43,9	44,7	11,4	Leucotonalitică-cuarțdioritică	
2		219,2	36,4	26,8	16,8	20,0	0,26	0,52	0,63	1,9	0,21	0,27	39,2	43,9	44,8	11,3	Leucotonalitică-cuarțdioritică	
3		406,6	49,5	6,6	8,6	35,2	0,45	0,45	1,3	0,30	—	—	0,55	165,8	56,7	40,1	3,2	Aplitgranitică-yosemititaplitică
4		412,5	49,8	6,7	5,7	37,7	0,46	0,45	0,85	0,34	—	—	0,55	161,7	56,1	40,5	3,3	Aplitgranitică-yosemititaplitică
5		407,6	48,1	9,0	10,0	32,9	0,41	0,48	1,1	0,33	0,33	0,57	176,0	57,7	38,1	4,2	Leucogranitică	
6		414,8	49,3	8,1	7,8	34,8	0,42	0,46	0,96	0,34	—	—	0,46	175,6	57,5	38,8	3,7	Aplitgranitică-yosemititaplitică
7		425,4	49,5	4,5	7,2	36,8	0,33	0,34	1,6	—	—	—	0,34	170,2	56,6	40,9	2,5	Aplitgranitică
8	Granitoide tardeogene	281,4	41,1	22,4	13,5	23,0	0,32	0,41	0,60	1,5	0,26	0,24	89,4	50,7	39,4	9,9	Granodioritică	
9		330,2	46,1	15,0	4,9	34,0	0,50	0,28	0,33	1,3	0,33	0,25	154,2	55,7	37,7	6,6	Leucogranitică	
10		384,9	45,8	17,9	3,5	32,7	0,51	0,21	0,20	1,3	0,32	0,19	154,1	55,9	36,0	8,1	Leucogranitică	
11		380,4	49,2	6,1	8,4	36,3	0,36	0,53	1,1	0,64	—	—	0,22	141,2	54,7	42,4	2,9	Leucogranitică
12		407	46,8	10,7	2,0	40,5	0,53	0,31	0,19	1,0	0,33	0,27	145	54,2	41,3	4,5	Aplitgranitică-yosemititaplitică	
13		481,3	56,9	4,2	2,3	36,6	0,38	0,27	0,55	—	—	—	0,38	234,9	60,4	38,0	6,6	Aplitgranitică



în componenți alcalini, așa cum rezultă din figura 8. Pe această diagramă granitoidele se proiectează în câmpul rocilor bogate în alcalii, cu excepția granodioritelor din ambele serii care ar reprezenta produsele nediferențiate ale magmei primare și a granitului cu turmalină care se situează în câmpul rocilor cu conținut intermediar de alcalii.

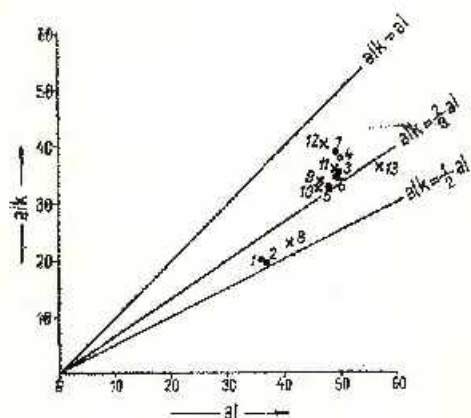


Fig. 8. — Diagrama *at-alk*.  
Diagramme *at-alk*.

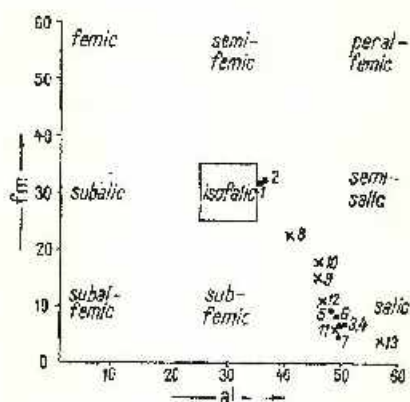


Fig. 9. — Diagrama *al-fm*.  
Diagramme *al-fm*.

Caracterul general de roci acide bogate în alcalii al granitoidelor din ambele serii rezultă din diagrama *al-fm* (fig. 9), pe care rocile se proiectează în lungul unei linii care pornește din apropierea câmpului izofalic și continuă până în domeniul câmpului salic. Sînt de remarcă următoarele aspecte în legătură cu comportarea rocilor din cele două serii: granitoidele sinorogene, cu excepția a două granodiorite ce se situează în apropierea câmpului izofalic, se grupează în interiorul câmpului salic; spre deosebire de acestea, granitoidele tardeorogene se distribuie în lungul liniei amintite, marcînd astfel o diferențiere treptată a rocilor și excluzînd posibilitatea ca acestea să fi rezultat printr-un proces metasomatic sau de altă natură (Savv et al., 1971).

Aceste caracteristici, precum și faptul că rocile granitoide sînt bogate în  $\text{SiO}_2$ , rezultă clar din proiecția lor pe diagrama *Q-L-M* (fig. 10), pe care rocile ocupă un câmp relativ restrîns, situat în apropierea laturii *QL*. În cadrul acestui câmp granitoidele sinorogene cele mai acide se grupează pe o suprafață mică, granodioritele situîndu-se mai jos, în apropiere de latura *PF*. Din contră, granitoidele tardeorogene se distribuie uniform pe toată suprafața câmpului amintit.

Pe digrama  $K-mg$  (fig. 11) rocile se proiectează într-un câmp situat între diagonalele  $0,65 K-0,65 mg$  și  $1,0 K-1,0 mg$ , suprapunându-se în cea mai mare parte peste câmpul de proiecție a granitoidelor de la vest de regiunea valea Sadului-Stăncești (Savu et al., 1971). Remarcăm faptul că parametrul  $mg$  al granitoidelor sinogene prezintă în general valori

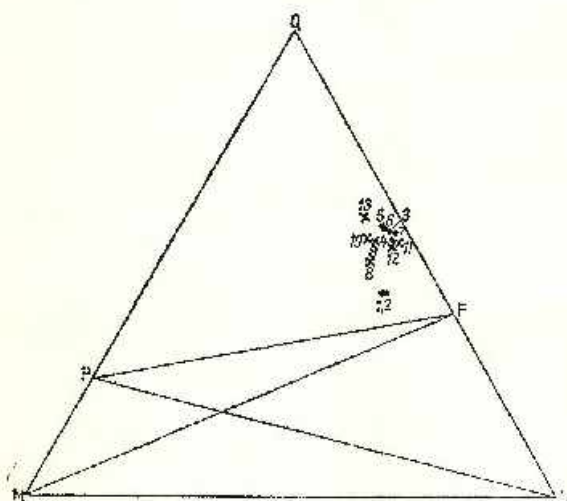
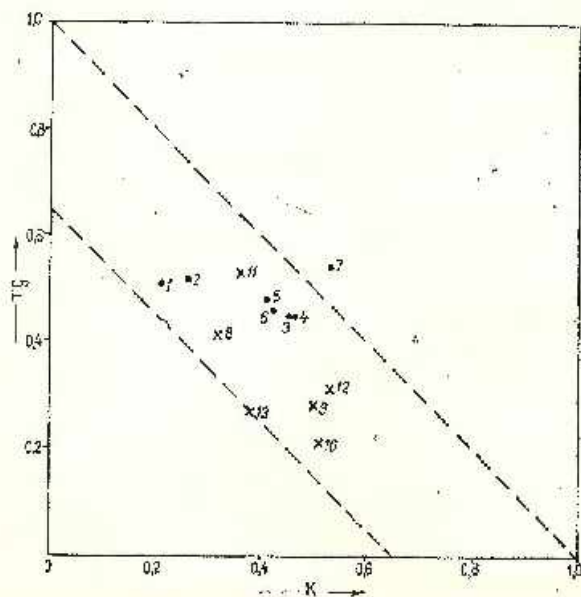


Fig. 10. — Diagrama Q-L-M.  
Diagramme Q-L-M.

Fig. 11. — Diagrama K-mg.  
Diagramme K-mg.



mai mari, care variază între 0,45 și 0,54, în timp ce la granitoidele tardeorogene, cu excepția celor cu turmalină, valorile acestui parametru sînt în general mai mici și mai variate, ele oscilînd între 0,21 și 0,41.

În ambele serii granitoide diferențierea pornește de la magme granodioritice (fig. 12), al căror parametru  $s_i$  prezintă însă valori diferite și anume, mai mici în cazul seriei sinorogene și mai mari în cazul celei

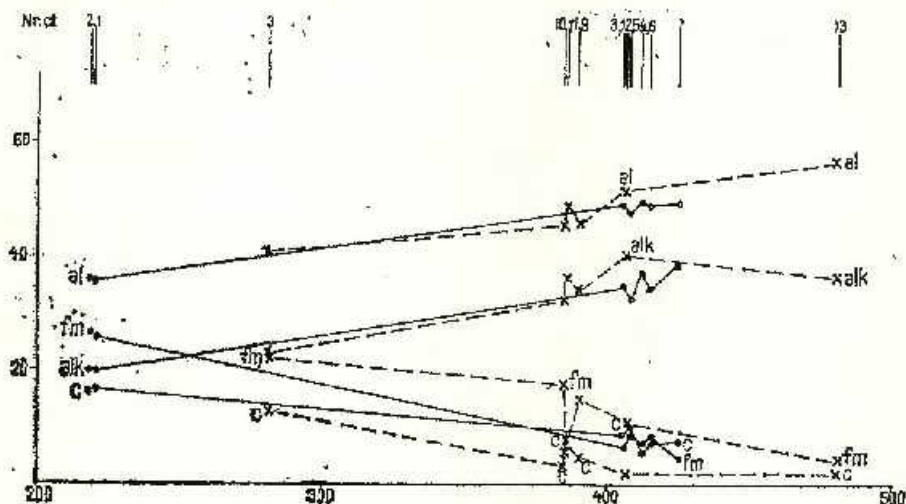


Fig. 12. — Diagrama de diferențiere a rocilor granitoide.  
Diagramme de différenciation des roches granitoïdes.

tardeorogene. Pentru ambele serii sensul variației parametrilor este același. Astfel, parametrii  $al$  și  $alk$  manifestă o tendință de creștere în direcția accentuării procesului de diferențiere, în timp ce valorile parametrilor  $fm$  și  $c$  scad în acest sens. Secvența din evoluția magmelor granitoide din această regiune se situează la dreapta punctului de izofalie, stabilit anterior ca fiind aproximativ în dreptul valorii  $s_i = 225$  (Savv et al., 1971). Remarcăm totuși, că parametrii  $fm$  și  $alk$  se intersectează în jurul acestei valori.

Toate datele de petrochimie conduc la concluzia că diferențierea magmelor primare din această parte sudică a provinciei granitoidelor balcaniene a urmărit linia de evoluție a magmelor calco-alcaline.

#### Distribuția elementelor minore în rocile granitoide

În scopul urmăririi distribuției elementelor minore în aceste roci, au fost analizate spectrografic granitoidele sinorogene și tardeorogene din tabelul 1 (tab. 4), precum și o serie de alte 22 probe din diferite puncte

ale corpurilor granitoide (tab. 5), în care s-a determinat conținutul de Pb, Cu, Ga, Ni, Co, Cr, V, Be, Ba, Sr, Li și Zr. Datele analitice obținute au fost proiectate pe diagrame de variație de tipul celor construite de N o c k o l d s și A l l e n (1953, 1954, 1956), precum și pe diagrame care scot în evidență relațiile dintre elementele minore și cele majore, sau dintre

TABELUL 4

*Elemente minore din rocile granitoide analizate chimic (ppm)*

Nr. crt.	Nr. probei	Tipurile de roci	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Be	Ba	Sr	Li	Zr
1	56	Granitoide sinorogene	7	19	21	22	12	60	53	2,1	710	460	110	275
2	52		22	25	20	24	14	46	52	2,8	685	680	45	240
3	78		25	13	16	<5	<5	<5	7,5	1,5	940	800	20	41
4	75		14	26	18	<5	5	5	6	1,8	575	270	10,5	52
5	70		22	10	18	<5	<5	5	10	2,1	1125	475	13	67
6	77		33	11	20	<5	<5	<5	6	1,8	1200	600	21	58
7	3		33	17	17	<5	<5	<5	4,5	<1,5	615	165	<3	35
8	120	Granitoide tardeogene	10	12	19	5	<5	<5	34	3,3	600	310	74	168
9	172		36	25	24	<5	<5	6	13	7,5	610	76	72	97
10	123		40	8	27	8,5	9,5	8	20	8,8	370	105	86	120
11	126		23	10	20	<5	<5	<5	10	2,4	1225	800	16	108
12	176		14	26	18	<5	<5	<5	5	2,0	675	270		87
13	134		12	<10	18	<5	<5	<5	4,5	3,3	140	47	<3	34

elementele minore înseși. Pentru a se putea compara conținuturile de elemente minore și majore din rocile din regiunea valea Sadului-Stâncești cu cele obținute în granitoidele din regiunea de la vest de Jiu (valea Jiuții-valea Susenilor), pe diagramele construite au fost trasate numai curbele de variație a acestora din urmă (S a v u et al., 1971).

Ambele serii de roci granitoide sînt în general bogate în Si (tab. 6), element al cărui conținut crește cu accentuarea diferențierii de la magma granodioritică primară spre termenii cei mai acizi (fig. 13); granitoidele tardeogene se situează în domeniul conținuturilor celor mai ridicate. Dimpotrivă, Al prezintă o slabă tendință de scădere în acest sens. Galul, care înlocuiește Al prin izomorfism, se menține aproape constant de-a lungul celor două serii granitoide. Raportul  $Ga \times 10^3 : Al$  (tab. 7) se menține la valori foarte apropiate, care oscilează între 0,20 și 0,25.





TABELUL 5

Elemente minore din rocile granitoide (ppm)

Nr. crl.	Nr. probei	Tipurile de roci	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Be	Ba	Sr	Li	Zr	
1	101	Granitoide sintogene	10	13	26	27	11	38	40	2,5	915	225	53	270	
2	4		Diorit cuarțifer, Valea Scurtă	8	14	20	16	7	21	36	1,8	690	265	24	152
3	107		Porfir dioritic cuarțifer, Valea Sădișorului	10	24	20	14	8,5	28	39	2,1	400	280	26	172
4	57		Granodiorit, Valea Sadului	5	19	20	20	10	40	62	2,1	515	430	44	240
5	27		Granodiorit laminat, Valea Sadului	6	9,5	21	<5	6	<5	25	2,0	875	500	24	130
6	11		Granodiorit, Valea Sădișorului	14	13	20	<5	6	<5	22	1,6	750	370	23	108
7	191		Granit laminat, Izvorul văii Zănoaga	18	13	25	<5	<5	<5	18	2,6	1175	430	36	120
8	206		Granit laminat, Valea Sadului	12	10	19	<5	<5	<5	13	1,8	600	360	4	98
9	97		Granit laminat, Vârful Moldovișului	19	10	18	<5	5,5	<5	13	1,8	1050	430	41	82
10	106		Granit, Vârful Urma Boului	26	8,5	28	<5	6,5	<5	11	2,4	1000	470	22	105
11	28		Granit, Valea Sadului	36	14	23	<5	<5	<5	4,5	2,2	245	75	12	30
12	96		Granit laminat, Vârful Moldovișului	15	15	24	<5	<5	<5	8,5	2,0	955	820	29	120
13	79		Granit laminat, Valea Sadului	20	12	22	<5	<5	<5	10,5	2,6	975	900	68	100
14	104		Granit laminat, Valea Sădișorului	24	15	18	<5	<5	<5	8	1,1	1450	550	8,5	60
15	71		Granit laminat, Valea Sadului	17	8,5	17	5	6	<5	10	1,6	1400	850	7	70
16	99		Granit porfiric, Vârful Muncel	19	11	31	<5	<5	<5	5	2,7	175	100	4	38
17	24		Granit micrograniticos, Valea Sadului	25	10	21	<5	<5	<5	8	1,0	980	450	24	130
18	90		Aplit laminat, Izvorul văii Zănoaga	18	10	18	<5	<5	<5	7	1,5	740	440	23	43
19	46	Granitoide Larșengene	8	20	19	19	8,5	27	34	2,1	740	260	62	142	
20	37		Granit cu separații melanocrate, Vârful Păstala	18	7,5	14	<5	<5	<5	5,5	<1,5	360	90	<3	38
21	47		Granit pegmatoid, Arșeni	18	10	18	5	<5	<5	6	1,9	500	130	3	45
22	170		Granit, Vârful Păstala Aplit, Stăncești	30	7	32	<5	<5	<5	4	2,6	95	17	<3	35



Distribuția elementelor minore asociate geochimic cu Fe și Mg prezintă o serie de particularități (fig. 14). În comparație cu granitoidele cercetate anterior (S a v u et al., 1971), în care apăreau și termeni mai

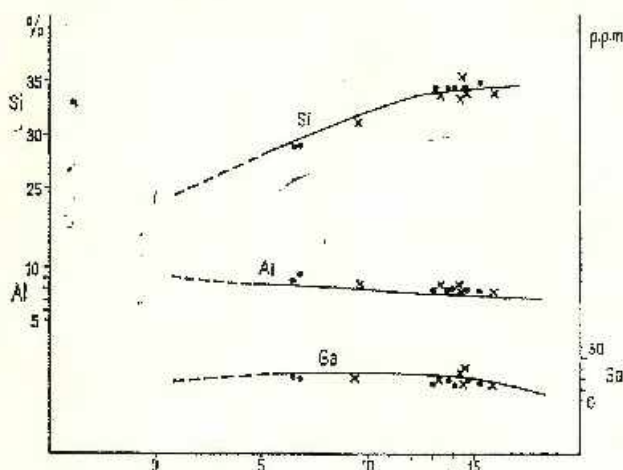


Fig. 13. -- Diagrama de variație a Si, Al și Ga. Diagramme de la variațion de Si, Al et Ga.

bazici, rocile din regiunea valea Sadului-Stăncești sînt în general mai acide, astfel că punctele de proiecție a elementelor se situează în general în partea dreaptă a curbelor de variație. Ele se distribuie în lungul acestor

TABELUL 6

Elemente majore (cationi) din rocile granitoide și indicele de diferențiere

Nr. crt.	Nr. probei	Tipurile de roci	Si	Al	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Ca	Mg	Na	K	$\frac{1}{3} \frac{Si+K}{Ca+Mg}$
			%								
1	56	Granitoide sinorogene	28,88	9,13	0,98	2,33	3,22	1,55	3,41	1,59	6,45
2	52		28,90	9,22	0,87	2,41	3,17	1,60	3,23	1,88	6,74
3	73		34,35	8,03	0,31	0,25	1,05	0,22	2,68	3,77	13,95
4	75		34,41	7,99	0,36	0,28	0,69	0,22	2,83	3,96	14,52
5	70		34,45	7,82	0,46	0,34	1,20	0,33	2,68	3,24	13,19
6	77		34,49	7,89	0,35	0,40	0,92	0,28	2,75	3,36	13,67
7	3		34,76	7,77	0,03	0,24	0,87	0,17	2,40	4,72	15,26
8	120	Granitoide tardeogene	30,96	8,66	0,68	2,17	2,15	0,87	2,81	2,25	9,55
9	172		33,52	7,61	0,40	1,31	0,61	0,32	2,39	4,09	14,33
10	123		33,72	7,75	0,31	1,44	0,46	0,29	2,31	4,05	14,54
11	126		33,75	8,26	0,98	0,37	1,05	0,25	3,28	3,29	13,24
12	176		34,16	7,56	0,25	0,88	0,28	0,25	2,65	4,96	15,85
13	134		35,44	8,06	0,25	0,19	0,26	0,08	2,73	2,79	14,29



curbe, demonstrând astfel prezența în ambele regiuni a unor roci foarte apropiate prin compoziția chimică și particularitățile lor geochimice.

O caracteristică generală a distribuției V, Co, Ni și Cr este tendința acestor elemente de a scădea în direcția creșterii acidității rocilor, cu

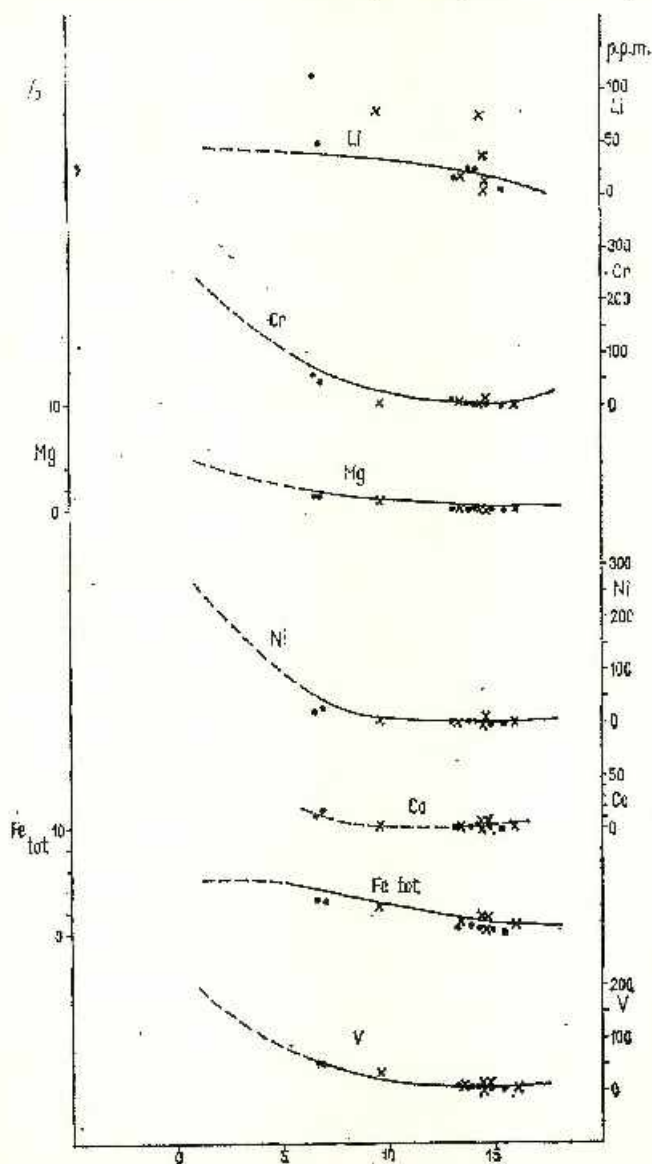


Fig. 14. — Diagrama de variație a Li, Cr, Mg, Ni, Co, Fe și V.  
Diagramme de la variation de Li, Cr, V, Mg, Ni, Co, Fe et V.

toate că intervalul lor de variație este mai restrâns decât în cazul granitoidelor de la vest de Jiu (S a v u et al., 1971). Aceeași tendință se remarcă și în cazul Mg și Fe, de unde rezultă strânsa legătură geochemică dintre aceste elemente majore și minore. Cu toate că în prezent există date după

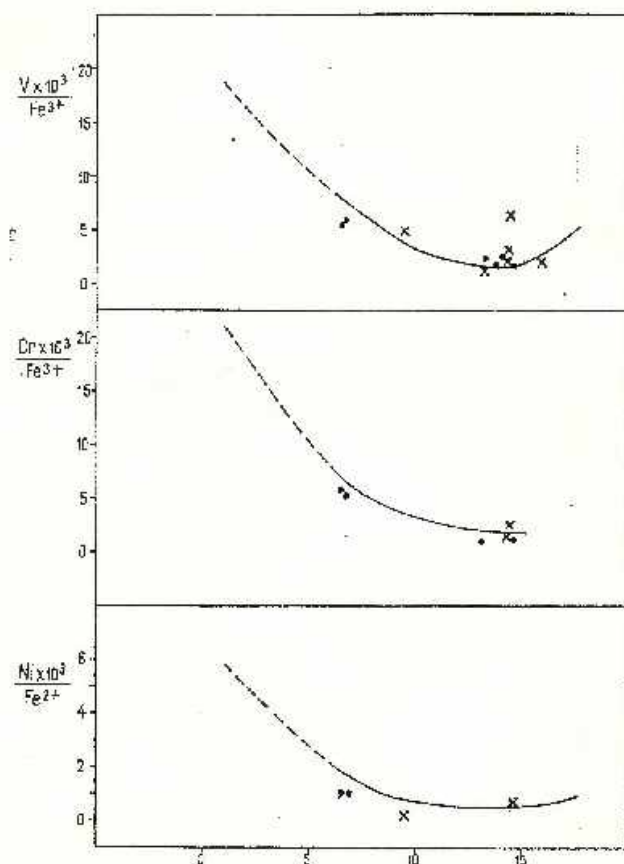


Fig. 15. — Diagramele de variație a rapoartelor  $V \times 10^3 : Fe^{3+}$ ,  $Cr \times 10^3 : Fe^{3+}$  și  $Ni \times 10^3 : Fe^{2+}$ .

Diagrammes de la variation des rapports  $V \times 10^3 : Fe^{3+}$ ,  $Cr \times 10^3 : Fe^{3+}$  et  $Ni \times 10^3 : Fe^{2+}$ .

care unele elemente minore se acumulează pe „microfisurile” mineralelor (G o Ń i, 1966), relația de mai sus atestă totuși o variație constantă și în același sens, atât a elementelor minore, cât și a celor majore în a căror poziție, primele sînt captate în rețelele mineralelor melanocrate. Valorile rapoartelor  $V \times 10^3 : Fe^{3+}$ ,  $Cr \times 10^3 : Fe^{3+}$  și  $Ni \times 10^3 : Fe^{2+}$  scad

TABELUL 7

*Relațiile dintre elementele minore și majore din rocile granitoid.*

Nr. cit.	Nr. probet.	$\frac{Co^{2+}}{Co \times 10^3}$	$\frac{Co \times 10^3}{Mg}$	$\frac{Co \times 10^3}{Fe \text{ total}}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Fe^{2+}}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Mg}$	$\frac{Ni \times 10^3}{Fe \text{ total}}$	$\frac{Cr \times 10^3}{Fe^{2+}}$	$\frac{Cr \times 10^3}{Fe \text{ total}}$	$\frac{Cr/Ni}{Co/Ni}$	$\frac{V \times 10^3}{Fe^{2+}}$	$\frac{V \times 10^3}{Ti}$	$\frac{V \times 10^3}{Mg}$	$\frac{V \times 10^3}{Fe \text{ total}}$	$\frac{Sr \times 10^3}{Ca}$	$\frac{Sr \times 10^3}{Ca + K}$	$\frac{Ba \times 10^3}{K}$	$\frac{Li \times 10^3}{Mg}$	$\frac{Al}{Ga \times 10^3}$
1	56	0,51	0,77	0,37	0,94	1,42	0,67	6,12	1,84	2,73	5,41	1,29	3,42	1,60	1,43	0,96	4,47	7,10	0,23
2	52	0,58	0,87	0,43	1,00	1,50	0,74	5,29	1,43	3,28	5,97	1,24	3,25	1,58	2,11	1,35	3,64	2,81	0,22
3	73										2,42	1,50	3,40	1,34	2,86	0,62	2,49	9,09	0,20
4	75	1,78	2,27	0,78				1,39	0,78		1,67	1,50	2,73	0,94	3,91	0,58	1,45	4,77	0,22
5	70							1,09	0,67		2,46	1,43	3,03	1,35	3,90	1,07	3,47	3,93	0,23
6	77										1,71	1,00	2,31	0,80	6,52	1,40	3,57	8,08	0,25
7	3										15,00	2,25	2,04	1,67	1,80	0,29	1,30	1,76	0,22
8	120				0,23	0,57	0,18				5,00	1,48	3,91	1,19	1,44	0,70	2,87	8,50	0,22
9	172							1,50	0,37		3,25	0,87	4,06	0,76	1,24	0,16	0,78	22,5	0,31
10	123	0,66	3,27	0,56	0,59	2,93	0,53	2,58	0,47	0,94	6,45	1,18	6,90	1,14	2,28	2,33	0,81	12,41	0,35
11	126										1,02	1,25	4,00	0,74	7,62	1,84	3,72	6,40	0,24
12	176										2,00	0,45	2,00	0,44	2,10	1,09	1,37		0,24
13	134										1,96	4,50	5,62	1,07	1,80	1,50	0,50	<1,15	0,22

de asemenea în sensul creșterii acidității rocilor, deci în direcția diferențierii magmei granitice (fig. 15).

În figurile 16, 17 și 18 s-au reprezentat pe diagrame în coordonate logaritmice, relațiile dintre perechile de elemente minore Cr-Ni, Co-Ni

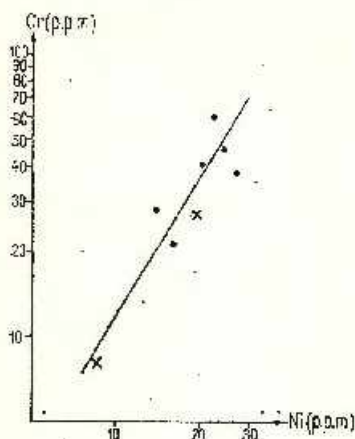


Fig. 16. — Relația dintre Cr și Ni.  
Relation entre le Cr et le Ni.

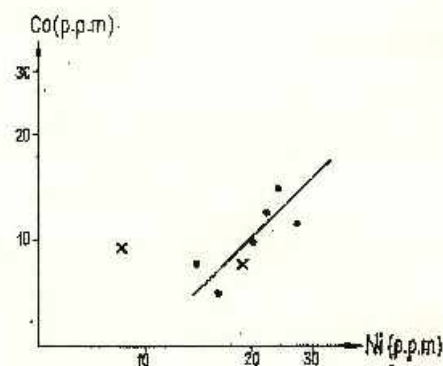


Fig. 17. — Relația dintre Co și Ni.  
Relation entre le Co et le Ni.

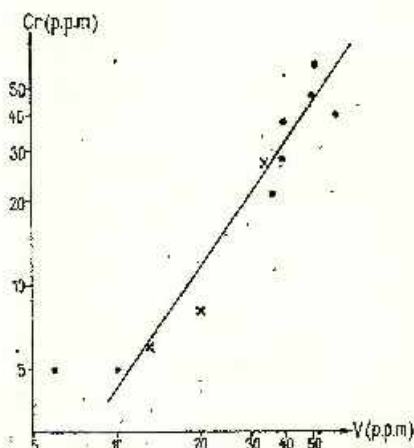


Fig. 18. — Relația dintre Cr și V.  
Relation entre le Cr et le V.

și Cr-V din rocile relativ mai bogate în mafite, cum sînt granodioritele și unele granite, în care conținuturile de elemente minore se situează deasupra limitei de detecție. Punctele de proiecție a acestor grupe de

elemente se înscriu pe diagrame în lungul unor drepte, scoțind clar în evidență existența unor relații de covarianță.

Litiul urmărește în general curba de variație stabilită pentru granitoidele de la vest de Jiu (S a v u et al., 1971). Rocile mai bogate în biotit se plasează însă deasupra acestei curbe.

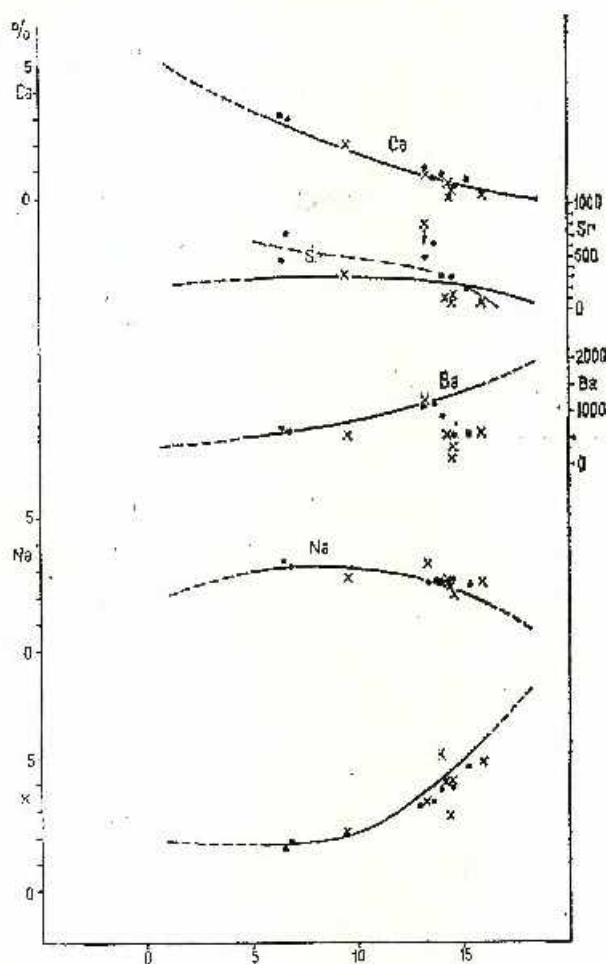


Fig. 19. — Diagrama de variație a Ca, Sr, Ba, Na și K.  
Diagramme de la variation de Ca, Sr, Ba, Na et K.

După cum rezultă din diagrama din figura 19, conținutul de Ca descrește treptat de la rocile granodioritice spre termenii cei mai acizi care aparțin în general seriei granitoidelor tardeorogene. Un mod ase-



mănător de comportare prezintă și Sr, a cărui curbă diferă însă puțin de curba stabilită pentru rocile de la vest de Jiu (S a v u et al., 1971). Cu excepția unui granit aplitic de pe Valea Mare, granitoidelo tardeorogene se situează în general la valori mai scăzute. Raportul  $Sr \times 10^3 : Ca$  (fig. 20) are oscilații mari, punctele de proiecție prezentând o dispersie mare în raport cu curba obținută pentru granitoidelo de la vest de Jiu.

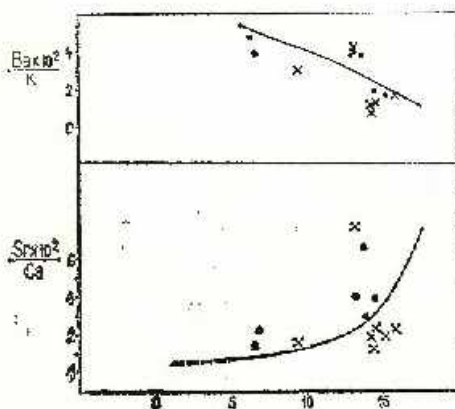


Fig. 20. — Diagramele de variație a raportelor  $Ba \times 10^2 : K$  și  $Sr \times 10^3 : Ca$ .  
Diagrammes de la variation des rapports  $Ba \times 10^2 : K$  et  $Sr \times 10^3 : Ca$ .

Conținuturile de K se înscriu în general în lungul porțiunii puternic ascendente a curbei stabilite, deci în domeniul rocilor mai puternic diferențiate. Se remarcă faptul că granitoidelo tardeorogene se situează în general pe această porțiune ascendentă a curbei, cu excepția granitului cu turmalină care prezintă un conținut mai redus de K. Valorile conținutului de Ba au aceeași tendință de creștere, dar mai puțin pronunțată; majoritatea granitoidelo tardeorogene se proiectează însă mult sub curba de variație a granitoidelo de la vest, ceea ce arată că ele sînt în general mai sărace în acest element. Printre acestea se află și două granite cu muscovit, sinorogene, roci care au suferit procese de transformare autometamorfică. Raportul  $Ba \times 10^2 : K$  scade treptat în lungul celor două serii de roci granitoide (fig. 20). Remarcăm că aplitul tardeorogen de la Stăncăști prezintă conținuturi extrem de reduse de Ba (95 ppm) și de Sr (17 ppm).

Conținuturile de Zr din rocile celor două serii granitoide scad treptat de la granodiorite spre granite, deci de la roci mai bogate în biotit și hornblendă, spre roci în care biotitul participă în cantitate mai mică, iar amfibolul lipsește (fig. 21).

Beriliul, un alt element determinat în rocile granitoide, variază între <1,5 și 7,5 ppm; conținuturile cele mai ridicate s-au determinat în granitoidelo tardeorogene care, ținînd seama de caracterele lor petro-



logice și geochimice, prezintă interes din punct de vedere al posibilităților de acumulare a acestui element. Deosebirea în ce privește conținutul de Be dintre granitoidele sinorogene și cele tardeorogene, corespund concluziilor stabilite în literatură (G o l d a c h m i d t, 1954; R a n k a m a și S a h a m a, 1960) și observațiilor noastre, după care Be se concentrează în general în granitoidele mai târzii și în pegmatite.

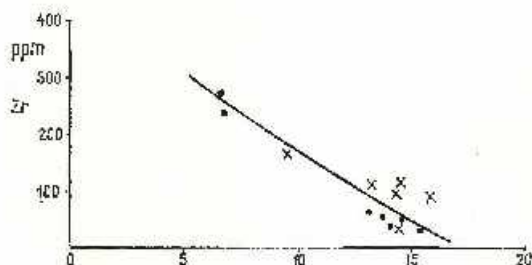


Fig. 21. — Diagrama de variație a Zr.  
Diagramme de variation du Zr.

Plumbul variază în granitoidele sinorogene între 6 și 36 ppm, iar în cele tardeorogene între 8 și 40 ppm. În granitele porfirice tardeorogene de pe Valea Mare, la Stăncești, care prezintă conținuturi maxime de Be, se observă și valorile cele mai ridicate de Pb și anume, 36—40 ppm.

Conținutul de Cu variază între aceleași limite (8-36 ppm) în ambele serii de roci granitoide.

### Concluzii asupra originii magmelor granitoide și evoluției acestora

Problema originii magmei granitoide primare din care au provenit granitoidele din provincia petrologică a autohtonului danubian a fost discutată pe larg într-o lucrare anterioară (S a v u et al., 1971). În prezent dispunem de noi date care vin să întărească concluziile stabilite cu această ocazie.

Astfel, din datele petrochimice și modul de comportare a elementelor minore în rocile intrusivă din regiunea valea Sădului-Stăncești, se poate concluda că granitoidele sinorogene și tardeorogene au provenit dintr-o magmă de compoziție granodioritică. Această magmă are origine litogenă și s-a format în timpul mișcărilor balcaliene, fie prin anatexia unei zone profunde a scoarței terestre, alcătuită în domeniul autohtonului danubian din formațiunile cristaline ale ciclului prebaicalian, fie prin palingeneză din pătura granitică a sialului, situată în baza acestor formațiuni (S a v u et al., 1971). Această concluzie este sprijinită de faptul că, pe diagrama din figura 22 (M e l n e r t, 1968) toate rocile granitoide cercetate se pro-



iectează în cimpul de distribuție a rocilor metamorfice acide din părțile adânci expuse la zi ale scuturilor continentale (metacidite, granulite, charnockite, heleflinte etc.), roci apropiate prin compoziție atât de rocile din zonele migmatice profunde ale scoarței terestre, cât și de compoziția păturii granitice din baza acesteia.

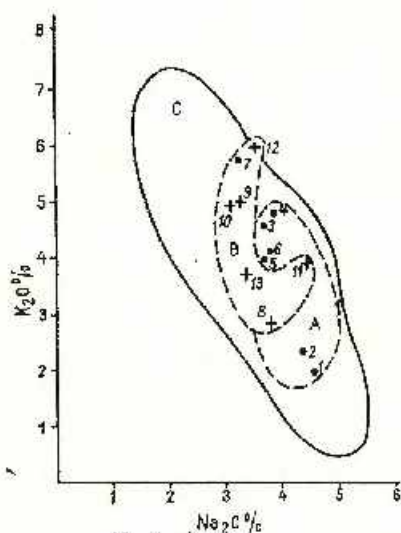


Fig. 22. — Diagrama  $Na_2O : K_2O$  pentru diferite tipuri de roci metamorfice acide (C) și granitoidale sinorogene (A) și tardeorogene (B).  
Diagramme  $Na_2O : K_2O$  de différents types de roches métamorphiques acides (C) et des granitoides synorogènes (A) et tardiorogènes (B).

Magma primară formată prin unul din aceste procese la adâncime mai mare de 50 km, deci la presiuni mai mari de 15 Kb, a fost de compoziție granodioritică și a avut un caracter calco-alkalin tipic, așa cum rezultă din datele de mai sus și din proiecția rocilor pe diagrama din figura 23, construită după Wright (1969). Din această magmă primară s-au diferențiat în general magme acide cu tendință alcalină, alături de o cantitate foarte redusă de magme cu compoziție cuarțdioritică.

Ridicându-se spre suprafață în condiții sincinematice, într-un interval de timp care a durat milioane de ani, și fiind puse în loc la adâncimi de aproximativ 10-15 km — dacă ne referim la nivelul actual de eroziune — aceste magme au cristalizat lent sub influența stressului, rezultând granitoide subsolvus (Savu et al., 1971). Primele minerale care încep să cristalizeze în jurul temperaturii de 700°C sînt feldspatii și amfibolii în unele roci se formează fenocristale de feldspat potasic, uneori și de plagioclaz. Menționăm ca un fapt semnificativ, apariția granitelor larg porfirice (Novaci, Stăncești, Tismana) în zona din apropierea scutului conti-

mental, unde, datorită mișcării de subîmpingere, acesta din urmă se afundă sub formațiunile metamorfice din domeniul autohtonului danubian. Mai târziu începe să cristalizeze și biotitul, care este urmat de cuarț.

Aceste concluzii sînt susținute și de felul cum se proiectează rocile granitoide din ambele serii pe diagrama sistemului *Ab-Or-Q* din figura 24, pe care ele se situează în jurul cîmpului de proiecție a granitoidelor ideale

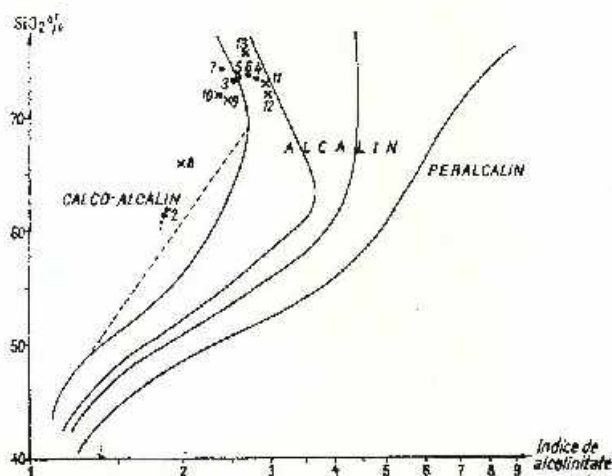


Fig. 23. — Distribuția rocilor granitoide sinorogene și tardeorogene pe diagrama de variație a raportului alcalinității<sup>12</sup>.  
Distribution des roches granitoïdes synorogènes et tardeorogènes portées sur le diagramme de la variation du rapport de l'alcalinité<sup>12</sup>.

— petrogeny's residua system — (Bowen, 1937; Tuttle și Bowen, 1958). Rocile care se proiectează în interiorul acestui cîmp sînt reprezentate prin două granite cu muscovit sinorogene și granitele porfirice tardeorogene de pe Valea Mare de la Stăncești. Acestea arată că diferențierea ambelor serii granitoide din această regiune a condus la termeni acizi cu aceleași caracteristici petrochimice, ele provenind din aceeași magmă granitoidă primară, cu toate că au fost puse în loc în momente diferite în raport cu paroxizmul mișcărilor diastrofice baicaliene.

<sup>12</sup> Cînd SiO<sub>2</sub> depășește 50% și K<sub>2</sub>O : Na<sub>2</sub>O > 1 < 2,5, atunci în locul sumei alcalilor se ia valoarea 2 (Na<sub>2</sub>O).

Si SiO<sub>2</sub> dépasse 50% et K<sub>2</sub>O : Na<sub>2</sub>O > 1 < 2,5, alors au lieu du total des alcalis on prend la valeur 2 (Na<sub>2</sub>O).

Două din rocile analizate, reprezentînd granodiorite din seria sinorogenă, se îndepărtează de cîmpul granitelor ideale, în direcția colțului albitului, datorită faptului că ele conțin mai puțin cuarț, iar feldspatul potasic este în general albitizat sub influența proceselor de autometamorfism cu care se încheie cristalizarea magmei (S a v u et al., 1971). Granitul cu

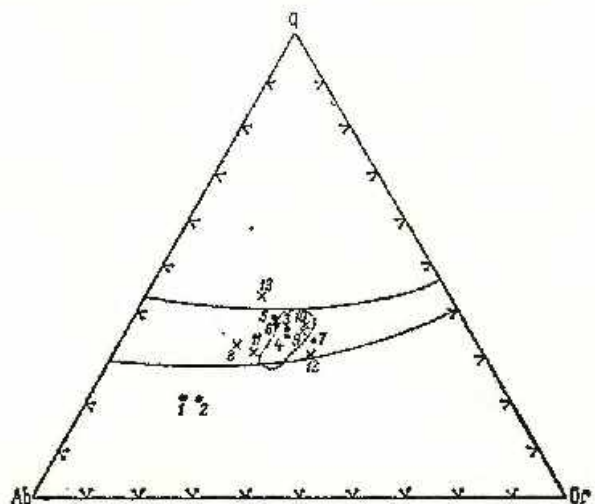


Fig. 24. — Distribuția granitoidelor sinorogene și tardeorogene pe diagrama sistemului Ab-Or-Q.  
Distribution des granitoïdes synorogènes et tardiorogènes portée sur le diagramme du système Ab-Or-Q.

turmalină, fiind îmbogățit în cuarț datorită procesului de pneumatoliză, se proiectează deasupra acestui cîmp, în direcția colțului Q.

Rocile filoniene se formează din magme reziduale, în perioada în care plutonii granitoizi se consolidaseră în cea mai mare parte și în masa lor începeau să se formeze sistemele de fisuri și probabil unele fracturi deschise.

În concluzie, după caracteristicile lor petrografice, petrochimice și geochimice, rocile granitoidă sinorogene și tardeorogene din regiunea valca Sadului-Stăncești provin dintr-o magmă granodioritică de origine litogenă, a cărei evoluție normală a urmărit linia de diferențiere a magmei calco-alkaline, separîndu-se în general magme din ce în ce mai acide și cu tendință alcalină.

## BIBLIOGRAFIE

- Barth T. R. W. (1952) *Theoretical Petrology* J. Wiley, New York.
- Bowen N. L. (1937) Recent high — temperature research on silicates and its significance in igneous geology. *Amer. Journ. Sci.* 33, New Haven.
- Burri C. (1959) *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*. Birkhäuser-Verlag. Basel u. Stuttgart.
- Dumitrescu G. (1905) *Recherches sur la composition chimique de quelques roches de Carpathes roumaines (Vallée du Jiu)*. Thèse, Genève, Bucarest.
- Evans B. W. (1965) Application of a reaction — rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Amer. Journ. Sci.* 263, New Haven.
- Giuşcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic Pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, Budapesta.
- Goldschmidt V. M. (1954) *Geochemistry*. Oxford.
- Goâl J. (1966) Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques. *Memoires B.R.G.M.* 45.
- Group F. R. (1948) Origin of granite. In „Origin of Granite”. *Geol. Soc. America, Memoir*, 28, New York.
- Ionescu-Bujor D. (1913) *Granitul de Şuşiţa. Contribuţiuni la studiul petrografic și geologic al Carpaților Meridionali*. București.
- Johannsen A. (1941) *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Univ. Chicago Press. Chicago.
- Manolescu G. (1937) *Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpathes Méridionales, Roumanie)*. *An. Inst. Geol. Roum.* XVIII, București.
- Mehnert K. R. (1968) *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Mrazec I. (1897) *Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines*. *Bul. Soc. Șt.* VI, București.
- (1899) Contribution à l'histoire de la vallée du Jiu. *Bul. Soc. Șt.* VIII, București.
- Munteanu-Murgoci G. (1912) *Asupra formațiunii de Schela*. *D.S. Inst. Geol. Rom.* IV, București.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953, 1954, 1956) The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 5, 9, London.
- Pavelescu L., Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) *Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului, între Bumbesti și Iscroai*. *D.S. Com. Geol.* L/1, București.
- Pavelescu Maria (1970) *Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali*. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1950) *Geochemistry*. Univ. Chicago Press. Chicago.
- Savu H. (1965) *Structura în virgație a Cristalinului munților Semenic*. *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
- (1970) *Structura plutonului granitoid de Şuşiţa și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali)*. *D.S. Inst. Geol.* LVI/5, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1971) *Studiul petrologic și geochemic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Şuşiţa (Carpații Meridionali)*. *An. Inst. Geol.* XXXIX, București.



- Serebryakov A. V. (1961) Autometamomatic alteration of granitoids and association of tin mineralization with the zone of sodium - potassium metasomatism. *Internat. Geol. Review*, 3, 2, Washington.
- Stănoiu I. (1971) Notă preliminară asupra prezenței Silurianului fosilifer în Carpații Meridionali. *D.S. Inst. Geol.* LV11/4, București.
- Streckeisen A. J. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2-3, Stuttgart.
- Ștefănescu Gr. (1883) Anuarul biroului geologic. București.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ . *Geol. Soc. America, Memoir*, 74, New York.
- Wright (1969) A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.* 106, 4, Oxford.

## GENÈSE DES GRANITOÏDES ET DES SCHISTES CRISTALLINS DE LA RÉGION DE LA VALLÉE DU SADU-STĂNCEȘTI (MONTS PARÎNG)

### (Résumé)

La région de la vallée du Sadu-Stăncești est située dans la partie méridionale de l'autochtone danubien, zone mobile où la phase géosynclinale baïkalienne s'installe sur un soubassement prébaïkalien-carpathien. Cette phase débute par une intense activité magmatique basique dont les produits métamorphisés sont à l'origine de la série amphibolitique de Drăgșan. Dans la partie méridionale, située au voisinage du socle continental archéen-karélien (éperon valach), prédominent des dépôts tetrigènes à caractère flyscholite - faciès méridional - dont résulte la série de Lainici-Păiuș (pl. III). Simultanément, vers le nord, dans la zone géosynclinale, se soulève une cordillère gétique, qui sépare une avant-fosse dans laquelle vont se développer plus loin les formations du domaine de l'autochtone danubien. Le matériel érodé de la cordillère constitue un flysch final du géosynclinal baïkalien - faciès septentrional - dont résulte la série „elastique” ou de Drăgșan supérieure - avec des intercalations de méta-conglomérats à galets non-triés.

À cause des mouvements baïkaliens (500 mill. d'années) dus à la sous-poussée du socle archéen-karélien (éperon valach) les formations sont métamorphisées et plissées en une série de structures qui constituent une virgation; dans la zone axiale de ces structures sont mis en place des granitoïdes synorogènes, suivis de granitoïdes tardiorogènes, ces derniers n'étant pas strictement rattachés aux structures anticlinales. Il en résulte ainsi l'infrastructure de l'autochtone danubien.

Après cette étape la région est sujette à l'érosion qui met à jour les plutons granitoïdes. Suit, au cours du Silurien, une nouvelle phase d'immersion, lorsque s'accumule transgressivement la série paléozoïque de Tuliza de la superstructure, dont le métamorphisme en conditions du faciès des schistes verts a eu lieu au cours de la phase bretonne. Le métamorphisme breton a des retentissements aussi dans la zone de l'infrastructure, conduisant à l'allorétromorphisme de la série de Lainici-Păiuș et au métamorphisme des granitoïdes baïkaliens.



Suit l'accumulation de la formation de Schela à intercalations de charbons (anthracite) qui ne persiste que sous forme d'écaillés dans la partie méridionale de la région, à Stăncești (pl. II).

On constate qu'à partir du Précambrien jusqu'au Mésozoïque les rapports entre la zone mobile des Carpates respectivement entre l'autochtone danubien et le socle continental archéen-karélien, situé vers le sud, il y a eu approximativement les mêmes relations tectoniques de sous-poussée, durant chaque phase de mouvements, les structures étant déversées ou charriées vers l'avant-pays.

Dans cet ensemble structural la région de la vallée du Sadu-Stăncești se situe le long de la structure anticlinale majeure externe de Nedeu-Șușița-Tismana, dont la zone axiale contient le pluton synorogène de Șușița. Vers le sud se développe un synclinal asymétrique, formé par les schistes cristallins migmatisés de la série de Lainici-Păiuș, dont le flanc méridional est percé par les corps des granitoïdes tardiorogènes de Stăncești et d'Arșeni (pl. III).

Les schistes cristallins de la série de Lainici-Păiuș, où sont localisés les plutons granitoïdes, constituent une unité stratigraphique à caractère détritogène dont la formule structurale est  $L_1 + S_1 || S$  et qui, au point de vue des processus métamorphiques présente les zones caractéristiques suivantes :

La zone à biotite développée vers le sud, au voisinage de Stăncești, contenant des schistes quartzitiques, micagneiss plagioclasiques à structure rubanée (pl. I, fig. 1) et intercalations de calcaires cristallins (fig. 1) traversés parfois par des filons de granitoïdes concordants (fig. 2).

La zone à sillimanite développée au nord de la zone à biotite au voisinage des intercalations tardiorogènes. Elles contiennent des micaschistes quartzitiques à biotite, des paragneiss à biotite, sillimanite et cordiérite ou pinitite (pl. I, fig. 2) avec intercalations de calcaires à silicates (pl. I, fig. 3), roches à paragenèses de minéraux caractéristiques (4-8). Quant à la coexistence du quartz avec la calcite et les silicates dans quelques unes de ces paragenèses, les auteurs considèrent que pour incorporer Ca et Mg dans le réseau des silicates il est nécessaire que la roche contienne outre l'excès en  $SiO_2$  aussi des ions suffisants de ces deux éléments pour former le minéral que les conditions de P-T exigent.

Ces zones métamorphiques ont été générées dans les conditions du métamorphisme de type danubien (Savv, 1970) résulté du cumul concomitant des effets du métamorphisme régional et du métamorphisme de contact synchronématique à une pression de 4-5 Kb et température de 500° - 700°C.

Le processus de migmatisation se développe dans une zone large et a été déterminé par l'activité de la mise en place des corps granitoïdes qui a fait monter la valeur du gradient géothermique à l'intérieur du géosynclinal. Généralement ont résulté des migmatites aréolées (lit par lit), tout spécialement des migmatites stromatoliques et moins souvent des migmatites phénoblastiques, nébulitiques ou sous d'autres aspects structuraux. Les migmatites cellées se développent parfois au voisinage des filons concordants des granites pegmatoides (fig. 3). Les phénoblastes de microcline sont souvent substitués par l'albite finement maclée à basse température (pl. I, fig. 4). Quant au moment de la formation des migmatites on considère qu'une bonne partie des migmatites stromatoliques ont été générées par un front migmatique qui a précédé le soulèvement des plutons, alors que les autres migmatites ont été générées par les solutions dégagées des corps granitoïdes en train de consolidation.

Dans les zones où le métamorphisme breton a été plus actif, les schistes cristallins et les roches migmatiques ont été affectés par le processus d'allorétromorphisme (fig. 4), conduisant à des roches dont la formule structurale est :  $(L_1 + S_1 || S) + (L_2 + S_2 \times S_1)$ .



Le pluton synorogène de Șușița qui se développe dans la partie septentrionale de la région, dans la zone axiale de la structure majeure ci-dessus citée, présente une flexure (pl. III) déterminée soit par les fractures transversales existantes dans cette région soit par une sous-poussée plus accusée du socle archéen-karélien, situé vers le sud. Les contacts du pluton, tout comme les xénolithes de roches migmatiques, les séparations mélanocrates et de diorites de sa masse, sont parallèles à la foliation  $S_1$  des schistes cristallins de la structure anticlinale majeure encaissante. Les diagrammes structuraux (fig. 5a, b, c) révèlent un maximum qui se maintient constant dans leur partie de NE représentant les fissures ac et deux maximums qui correspondent aux fissures diagonales. Les autres systèmes de fissures sont de moindre importance.

Au point de vue pétrographique, le pluton synorogène de Șușița est constitué, de manière prépondérante, par des granitoïdes et granites avec ou sans mégacristsaux de feldspath potassique, allongés parallèlement à leur foliation primaire; de manière subordonnée on a séparé des diorites quartzifères. Dans la partie méridionale, où les granitoïdes n'ont pas été affectés par le métamorphisme breton, on observe que les roches présentent une structure hypidioromorphe-granulaire et une texture faiblement orientée-gneissique. Elles ont été affectées par des phénomènes d'autométamorphisme plus ou moins intenses, qui ont surtout influencé le plagioclase et les minéraux mélanocrates—hornblende (pl. II, fig. 1) et biotite. Le feldspath potassique a été en moindre mesure affecté par ces processus. Celui-ci contient des inclusions de plagioclase à auréole d'albite. Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite, le monazite, parfois le grenat et la magnétite ou l'ilménite.

Les corps de granitoïdes tardiorogènes situés dans la partie méridionale de la région sont, eux aussi, orientés parallèlement à la foliation des schistes cristallins. Ils renferment des xénolithes à contour angulaire (fig. 6). Les fissures mesurées dans le corps de Stăncești (fig. 5d) représentent un système transversal (ac) et deux systèmes diagonaux. Les fissures longitudinales sont moins fréquentes.

Ces corps tardiorogènes sont constitués de granites à biotite et muscovite, dans lesquels on a séparé les granites porphyriques à mégacristsaux de feldspath potassique (pl. IX, fig. 2). Le plagioclase ( $(An_{80-90})$ , qui présente de macles polysynthétiques, a été, lui aussi, affecté par des phénomènes d'autométamorphisme. Les mégacristsaux de feldspath potassique présentent souvent des faces cristallographiques claires.

Les roches filoniennes qui traversent les corps granitoïdes synorogènes et tardiorogènes autant que les schistes cristallins de leur toit, sont représentées par des granites pegmatoïdes, des porphyres granodioritiques, des granites apliques, des granophyres (pl. I), fig. 3) et des lamprophyres (spessartite).

Les processus d'autométamorphisme qui affectent les roches granitoïdes se présentent sous trois faciès caractéristiques.

Le plus répandu de ces faciès s'est constitué durant le stade magmatique tardif, quand le plagioclase a été sujet à des phénomènes de microclivaison étant bourré de zoizite et de séricite — à une température d'approximativement 400°-500°C. Il y a des granites où se développent de grosses lamelles de muscovite, où le feldspath potassique est parfois substitué par l'albite finement maclée et où sur le compte des minéraux mélanocrates primaires se constituent la biotite et le stilpnomélan.

Le faciès pneumatolytique où arrivent des phénomènes de tourmalinisation et un début de greisenization intéressent les granitoïdes tardiorogènes (pl. II, fig. 4). La tourmaline substitue, généralement, les feldspaths, alors que la biotite est transformée en micas blancs bourrés d'aiguilles de rutile, parfois aussi d'une poussière fine d'oxydes de fer.





Le faciès hydrothermal — postmagmatique — est assez fréquent et a été généré sous l'action des solutions à température plus basse. Les minéraux primaires sont substitués par des minéraux secondaires, conduisant aux roches avec la paragenèse suivante : quartz-séricite-chlorite et quartz-séricite (muscovite).

Sous l'action du diastrophisme hercynien, les granitoïdes de la partie septentrionale de la région (pl. III) ont été, eux aussi, sujets à des phénomènes de métamorphisme sous faciès des schistes verts, et transformés en mélagranites avec différents degrés de schistosité ( $S_3$ ); les minéraux secondaires (quartz-séricite-chlorite) formés aux dépens de ceux primaires sont orientés à même le plan de schistosité. Les mégacristaux de feldspath potassique présentent une plus grande résistance à ces processus, fait qui a conduit certains chercheurs à affirmer que leur formation a eu lieu après le processus de lamination des granites.

Dans la partie méridionale de la région, à Stăncesți, où les granitoïdes chevauchent la formation de Schela, par endroits, ceux-ci, ont été sujets à des phénomènes de minéralisation. Ils présentent une structure bréchique et sont constitués de cristaux brisés de feldspath cimentés par une matrice fine, sans avoir subi des transformations minéralogiques, fait qui dénote que le phénomène a eu lieu en l'absence de l'eau.

En tenant compte du fait que les granitoïdes baïkaliens se caractérisent par de fréquents phénomènes d'autométamorphisme dans la nomenclature des roches les auteurs ont tenu compte de la composition minéralogique modale, autant que de leur composition normative et du type de magma auquel correspondent les roches en fonction des paramètres magmatiques.

Les analyses chimiques des roches révèlent des distinctions entre les granitoïdes synrogènes et tardiorogènes (tableaux 1-3). Les diagrammes de variation (fig. 7-12) dénotent que les différents types de granitoïdes de la région se sont différenciés d'un magma primaire granodioritique, dont l'évolution a suivi la ligne de différenciation des magmas calco-alkalins.

La distribution des éléments mineurs et leur comportement durant la différenciation des magmas granitoïdes sont présentés dans les tableaux 4-7 et sur différents diagrammes de la variation des oligoéléments, en fonction des éléments majeurs qu'ils substituent par isomorphisme dans le réseau des minéraux, ou en fonction des éléments mineurs eux mêmes (fig. 13-21). Généralement les teneurs en éléments mineurs se maintiennent entre les limites des valeurs de ces éléments dans les roches granitoïdes de la série calco-alkaline.

Quant à l'origine du magma granitoïde primaire avec composition granodioritique, les auteurs concluent qu'il s'est formé au cours des mouvements baïkaliens par l'anatexis d'une zone migmatique profonde de l'écorce terrestre ou par palingénèse dans la couverture granitique de l'écorce (Savv et al., 1971), fait démontré par la distribution des roches granitoïdes sur le diagramme de la figure 22. Ce magma a été généré à une profondeur supérieure à 50 km donc à des pressions supérieures à 15 Kb, et présente un caractère calco-alkalia typique (fig. 23). De ce magma se sont différenciés, généralement, des magmas acides à tendance alcaline.

Ces magmas montant vers la surface en conditions synchronématiques durant des millions d'années et étant mis en place à des profondeurs d'environ 10-15 km ont lentement cristallisé sous l'influence du stress, conduisant à des roches granitoïdes subsolvus, parfois à mégacristaux de feldspath potassique. On remarque l'apparition des granites porphyriques le long de la ligne de contact entre les formations métamorphiques de l'autochthone et du socle continental archéen-karélien. Les granites porphyriques et quelques autres granites sur les diagrammes du système Ab-Q-Or (fig. 24) occupent le domaine des granitoïdes idéales.



Les roches granitoïdes synorogènes et tardiorogènes de la région investiguée sont donc provenues d'un magma granodioritique d'origine lithogène, dont l'évolution normale a suivi la ligne de différenciation du magma calco-alkali, des magmas de plus en plus acides et à tendance alcaline se séparant généralement.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

### Planche 111

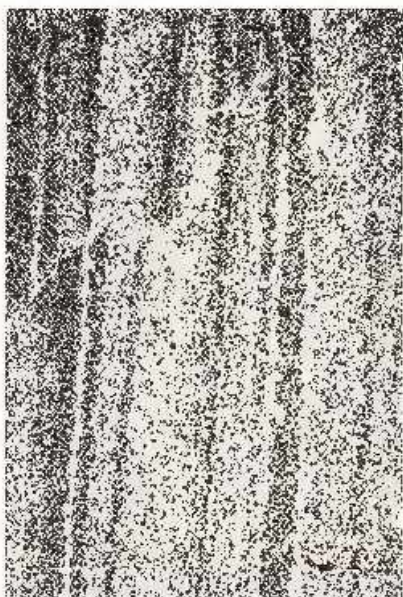
Carte géologique du bassin de la vallée du Sadu (Monts Parâng).

1 a, alluvions; b, terrasses; 2, Pliocène-Tortonien. Cycle hercynien: superstructure: 3, formation de Schela; série de Tuliza; 4 a, metabasites; b, schistes graphiteux à intercalations de métagrès. Infrastructure: 5, métamorphisme hercynien, rétro-morphisme, lamination ( $S_0$ ), mylonitisation. Cycle laikalien: 6, lamprophyres; 7, aplites et porphyres microgranitiques; pegmatites (p); 8 a, métasomatites œillées; b, migmatites „lit par lit" d'injection ou métasomatiques; c, schistes de contact à sillimanite  $\pm$  cordiérite. Granitoïdes tardiorogènes: 9 a, granites; b, granites porphyriques de Stăncești; c, granites à tourmaline; d, granites autométamorphisés. Granitoïdes synorogènes de Șușița: 10 a, granitoïdes autométamorphisés; b, granites avec mégacristaux de feldspaths potassiques; c, granites et granodiorites; d, diorites quartzifères. Série de Lainici-Păiuș: 11 a, schistes quartzitiques fins à biotite; b, dolomies cristallines grises et calcaires à silicates; c, quartzites à biotite  $\pm$  almandin; d, amphibolites, métagabbros; e, schistes quartzitiques et microgneiss à biotite  $\pm$  almandin; 12, failles; 13, failles de chevauchement; 14, foliation et linéation; 15, plans de faille et stries; 16, axe d'anticlinal; 17, axe de synclinal; 18, ligne de coupe; 19, analyse chimique et spectrale; 20, analyse spectrale.

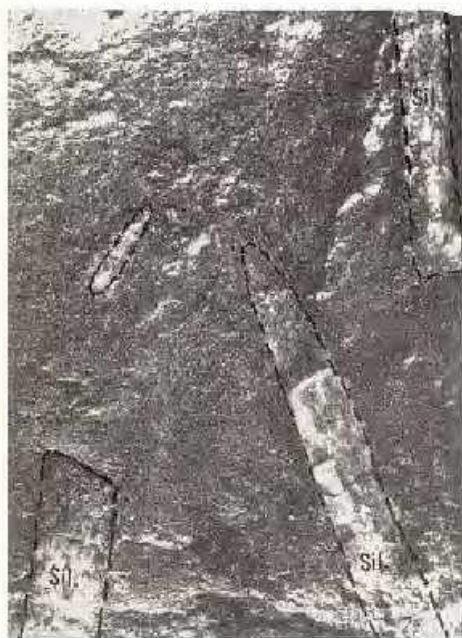
## PLANȘA I

- Fig. 1. — Cuarțit cu biotit cu textură rubanată, indicând o stratificație ritmică. Stăncești. Nic. II;  $\times 5$ .  
 Quartzite avec biotite à texture rubanée, montrant une stratification rythmique. Stăncești. Nic. II;  $\times 5$ .
- Fig. 2. — Sîst. de contact cu cristale mari de sillimanit (alb). Valea Larga, Mărimoaia 1: 1. Schiste de contact montrant de gros cristaux de sillimanite (blanc). Vallée Larga. Grandeur 1: 1.
- Fig. 3. — Calcar cristalin cu silicați. Pîrîul Morilor. Nic. I;  $\times 25$ .  
 Calcaire cristallin à silicates. Ruissseau Morilor. Nic. I;  $\times 25$ .
- Fig. 4. — Fenoblast de feldspat potasic din migmatitele oculare înlocuit de albit fin macleat de temperatură joasă. Valea Sadu lui Șin. Nic. I;  $\times 60$ .  
 Phénoblaste de feldspath potassique renfermé par les migmatites œillées substitué par l'albite finement macleée à température basse. Vallée du Sadu lui Șin. Nic. I;  $\times 60$ .

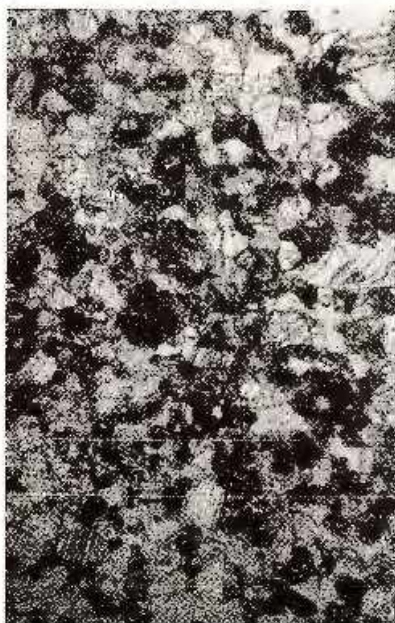




1



2



3



4

## PLANȘA II

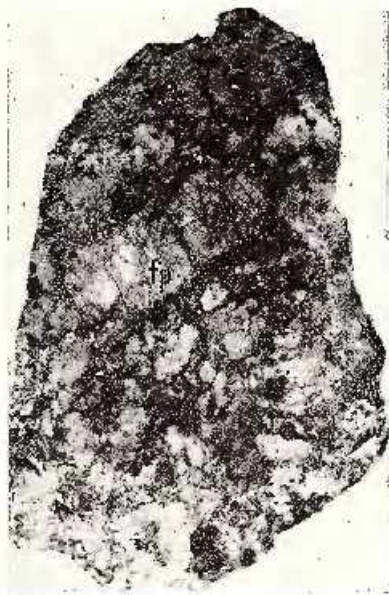
- Fig. 1. — Granodiorit cu plagioclaz alterat (cenușiu) și hornblendă cu terminații fibroase (în centru). Valea Sadului. Nic. —;  $\times 25$ .  
Granodiorite avec plagioclase altéré (sombre) et hornblende dont les cristaux présentent des prolongements fibreux (au centre). Vallée du Sadu. Nic. —;  $\times 25$ .
- Fig. 2. — Granit porfiric, Valea Mare, Stăncești, Mărimea 1 : 1.  
Granite porphyrique, Valea Mare, Stăncești, Grandeur 1 : 1.
- Fig. 3. — Structură caracteristică în granofirul de la vârful Păstala. Nic. —;  $\times 37$ .  
Structure granitique caractéristique dans le sommet Păstala. Nic. —;  $\times 37$ .
- Fig. 4. — Granit cu turmalină (negru) și feldspat alterat (cenușiu). Valea Larga. Nic. —;  $\times 75$ .  
Granite à tourmaline (noir) et feldspat altéré (gris), Vallée Larga. Nic. —;  $\times 75$ .



II. SAVU et al. Granitoide și gîsturi cristaline — valea Sadului-Stăncești.  
Pl. II.



1



2



3



4

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII/1.



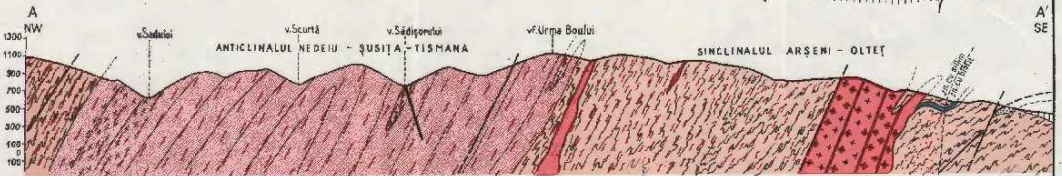
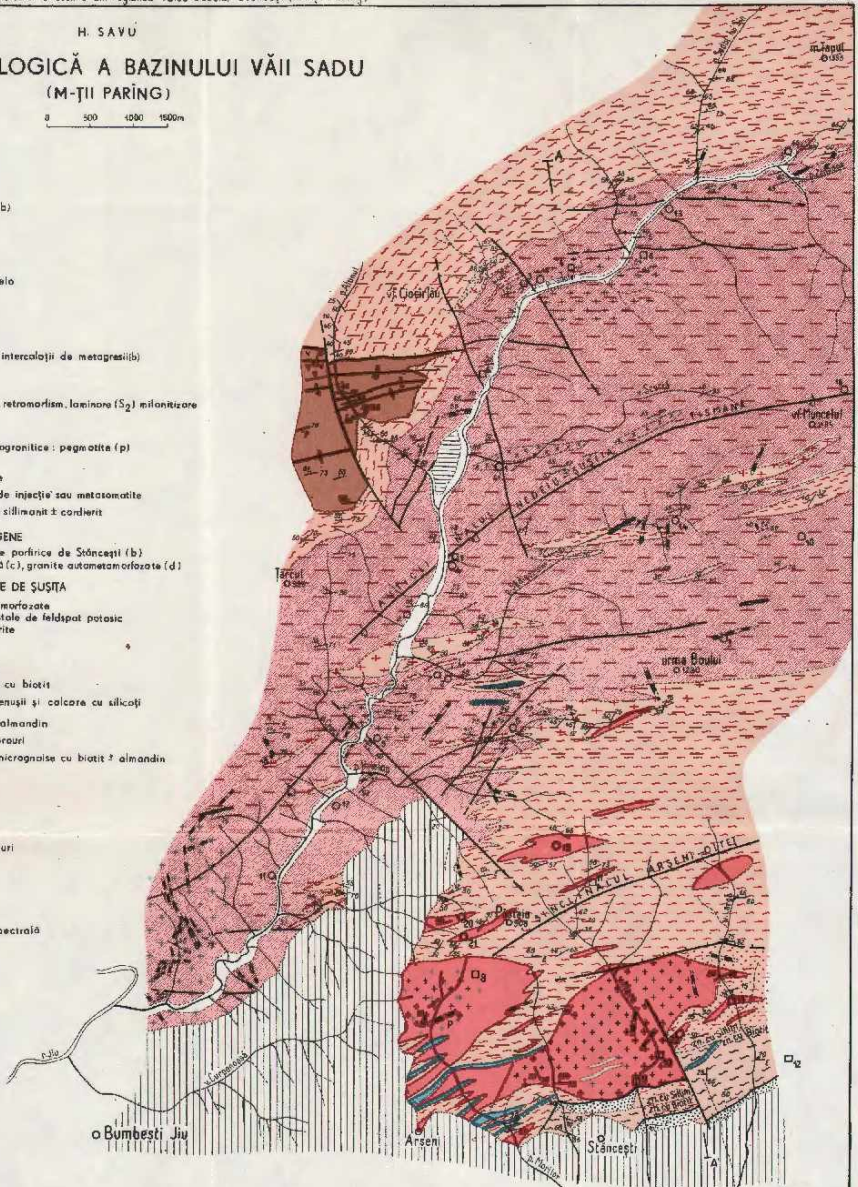
# HARTA GEOLOGICĂ A BAZINULUI VĂII SADU (M-ȚII PARÎNG)

0 500 1000 1500m

## LEGENDA

- 1 Aluvioni (a), terase (b)
- 2 Pliocen - Tortonian
- SUPRASTRUCTURA**
- 3 Formațiunea de Schele
- SERIA DE TULIȘA**
- 4 Metabazite (a)  
Șisturi groțtoase cu intercalații de metagresii (b)
- INFRASTRUCTURA**
- 5 Metamorfism hercinic, re-metamorfism, laminar ( $S_2$ ) milonitizare
- 6 Lemprofiere
- 7 Aplite și poiză microgranitică: pegmatite (p)
- 8 Metasonatite aculare  
Migmatite lit par lit de injecție sau metasonatite  
Șisturi de contact cu sillimanit și cordierit
- GRANITOIDE TARDEOROGENE**
- 9 Granite (a) și granite porfirice de Stăncești (b)  
granite cu turmalină (c), granite autometamorfizate (d)
- GRANITOIDE SINDROGENE DE ȘUȘIȚA**
- 10 Graniteide autometamorfizate  
Granite cu magmaticele de câmpul potasic  
Granite și granodiorite  
Diorite cuarțitice
- SERIA DE LĂINIȚI - PĂIUȘ**
- 11 Șisturi cuarțitice fine cu biotit  
Dolomite cristaline cenușii și calcare cu silicoși  
Cuarțite cu biotit și almandin  
Amfibolite, metagabbrauri  
Șisturi cuarțitice și migronaize cu biotit și almandin
- 12 Falii
- 13 Falii de înclecare
- 14 Foliaje și linații
- 15 Plane de falii și striuri
- 16 Ax. de anticlinal
- 17 Ax. de sinclinal
- 18 Linie de profil
- 19 □<sub>1</sub> Analiză chimică și spectrală
- 20 O<sub>2</sub> Analiză spectrală

C I C L U L B A I C A L I A N C I U L M E R C I N I C



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

**ASUPRA UNOR ROCI AMFIBOLICE DIN MASIVUL PRELUCA  
(JUDEȚUL MARAMUREȘ)<sup>1</sup>**

DE

IOAN KALMĂR<sup>2</sup>

**Abstract**

On Some Amphibolite Rocks from the Preluca Massif (Maramureș District). In the Preluca Massif, within the mesometamorphic series „de Preluca”, there are recognized numerous occurrences of amphibolites associated with actinolites, leucocratic gneisses, serpentinites, crystalline limestones, garnet-bearing micaschists, black quartzites and ferrolites. Their association and the mineralogical, structural and chemical features are in favour of the magmatogene origin of these rocks. When following the appearance and the variation of the composition of some index minerals (pyroxene, amphibole, plagioclase, clinzoisite, epidote, etc.), a decrease in the metamorphism degree from east towards west is observed.

În cuprinsul masivului cristalin al Prelucii apar numeroase iviri de roci amfibolice. O parte din ele figurează pe hărțile publicate (1961, 1967); referiri mai precise asupra principalelor iviri se datorează lui K r ä u t n e r (1937) și D i m i t r e s c u (1963). Autorul prezentei note, în cursul lucrărilor de prospecțiune întreprinse<sup>3</sup> le-a separat, subliniind apartenența lor la 2-5 nivele, înscrise într-un complex al seriei de Preluca (1970 a).

În cele ce urmează vom urmări: repartizarea lor spațială; particularitățile lor petrografice și ale rocilor care le însoțesc; considerații asupra

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 19 februarie 1971.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Str. Caransebeș nr. 1, București.

<sup>3</sup> I. K a l m ă r. Prospecțiuni geologice pentru minerale utile nemetalifere — mică în Preluca-Lăpuș, 1966. Arb. M.M.P.G. București.

I. K a l m ă r. Prospecțiuni geologice pentru muscovit, cuarț și feldspat în munții Preluca, Maramureș, 1967. Arb. M.M.P.G. București.

I. K a l m ă r. Prospecțiuni geologice pentru minerale utile nemetalifere și roci utile în munții Preluca-Lăpuș (jud. Maramureș), 1968. Arb. M.M.P.G. București.



rocilor originare și locul amfibolitelor în schema evoluției tectono-magmatică a masivului.

**Localizare.** Rocile amfibolice din masivul Preluca (și „insulele” cristaline adiacente) aflorază pe o bandă NEE-SWW (respectiv NE-SW) între valea Dobricelului (Înău) și valea Neamțului (Între Râni). Ivirile, de formă lenticulară sau chiar de strate ce se pot urmări pe mai mulți km pot fi corelate din aproape în aproape astfel încât poziția lor stratigrafică este bine stabilită. Primele iviri de amfibolite apar la cea 500 m grosime stratigrafică deasupra rocilor carbonatice cristaline ale seriei de Răzoare, iar ultimele aparții la cea 700 m. Volumul de roci cuprins între acestea a fost descris de noi sub denumirea de „Complexul amfibolitic”, bine individualizat în cadrul seriei de Preluca, prin apariția unor asociații petrografice specifice (pl. V).

Complexul amfibolitic, așa cum l-am delimitat, apare (mergând de la SE spre NW) mai întâi ca simburile unor anticlinale (fig. 1), adesea străpunse de lame de calcare cristaline (K a l m á r, 1970 b) ceea ce poate duce adesea la confuzii în ceea ce privește încadrarea lor pozițională,

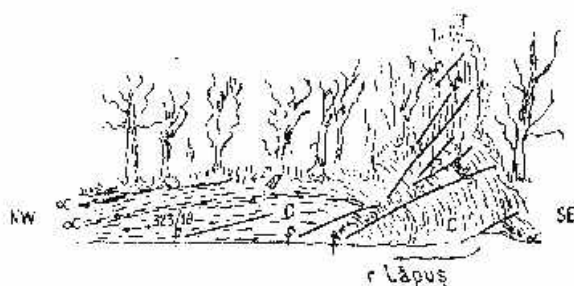


Fig. 1. Amfibolite (2) în simburile unui anticlinal falat (1); c, șisturi cuarțitice. Defileul Lăpușului, Buteasa.

Amphibolites (2) dans le noyau d'un anticlinal faillé (1), c, schistes quartzitiques. Défilé du Lăpuș, Buteasa.

în special atunci când avem de-a face cu dezrădăcinarea simburilor de roci carbonatice cristaline. Spre NW, asistăm la apariția nivelurilor superioare ale complexului amfibolitelor. Pe aliniamentul Copahnic-Buteasa, intercalațiile dispar sub complexul superior flișoid; ultimele iviri din valea Neamțului (fig. 2) apar în nuplatura unor sinclinale suspendate (dealul Hij). Desigur, budinările, cutarea și falierarea duc la complicații, cu atât



mai mult cu cât numeroase iviri par să fie discordante față de foliație (fig. 3).

În afara complexului amfibolitic, există câteva iviri izolate, pe care la o observare superficială le-am putea situa la nivele stratigrafice inferioare. Dar cercetarea atentă ne permite să delimităm aici mici corpuri discordante în paragneisele și rocile carbonatice ale seriei de Răzoare sau

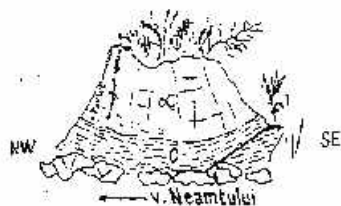


Fig. 2. — Amfibolite ( $\alpha$ ) în umplutura unui mic sincințial pe valea Neamțului, între Râuri; c, sisturi cuarțifice; f, falie.

Amphibolites ( $\alpha$ ) comblant un petit synclinal dans la vallée du Neamțu, între Râuri; c, schistes quartzitiques; f, faille.



Fig. 3. — Amfibolite ( $\alpha$ ) cu lentile de feldspai (f) și cu o zonă marginală biotitică (ab) în cuarțite (c); a), aluviunile râului Lăpuș. Cârcea Căpitanului, Boiu Mare.

Amphibolites ( $\alpha$ ) à lentilles de feldspaths (f) et avec une zone marginale biotitique (ab) dans des quartzites (c); a), alluvions de la rivière du Lăpuș. Cârcea Căpitanului, Boiu Mare.

la baza seriei de Preluca. Anticipând concluziile ce se vor trage din studiul petrografic și chimic admitem că avem de-a face cu niște corpuri înrădăcinate (canale, diatreme, filoane scurte?) străpungind un fundament vechi, prinse apoi în metamorfismul seriei de Preluca (fig. 3).

Pe flancul sudic al anticlinoriului Preluca, pe teritoriul satului Răzoare, la distanțe stratigrafice variind între 150 și 800 m de la acoperișul rocilor carbonatice cristaline apar primele iviri de cuarțite negre în care se localizează cunoscutele iviri de minereu de mangan. Pe baza divergenței dintre limita cartografică a „dolomitelor grăunțoase” și a liniei de aflorare

a manganolitelor, Quiring (1919) atrage atenția, pentru prima dată, asupra unei „lipse de concordanță” dintre paragnaise și „cuarțit-șisturi”. (De fapt, tocmai aici apare evidentă discordanța stratigrafică dintre seria de Preluca și seria de Răzoare). Întrucît ivirile de cuarțite negre se continuă la W de moara de pe Lăpuș (Dumbrava Hedroaia) prin câteva mici iviri



Fig. 4. — Detaliu cartografic: Valea lui Roman, Cufosia.

1, paragnais; 2, gnis piroxenic et amfibol; 3, zone bogată în granați.

Détail sur la carte: Valea lui Roman, Cufosia.

1, paragneiss; 2, gneiss pyroxénique à amphiboles; 3, zone abondant en granats.

de amfibolite, considerăm foarte probabilă ipoteza dezvoltării mineralizărilor de fier și mangan ca un facies marginal al complexului amfibolitic, întocmai ca și în munții Semenic (Savuet al., 1964).

În particular, amfibolitele formează intercalații de ordinul zecilor de centimetri pînă la 6-10 m grosime stratigrafică; rocile care le însoțesc apar de asemenea în strate sau lentile de același ordin de mărime. Cartarea lor este ușurată de faptul că sînt roci dure, ieșind în relief (pl. I, fig. 1); prin alterație trec într-un lehm argilos verzui ușor de recunoscut.

**Petrografia amfibolitelor și a rocilor însoțitoare.** În cele ce urmează vom da o descriere sumară a rocilor amfibolice și a rocilor însoțitoare: actinolite, serpentinite, gnaise leucocrate cuarțo-feldspatice, caleare cristaline, micașisturi cu granați, cuarțite negre și ferolite.

**Amfibolite.** În cuprinsul masivului Preluca am întîlnit următoarele tipuri de amfibolite:

Amfibolitele piroxenice și gnaise amfibolice cu piroxeni (trezind la veritabile piroxenite, cum sînt cele de pe Valea lui Roman, valea Arșiței-Răzoare etc.) sînt roci cu structura granoblastică sau grano-nematoblastică și textură masivă sau orientată. Principalul constituent îl formează piroxenul (diopsidul) hipidioblastic (pl. I, fig. 2) sau xenoblastic (pl. I, fig. 2) și hornblenda comună, intens pleocroică, adesea cu nuanțe brune. Dacă în partea estică, hornblenda apare în cantități mici, spre vest devine din ce în ce mai abundentă,



înlocuind cristalele de piroxen astfel încît adesea acestea rămîn doar ca niște incluziuni cu contur sinus în interiorul cristalelor de hornblendă (pl. II, fig. 2,5).

Feldspatul este reprezentat prin termenii calcici; conținutul de anortit variază între 70 % (Valea lui Roman, Cufoaia) și 50 % (Valea Rea) scăzînd de la E spre W. Paralel cu scăderea conținutului de anortit, scade și gradul de transformare a feldspatilor. Astfel, în piroxenitele amfibolice din Valea lui Roman și de la Petrești, asistăm la o trecere masivă în clinozoit și albit (pl. II, fig. 3, 4) marginal și pe fisuri; pe Dealul Florii, clinozoitul apare doar ca granule izolate, la limita cristalelor de plagioclaz. Titanitul este abundent; mineralele opace, mai puțin frecvente.

Cuarțul apare sporadic, formînd lentile alungite în masa rocii; la microscop, în aceste lentile se observă numeroase granule cu contur angular, cu extincție ondulatorie slab pronunțată ( $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ ) în comparație cu extincția ondulatorie a cuarțului din paragnaise ( $28^{\circ}$ - $35^{\circ}$ ). Se pare că atît cuarțul cit și biotitul și muscovitul ce-l însoțesc au venit ulterior pe un sistem de fisuri și nu fac parte din parageneza inițială a rocii.

Ca formă de zăcămint, amfibolitele piroxenice formează mici lentile elipsoidale, intercalate în paragnaise sau strate metrice în șisturi cuarțitice.

Gnaise amfibolice. În această categorie intră cea 80 % din ivirile examinate. Macroscopic se recunoște ușor în afloriment datorită aspectului pestril, al rocii (alb pe fond verde închis) și a desfacerii în paralelipede după *ac* și *bc*. Structura lor este nematoblastică, textura șistoașă; varietățile faneroblastice au texturi masive sau slab orientate.

Principalul constituent al rocii este amfibolul reprezentat prin hornblendă comună cu trecerea spre grănerii și hornblendă acinolică. Această trecere are loc de la E la W prin creșterea unghiului 2V de la  $55^{\circ}$  (Valea Morii) la  $80^{\circ}$  (valea Custurii). Pleocroismul urmărește aceeași variație — de la intens la abia perceptibil. Prismele de amfibol prezintă o fisurație transversală foarte asemănătoare piroxenilor (pl. III, fig. 1). Uneori se observă transformări marginale în biotit.

Plagioclazul este un termen intermediar cu An — 60-35%. Conținutul în anortit urmărește aceeași variație ca și unghiul 2V și pleocroismul hornblendei. Se remarcă adesea o intensă transformare a plagioclazului.

Titaniu este frecvent (pl. III, fig. 2), în special în varietățile faneroblastice; mineralele opace sînt de asemenea abundente. În unele varietăți apar xenoblaste submilimetrice de granați.

Cuarțul formează fie granule mici, sporadice, fie zone lenticulare scurte, fie filonase insinuate pe fisurile *ac*; în acest caz este asociat cu albit și paicte de sericit.

Gnaisele amfibolice care străbat rocile carbonatice cristaline (valea Arinului) au o textură masivă și conțin feldspați foarte calcici (80 % An), intens transformați.



Gnaise amfibolice cu epidot (pl. III, fig. 4, 6) sînt frecvente în colțul sud-vestic al masivului cristalin și în defileul Lăpușului între gura văii Afinișului și gura Văii Rele.

Sînt roci grano-nematoblastice, cu textură orientată sau șistoasă. Ele se pot deosebi ușor macroscopic deoarece prezintă benzi alternative verzi-închise și galben-verzui. Hornblendă de culoare albăstrui (2V = 75°-88°), adesea scheletiformă este înlocuită prin epidot sau uneori prin biotit cloritizat; epidotul ferifer ( $c-ng = 12^\circ$ ) slab pleocroic poate constitui pînă la 57 % din masa rocii, formînd granule sau prisme scurte de 0,05-0,2 mm. Plagioclazul este intermediar spre acid (10-38 % An) în general este intens transformat (pl. III, fig. 5) procesul predominant fiind epidotizarea însoțită de albitizare. Titanitul apare în cantități variabile; adesea trece în ferocxen. Cuarțul apare în aceleași condiții ca și în situațiile precedente. Granatul, frecvent în zona defileului, tinde să dispară spre W.

Amfibolfelsurile sînt mai puțin răspîndite. În general formează lentile de dimensiuni reduse asociate gnaiselor amfibolice. Pe teren se recunoște ușor datorită aspectului lor masiv și a culorii lor închise. Structura amfibolfelsurilor este nematoblastică, textura masivă sau slab șistoasă. Sînt constituite aproape exclusiv din hornblendă comună cu trecere spre hornblendă actinolică sau ferotremolit (dealul Horlan-Mănăștur); cele din urmă sînt larg cristalizate. Alături apare titanitul și cu totul sporadic, plagioclazul calcic intens transformat. Uneori se observă o ușoară biotitizare în zonele marginale ale lentilelor (pl. IV, fig. 1).

Mineralele opace sînt deosebit de abundente. Asistăm adesea la o concentrare masivă a magnetitului (pl. IV, fig. 3, 1) dînd naștere la structuri feronitice. În secțiuni taștruite, prin atac cu HCl-N/10 se pune în evidență structura granulară a magnetitului și incluziunile de ilmenit sub formă de ace fine. Uneori magnetitul formează lentile de 1-3 cm grosime în masa rocii (defileul Lăpușului, sub Căstura).

Șisturile amfibolice sînt roci mixte în care alături de hornblendă și plagioclaz calcic apare feldspatul alcalin, cuarțul (pînă la 95 %) muscovitul, biotitul, cloritul, epidotul, zoizitul, granații, calcitul, titanitul, apatitul și pirita. Vom putea deosebi deci: șisturi amfibolice de cuarț, (pl. IV, fig. 2), șisturi amfibolice cu mica, șisturi amfibolice granatiferе, șisturi amfibolice cu epidot și calcit (valea Izvoru Mic-Sălmița) respectiv cuarțite, micașisturi, paragneise sau calcare amfibolice. În mare se respectă variația constantelor optice pentru amfiboli și pentru plagioclaz: creșterea unghiului 2V la amfiboli însoțită de scăderea conținutului în anortit al plagioclazului spre SW. Adesea se observă o înlocuire a hornblendei prin epidot sau prin biotit; acesta din urmă trece în clorit (clino-clor) cu incluziuni de sagenit (pl. III, fig. 3).



*Actinolitele* sînt roci cu structura faneroblastică sau nematoblastică și textură șistoasă sau fibro-radiară. Apar sub forma unor lentile metrice, în apropierea principalelor intercalații de roci amfibolice.

Sînt roci monominerale constituite din ace de actinot și subordonat, minerale opace, în special magnetit.

*Serpentinile* apar doar în două locuri, ca filoane decimetrice pe valea Cheiului și ca un mic corp eliptic pe valea Dobricelului (Înău). Între cele două iviri, așa cum reiese din măsurătorile magnetometrice executate de Maran<sup>4</sup> există o legătură evidentă.

Ambale iviri sînt constituite din serpentină de culoare cenușiu-verzuie. La microscop, într-o masă fundamentală de antigorit și crisotil, cu o structură celulară (sugerînd poziția unor granule de olivină) apar cristale prismatice opacizate de piroxen rombic nedeterminabil (pl. IV, fig. 5) și plaje de talc. Spre exterior, corpul de pe valea Dobricelului este înconjurat de o zonă de actinolit cu structură fibro-radiară. În ambele zone apar mari cantități (pînă la 2%) de magnetit.

În valea Dobricelului corpul de serpentină străpunge vizibil un strat de gnais amfibolic.

*Gnaisle leucoerate* cuarțo-feldspatice apar în cele mai frecvente cazuri numai în apropierea lentilelor sau a grupurilor de lentile de roci amfibolice. Pe teren se pot recunoaște ușor datorită culorii lor albe și a rezistenței pe care o opun eroziunii. Formează lentile de 1-15 m grosime și 10-250 m lungime.

Sînt roci cu structură granoblastică și textură orientată, constituite aproape exclusiv din feldspat și cuarț. Subordonat apare muscovitul și turmalina.

Feldspatul plagioclaz (12-27 % An) și cuarțul formează, împreună cu paicetele de muscovit, o masă fundamentală mărunt cristalizată, invadată pe alocuri de porfiroblaste de albit neosomatic, cu structură polikrilitică.

*Calcarele cristaline* însoțesc în mod constant bancurile de amfibolite, stînd, în cazul unor structuri normale, în acoperișul acestora sau în șisturile cuarțitice de deasupra (pl. II, fig. 1). Sînt roci de culoare albă, cenușie sau verzuie, cu structura granoblastică și textura masivă sau rubanată. Alături de calcit (fig. 5) întîlnim cuarț (fie granule rotunjite, fie zone lenticulare pigmentate cu grafit), biotit cloritizat (trezîndu-se la adevărate cipolinuri), benzi de hornblendă (pl. IV, fig. 6) și cu totul sporadic tremolit

<sup>4</sup> G. Maran. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiune magnetometrică în regiunea Preluca-Lăpuș, 1968. Arh. M.M.P.G. București.



(gura văii Jidului-Românești). Materialul grafitic este uneori foarte abundent.

În câteva locuri (afluentul văii Știurdinei, fig. 6) se observă o asociație la scară centimetrică de calcare cristaline, de amfibolite și gnaise amfibolice. Anticipnd, trebuie să remarcăm marea asemănare dintre aceste roci și „stromatolitele” din formațiunea de Vîrtop și Mihailec de la nord de Farcău, pe cursul superior al Ruscovei (Bîlcășu, 1962).

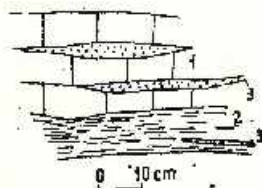


Fig. 5. — Intercalații de cuarțite albe și cenușii (3) în calcare cristaline albe (1) și în micașisturi (2) sugerînd dispoziția unor accidente silicioase (Valca Cociorbei, Copalnic-Mănăștur).

Intercalations de quartzites blancs et sombres (3) dans des calcaires cristallins blancs (1) et dans des micașistules (2) suggérant la disposition de quelques accidents siliceux (Vallée de Cociorbei, Copalnic-Mănăștur).

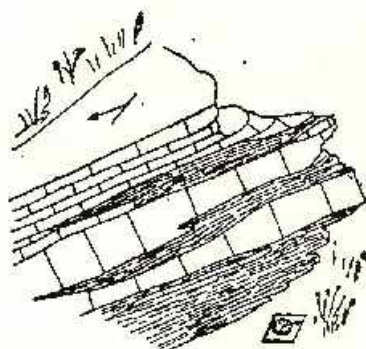


Fig. 6. — Alternanță de amfibolite (hașurate) și calcare (albe) la scară centimetrică. Obișșia văii Știurdinei, Copalnic-Mănăștur.

Alternance d'amphibolites (hachurées) et de calcaires (blancs), échelle de l'ordre des centimètres. Origine de la vallée de Știurdinei, Copalnic-Mănăștur.

*Micașisturile cu granați* apar de asemenea în imediata apropiere a bancurilor de roci amfibolice. Formează strate întinse, pînă la 400 m lungime; grosimea variază între 0,5-15,0 m.

Pe teren se pot deosebi ușor datorită slabei rezistențe pe care o opun eroziunii și desfacerii caracteristice, în bastonașe de  $\varnothing$  1-2 cm (asemănătoare lemnului putred). Sînt roci cu structura lepidogranoblastică, textură sistosă încrețită sau nodulară.



Principalul mineral constitutiv este muscovitul (foițe încrețite sau porfiroblaste de  $\varnothing$  1-2 mm) alături de care apare biotitul brun-roșcat și granații mărunți (sub 0,5 mm) uneori foarte abundenți (până la 85 %). Măsurătorile de indice de refracție indică prezența unui almandin cu trecere spre spessartin (valea Custurii). În zona văii Știurdinei în câteva intercalații de micașist granatifer apar prisme lungi de disten.

*Cuarțitele negre* apar de asemenea frecvent în zona de aflorare a rocilor amfibolice. Sînt roci de culoare închisă, constituite dintr-o masă fundamentală de cuarț mărunț cristalizat (granule puternic îndințate) în care apar benzi de grafit pulverulent, paiete de muscovit, cristale de apatit, rutil și uneori (îndeosebi între valea Cociorbei și valea Știurdinei) cristale de clinozoit și de granat, toate acestea însumînd cel mult 5 % din masa rocii.

Cuarțitele negre de la Răzoare, purtătoare de mineralizații de mangan sînt identice cu cele descrise mai sus; diferă de acestea doar prin dimensiunea intercalațiilor. Anăntim de asemenea asocierea cuarțitelor negre de la Răzoare cu calcare cristaline cipolnice și cu micașisturi muscovitice (valea Cufol, valea Afinarului, valea Dobricelului etc.).

*Ferolitele.* În amfibolfelsuri și uneori în cuarțite negre apar lentile de 1-2 cm de magnetit asociat cu mici cantități de ilmenit (defileul Lăpușului, sub Custură, valea Tălbăroii-Copalnie).

Lentile de gnaise amfibolice de pe dealul Paltinului și de la confluența văii cu același nume cu valea Jugastrului (Preluca Veche), în zona lor de contact cu dolomitele cristaline sînt însoțite de lentile decimetrice de magnetit parțial martitizat.

Rezumînd cele scrise în tabelul 1 trebuie să subliniem concordanța dintre gradul de metamorfism al amfibolitelor și al rocilor însoțitoare dată de minerale-index (piroxenii, varietățile de amfiboli, apariția biotitului, evoluția seriei clinozoit-epidot, apariția și dispariția distenului etc.). Descrșterea gradului de metamorfism de la E la W este evidentă. Reprezentarea cartografică a acestei situații permite trasarea unor limite de stabilitate pentru piroxeni, clinozoit, epidot; de remarcat că aceste curbe nu sînt paralele cu direcția structurii majore ci întretaie suprafețele date de foliația de șistozitate. Astfel de situații se citează de către M i y a s h i r o (1964) în platoul Abukuma.

**Considerații asupra rocilor originare.** În ceea ce privește originea rocilor amfibolice s-au purtat și se poartă în continuare discuții asupra provenienței lor pe seama pelitelor fero-magneziene sau pe seama unor vulcanite bazice. În literatura de specialitate se observă tendința de a se analiza fiecare zonă în parte și de a trage concluzii de-abia după luarea în



TABELUL 1

*Evoluția amfibolitelor și a rocilor însoțitoare*

Roca inițială	Compoziția mineralogică a rocii inițiale	Procesul	Compoziția mineralogică actuală	Roca actuală	
Bazalte	Piroxenii Sticlă bazică Andezin { Anortit Albit	Metamorfism regional faciesul amfibolitic	Hornblendă Titanit Epidot, Clinozoit Anortit Albit } Hornblendă Titanit Epidot, clinozoit Cuart Muscovit, biotit Clorit } Cuart Albit Ortoză Micc }	Anulbolfelsuri Gnaise amfibolice	
Tufuri bazice, tufite	Piroxenii Sticlă bazică Andezin { Anortit Albit Cuart Minerale argiloase				Șisturi amfibolice
Porfire cuarțiere	Cuart Albit Ortoză Sticlă acidă				Gnaise leucocrale
Peridotite, harzburgite	Olivină Piroxen rombic			Serpentina Talc Actinot }	Serpentine Actinolite
Calcare de precipitare	Calcit Cuart Minerale argiloase Sticlă bazică			Cuart Micc Hornblendă	Calcare cristaline Cipelinuri
Jaspuri	Calcedonie Substanță organică Limonit, psilomelan			Cuart Grafit Apatit Minerale de Fe și Mn	Cuarțite negre cu manganolite
Argile feruginoase	Minerale argiloase Limonit Psilomelan Cuart			Micc Granați Cuart	Micașturi cu granați



considerație a datelor de teren și de laborator; cităm în acest sens lucrările lui Savu (1964), Maier, Solomon (1967), Gherasi, Medeașan (1968), Erhan<sup>5</sup>, iar în străinătate, Fabries (1963), Miyas-hiro (1964) și mulți alții.

În cele ce urmează vom examina originea magmatogenă a rocilor amfibolice din masivul Preluca în lumina datelor de teren, petrografice și petrochimice.

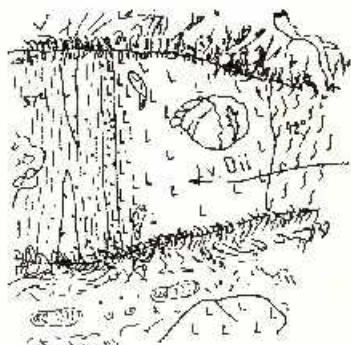
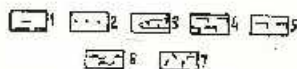


Fig. 7. — Afloriment în talvegul Văii Oii, între Rîuri.

1, micașist; 2, zonă burnă în granat; 3, cuarț; 4, sist. amfibolic; 5, gnaise amfibolice masiv; 6, sisturi cuarțitice; 7, lentile de felspat larg cristalin.

Affleurement dans le talweg de la Vălea Oii, între Rîuri.

1, micașchiste; 2, zone abondant en grenats; 3, quartz; 4, schistes amfiboliques; 5, gneiss amphibolique massif; 6, schistes quartzitiques; 7, lentilles de feldspath largement cristallin.



Asocierea rocilor amfibolice din masivul Preluca cu gnaise albe, actinolite, calcare cristaline, micașturi cu granați și cuarțită negre (fig. 7) amintește asociația serpentini-diabaz-chert (așa numita „trinitate Steinmann” după Hess, 1968). În seria inițial nemetamorfozată au existat de asemenea porfire cuarțifere, calcare de precipitație chimică și argilele feruginoase analoge celor din munții Drocea, Perșani, Dobrogea de nord etc. (Papiu, 1958). În tabelul 1 am schițat corespondența dintre tipurile de roci metamorfozate și nemetamorfozate.

Desigur în regiune nu apar numai gnaise amfibolice; apare o gamă largă de roci, în funcție de proporția în care materialul magmatogen s-a amestecat cu materialul terigen și chemogen. Am amintit anterior analogia calcarelor amfibolice cu stromatitele formației de Vîrtop, cu geneză asemănătoare.

Dacă lentilelor și stratelor dispuse concordant le corespund pinze efuzive de roci bazice și strate de tufuri sau tufite, corpurile discordante au provenit din filoane, coșuri, diatreme sau mici corpuri înrădăcinate,

<sup>5</sup> V. Erhan. Studiul geologic al regiunii valea Putnei-Giumalău. Rezumatul tezei de doctorat. 1970. Univ. Al. I. Cuza, Iași.



TABELUL 2

Parametrii petrochimici ai unor amfibolite, gnaise leucocrate și serpentinite din masivul Preluca (Județul Maramureș)

Nr. probei	8837	10394	13080	14304	15819	19355	20183	21908
Locul	Dealul Pietrafătului, Preluca Veche	Valea Izvoru Mic, Sălnița	Valea Oii, Între Râuri	Valea Prislopului, Prislop	Rîul Lăpus, Boiu Mare	Valea Cheului, Inău	Valea Dobricelului, Inău	Rîul Lăpus, Buteasa
Roca	Gnaise leucocrate	Gnaise amfibolice cu epidot și biotit	Gnaise amfibolice	Gnaise amfibolice	Gnaise amfibolice	Serpentină	Serpentină	Gnaise amfibolice cu biotit
<i>Compoziția chimică, %</i>								
SiO <sub>2</sub>	80,55	34,60	46,75	45,71	66,00	41,46	41,50	49,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,93	14,95	17,10	17,01	20,30	8,26	1,56	21,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	} 1,16	} 9,30	2,24	3,41	2,52	2,90	5,30	6,93
FeO			9,60	9,40	2,40	0,08	1,92	3,08
MgO	1,43	1,60	7,70	7,81	1,95	34,47	35,00	2,89
CaO	1,36	21,85	11,31	10,09	3,85	0,42	2,40	8,87
Na <sub>2</sub> O	0,58	0,80	2,20	1,29	1,13	0,13	0,16	3,28
K <sub>2</sub> O	2,82	3,80	0,84	0,26	0,50	0,24	nrme	0,98
CO <sub>2</sub>	} 1,73	} 11,80	} 1,75	} 1,86	} 1,20	} 11,56	} 11,72	} 1,04
H <sub>2</sub> O								
<i>Parametrii Niggli</i>								
si	586	77	102	108	272	68	68	131
al	51	20	21	23	49	8	2	33
fm	31	21	47	50	28	90	94	32
c	10	52	26	21	17	1	4	25
alk	18	7	6	3	6	1	1	10
k	0,23	0,77	0,20	0,14	0,23	0,40	—	0,17
mg	0,71	0,26	0,55	0,53	0,43	0,95	0,90	0,35
qz	-404	41	-22	-4	+118	-52	-36	-9
al-alk	15	13	15	20	43	6	1	23
cffm	0,47	2,50	0,55	0,48	0,60	0,09	0,04	0,78
Tipul de magmă	Cuarț-dioritică	alk-issitică	alk-issitică	issitică	leucomi-haraltică	peridotitică	peridotitică	leucomi-haraltică
<i>Diferențe față de tipul de magmă după Niggli-Berger (1923)</i>								
si	+361	+2	+207	+43	+132	-8	-8	+9
al	+19	+3	+4	+9	+22	-3	-3	+6
fm	-10	-28	-2	-3	-10	0	0	6
c	-9	+24	-2	-6	-9	+2	0	-1
alk	0	-1	0	0	-3	0	0	+1



Procesul de impurificare probabilă	Amestec cu argilă nisipoasă	Aport de Ca: epidotizare și carbonatare	Impurificare mecanică cu cuarț	Aport de silice sau impurificare mecanică cu cuarț	Aport de silice sau impurificare mecanică cu cuarț	Silicifiere și carbonatare slabă	Silicifiere și talcizare slabă	Impurificare mecanică de natură argiloasă
<i>Celula standardă după Barth la 160 atomi de O</i>								
Si	6,66	33,1	48,2	55,0	47,1	34,2	35,6	45,5
Al	11,6	16,1	15,2	23,4	17,3	8,1	1,6	25,2
Fe <sup>+++</sup>	0,7	6,4	1,7	2,9	1,4	1,7	2,9	4,7
Fe <sup>++</sup>	—	—	8,2	9,0	1,4	0,1	1,4	2,4
Mg	1,8	4,4	11,9	13,0	2,1	44,0	45,2	3,8
Ca	1,2	21,5	1,2	1,27	3,0	0,4	2,2	8,6
Na	0,4	1,4	2,2	2,9	1,4	0,1	0,2	2,9
K	1,5	4,5	0,6	0,4	0,4	0,2	—	0,6
H	3,2	72,3	6,0	14,2	58,0	31,9	26,1	4,4
C	—	—	—	—	—	—	—	1,3
<i>Minerale normative (in % moleculare) în roca inițială, C.I.P.W.</i>								
Or	14,51	17,34	4,96	1,44	1,81	1,04	—	5,76
Ab	4,40	5,44	14,44	10,40	6,32	0,72	1,04	27,68
An	5,88	18,96	5,52	35,98	12,80	1,26	2,04	34,81
Wo	—	4,60	—	4,72	—	—	2,66	—
Mt	—	—	1,94	2,60	1,48	—	—	—
Km	0,43	3,02	—	—	—	0,77	1,41	2,80
Eu	4,34	—	26,64	23,16	4,52	12,24	12,37	9,30
Fs	—	—	16,42	13,56	1,58	—	—	5,62
Va	—	—	—	—	—	0,08	1,82	—
Fo	—	3,12	—	—	—	48,87	48,81	—
Mu	8,33	—	17,93	—	12,51	7,40	—	3,94
Q	57,80	—	0,45	1,80	27,99	—	—	1,72
Cc	—	13,28	—	—	—	—	—	3,14
H <sub>2</sub> O+CO <sub>2</sub>	4,01	34,16	6,70	6,33	30,96	27,52	27,55	5,23
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Q (cuarț)	60	—	1	2	40	—	—	3
L (leucocrate)	35	34	46	51	49	15	3	79
M (melanocrate)	5	66	53	47	11	85	97	18
<i>Coefficienții Osann</i>								
A	43	25	18	5	15	1	1	20
C	28	18	8	40	47	2	2	49
F	29	57	74	55	38	97	97	31



cum ar fi de pildă corpul de amfibolite faneroblastice de pe Valea Morii-Preluca Veche.

Am analizat câteva probe de roci amfibolice (tab. 2) pentru ca să punem în evidență tipurile de magme originale și transformările suferite. În mod constant apare un exces de Si și Al a căror explicație este dată în

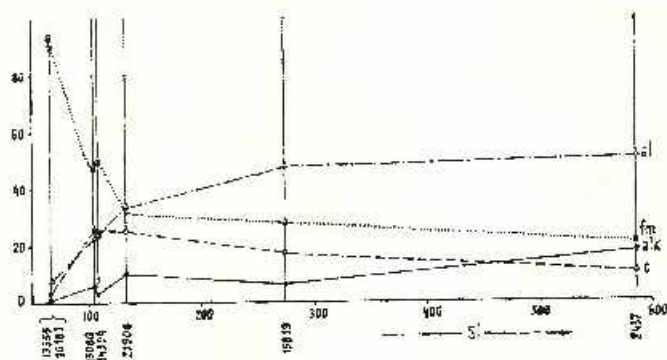


Fig. 8. — Variația parametrilor  $ai$ ,  $fm$ ,  $alk$  și  $c$  în funcție de  $si$  pentru serpentinitele (19355, 20183), amfibolitele (13080, 14304, 21908, 15819) și gnaisele felsitice (8437) din masivul Preluca.  
Variation des paramètres  $ai$ ,  $fm$ ,  $alk$  et  $c$  en fonction de  $si$  concernant les serpentinites (19355, 20183), les amphibolites (13080, 14304, 21908, 15819) et les gneiss felsitiques (8437) du massif de Preluca.

tabelul 2. Aceste date analitice concordă cu cele obținute de O n i c e a n u și C o v a l i (1970) pentru roci asemănătoare de pe pîrîul Ciotina-Iacobeni.

Ne gîndim mai degrabă la roci tufogene impurificate mecanic în stadiul de rocă nemetamorfozată și numai în anumite cazuri la asimilări sau la procese hidrotermale ulterioare. Aceste procese pot fi puse în evidență comparînd celulele standard calculate pentru diversele tipuri de roci.

Proiectînd datele petrochimice în diverse diagrame (fig. 8-14) observăm că rocile originare sînt rezultatul diferențierii unei magme inițiale care a dat diferențiate ultrabazice, bazice și acide. E' deajuns să comparăm aceste diagrame cu cele publicate de S a v u (1968) pentru rocile ofiolitice din munții Drocea; asemănarea este evidentă.

Un ultim argument în favoarea originii magmatogene a acestor roci este prezența masivă a mineralelor titanifere (titanit, leucoxen, rutil, ilmenit) proprie rocilor magmatice. Subliniem de asemenea prezența cromului și a nichelului (între 10-100 p.p.m. în amfibolite și pînă la 1000 p.p.m.

în serpentine și actinolite) a beriliului (între 10-15 p.p.m.) și a borului (500-3000 p.p.m.) în gnaisle leucocrate, în timp ce în șisturile cuarțifice primele două elemente apar sub limita de detecție, iar borul, într-o concentrație sub 30 p.p.m. Aceste elemente sînt proprii rocilor magmatice (bazice, respectiv acide).

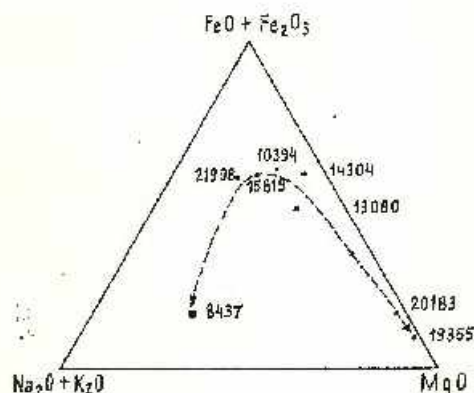


Fig. 9. — Diagrama ternară  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$  după H. Savu (1968) pentru rocile din figura 8. Se observă o tendință de diferențiere spre termeni calcoalcalini (8437) și ultrabazici (20183) + 19355). Diagramme ternaire  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO}$  selon H. Savu (1968) concernant les roches de la figure 8. On observe une tendance de différenciation vers des termes calcoalcalins (8437) et ultrabasiques (20183 + 19355).

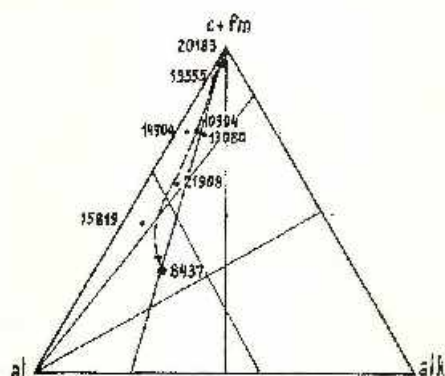


Fig. 10. Diagramă ternară  $c + fm - al - alk$  pentru rocile din figura 8. Tendința de diferențiere a unei magme gabbroide inițiale spre termeni acizi și ultrabazici este evidentă.

Diagramme ternaire  $c + fm - al - alk$  concernant les roches de la figure 8. La tendance de différenciation d'un magma gabbroide initial vers des termes acides et ultrabasiques est évidente.

Prezența fosforului, stronțului și a bariului ( $\text{Sr}$ —100-300 p.p.m.,  $\text{Ba}$ —50-300 p.p.m.) în calcarele și în cuarțitele negre ne face să presupunem intervenția organismelor vii în formarea acestor roci.

Desigur, metamorfozarea rocilor în faciesul amfibolitic subfaciesul cianit-almandin, însoțit de recristalizări, mobilizarea alcalilor și probabil și o retromorfoză destul de accentuată în partea de SW a Prelucii face ca șansa de a găsi structuri magmatice relict să fie cu totul redusă. Cîteva porfiroblaste de feldspat cu simburile mai intens transformate, unele prisme scurte de hornblendă cu fisurație transversală, conturul hipidioblastic al augitului de la Dumbrava Hedroaia, conturul piroxenilor rombici și structura celulară din serpentinele de la Inău ar intra în categoria relictelor

premetamorfice; desigur cu numeroase rezerve impuse de metamorfismul deosebit de avansat al rocii. De asemenea, unele suprafețe vălurite la limita superioară a unor lentile scurte de amfibolite din defileul Lăpușului (Curtea Căpitanului, Balta Prislopului) ar sugera — cu aceleași rezerve

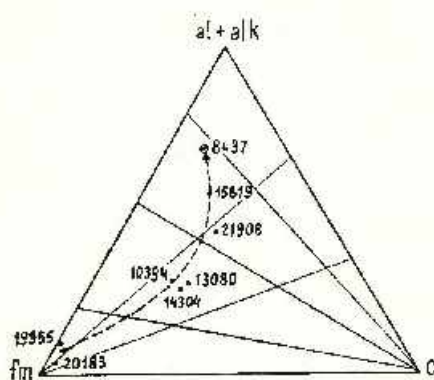


Fig. 11. - Diagramă ternară  $al + alk - fm - c$ , pentru aceleași roci. Se observă evoluția magmei gabbroide (partea centrală) spre termenii acizi (sus) și ultrabazici (jos). Diagramme ternaire  $al + alk - fm - c$ , concernant les mêmes roches. On observe l'évolution du magma gabbroïde (partie centrale) vers des termes acides (en haut) et ultrabasiques (en bas).

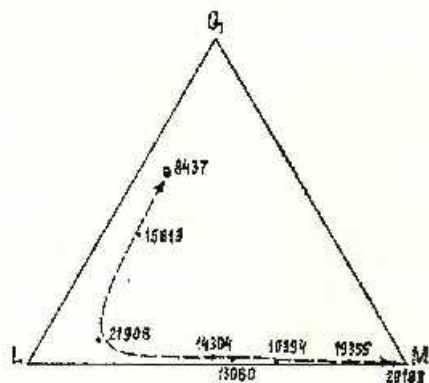


Fig. 12. - Diagramă ternară  $Q$  ( cuarț)  $L$  (leucocrate)  $M$  (melanocrate) normalive pentru probele din figura 8, ilustrând tendința de diferențiere a magmei spre termenii acizi și ultrabazici (valorile sînt date în tabelul 2).

Diagramme ternaire  $Q$  (quartz)  $L$  (leucocrates)  $M$  (mélanocrates) normalif concernant les échantillons de la figure 8, illustrant la tendance de différenciation du magma vers des termes acides et ultrabasiques (les valeurs sont données dans le tableau 2).

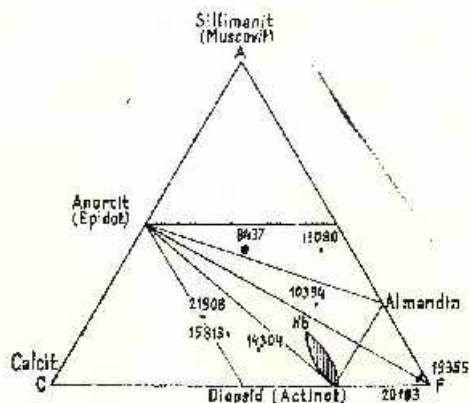


Fig. 13. Diagrama ternară  $A - C - F$  pentru exces de silice și deficit de  $K_2O$  cu localizarea probelor din figura 8, în paranteză, asociația mineralogică stabilă pentru faciesul de șisturi verzi.

Diagramme ternaire  $A - C - F$  concernant l'exces en silice et le déficit en  $K_2O$  avec localisation des échantillons de la figure 8, entre parenthèses, association minéralogique stable concernant le faciès des schistes verts.

— prezența unor curgeri submarine de tip pillow-lava sau a unor mici intruziuni.

Relațiile spațiale dintre diversele tipuri de amfibolite permit să tragem concluzii asupra succesiunii erupțiilor. La început s-au pus în loc erupțiile bazice nediferențiate care au dat mase importante de tufuri bazice și au fost urmate de roci acide (porfire cuarțifere) probabil sub forma unor

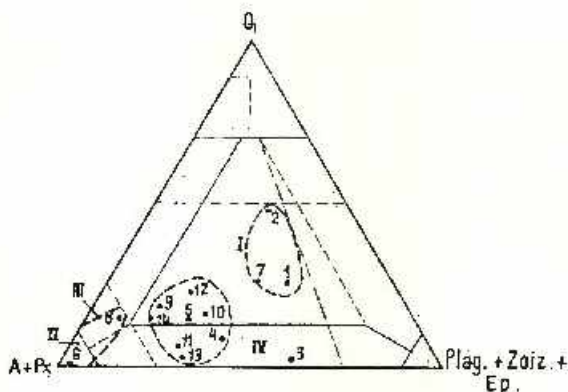


Fig. 11. — Diagrama ternară Q (cuarț) A + Px (amfiboli + piroxeni). Plagioclaz + zoizit + epidot (Plag. + Zoiz. + Ep.) după C. Dimofie (1966).

I, gneis amfibolice; II, amfibolifelsuri; III, amfibolifelsuri cuarțifere; IV, amfibolite, sisturi amfibolice.

Diagramme ternaire Q (quartz) A + Px (amphiboles + pyroxènes). Plagioclase + zoisite + épidote (Plag. + Zois. + Ép.) selon C. Dimofie (1966).

I, gneiss amphiboliques; II, amphibole-fels; III, amphibole-fels quartzifères; IV, amphibolites, schistes amphiboliques.

piroclastite, răspândite neuniform pe fundul mării. Ultimele venituri sînt diferențiatele ultrabazice care au dat serpentinitele și actinolitele descrise. Diferențierea magmatică, ducînd la formarea unor termeni acizi și ultrabazici, este ilustrată în figurile 9, 10, 11 și 12.

**Încadrarea amfibolitelor în ciclul tectono-magmatic al seriei de Preluca.** Așa cum am subliniat cu altă ocazie, seria de Preluca s-a format pe un fundament cristalin preexistent. După depunerea unui nivel discontinuu de pschite a urmat sedimentarea ritmică a unui material detritogen, din ce în ce mai argilos.



A urmat apoi deschiderea unor fracturi profunde care a permis ascensiunea magmei simatice și punerea în loc a acestuia sub forma unor erupții submarine, nediferențiate sau diferențiate (acide sau ultrabazice). Desigur, prezența citorva intercalații metrice de amfibolite într-un pachet de numai 200 m este foarte puțin în comparație cu volumul rocilor sedimentogene. E posibil totuși ca cea mai mare parte a magmei bazice să se fi revărsat undeva mai la N și W de insula cristalină, actualmente îngropată sub o stivă groasă de roci metamorfice și sedimentare. În acest caz ivirile din Preluca ar marca zona marginală a unui eugeosinclinal; zăcămintele de mangan formate pe șelful continental ar marca limita de extensiune spre E a seriei de Preluca al căsui corespondent va trebui căutat în Rodna și în Carpații Orientali.

Cutarea și metamorfozarea seriei de Preluca a avut loc concomitent cu regenerarea unei porțiuni din fundament (seria de Răzoare).

Metamorfozarea amfibolitelor și a rocilor înconjurătoare, însoțită de fenomene de metasomatoză și urmate de o fază de retromorfoză a dus la schimbări de ordin structural, textural mineralogic și mai puțin, de ordin chimic. Subliniem încă o dată neconcordanța limitelor de stabilitate a unor minerale sau asociații de minerale cu direcția structurii majore, marcându-se o scădere generală a gradului de metamorfism de la E la W. În general, evoluția metamorfismului urmărește schema barrowiană (Winkler, 1961) sau seria „tip kyanit-sillimanit”, de presiune ridicată, după Miyashiro (1964).

## BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M. (1952) Cercetări geologice în bazinul superior al râului Ruseova (Munții Maramureșului). *D.S. Com. Geol.* XLV, București.
- Dimitrescu R. (1963) Asupra șisturilor cristaline din nord-vestul Transilvaniei. *S.S.N.G. Comunic. Geol. II* (1960–1961), București.
- Dimofte C. (1960) Clasificarea mineralogică a rocilor amfibolice din Cristalinul munților Făgăraș dintre Virful Surul și Valca Oltului. *An. Univ. Buc. seria st. nat. geol.geogr.* XV, 1, București.
- Fabriès S. (1963) Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la province de Seville (Espagne). Thèses présentées à la faculté de sciences de l'Université de Nancy.
- Gherasi N., Medesani Alexandra (1968) Considerații asupra prezenței unor roci magmatogene bazice în munții Tarcu, *D.S. Com. Geol.* LIV/1, București.
- Giusea D., Savu H., Bercia I., Kráutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Act. Geol. Sc. Hung.* 13, Budapest.





- Harker A. (1950) Metamorphism. London.
- Hess H. H. (1968) Basalts. The Poldevaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. New York.
- Kalmár I. (1971 a) Notă preliminară asupra stratigrafiei și sturilor cristaline din insulele Preluca și Inău (județul Maramureș). *D.S. Inst. Geol. LVII/1*, București.
- (1971 b) „Diapirismul” unor roci carbonatice cristaline în masivul Preluca (județul Maramureș). *D.S. Inst. Geol. LVII/1*, București.
- Krautner Th. (1937) Revision des schistes cristallins du Massif de Preluca (Monts Lăpușului). *C.R. Inst. Géol. Roum. XXI*, București.
- Majer W. O., Solomon I. (1967) Rocile metamorfozate din partea de vest a masivului Poiana Rusă (Nădrag-Hăuzești). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol. 12*, 1, București.
- Miyashiro A. (1964) Metamorphose of massive rocks. The Poldevaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition New York.
- Niggli P., Berger A. (1923) Gesteine und Mineralprovinzen. Berlin.
- Oniceanu M., Covali Gr. (1970) Contribuții la studiul petrochimic al unor roci cristalofiliene din regiunea Iacobeni-Ciocănești (Carpații Orientali). *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza” Seria Noua Geologie*, II, b, XVI, Iași.
- Quiring H. (1919) Über das manganeisenerzvorkommen von Macskamező im Siebenbürgen. *Zeitschr. prakt. Geol. 27*, 9, Berlin.
- Savu IL, Gheorghită I., Vasilescu Al., Băloiu-Părcășan Mioara (1964) Geologia și petrografia părții de N a munților Semenici. *An. Com. Geol. XXXIV*, București.
- (1968) Considerații asupra relațiilor stratigrafice și petrologiei ofiolitelor mezozoice din România. *An. Com. Stat. Geol. XXXVI*, București.
- Winkler H. G. F. (1965) Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin.

## SUR CERTAINES ROCHES AMPHIBOLIQUES DU MASSIF DE PRELUCA (DISTRICT DE MARAMUREȘ)

### (Résumé)

Dans le massif cristallin de Preluca affleurent de nombreuses intercalations de roches amphiboliques, accompagnées de serpentinites, actinolites, gneiss leucocrates, micaschistes granatifères, calcaires cristallins et quartzites noirs. La première partie de cet ouvrage traite des roches énumérées tout en insistant sur la présence et la distribution spatiale de certains minéraux indicateurs des conditions du métamorphisme: pyroxènes, hornblende, biotite, clinozoisite, épidote, grenats et dysthène. Ainsi de l'est à l'ouest disparaît le pyroxène alors que l'angle  $2V$  de la hornblende augmente, la teneur en anorthite du feldspath plagioclase diminue, la biotite fait son apparition aux dépens de la hornblende, le clinozoisite est substitué par l'épidote, et la biotite par la chlorite; dans son ensemble le métamorphisme baisse de l'Est vers l'Ouest et les courbes des isogrades recoupent la direction de la structure majeure.



À l'avis de l'auteur, les roches amphiboliques de la région représentent les vestiges d'une activité magmatique simatique. C'est en ce sens que plaide la présence de l'association amphibolite-aetnolite-gneiss leucocrales-calcaires cristallins-quartzites noirs-micaschistes-ferrolithes générés par la métamorphose de certaines éruptions sous-marines accompagnées de calcaires chémogènes, cherts et argilites ferrugineuses.

Les données pétrochimiques permettent d'attribuer les magmas aux types classiques; la différence s'expliquant par l'impurification mécanique des roches initiales et de manière subordonnée par des processus hydrothermaux ultérieurs (transformation partielle en epidote, calcite, silice, etc.). L'analyse spectrale indique la présence de certains éléments propres aux magmatites basiques (Ti, Cr, Ni) et acides (B, Be).

La différenciation magmatique a conduit à la formation de quelques produits de différenciation acide (porphyres quartzifères) et ultrabasiques. Outre les coulées de laves et les tufs on observe l'existence de certains filons, dykes, cheminées ou petites intrusions.

Les accumulations en manganèse et fer de Răzoare sont situées au même niveau stratigraphique que les amphibolites et représentent fort probablement un de leur faciès marginal. Les amphibolites marquent à leur tour une étape distincte au cours de l'évolution géosynclinale notamment: l'étape de la magmatogenèse initiale, précurseur de la phase principale de plissement et de métamorphisme de la série de Preluca.

## EXPLICATION DE LA PLANCHE

### Planche V

Carte montrant les affleurements de roches amphiboliques, de calcaires cristallins et de gneiss felsitiques dans le massif de Preluca.

1, roches amphiboliques; 2, calcaires cristallins; 3, gneiss felsitiques; 4, serpentinites; 5, extension en profondeur des serpentinites, d'après des données de géophysique; 6, limite de la stabilité des pyroxènes; 7, limite de la stabilité du clinzoïsite; 8, limite de la biotitisation de l'amphibole; 9, limite de la stabilité de l'épidote primaire; 10, angle 2 V amphiboles/ % anorthite; 11, grande faille de Preluca.

## ÎNTREBĂRI ȘI DISCUȚII

C. V. P a p i u. S-au remarcat demult la noi în sedimentar asociația roci bazice-calcare care a fost apoi corelată cu datele din șisturile cristaline (Carpații Meridionali mai ales). Lucrarea aduce o verigă în plus seriilor calcare cristaline-amfibolite. 1. Care este vîrsta metamorficului? Pe baza cercetărilor autorului, care vor fi expuse într-o lucrare mai amplă, în masivul Preluca avem de-a face cu un metamorfism polifazic. Un nucleu mai vechi, probabil carelian, a fost regenerat în cursul mișcărilor balcanice, într-un metamorfism regional progresiv. 2. Care este raportul dintre rocile metaîntrusive și metatufuri? Raportul dintre șisturile amphibolitice, considerate ca metatufuri și masivul de metaserpentinit apoharzburgitic de pe valea Dobricelului-Înău se poate observa imediat în amonte de ivirea citată în albia pîrului: corpul metaîntrusiv „talc” intercalația de șist amphibolitic și cel de calcare cristalin



de deasupra, fiind, fără îndoială, mai nou decât acestea; totuși, continuarea foliației de șistozitate în masivul metaeruptiv ne îndreptățește să considerăm punerea în loc a acestuia înainte de metamorfism. 3. Există ecoul sodic al spilitizării în faza eruptivă inițială în masa cristalinului? Deși analizele chimice sau mineralogice nu pun în evidență concentrații sesizabile de  $\text{Na}^+$ , există indicii că inițial alcaliile, în special sodiul a fost fixat. E vorba de numeroase lentile pegmatitice cu plagioclază acid (7—17% An) frecvente în apropierea intercalațiilor de roci amfibolice. Se pare că acestea s-au format prin mobilizarea metamorfică a sodiului fixat de eruptivul bazic (poate sub formă de zone spilitizale). 4. Lipsește în coloană sedimentarul. Ce s-a întâmplat cu el? În masivul Preluca și Înău, depozitele sedimentare încep cu Cretacul superior și Paleogenul în facies epicontinental, placate peste o peneplenă și o scoarță veche de alterație. Cuvertura sedimentară nu a suferit mișcări de cutare.

M. Trifulescu. În lucrarea prezentată de Kalmár se arată că ceea ce se numea sau se mai numește încă „amfibolite” nu reprezintă o rocă, ci o complexitate de roci, cu tipuri și variații ce pot fi puse în evidență pe cale chimico-mineralogică. Astfel, apar bazalte (în mai multe nivele), lufuri bazice și roci bazice hipobazale, care, prin alternanța lor cu roci sedimentogene sau magmatogene acide, ca diferențiate acide ale celor bazice, reprezintă una din formele de zăcămint stralo-vulcanice din zona marginală a unuia din geosinclinalele ante-cambriene. Erau necesare poate să fie studiate mai frecvent elementele structurale care aduc precizări importante în privința formei de zăcămint. În privința coexistenței depozitelor de calcare cristaline cu produsele magmatismului bazic, din complexul inițial al geosinclinalului respectiv, ați precizat suficient că e vorba de calcare de precipitație chimică singenetice cu punerea în loc a rocilor magmatice bazice și la care dr. V. Papiu a adus o completare însemnată, indicând concluziile similare aduse de acad. prof. M. Savul, dr. V. Papiu, M. Bleahu. De asemenea arăt și eu că fenomene similare au fost observate de noi în cristalinul Carpaților Meridionali centrali, în baza „seriei de Lotru” și a „seriei de Lainci-Păluș”. Acolo însă, amfibolitele din faciesul amfibolitic și metabazitele din faciesul șisturilor verzi cuprind termeni de la bazici până la alcalini, dând forme de amfibolite gabbroice monzonitice sau monzo-gabbroice, spre deosebire de cele tratate de tov. Kalmár, care sînt mai aluminosae și evoluează numai spre forme acide, nu și alealine. Rocile pe care le numiți „gnaise albe”, după compoziția lor și gradul de metamorfism ar putea fi numite ortognaise cu sau fără muscovit, deoarece „culoarea” nu este un criteriu de clasificare a rocilor. Consider că lucrarea contribuie la determinarea paleogeografică a geosinclinalelor autemamorfice, deci și o contribuție stratigrafică a cristalinului.

## PLANȘA I

- Fig. 1. — Valea Rea (Preluca Nouă) traversează un banc de amfibolite ( $\alpha$ ).  
Valea Rea (Preluca Nouă) traverse un banc d'amphibolites ( $\alpha$ ).
- Fig. 2. — Fenocristal de piroxen (p), în gnais piroxenic cu amfiboli. Dumbrava Hedroaia, Râzoare. Nic. + ;  $\times 15$ .  
Phénocristal de pyroxène (p) dans du gneiss pyroxénique à amphiboles. Dumbrava Hedroaia, Râzoare. Nic. + ;  $\times 15$ .
- Fig. 3. — Gnais piroxenic cu amfiboli. Valea Pietrii, Brebeni. p, piroxeni; a, amfiboli; f, plagioclaz. Nic. + ;  $\times 15$ .  
Gneiss pyroxénique à amphiboles. Valea Pietrii, Brebeni, p, pyroxènes; a, amphiboles; f, plagioclase. Nic. + ;  $\times 15$ .





1



2

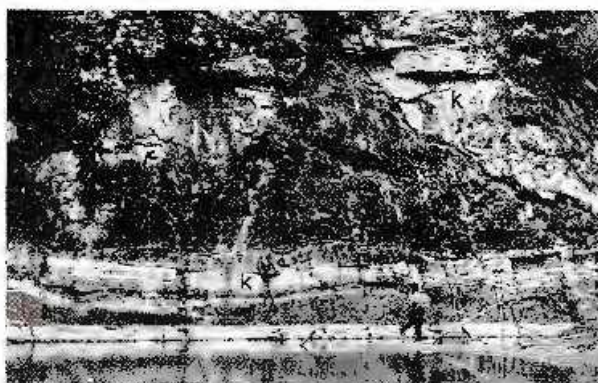


3

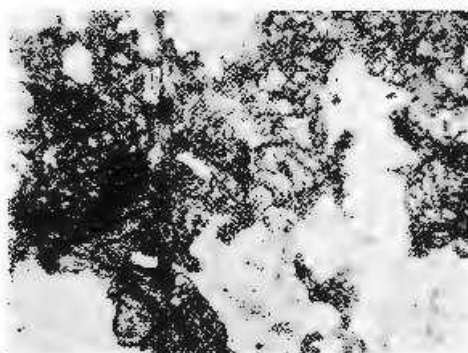
## PLANȘA II

- Fig. 1. — Dealul Lăpoșului. Alternanță de amfibolite (z), calcare cristaline (k) în șisturi cuarțitice (c).  
Défilé de Lăpoș. Alternance d'amphibolites (z), calcâres cristallins (k) dans des schistes quartzitiques (c).
- Fig. 2. — Piroxen (p) transformat parțial în amfibol (a). Dealul Florii, Preluca Nouă. Nic. 1;  $\times 25$ .  
Pyroxène (p) partiellement transformé en amphibole (a). Dealul Florii, Preluca Nouă. Nic. 1;  $\times 25$ .
- Fig. 3. — Clinozoisit (c) în amfibolite: a, amfiboli; f, feldspati; l, lăptiș; q, filonase de cuarț. Dealul Florii, Preluca Nouă, șanț 69 DMR. Nic. - 1;  $\times 15$ .  
Clinozoisite (c) dans de l'amphibolite: a, amphiboles; f, feldspaths; l, l'aptite; q, filonnets de quartz. Dealul Florii, Preluca Nouă, sillon 69 DMR. Nic. - 1;  $\times 15$ .
- Fig. 4. — Labrador (l) transformat parțial în clinozoisit (c) și albite (ab); q, cuarț; a, hornblendă; t, titanit. Valea lui Roman, Căfoaia. Nic. 1;  $\times 23$ .  
Labrador (l) partiellement transformé en clinozoisite (c) et albite (ab); q, quartz; a, hornblende; t, titanite. Valea lui Roman, Căfoaia. Nic. 1;  $\times 23$ .
- Fig. 5. — Gneis amfibolic. Valea Știurdimet, Mănăstur. Plagiocase cu un stambure mai alterat (p), oligoclaz (o), hornblendă (h) și titanit (t).  
Gneiss amphibolique. Vallée de Știurdimet, Mănăstur. Plagiocase avec le noyau plus altéré (p), oligoclase (o), hornblende (h) et titanite (t).

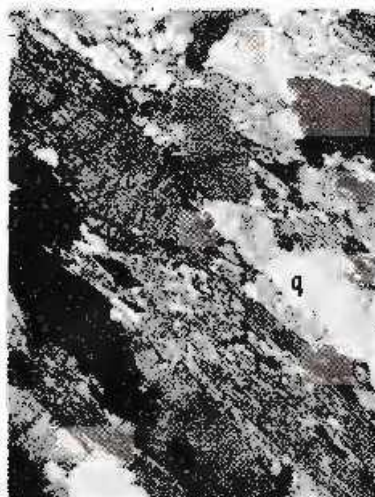




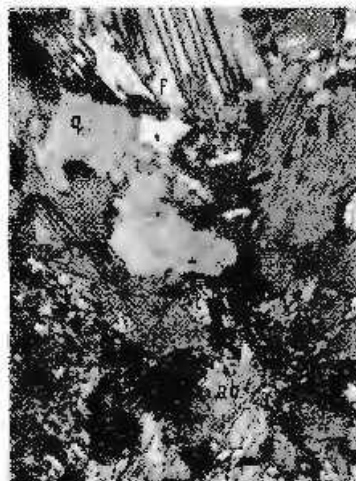
1



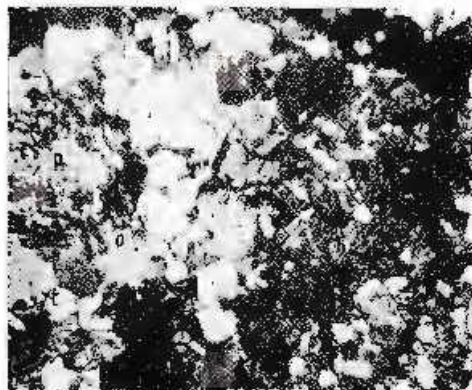
2



3



4



5

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII/1.



PLANȘA III

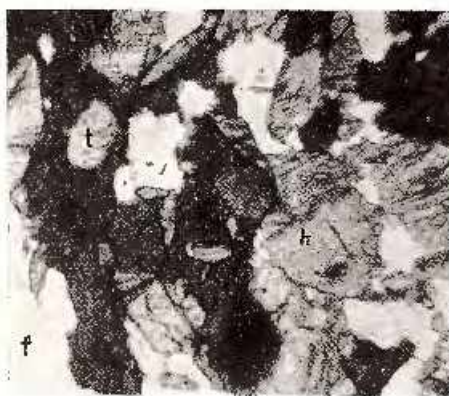
- Fig. 1. - Hornblendă actinolitică (h), cu fisurație transversală caracteristică; f, feldspat; q, cuarț; t, titanit, Valea Oii, Între Râuri, Nic. +; × 15.  
Hornblende actinolitique (h), montrant une fissuration transversale caractéristique; f, feldspath; q, quartz; t, titanite, Valea Oii, Între Râuri, Nic. +; × 15.
- Fig. 2. - Gneis amphibolic cu hornblendă (h), andezin (I) și titanit (t), detaliu, Valea Morii, Preluca Veche, Nic. +; × 35.  
Gneiss amphibolique à hornblende (h), andésine (I) et titanite (t), détail, Valea Morii, Preluca Veche, Nic. +; × 35.
- Fig. 3. Hornblendă albastră-verzucă (a) transformată parțial în biotit (b), minerale opace (o), apare epidotul (e), feldspatul (f) și cuarțul (c), Valea Runcului, Buteasa, Nic. +; × 15.  
Hornblende bleu-vert (a) partiellement transformée en biotite (b), minéraux opaques (o), font leur apparition l'épidote (e), le feldspath (f) et le quartz (c), Valea Runcului, Buteasa, Nic. +; × 15.
- Fig. 4. Sîst amphibolic cu epidot (e), feldspat (f), amphiboli (a), calcit (c), clorit (cl), minerale opace (o), Valea Izvoru Mic, Sălnița, Nic. ||; × 15.  
Schiste amphibolique à épidote (e), feldspath (f), amphiboles (a), calcite (c), chlorite (cl), minéraux opaques, Vallée Izvoru Mic, Sălnița, Nic. ||; × 15.
- Fig. 5. - Gneis amphibolic cu hornblendă (h), epidot (e) feldspat (f), filonș de cuarț (q), Valea Neamțului, Între Râuri, Nic. ||; × 15.  
Gneiss amphibolique à hornblende (h), épidote (e), feldspath (f), filonnet de quartz (q), Vallée du Neamța, Între Râuri, Nic. ||; × 15.
- Fig. 6. - Sîst amphibolic cu epidot (e), hornblendă (h), titanit (t), cuarț (q) și feldspat (f), Valea Căstureii, Codru Buteșii, Nic. +; × 14.  
Schiste amphibolique à épidote (e), hornblende (h), titanite (t), quartz (q) et feldspath (f), Valea Căstureii, Codru Buteșii, Nic. +; × 14.







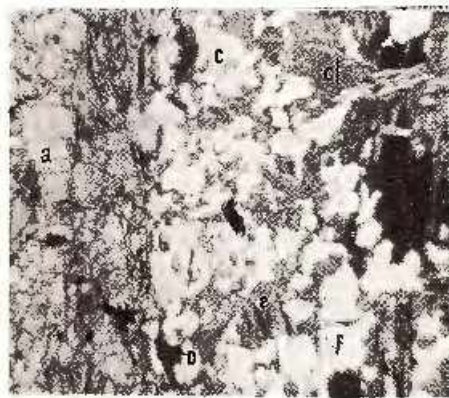
1



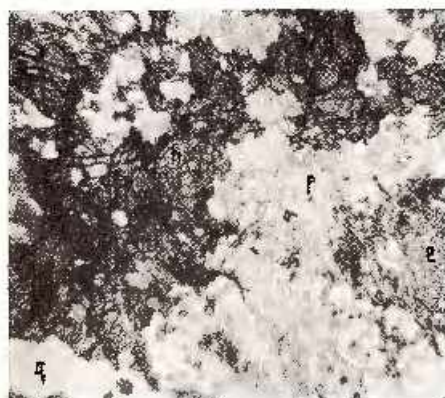
2



3



4



5



6

Insitutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII/1.



## PLANȘA 1V

- Fig. 1. — Amfibolit; a, Tschermakite; f, feldspat; t, titanit. Valea Prislopului, Prislop, Nic. +;  $\times 15$ .  
Amphibolite, a, Tschermakite; f, feldspaths; t, titanite. Vallée de Prislop, Prislop, Nic. +;  $\times 15$ .
- Fig. 2. — Cuarț cu amfibol. h, hornblendă (grănerii) resorbit parțial; q, cuarț; m, muscovit. Valea Neamțului, Între Râuri, Nic. +;  $\times 15$ .  
Quartzite à amphibole. h, hornblende (grainés) partiellement résorbée; q, quartz; m, muscovite. Vallée du Neamțu, Între Râuri, Nic. +;  $\times 15$ .
- Fig. 3. — Amfibolfels cu magnetit; structură feronitică; h, hornblendă actinolitică; m, magnetit. Satul Dîmbu Pîșigăii, Nic. ||;  $\times 15$ .  
Amphibole-fels à magnétite; structure feronitique. h, hornblende actinolitique; m, magnétite. Village Dîmbu Pîșigăii, Nic. ||;  $\times 15$ .
- Fig. 4. — Amfibolfels cu magnetit. h, hornblendă actinolitică; t, titanit; m, magnetit. Defileul Lăpușului, sub Custeră, Nic. |;  $\times 15$ .  
Amphibole-fels à magnétite. h, hornblende actinolitique; t, titanite; m, magnétite. Défilé du Lăpuș, sous Custeră, Nic. |;  $\times 15$ .
- Fig. 5. — Metaharzburgit. s, serpentin (chrysotil + antigorit); p, piroxen rombic opacizat; t, talc. Valea Dobricelului, Inău, Nic. |;  $\times 15$ .  
Metaharzburgit: s, serpentine (chrysotile + antigorite); p, pyroxène rhombique opacifié; t, talc. Valea Dobricelului, Inău, Nic. |;  $\times 15$ .
- Fig. 6. — Calcar cristalin. c, cuarț; a, amfibol; k, calcit. Valea Știurdiței, Copănic-Mănăstur, Nic. +;  $\times 15$ .  
Calcaire cristallin. c, quartz; a, amphiboles; k, calcite. Vallée de Știurdiței, Copănic-Mănăstur, Nic. +;  $\times 15$ .





2



4



5

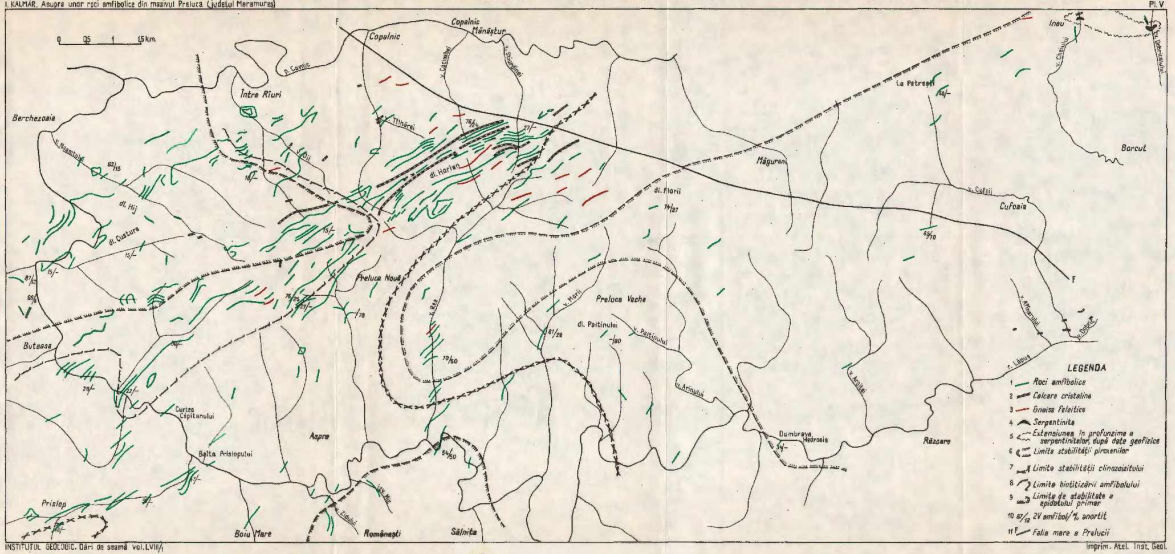


6



## HARTA AFLORIMENTELOR DE ROCI AMFIBOLICE, CALCARE CRISTALINE ȘI GNAISE FELSITICE ÎN MASIVUL PRELUCA

1. CAHĂN. Anagra unor roci amfibolice din masivul Preluca (Județul Prahova)



***PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE***

**ASUPRA PREZENȚEI CONGLOMERATELOR METAMORFOZATE  
ÎN SERIA DE TULGHEȘ (CARPAȚII ORIENTALI)<sup>1</sup>**

DE

GEORGETA MUREȘAN, MIRCEA MUREȘAN<sup>2</sup>

**Abstract**

On the Presence of Metamorphosed Conglomerates in the Tulgheș Series (East Carpathians). Within the Tulgheș Series a blastodetrifal formation (about 20 m thick), consisting of metamorphosed conglomerates and microconglomeratic sandstones, has been pointed out. Both the relict structures and their petrographical and chemical composition support the detrital origin of the rocks investigated. The metamorphosed conglomerates are normally referable to the Tulgheș Series and show an interformation character.

Cercetările din ultimii ani au arătat că rocile detritogene, considerate drept conglomerate metamorfozate situate în partea bazală a seriei de Tulgheș, sînt de vîrste și origini diferite, aparținînd seriei epimetamorfice devonian-carbonifer-inferioară de Repedea (Kräutner, 1968; Kräutner, Mirăuță, 1970), seriei epimetamorfice paleozoic-superioare (Carbonifer?) de Argeștru (complexul detritic filonitizat, Bercia, Bercia, 1970) și formațiunii permiene, nemetamorfozată, a brecciilor de Hăghimaș (Mureșan, 1968, 1970). În acest fel, seria de Tulgheș, în accepția recentă<sup>3</sup>, nu cuprinde conglomerate metamorfozate.

Cercetînd formațiunile metamorfice din zona Bălan, situată în partea sudică a zonei cristalino-mezozoică, am pus în evidență un ansamblu blastodetrifal constituit din roci metapeliteice (metaconglomerate, meta-

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 21 mai 1971.

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

<sup>3</sup> I. Bercia, Elvira Bercia, H. Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan. Studii stratigrafice și structurale asupra formațiunilor metamorfice din zona Iacobei. 1967. Arh. Inst. Geol. București.



microconglomerate) și metapsamitice, situat înspre partea superioară cunoscută a seriei de Tulgheș. Prezentarea acestor roci constituie obiectul lucrării de față.

### I. Poziția stratigrafică și tectonică

Ansamblul blastodetritic luat în considerare este situat la aproximativ 7 km NW de localitatea Bălan, apărînd pe valea Sandui, afluent drept superior al Oltului (pl. III).

Pe pîrîul Sandui, la 1500 m în amonte de confluența cu Oltul, aflorează un pachet de roci blastodetritice metamorfozate, care constituie un strat cu grosime de cca 30 m.

Datorită caracterului lor predominant cuarțos, aceste roci constituie un relief pozitiv, care evidențiază înclinarea nord-estică a ansamblului detritogen. Acesta este foarte bine deschis de-a lungul drumului forestier, din partea dreaptă a văii Sandui, precum și într-o mică carieră pentru balast, săpată în partea sa inferioară.

Rocile, de care ne ocupăm, sînt concordante față de formațiunile seriei de Tulgheș, în care se intercalează; poziția generală a ansamblului blastodetritic este N 35°W/40°NE, coîncizînd cu sîstozitatea de stratificație a șisturilor epimetamorfice din cursul superior al văii Oltului.

A) Amplasarea stratigrafică a rocilor blastodetritice, în cadrul seriei de Tulgheș, necesită, în prealabil, o scurtă prezentare a succesiunii acestora (pl. IV), la sud de șoseaua Gheorghieni-Lacul Roșu, adică în zona Bălan-Sîndomic-Voșlobeni-valea Becheni.

În acest sector al Carpaților Orientali, datorită condițiilor geologice și tectonice favorabile, apare partea bazală a seriei de Tulgheș, care în munții Bistriței nu este cunoscută<sup>4</sup>.

1. Complexul terigen cu intercalații tufogene acide — de Chindeni<sup>5</sup> (>2800 m) deschide succesiunea seriei de Tulgheș care se dispune în continuitate de sedimentare peste seria de Rebra-Barnar (Mureșan, 1968; Streckisen, 1968). El conține primele produse tufogene acide ale seriei de Tulgheș, intercalate în fondul terigen al complexului (șisturi cuarțitice cu biotit, șisturi sericito-grafitoase), în care mai apar, sub formă de strate subțiri, cuarțite negre, șisturi verzi tufogene, calcare și dolomite.

2. Complexul tufogen acid — de Sadocut (700—800 m)<sup>6</sup>, constituit din 2 orizonturi, grupează metatufurile acide ale unei importante faze

<sup>4</sup> Op. cit. pct. 3.

<sup>5</sup> Bine deschis pe valea Chindeni (la E de Voșlobeni).

<sup>6</sup> Deschis pe văile Sadocut, Moroșbiuc, Șipoș.



vulcanice precum și rocile terigene (în special șisturi sericito-grafitoase) intercalate.

3. Complexul terigen grafitos — de Sîndomic (1350-1900 m) cuprinde în general un important pachet de roci terigene grafitoase (șisturi grafitoase cu intercalații de cuarțite negre grafitoase), care corespunde în bună parte cu primele două treimi ale complexului Alun-Suhard — în fațes de Pojorita, din munții Bistriței<sup>7</sup>.

4. Complexul terigeno-tufogen acid — de Burloaia-Bălan (> 3000 m) este constituit din următoarele orizonturi și nivele (de jos în sus):

a) Orizontul Șipoș (200-450 m), alcătuit dintr-un nivel terigeno-tufogen acid (inferior) și un nivel tufogen bazic, ultimul deosebit de constant și caracteristic în regiune.

Ansamblul blastodetritic, din valea Sandui, se localizează în partea bazală a nivelului inferior, partea superioară a acestuia fiind alcătuită aici din șisturi sericito-grafitoase.

b) Orizontul Bălan (400-600 m) cuprinde un nivel inferior terigen grafitos și un nivel superior ce conține corpurile de minereu vulcanogen-sedimentare (K r ä u t n e r, 1965 a) de la Bălan și Fagul Cetății; baza ultimului nivel ar corespunde cu limita inferioară a complexului vulcanogen superior din munții Bistriței — în fațes de Fundul Moldovei<sup>8</sup>.

Întrucât, în complexul de Burloaia-Bălan, acumulările de sulfuri vulcanogen-sedimentare, de tip Bălan, se amplacează stratigrafic într-un pachet terigen, la baza căruia produsele cele mai importante și constante sînt cele bazice (șisturile verzi ale orizontului Șipoș și meta-gabbrourele asociate acestora), cele acide fiind sporadice (a se vedea descrierea orizontului Șipoș), se pune problema posibilității ca aceste concentrații metalifere și cele similare lor — localizate în seria de Tulgheș — să se lege genetic de latura bazică a magmatismului premetamorfic. Această relație genetică este susținută și de abundența fierului și a cuprului (sub formă de sulfuri) în aceste minereuri, elemente în care sînt bogate în special magmele bazice. Menționăm că în țara noastră astfel de corelații genetice au fost specificate pentru zăcămintele vulcanogen-sedimentare, predominant piritoase, de la Boița-Hațeg (K r ä u t n e r, 1965 b) și Alina Tepe (Mureșan, 1969).

c) Nivelul metatufurilor riolitice de Bălan (5-25 m), pus în evidență concomitent atît de către noi<sup>9</sup> cît și de K r ä u t n e r, P o p a<sup>10</sup>, cuprinde numai produse tufogene acide.

<sup>7</sup> Op. cit. pct. 3.

<sup>8</sup> Op. cit. pct. 3.

<sup>9</sup> Georgeta Mureșan. Studiul petrografic și chimic al produselor magmatismului premetamorfic din formațiunile cristalofiliene din cursul superior al văii Oltului, 1968. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>10</sup> H. Kräutner, Gh. Popa. Studii geologice preliminare asupra zăcămintului Bălan, 1969. Arh. Inst. Geol. București.



d) **Orizontul Băilor (500-650 m)**<sup>11</sup> cuprinde o stivă de șisturi sericito-cloritoase ± cuarțoase.

e) **Nivelul metatufurilor riolitice de Sedloca (50-150 m)**<sup>12</sup> este constituit numai din astfel de roci, cărora li se adaugă silluri de metagabbrouri. Poziția sa stratigrafică a fost precizată de Kräutner și Popa.

f) **Orizontul Arama Olt (>1500 m)** corespunde unui pachet terigen, constituit din roci cuarțoase cu sericit și clorit care, la un nivel inferior, găzduiește pe alocuri concentrații slabe de sulfuri (pirită, calcopirită), cum sînt cele de la Arama Oltului (la NE de Sîndominic).

Din descrierea succintă a seriei de Tulgheș, în regiunea de la sud de șoseaua Gheorghieni-Lacul Roșu, rezultă că ansamblul blastodetritic, localizîndu-se la partea inferioară a complexului terigeno-tufogen acid (de Burloaia-Bălan), se amplasează aproximativ în apropierea bazei trelnii superioare a unei stive terigeno-tufogenă acidă, unitară din punct de vedere stratigrafic și genetic.

B) Din punct de vedere tectonic, ansamblul blastodetritic, pus în evidență în valea Sandui, se înscrie într-o structură practic homoclinală, orientată N 30°–40° W/30°–50° NE. Această structură caracterizează seria de Tulgheș în profilul dintre Bălan și Voșlobeni.

C) Ansamblul blastodetritic aparține stratigrafic și tectonic succesiunii descrise, fapt demonstrat de datele care le enumăram mai jos.

1. **Concordanța limitelor inferioară și superioară a ansamblului blastodetritic cu celelalte limite litologice și stratigrafice din seria de Tulgheș.**

2. **Concordanța dintre ritmurile de sedimentare relict ale pachetului blastodetritic cu structura homoclinală normală (flanc normal) a seriei de Tulgheș.** Într-adevăr microcutele de antrenare (de tip dragg folds), constatate în seria de Tulgheș, indică în zona considerată prezența unui flanc normal, descendent spre NE, fapt indicat și de poziția normală a ritmurilor observate în rocile blastodetrifice.

3. **Posibilitatea ca pachetul psefito-psamitic să constituie un sinclinal aplecat (spre SW), pensat în seria de Tulgheș, este infirmată de asimetria litologică a acestuia; rocile metaconglomeratice predomină la partea inferioară iar cele metagrezoase la partea sa superioară, ceea ce în ansamblu constituie în fond, un macroritm sedimentar, de ordinul zecilor de metri.**

<sup>11</sup> Deschis continuu pe pîrul Băilor, de la Bălan.

<sup>12</sup> Urmărit din zona văii Sedloca spre Bălan.





4. Alternativa ca rocile blastodetractice să apară de-a lungul unei linii tectonice direcționale sau să fie prinse între două dislocații de acest gen, este exclusă, întrucât succesiunea seriei de Tulgheș, în sectorul luat în considerare (bazinul văii Sandui) este completă și continuă, prezentînd aceiași termeni ca și în zonele în care ansamblul blastodetractic lipsește.

5. În sfîrșit, în alte cîteva profile (pe pîriul Șipoș și la sud de paralela localității Sîndomic) am pus în evidență intercalații de roci metaapsamitice cuarțoase (cuarțite blastodetractice) la nivele similare sau apropiate celui de care ne ocupăm (dedesubtul, în, sau deasupra orizontului Șipoș) și care, împreună cu pachetul blastodetractic din valea Sandui, marchează în ansamblu o succesiune discontinuă de episoade grezo-conglomeratice, situată în părțile inferioare ale complexului terigeno-tufogen acid (de Burloaga-Bălan).

## II. Caractere petrografice

Pe baza caracterelor macro- și microscopice, în cadrul ansamblului blastodetractic, din valea Sandui, am separat metaconglomerate, microconglomerate și gresii metamorfozate, între care există termeni de tranziție.

Metaconglomeratele, cele mai caracteristice roci ale pachetului blastodetractic, se situează mai ales înspre baza sa; ele se pot observa în cariera menționată, situată în versantul drept al văii. Sînt roci dure, de culoare cenușie, cu șistozitate bine marcată; structura detritică inițială s-a conservat foarte bine, fiind observabili cu ochiul liber galeți aplatizați de cuarț de formă lenticulară (secțiune transversală medie:  $4 \times 10$  mm).

Sub microscop, se observă că galeții sînt adesea spărți și fărâmițați spre zonele periferice de efilare a lentilelor; au frecvent extincție ondulatorie. În unele cazuri galeții sînt reprezentați prin cuarțite remaniate și foarte rar prin elemente de feldspat potasic și albit.

Matricea de bază, subordonată galeților, este predominant cuarțoasă și fin granulară; în ea mai apar, dispuse în planul șistozității, paiete de sericit, ceva clorit și dîre de pulbere grafitoasă. Uneori, în aceste roci, se observă cristale idiomorfe de pirită (cu latura pînă la 5 mm), în jurul cărora se observă „umbre de presiune” („pressure shadows”), materializate prin indivizi alungiți de cuarț, dispuși perpendicular pe acele fețe de cub ale piritei care sînt orientate aproximativ perpendicular față de șistozitatea rocii. În zona de alterație superficială, cristalele de pirită sînt levigate, adesea, rămînînd cavități geometrice specifice, care dau un aspect aparte acestor roci.



Șistozitatea principală (*S.*) a rocii, marcată de aplatizarea galeților, de sericit, de clorit și grafit, este practic paralelă cu vechea stratificație a rocii, fiind paralelă cu limitele pachetului blastodetritic precum și cu planurile de demarcație a vechilor ritmuri de sedimentare a rocilor psefitopsamitice metamorfozate.

Rocile blastodetritice mai puțin grosiere (microconglomerate și metagresii), deși păstrează caracterul general cuarțos, totuși au mai mult clorit și sericit (uneori și substanță grafitoasă), în comparație cu metaconglomeratele analizate mai sus, arătând că micșorarea dimensiunilor elementelor remaniate a fost însoțită de un aport mai important de material argilos și uneori organogen. Caracterul blastodetritic este evident practic numai la microscop, din cauza contrastului mai mic de mărime între galeți și grăunții matricei. Acest fapt precum și șistozitatea, accentuată de către filosilicați, fac ca aceste roci să fie categorisite macroscopic drept sisturi cuarțoase sericito-cloritoase ± grafit. Faptul că elementele feldspatice, în microconglomerate și în metagresii, apar cu totul excepțional, arată maturitatea avansată a materialului inițial.

Din aspectul general al diferitelor roci blastodetritice descrise, între care există termeni de tranziție, rezultă că cea mai mare parte a masei de bază cuarțoase, care înglobează elementele mai mari, este de origine detritică<sup>13</sup>, judecând după aspectul grăunțos al matricei, după contururile relativ netede ale granulelor constituente precum și după frecvențele pelicule de filosilicați (clorit, sericit) și uneori de grafit care separă aceste granule. O mică parte din liant era reprezentată prin material argilos.

În timpul metamorfismului regional, majoritatea elementelor cuarțoase s-au deformat și s-au spart, dar nu au recrystalizat decât în foarte mică măsură, fapt indicat de extincția generală ondulatorie pe care acestea o prezintă, de orientarea optică diferită a indivizilor de cuarț precum și de contururile relictice ale acestora. O mică parte din materialul silicios inițial a putut fi recrystalizat și mobilizat, dovezi sigure, în acest sens, avînd în acele „umbre de presiune” cuarțoase menționate, precum și de filonașele de cuarț hidrotermal-metamorfic ce străbat rocile luate în considerare. În schimb, materialul de origine pelitică a recrystalizat integral, sub formă de clorit și sericit. Substanța organică, legată probabil de fracțiunea pelitică, a trecut în grafit.

Condițiile inițiale de sedimentare erau probabil în general reducătoare, judecînd după urmele de substanță organică (grafit) păstrate în aceste roci precum și de prezența piritei, probabil inițial singenetică.

<sup>13</sup> Din cauza metamorfismului regional la care au fost supuse rocile nu se poate preciza dacă o mică parte din matrice nu era reprezentată și prin liant silicios diagenetic.



Relațiile dintre tipurile blastodetractice grosiere și cele mai puțin grosiere reliefează prezența unor ritmuri de sedimentare relict, de ordinul a 1,5-2 m. Un astfel de ritm începe prin metaconglomerate care trec, prin scăderea treptată a mărimii galeților, la metagresii, după care succesiunea se reia fără tranziție. În ansamblu, la scara întregului pachet blastodetractic, se observă tendința generală de diminuare a granulației rocilor, astfel că, în partea superioară a acestuia, predomină net rocile mai puțin grosiere; în acest fel se evidențiază un macroritm, de ordinul zecilor de metri, constituit, la rîndu-i, în intimitatea sa, din microritmurile descrise mai sus. Menționăm, în sfîrșit, că în ritmurile observabile în ansamblul blastodetractic nu apar roci pelitice, ceea ce dă un caracter grosier general materialului sedimentar inițial.

### III. Caractere petrochimice

În vederea caracterizării petrochimice a conglomeratelor metamorfozate examinate precum și cu scopul obținerii unor date privind originea materialului inițial, s-a analizat o astfel de rocă, recoltată din cariera săpată în baza pachetului blastodetractic; rezultatele analitice primare au fost prelucrate complex, după metodele petrochimice aplicabile rocilor terigene. Rezultatele sînt redată în tabelul alăturat.

TABEL

Analiza chimică și valorile petrochimice corespunzătoare conglomeratului metamorfozat din valea Sandu

Analiza chimică	Parametrii Niggli		Baza	Epinorma *	Valorile Semenenko	ACF	A'KF	
SiO <sub>2</sub>	83,93	si	803,44 Q	78,00 Q	71,07 F	34,21 A	47,50 A'	41,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,08	al	40,81 Kp	4,25 Ms	9,76 A	47,83 C	1,25 K	13,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,08	fm	38,51 Ne	7,09 Ab	11,76 M	11,16 F	31,25 F	45,56
FeO	1,72	c	2,29 Cal	0,17 Zo	0,15 C	6,80	—	—
MnO	0,051	alk	18,39 Fa	0,35 Fe-Ant	0,99 F+M	45,37	—	—
MgO	0,70	k	0,37 Fs	2,30 At	2,44	—	—	—
CaO	0,56	mg	0,25 Hz	3,54 Fe-At	1,39	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	1,26	ti	2,29 Sp	3,01 Ilm	1,05	—	—	—
K <sub>2</sub> O	1,15	l	20,12 Ru	0,23 Mt	0,69	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	0,28	qz	629,88 Ce	0,70 H <sub>2</sub> O <sup>+105</sup>	1,25	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	e/ftm	0,06 Cp	0,29 H <sub>2</sub> O <sup>-105</sup>	0,11	—	—	—
S	0,015	—	—	Suma	100,66	—	—	—
CO <sub>2</sub>	0,27	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+105</sup>	1,25	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-105</sup>	0,11	—	—	—	—	—	—	—
Suma	100,66	—	—	—	—	—	—	—

Analist: Mariana Cristea.

\* H<sub>2</sub>O<sup>+105</sup> din epinormă aparține filosilicaților.



1. Analiza chimică relevă caracterul pronunțat silicios al rocii, din care cauză ponderea materialului alumino-silicatat calceo-fero-magnezian este mică.

2. Parametrii Niggli corespunzători se caracterizează printr-o combinație de valori care nu se întâlnește la rocile magmatogene, valori printre care cifra parametrului  $s$  este foarte ridicată.

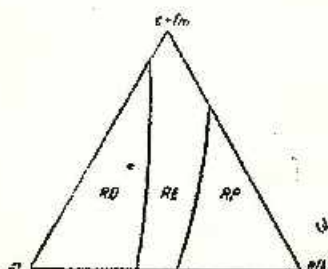


Fig. 1. — Diagrama  $al-alk-c + fm$  (RD, cîmpul rocilor detritice; RE, cîmpul rocilor eruptive; RP, cîmpul rocilor de precipitație).  
Diagramme  $al-alk-c + fm$  (RD, domaine des roches detritiques; RE, domaine des roches eruptives; RP, domaine des roches de precipitation).

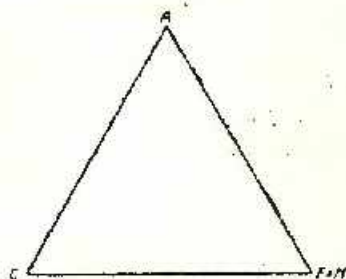


Fig. 2. — Diagrama  $A-C-F + M$  (după Semenenko, 1963).  
Diagramme  $A-C-F + M$  (selon Semenenko, 1963).

Proiectarea valorilor  $al$ ,  $alk$ ,  $c + fm$  în secțiunea I a tetraedrului lui Niggli (fig. 1), corespunzătoare raportului  $c/fm$  al rocii analizate, scoate în evidență, clar, originea terigenă a acesteia, întrucît ea cade net în cîmpul rocilor detritice.

3. Valorile bazei Niggli confirmă datele analitice primare, scoțind în evidență caracterul silicios predominant al rocii ( $Q = 78\%$ ) și subordonarea componentelor alumino-silicatate și a celor fero-magneziene.

4. Originea terigenă a rocii analizate reiese și din valorile Semenenko corespunzătoare, care permit încadrarea acesteia la seria alumino-silicatată, subgrupa alumino-silicatată-alcaino-teroașă, din care fac parte rocile detritice și pelitice (fig. 2).

5. Din baza Niggli, s-a calculat epinorma care este în principal concordantă calitativ și cantitativ cu compoziția mineralogică reală a rocii. Într-adevăr, componentele principale, observate în metaconglomerate, sînt cuarțul, sericitul, cloritul și feldspatul, însumînd peste 95% din masa

roci, procent foarte apropiat de cel al acelorași minerale ale epinormei (97,41%).

Această concordanță cantitativă și calitativă, între compoziția normativă și cea reală, exprimă echilibrul chimic și termodinamic la care au ajuns rocile luate în considerare, în decursul metamorfismului regional, care a decurs în faciesul de șisturi vorzi, subfaciesul cuarț-albit-clorit.

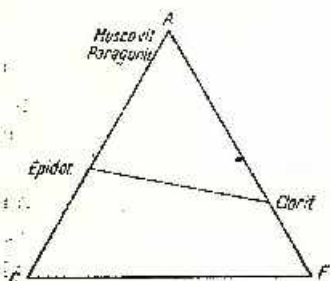


Fig. 3. — Diagrama A-C-F (sub-faciesul clorit-albit-cuarț — după Turner și Verhoogen, 1967).

Diagramme A-C-F (sous-faciès chlorite-albite-quartz—selon Turner et Verhoogen, 1967).

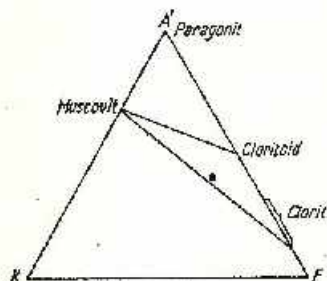


Fig. 4. — Diagrama A'-C-F (sub-faciesul clorit-albit-cuarț — după Turner și Verhoogen, 1967).

Diagramme A'-K-F (sous-faciès chlorite-albite-quartz—selon Turner et Verhoogen, 1967).

Echilibrul menționat reiese și la proiectarea datelor A-C-F și A'-K-F în diagramele corespunzătoare (fig. 3, 4). Același echilibru, în cadrul aceluiași subfacies metamorfic, se constată și la rocile înconjurătoare ale seriei de Tulgheș<sup>14</sup>.

#### IV. Vîrstă

Cercetările palinologice (Iliescu, Mureșan, 1970, 1971) au arătat că cea mai mare parte a seriei de Tulgheș este sigur cambrian-inferioară, prin punerea în evidență a unor asociații microfloreștiice de această vîrstă, dispuse la diverse nivele în cadrul seriei menționate.

Ansamblul detritic prezentat, aparținînd stratigrafic orizontului Șipoș, are vîrsta sigur cambrian-inferioară, intrucît atît dedesubtul cît și deasupra acestui orizont există forme fosile specifice acestui interval: *Acynthosphaera cambriensis*, *Microconcentrica atava*, *Polyporata* sp., *Leiodiscina* sp. (la partea superioară), *Polyporata* sp., *Unyporata* sp., *Grano-*

<sup>14</sup> Op. cit. pct. 9.



*marginata vulgaris*, *Psophosphaera obscura*, *Spumosata* sp. (la partea inferioară).

Metamorfismul baicalian al seriei de Tulgheș, presupus de către Giușcă et al. (1969) și recent demonstrat (Ilieșcu, Mureșan, 1972), a afectat și rocile blastodetractice descrise, întrucât aparțin seriei de Tulgheș.

## V. Semnificație geologică

Din analiza poziției stratigrafice a conglomeratelor metamorfozate, respectiv a ansamblului blastodetractic precum și din descrierea petrografică, se pot trage câteva concluzii mai importante privind atât aceste roci cât și asupra semnificației lor geologice.

1. Rocile analizate reprezentau inițial sedimente detritice mature, fapt pentru care pledează sortarea avansată a acestora, rularea, care se poate deduce, a galeșilor constituenți, predominanța netă a cuarțului în elementele remaniate și în matricea care le înglobează.

2. Gradarea și periodicitatea acestui caracter constatate în cuprinsul ansamblului blastodetractic este o consecință a unei sedimentări ritmice, probabil de tip fliš, care de obicei se întâlnește în scriile marine, de geosinclinal.

3. Intercalarea concordantă a ansamblului blastodetractic, în cuprinsul unei serii continue și unitare, de conglomerate, care intră în alcătuirea sa, caracterul de „conglomerate intraformaționale”. Ele pot să apară ca efect al unei ridicări fie a uscatului ce constituia sursa de alimentare a bazinului respectiv, fie a unei cordilieri intrageosinclinale; ultima alternativă ar putea corespunde amorșării fazei de inversiune geosinclinală.

Faptul că această mișcare afecta o suprafață mai importantă și că a avut un caracter relativ pulsatoriu este probat de prezența unor roci blastodetractice (mai puțin grosiere), pe care, după cum am arătat, le-am întâlnit în partea de sud a zonei cristalino-mezozoice, la nivele stratigrafice apropiate, în cadrul seriei de Tulgheș.

## BIBLIOGRAFIE

- Băncilă I. (1941) Étude géologique dans les Monts Hăghimaș-Giuc (Carpathes Orientales). *An. Inst. Géol. Roum.* XXI, București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor meta-



- morfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali). *D.S. Com. Stat. Geol.* LIII/1, București.
- Bercia Elvira (1970) Contribuții la cunoașterea geologiei regiunii Vatra Dornei-Iacoheni. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, București.
- Codăreasa Marcela, Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări stratigrafice și structurale în cristalinul Bistriței (regiunea Bărnărel- Holdița). *D.S. Com. Geol.* L/2, București.
- Giusecă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectono-magmatic prealpine cycles o the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 13, Budapest.
- Iliescu Violeta, Mureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și virstei serilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Fîsa-Ciuc (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/3, București.
- Mureșan M. (1972) Asupra prezentei Cambrianului inferior în Carpații Orientali — seria epimetamorfică de Tulgheș. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, București.
- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezentei Devonian-Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LV/2, București.
- Kräutner H. (1965a) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 10, 1, București.
- (1965 b) Zăcămintul de pirită de la Doja-Ilașeg (Poiana Ruscă). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 10,2, București.
- (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 13, 2, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoică din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 12, 1, București.
- (1968 a) Metamorphic Formations, In „Crystalline, Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector)” by T. Joja, V. Mutihac, M. Mureșan. *Guide to Excursion #6 C, Romania, Intern. Geol. Congr. XXIII Session, Prague*, București.
- (1968 b) Date asupra Paleozoicului de la vest de Lunca (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *Bul. geol. Ministerului Minelor*, 4, București.
- (1969) Studii asupra zăcămintului de pirită cu magnetit de la Altin Tepe (Dobrogea centrală). I. Încadrarea genetică a mineralizației. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIV/2, București.
- (1970) Asupra prezentei Paleozoicului superior nemetamorfozat în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LVI/4, București.
- Niggli P. (1951) Gesteinechemismus und Magmenlehre. *Geol. Rundschau*, 39, Stuttgart.
- Semenenko N. P. (1963) Metamorfizm podvijnih zon. Izd. Ak. Nauk. Ukrainskoi S.S.R. Kiev.
- Streckeisen A. (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 48, 3, Bern.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.



## SUR LA PRÉSENCE DES CONGLOMERATS MÉTAMORPHISÉS DANS LA SÉRIE DE TULGHEȘ (CARPATES ORIENTALES)

### (Résumé)

L'examen des formations épimétamorphiques de la série de Tulgheș (zone de Bălan), située dans la partie méridionale de la zone cristallino-mésozoïque, a mis en évidence un ensemble blastodétritique (épais de 30 m) situé à environ 7 km NW de Bălan, dans la vallée du Sandui du côté droit du cours supérieur de l'Olt (pl. III).

L'ensemble blastodétritique de la vallée du Sandui est cantonné à la partie basale de l'horizon de Șipoș (pl. IV) respectivement à la partie inférieure du complexe terrigène-tuffogène acide (de Burloaia-Bălan).

Au point de vue tectonique cet ensemble blastodétritique est concordant à la structure homocline orientée N 30°-40° W/30°-50° NE. Cette structure constitue le trait caractéristique de la série de Tulgheș dans la coupe de Bălan-Voșlobeni.

*I. Caractères pétrographiques.* Les caractères macro- et microscopiques du paquet blastodétritique de la vallée du Sandui, ont conduit à y séparer des métaconglomérats: microconglomérats et grès métamorphisés avec des termes de transition entre eux.

Les métaconglomérats, les roches les plus caractéristiques du paquet blastodétritique, se situent principalement vers sa partie basale. Il s'agit de roches dures, cendrées, à schistosité avancée, dont la structure détritique initiale est bien conservée, laissant voir à l'œil nu des galets de quartz aplatis, de forme lentillaire (coupe transversale moyenne: 4 × 10 mm).

Au microscope on voit que les galets sont souvent séparés et écrasés vers les zones périphériques d'éfillement des lentilles et présentent fréquemment l'extinction ondulatoire. Il y a des cas où les galets sont représentés par des quartzites remaniés et très rarement par des éléments de feldspath potassique et d'albite.

La matrice, subordonnée aux galets, est prédominante quartzreuse et finement granulaire; elle laisse voir aussi, disposées à même le plan de la schistosité, des paillettes de séricite, quelque chlorite et des traces de poussière graphitreuse. Ces roches laissent, parfois, voir des cristaux idiomorphes de pyrite (probablement au commencement syngénétique), autour desquels on observe des „ombres de pression” („pressure shadows”), matérialisées en individus allongés de quartz.

La principale schistosité de la roche ( $S_1$ ) marquée par l'aplatissement des galets de séricite, de chlorite et de graphite est parallèle à l'ancienne stratification de la roche, étant parallèle aux limites du paquet blastodétritique et aux plans de démarcation des anciens rythmes de sédimentation des roches pséphito-psammitiques métamorphisées.

Les roches blastodétritiques moins grossières (microconglomérats et métagrès), bien qu'elles préservassent leur caractère général quartzreux, contiennent cependant de la chlorite et de la séricite (voire même de la substance graphitreuse) en quantités plus élevées que les métaconglomérats susmentionnés. Le caractère blastodétritique n'est évident qu'au microscope, à cause des dimensions plus rapprochées des galets et des grains de la matrice.

Les relations entre les types blastodétritiques grossiers et ceux moins grossiers relèvent la présence de certains rythmes de sédimentation relict, épais de l'ordre de 1,5-2 m. Un pareil rythme débute par des métaconglomérats qui passent, vu la diminution progressive de la taille des galets, à des métagrès, pour que la succession reprenne ensuite sans transition.





Dans l'ensemble du paquet blastodétritique on observe une tendance générale de diminution des grains des roches, si bien qu'à la partie supérieure du paquet prédominent franchement les roches moins grossières; il a été ainsi mis en évidence un macrorythme, épais de l'ordre des dizaines de mètres, constitué à son tour, par les microrhythmes décrits ci-dessus.

II. *Caractères pétrochimiques.* Les résultats des analyses pétrochimiques effectuées sur un conglomérat métamorphisé (voir le tableau et les figures 1, 2, 3, 4) prouvent l'origine sédimentaire et le caractère détritogène quartzeux des roches initiales.

La concordance quantitative et qualitative entre l'épéinorme et la composition réelle, exprime l'équilibre chimique et thermodynamique auquel aboutirent les roches prises en considération, au cours du métamorphisme régional, survenu dans le faciès des schistes verts, sub-faciès quartz-albite-chlorite. L'équilibre mentionné apparaît également en projetant les données A-C-F et A'-K-F sur les diagrammes correspondants.

III. *Age.* L'ensemble détritique présenté, revenant au point de vue stratigraphique à l'horizon de Șipoș, est d'âge sûr cambrien inférieur, étant donné que tant en dessous qu'au dessus de cet horizon on trouve des formes fossiles propres à cet intervalle (pl. IV).

Le métamorphisme balkalien de la série de Tulgheș, supposé par Giușcă et al. (1969) et récemment démontré (Ilicșu, Mureșan, 1972) a également affecté les roches blastodétritiques décrites, car elles reviennent à la série de Tulgheș.

IV. *Signification géologique.* Au début les roches analysées représentaient des sédiments détritiques matures, fait en faveur duquel plaide leur granoclassement avancé, leur roulage (déduit des galets constitutifs) et la prédominance nette du quartz dans les éléments remaniés et dans la matrice encaissante.

La graduation et la périodicité constatées dans l'ensemble blastodétritique sont une conséquence d'une sédimentation rythmique, probablement de type flysch, rencontrée ordinairement dans les séries marines, de géosynclinal.

L'intercalation concordante de l'ensemble blastodétritique dans une série continue et unitaire confère aux conglomérats qui participent à sa constitution le caractère de conglomérats „intraformationnels". Ils pourraient bien être soit l'effet d'un soulèvement de la terre ferme qui constituait la source d'alimentation du bassin respectif, soit d'une cordillère intra-géosynclinale. Cette dernière alternative pourrait correspondre à l'amorçage de la phase d'inversion géosynclinale.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche III

Esquisse géologique de la région des sources de l'Oll.

1, alluvions récentes. I. N a p p e de R a r â u : 2, formation des brèches de Hăghimaș (Perrain supérieur)\*; série de Brețila-Rarău—Précambrien moyen (3, complexe terrigène; 4, complexe terrigène-tuffogène acide; a, niveau des gneiss oillés de Naghiag); 5, zone avec des roches dynamométamorphosées (dans la série de Brețila-Rarău) rattachées au charriage

\* Et des granitoïdes de Hăghimaș non-séparées



de la nappă de Barău sur la sĂrie de Tulgheș. U. Nappă de Mestecăniș; A, fond stratigraphique (sĂrie de Tulgheș — Cambrien infĂrieur); complexe terrigĂne-tuffogĂne acide de Burloaia-BĂlan (6, horizon d'Arama Oll; 7, niveau des mĂtatufs rhyolitiques de Sedoca; 8, horizon de BĂlan, horizon des BĂi et niveau des mĂtatufs rhyolitiques de BĂlan; 9, horizon de Șipoș; a, niveau tuffogĂne basique; b, niveau terrigĂne-tuffogĂne acide); 10, complexe terrigĂne graphiteux (de Sindominic); 11, complexe tuffogĂne acide — de Sadocul (a, niveau tuffogĂne; b, niveau terrigĂne-tuffogĂne); 12, complexe terrigĂne ă intercalations tuffogĂnes acides — de Chindenă; B, sĂparations pĂtrographiques; 13, conglomĂrats et grĂs microconglomĂratiques mĂtamorphisĂs de la vallĂe du Sandui; 14, zone ă mĂtabasites; 15, zone ă porphyroĂdes. 16, zone ă roches dynamomĂtamorphisĂes (dans la sĂrie de Tulgheș), rattachĂes ău charriage de la nappă de Barău; 17, schistositĂ de stratification; 18, contact de charriage entre la nappă de Barău et la sĂrie de Tulgheș; 19, faille; 20, limite dans une succession continue; 21, limite entre les alluvions et la formation des brĂches de HĂghimaș.

#### Planșă IV

Position de l'ensemble blastodĂtritique dans la colonne stratigraphique des sĂries de Tulgheș et de Belra-Barnar (les espĂces du Cambrien infĂrieur ont ĂtĂ identifiĂes par Violeta Iliescu).

1, dolomies et calcăres; 2, quartzites noirs; 3, mĂtatufs basiques; 4, mĂtabasites; 5, mĂtatufs acides; 6, porphyroĂdes; 7, roches prĂdominantes terrigĂnes; 8, roches blastodĂtritiques.

### PLANȘA 1

Fig. 1. — Microconglomerat metamorfizat cu grafit. Nic. ||;  $\times 15$ .

Microconglomerat mĂtamorphisĂt avec graphite. Nic. ||;  $\times 15$ .

Fig. 2. — Microconglomerat cu grafit. În centrul fotografiei se observă un galet de enarțit.

Nic. —;  $\times 15$ .

Microconglomerat avec graphite. Au centre de la photo on observe un galet de quartzite. Nic. +;  $\times 15$ .



G. MUREȘAN, M. MUREȘAN. Conglomerate metamorfozate în seria de Tulgheș. Pl. I.



1



2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale seșintelor, vol. LVIII/1.



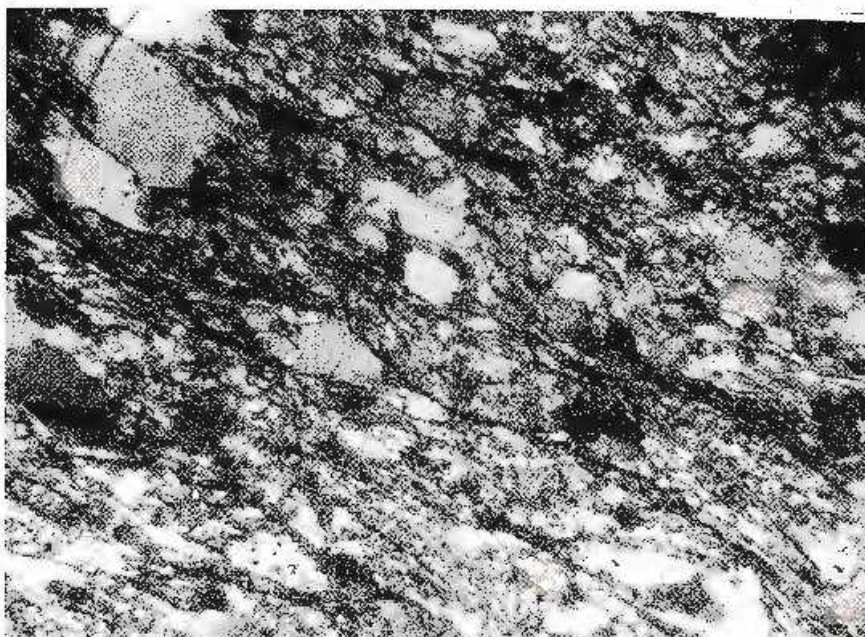
Institutul Geologic al României

## PLANȘA II

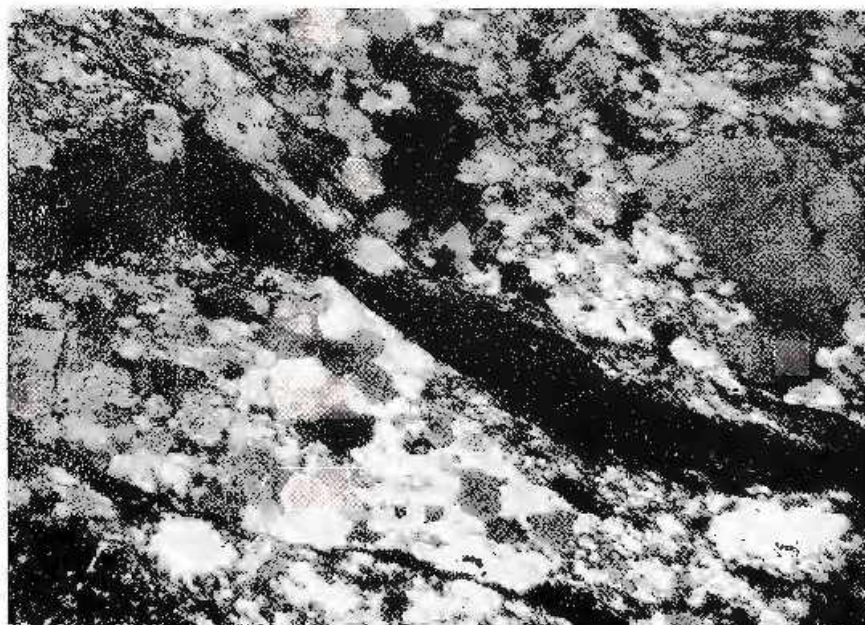
Fig. 1, 2. — Gresie metamorfizată: Nic.  $\oplus$   $\times$  30.  
Gres metamorfitică: Nic.  $\ominus$   $\times$  30.



G. MUREȘAN, M. MUREȘAN. Conglomerate metamorfozate în seria de Tulgheș. Pl. II.



1



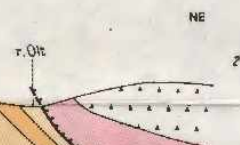
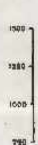
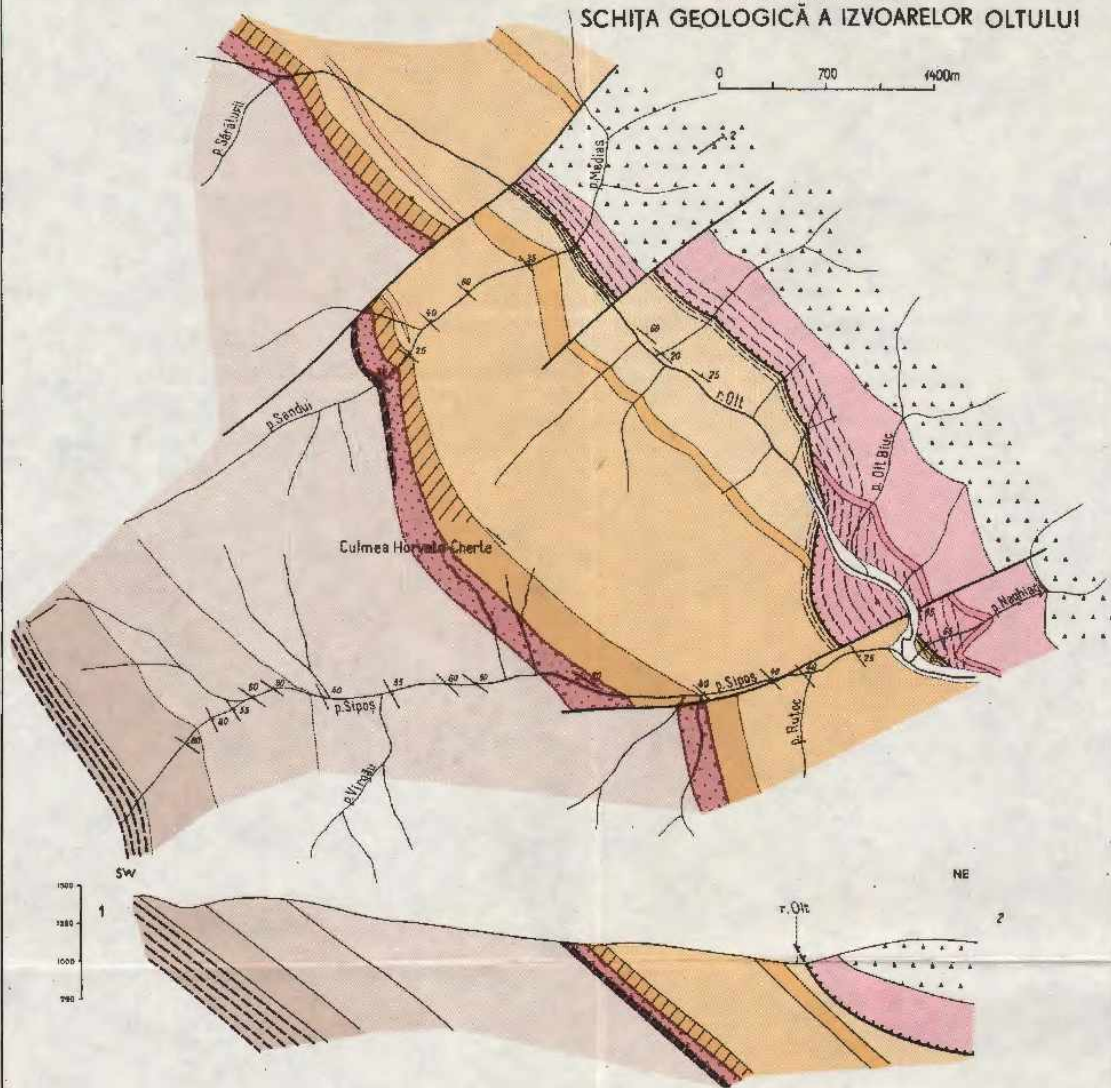
2

Institutul Geologic. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LVIII/1.



GEORGETA MUREȘAN, M. MUREȘAN

SCHIȚA GEOLOGICĂ A IZVOARELOR OLTULUI



LEGENDA

1 Aluvii recente

I. PINZA DE RĂRĂU

- 2 Formațiuni breștice de Hôghimș (Permian superior)
- 3 Congeratul terigen
- 4 Congeratul terigen-tufogen acid a Nivelul granitelor oculte de Măgărie
- 5 Zăcăm cu roci dinamicometamorfizate (în seria de Sâră - Rădăre) legate de seriază piază de Rădăre din serie de Tulgheș

Seria de Breștie-Rădăre (Pracambrian mediu)

Seria de Tulgheș (Cambrian inferior)  
Congeratul terigen-tufogen acid a Nivelul granitelor oculte de Măgărie

A. Fond stratigrafic

- 6 Oriental Armas-Olt
- 7 Nivelul metamorfic răscolit de Sădina
- 8 Oriental Bîlna, orientat Băder și nivelul necorespunzător răscolit de Bîlna
- 9 Nivelul tufogen bazic
- 10 Nivelul terigen-tufogen acid (de Sîndromăne)
- 11 Congeratul tufogen acid (de Sădina)
- 12 Congeratul terigen cu intercalații tufogene acide (de Chindăuș)

II. PINZA DE MESTECĂNIȘ

B. Separații petrografice

- 13 Conglomerate și grănițe microconglomerate metamorfizate din valea Săndu
- 14 Zăcăm cu metabazite
- 15 Zăcăm cu porfiroide
- 16 Zăcăm cu roci dinamicometamorfizate (în serie de Tulgheș) legate de seriază piază de Rădăre

17 80 Sădina de identificare

18 Conturul de piază direct piază de Rădăre și serie de Tulgheș

16 Fală

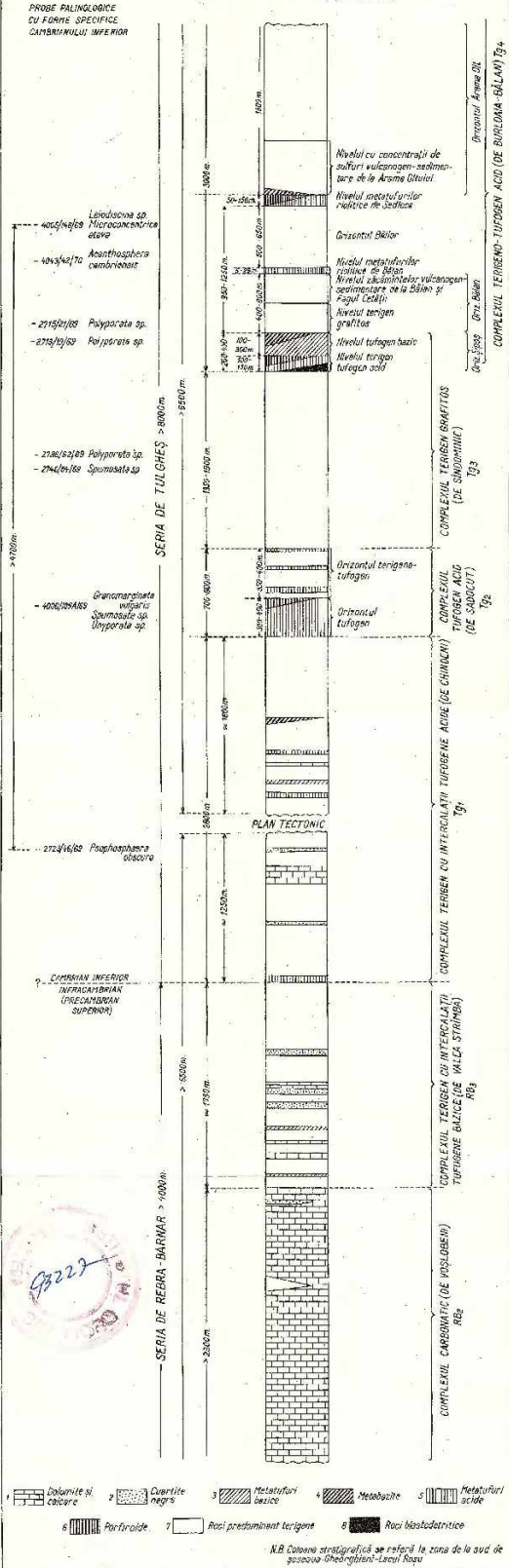
20 Limită într-o succesiune continuă

21 Limită piază și a formațiunilor breștice de Hôghimș

### POZIȚIA ANSAMBLULUI BLASTODETRITIC ÎN COLOANA STRATIGRAFICĂ A SERIILOR DE TULGHEȘ ȘI DE REBRA-BARNAR

(SPECIILE CAMBRIAN INFERIOARE DETERMINATE DE VIOLETA ILIESCU)

PROBE PALINOLOGICE  
CU FORME SPECIFICE  
CAMBRIANULUI INFERIOR



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

STUDIUL MINERALOGICO-PETROGRAFIC ȘI CHIMIC AL DOLOMITELOR ȘI SULFURILOR CANTONATE ÎN ELE, DIN ZONA FĂRĂOANE-BÎTCA TÎRȘULUI-OIȚA-ARSENEASA (MUNȚII BISTRITEI—CARPAȚII ORIENTALI)<sup>1</sup>

DE

ALCIBIADE IOAN MUȘAT, OLIMPIA VASILESCU, CONSTANTIN PĂSIARU,  
CORNELIU PARASCHIVESCU<sup>2</sup>

Abstract

Chemical and Mineralogical-Petrographical Study of Dolomites and Sulphides Localized in them from the Fărăoane-Bitca Tîrșului-Oița-Arseneasa Zone, Bistrița Mountains (East Carpathians). Within the Bistrița Mountains in the zone comprised between the Fărăoane Mount-Tîrș Mount-Mestecăniș Summit, an important dolomitic horizon — an almost continuous guide-mark horizon — was studied. In the zone the authors are referring to, this horizon is predominantly constituted of pure or almost pure dolomites. Its shape is that of a fractured, fissured and brecciated syncline. Along some fractions, hydrothermal solutions had circulated, which have deposited polymetallic and gold-silver sulphides in the silicon gangue, and have led to the occurrence of some newly formed minerals such as tremolite, talc, micaceous minerals, calcite. Owing to the high content in MgO of the above dolomites, this horizon represents either a very high grade or high grade ore deposit. The presumption that at its base some lens-shaped sulphide deposits may exist rises the economical interest of this zone.

Cu prilejul prospecțiunilor geologice, efectuate în cadrul munților Bistriței, între anii 1967-1969, am cercetat în amănunțime rocile dolomitice cuprinse între muntele Fărăoane-vîrful Sveițăria-muntele Tîrș-vîrful Oița-izvoarele pîrului Colacu-Obcina Arsenesei și vîrful Mestecăniș.

<sup>1</sup> Comunicare în ședința din 5 martie 1971.

<sup>2</sup> Întreprinderea Geologică de Prospecțiuni, Str. Caransebeș nr. 1, București.





Aceste roci constituie un orizont reper — aproape continuu — în jurul creştelor citate. Mişcările tectonice succesive ce au avut loc în regiune de-a lungul timpului, au condus la cutarea, ruperea şi compartimentarea acestor roci, încît astăzi, ele apar sub forma unor sinclinale (sineclize), ce se termină în sudul perimetrului cercetat.

Regiunea la care ne referim a mai fost cercetată din punct de vedere geologic (Kräutner, 1927; Savul, 1938, 1940; Mastacan, 1948, 1953; Savul, Ciortan-Movileanu, 1955; Savul, Ababji, 1956; Savul, Ianovici, 1959; Dimitrescu, 1960, 1965; Bercia, Bercia, Kräutner, Kräutner, Mureşan, 1967; Rădulescu, 1967, 1969), iar orizontul rocilor dolomitice din întreaga regiune a constituit chiar obiectul unor cercetări de ansamblu în ceea ce priveşte chimismul lor global, dar nu a format niciodată, obiectul unor studii de mare detaliu din punct de vedere geologic sau economic.

În acest scop, încă din faza cercetărilor de teren, noi am pornit la un studiu foarte amănunţit din punct de vedere geologic, petrografic, tectonic şi chimic. Cercetările efectuate în decursul a trei ani, ne-au arătat că avem de-a face cu dolomite pure, sau pe alocuri, cu dolomite impurificate cu calcit, silice, sulfuri şi mica.

Megascopice, rocile acestea de culoare albă, alb-gălbuie, cenuşiu-albicioasă, mai rar cenuşiu-negricioasă, au aspect masiv — mai evident la cele de culori deschise — şi mai rar şistos-rubanat, la cele închise la culoare. Pe alocuri, au aspect zaharoid, sau sînt brecciate, silicificate, impregnate cu sulfuri slab limonizate sau trecute în malachit sau azurit şi mai rar talcizate.

Orizontul acesta dolomitic, în zona la care ne referim, se prezintă ca o placă cu grosimi ce par să se încadreze între 50-100 metri şi se întinde quasi-orizantal, pe o suprafaţă lungă de cca 10 km şi lată de cca 4 km. El apare la zi sub forma unor ţancuri, pereţi abrupti, plăci şi creste.

În zonele fracturate şi brecciate, roca este mai mult sau mai puţin intens silicificată, impregnată cu sulfuri şi uneori talcizată.

Cuarţul apare megascopice, sub forma unor depuneri de cristale cu contururi ± izometrice.

Sulfurile apar uneori sub forma unor vine cu grosimi de la milimetrice pînă la centimetrice, insinuate printre elementele brecciei, alteori ca impregnaţii, mai mult sau mai puţin difuze, atît în cimentul brecciei, cît şi-n roca masivă de la marginile fracturilor. În general, sulfurile sînt alterate şi datorită culorii specifice căpătate, ele se observă destul de uşor de la distanţă (roşu, albastru, verde).



Cînd procesul de talcizare este mai avansat, apar zone cu grosimi de la 0,5-1,0 m de talc mărunt și oarecum unsuros la pipăit.

În alte părți soluțiile hidrotermale ce au invadat fracturile au condus la depunerea masivă în zona de brecifiere și cu intensitate din ce în ce mai mică în pereții fracturilor, a unor foițe de dimensiuni milimetrice de biotit, muscovit etc.

Analizele microscopice, efectuate asupra acestor roci, au pus în evidență indivizi nărunt cristalizați, adesea foarte sfărîmați sau torsionați, de dolomit tipic, mai rar de calcit maclat polisintetic. Reacțiile cromatice cu soluții specifice, executate pe secțiuni subțiri fără lamele, au indicat întotdeauna, de asemenea, prezența dolomitului (incolor sau ușor roz) și foarte rar pe cea a calcitului (roșu, roșu-brun).

În zonele de brecifiere, unde soluțiile hidrotermale ce au circulat, au condus la transformări epigenetice, alături de dolomite, s-au mai pus în evidență indivizi de cuarț, tremolit, talc și sulfuri metalice.

În marea ei majoritate însă (peste 80%), roca este constituită din carbonați din seria dolomitică, cărora li se adaugă în procente mai mici celelalte minerale citate anterior și foarte arareori muscovit, biotit, sericit.

Masa fundamentală este formată din indivizi mărunți, granoblastici, de dolomit, cu contururi sinuoase pînă la romboedrice bine individualizați, nemaclăți. În cazul mai rar în care în secțiune apare predominant calcitul, el este mai larg cristalizat decît dolomitul, constituind o masă granoblastică de indivizi frecvent maclăți polisintetic. Uneori maclele apar curbate (macle de tensiune), ca efect al solicitării tectonice a roci.

Brecile tectonice sînt constituite din elemente de dolomite, rareori din alte roci cristaline. Cîteodată în zonele de maximă solicitare tectonică, apare o masă dolomitică intens sfărîmată. În toate cazurile, cimentul este constituit, în ordine cantitativă, din calcit de neoformație, larg sau foarte larg cristalizat, silice, sulfuri alterate, mica, feldspați plagioclazi (de compoziție andezin), clorit și talc.

Cuarțul, prezent întotdeauna numai în aceste zone de brecifiere deci de origine secundară, ca aport al soluțiilor juvenile — apare fie sub forma unor granule cu contururi nedefinite, fie ca agregate microgranulare însoțite de sulfuri.

În zonele cu fisuri numeroase, roca este cimentată de o rețea de minerale de neoformație, care în ordine cantitativă sînt: calcit, cuarț, talc, sulfuri, tremolit, minerale micaice.



Muscovitul și sericitul apar sub formă de solzi, paiete sau lame fine, scurte sau aciculare și dispuse în fascicule, adesea curbate sau flexurate. Între aceste minerale se insinuează sulfurile.

Biotitul este scurt lamelar, în majoritatea cazurilor decolorat și clorizat.

Talcul și tremolitul apar concentrați pe anumite fracturi, de obicei acolo unde sulfurile sînt sporadice sau lipsesc.

Talcul se găsește în lamele scurte, solzi și foarte rar în lamele alungite pe direcția fisurilor, iar tremolitul apare sub formă de prisme puțin alungite.

Sulfurile sînt constituite din: pirită, blendă, calcopirită, mai rar galenă, alteori ordinea este blendă, calcopirită, pirită, galenă. Uneori apar cu contururi idiomorfe, dar mai frecvent sub formă de aglomerări, dispuse oarecum de-a lungul direcției fracturilor.

### Chimismul rocilor dolomitice

Pentru studierea chimismului acestor roci, s-au efectuat 36 analize chimice cantitative, în cadrul laboratorului de analize chimice al întreprinderii noastre, din care 31 pe probe medii și 5 pe probe informative (tab.).

Pentru colectarea probelor am folosit numai părțile accesibile și bine deschise ale orizontului dolomitic, alegînd întotdeauna pe acelea cu aspect mineralogic mediu. Ele au fost luate din șanțuri (brazde) continue, de-a lungul întregii deschideri (uneori cîțiva metri), mărunțite și bine omogenizate chiar la fața locului. Cu această ocazie mulțumim minerului I. P o p a, de la șantierul I.G.B.X — Mestecăniș, care a colectat și omogenizat 31 de probe chimice, conform normelor de probare în vigoare.

Rezultatele brute ale analizelor chimice au fost convertite în valori ce se pot trece în triunghiul lui V i ș n e a k o v, după indicațiile date de chimistul A. I. D i m i t r i u, căruia îi mulțumim pe această cale.

Transmiterea datelor finale în triunghiul lui V i ș n e a k o v, ne-a oferit o imagine a clasificării chimice cantitative, din care rezultă că marea majoritate a acestor probe se încadrează în celulele 22, 19, 21 și 18, ceea ce corespunde la dolomite pure, dolomite slab calcaroase și dolomite impurificate cu silice, sulfuri și mîc (analizele microscopice și chimice ne-au arătat că avem de-a face cu dolomite impurificate cu silice și sulfuri și nu impurificate cu marne sau argile) (fig. 9).

O serie de 7 probe nu au putut fi proiectate în acest triunghi, deoarece reprezintă dolomit cu exces de magnezit.



Conform clasificării lui P e t t i t - J o h n, rocile acestea se încadrează în grupa rocilor dolomitice sau rocilor dolomitice-calcaroase.

Pentru completarea datelor obținute am mai executat și 20 de analize termice-diferențiale, pe probe alese în așa fel, încît să cuprindă

TABEL

Compoziția chimică și mineralogică (valori calculate)

Proba	P.C.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	(Calcit)	(Dolomit)	(Ins. + H <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	Celula tr. lui Vișneakov
1	43,24	2,89	1,56	0,62	47,59	3,80	77,47	17,84	4,69	15
2	46,41	0,58	0,25	0,34	31,40	20,56	5,00	93,83	1,17	22
3	46,00	0,88	2,00	1,38	31,10	19,40	7,32	88,43	4,25	22
4	46,00	1,00	3,00	1,40	32,40	18,00	13,03	81,62	5,35	21
5	45,24	1,80	0,69	0,69	29,82	21,77	0,67	96,21	3,12	magnezit
6	45,78	0,75	0,41	0,42	30,42	21,87	0,01	98,44	1,55	22
7	46,10	0,10	1,87	0,93	30,60	20,90	2,71	94,42	2,87	22
8	46,68	0,55	1,20	0,21	31,29	19,91	6,47	91,56	1,97	21
9	41,00	12,40	0,53	0,17	25,70	19,85	2,86	84,11	13,03	magnezit
10	39,70	13,50	2,10	0,42	26,40	17,50	3,89	80,25	16,05	19
11	35,34	22,56	0,33	0,11	24,60	16,66	2,52	74,88	22,60	19
12	42,52	7,95	0,40	0,17	27,46	21,00	3,58	89,02	8,40	magnezit
13	43,19	6,30	0,20	0,18	29,79	19,95	3,59	89,65	6,76	19
14	36,53	17,80	1,50	0,70	25,90	18,00	1,48	79,26	19,26	19
15	45,20	3,70	2,00	1,70	31,50	15,30	18,78	73,45	7,77	18
16	36,48	21,04	0,30	0,12	24,70	17,18	1,43	77,42	21,15	19
17	45,35	0,88	0,25	0,10	28,56	21,30	1,65	97,08	1,27	magnezit
18	45,82	1,20	0,34	1,66	28,83	20,27	3,15	93,62	3,23	22
19	29,84	33,14	0,37	0,15	20,95	15,34	0,55	66,82	32,63	magnezit
20	45,90	0,44	0,60	0,41	30,40	21,50	0,88	97,68	1,44	22
21	46,55	0,60	0,72	0,83	30,59	19,91	5,26	92,55	2,19	22
22	45,03	2,20	1,30	1,04	30,07	19,72	4,75	90,69	4,66	22
23	38,58	11,23	3,10	1,26	25,00	15,24	36,52	42,84	20,84	17
24	18,32	60,70	1,96	1,04	12,28	5,34	8,91	25,25	65,84	5
25	36,82	24,10	0,64	0,24	22,50	15,82	0,91	73,66	25,43	10
26	27,63	40,10	0,88	0,80	18,96	11,90	4,27	53,99	41,74	10
27	28,52	36,64	0,83	0,42	19,92	13,21	2,74	59,77	37,49	10
174	—	0,23	2,60	0,80	30,00	20,20	3,42	92,93	3,65	22
183	—	0,99	2,90	0,80	26,60	21,10	4,30	90,91	4,79	magnezit
318	—	2,53	3,04	1,96	31,50	17,49	13,11	79,44	7,45	21
322	—	7,09	2,79	1,96	47,00	1,62	80,68	7,36	11,96	12
5090	41,80	3,15	1,80	0,60	51,72	0,80	90,77	3,66	5,57	14
5091	45,80	1,70	2,40	0,60	29,70	19,60	4,41	90,82	4,77	21
15287	45,00	3,85	0,41	0,39	28,98	21,57	0,81	94,66	4,53	22
802	—	12,05	1,25	1,30	27,20	17,60	4,66	80,70	14,64	15
6017	—	1,05	0,43	0,29	31,52	20,60	5,07	93,18	1,75	22

toate tipurile de roci întâlnite. Cu această ocazie aducem mulțumirile noastre chimistului D. T o d o r, pentru informațiile suplimentare, date în legătură cu interpretarea curbelor rezultate.

Din acestea au rezultat curbe ce indică efecte termice specifice dolomitelor și dolomitelor cu exces de MgO. S-a mai constatat că rocile colorate cenușiu au inclusă o cantitate oarecare de substanță organică, sub forma unui pigment (substanță humică inferioară).

Coroborarea tuturor rezultatelor obținute în urma observațiilor de teren, ale analizelor petrografice, chimice, termice-diferențiale și palinologice, ne-a condus la următoarele concluzii:

Orizontul rocilor dolomitice are grosimi cuprinse între 50 și 100 metri și este constituit în zona la care ne referim — preponderent din dolomite pure sau aproape pure.

Din punct de vedere al formei avem de-a face cu o sincliză, fracturată, fisurată și brecciată pe alocuri. O parte din zonele fracturate, fisurate și brecciate, reprezintă de fapt, fracturi majore din regiune. Pe unele din acestea au circulat soluții hidrotermale, ce au depus silice și sulfuri polimetalice și auro-argentifere în principal.

Fracturarea orizontului dolomitice se datorește solicitărilor tectonice succesive, ce au culminat cu intruziunea unor corpuri bazice (sub crestele citate anterior) în timpul sau după faza savică (Mușat, Vasilescu, Vancea, 1971).

Vârsta rocilor dolomitice este infracambriană.

Prezența mai multor aspecte ale depunerilor de sulfuri — numai pe fracturile majore — și silice indică mai multe pulsații ale cuptorului magmatic.

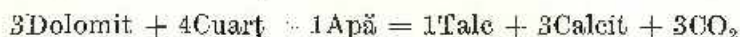
Aspectul lor, forma de vine cu grosimi variabile, paragenezele diferite dar specifice ale elementelor (Mușat, Vasilescu, Vancea, 1971) indică originea lor juvenilă.

Prezența talcului și tremolitului, ca minerale epigenetice, se datorește aportului de silice și efectului soluțiilor juvenile, care au reacționat cu dolomitul la temperatură ridicată și presiuni mici.

Aceste condiții au putut fi îndeplinite datorită atât temperaturii soluțiilor (purtătoare de silice), cât și gradientului geotermic afectat de prezența în imediata vecinătate a intruziunilor bazice. Se știe că un dolomit fără cuarț — și dolomitele respective nu conțin cuarț decât în zonele fracturate — supus la o temperatură mare nu reacționează trecând în talc sau tremolit. Dacă însă dolomitul respectiv este impurificat cu cuarț, chiar puțin, atunci reacția va avea loc la o temperatură destul de coborâtă. Dacă există suficient cuarț, reacția va avea loc imediat, cu formarea tal-

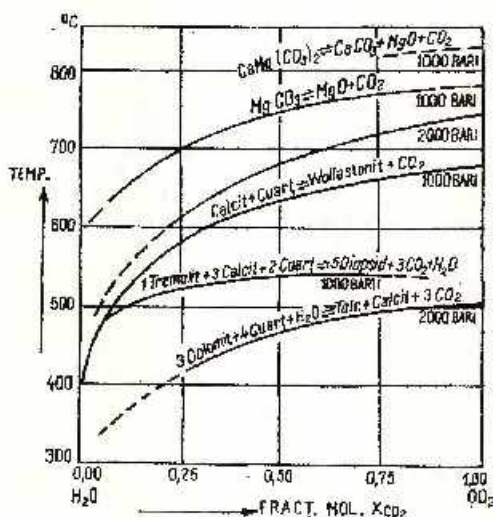


cului. Apa prezentă în acest caz în rocă va folosi pentru a reacționa cu carbonații și a elibera  $\text{CO}_2$ .



Winkler (1967) a definit — prin experiment, în condiții izobare — la o presiune a gazului de 2000 bari, că la  $X_{\text{CO}_2} = 0,3$  temperatura

Fig. 1. — Curbele de echilibru izobar ale reacțiilor metamorfice.  $X_{\text{CO}_2}$  este fracțiunea moleculară a lui  $\text{CO}_2$  în faza gazoasă, care constă din  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . Presiunea dată fiecărei curbe este presiunea  $P_f$  a gazului. Desenată după datele experimentale ale lui Greenwood, Harker și Tuttle. Courbes d'équilibre isobar des réactions métamorphiques.  $X_{\text{CO}_2}$  représente la fraction moléculaire du  $\text{CO}_2$  pendant la phase gazeuse, qui consiste de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ . La pression donnée à chaque courbe est la pression  $P_f$  du gaz. Tracés d'après les données expérimentales de Greenwood, Harker et Tuttle.

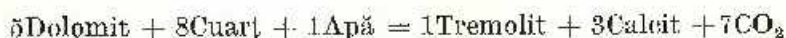


de echilibru s-a urcat la  $425^\circ\text{C}$  și că cu cât presiunea gazului crește, scade temperatura de echilibru (fig. 1)

Bineînțeles că această experiență nu precizează condițiile naturale în care au loc reacțiile, deoarece nu poate îngloba toți parametrii din natură, deci nici temperatura exactă a reacției.

Observațiile din natură, comparate cu experiențele din laborator, ne conduc însă la ideea că reacția dintre dolomit, cuarț și apă, în condiții specifice, poate avea loc la temperatura acceptată pentru generarea faciesului metamorfic al sisturilor verzi, sau al faciesului cornean albit-epidot, din metamorfismul de contact.

O altă reacție posibilă în asemenea condiții, care are loc în natură și care presupunem că a avut loc și în cazul nostru este următoarea:



Această reacție are loc numai în cazul în care apa prezentă este în cantitate mai mică decât în cazul talcului, citat mai înainte.



Vrem să atragem atenția că dacă n-am fi avut inițial de-a face cu dolomite, ci cu roci carbonatice de altă compoziție, peste care s-ar fi suprapus soluții hidrotermale, oricât de complexe, nu am fi ajuns la aceste parageneze, decât la temperaturi foarte ridicate (occa ce nu este cazul nostru).

De aici se deduce că orice probă analizată de noi, care s-ar încadra într-o celulă oarecare a triunghiului lui *V i ș n e a k o v*, nu poate implica un dolomit inițial argilos sau marnos, ci unul inițial, pur, dar impurificat epigenetic de către soluțiile hidrotermale.

De altfel, aceste parageneze mai sînt explicabile și prin faptul că magmele din regiune au eliberat substanțe, care nu fuseseră integral folosite de către fazele solide din cursul cristalizării și care prin eliberarea din cuptorul magmatic, au putut participa la reacțiile cu rocile dolomitice aflate în aureola lor de contact.

### Mineralizațiile de sulfuri

În cele ce urmează ne vom referi la mineralizațiile de sulfuri cantonate în orizontul dolomitic. Ele apar numai pe fracturile create sau reluate

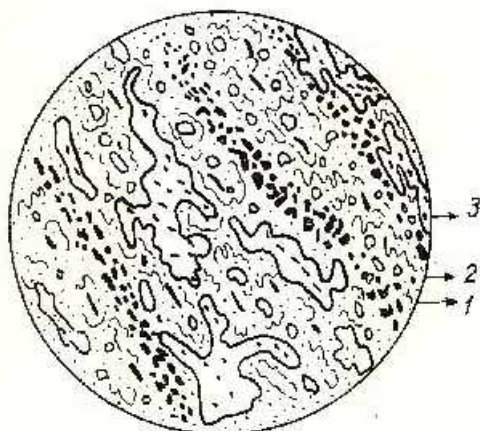


Fig. 2. — Mărit 40 ×. Calcare dolomitic brecciat, intens silicificat și piritizat.

1, pirită și limonit; 2, ciment din carbonați, sulfuri; 3, depuneri de silice amorfă cu incluziuni de carbonați și sulfuri. Calcaire dolomitique bréchifiée, intensément silicifiée et pyritisée.

1, pyrite et limonite; 2, ciment constitué de carbonates, sulfures; 3, dépôts de silice amorphe avec inclusions de carbonates et sulfures. × 40.

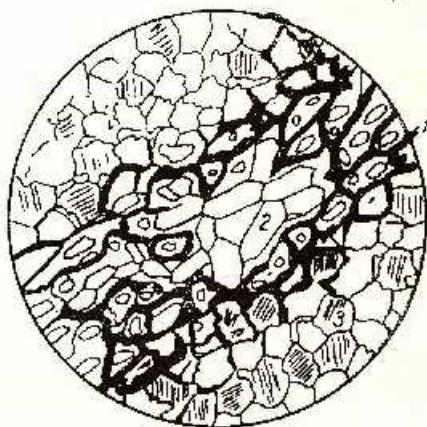


Fig. 3. — Mărit 17 ×. Crăpătură în calcare dolomitică cimentată cu calcit (aragonit), silice și sulfuri.

1, sulfuri; 2, calcit; 3, calcit redepos.

Fissure dans des calcaires dolomitiques remplie de calcite (aragonite), silice et sulfures.

1, sulfures; 2, calcite; 3, calcite redeposée. × 17.



de ultimele mișcări tectonice ce au avut loc în regiune (M u ș a t, V a s i l e s c u, 1970).

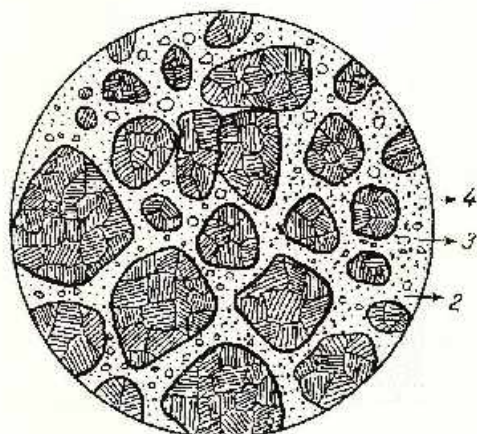
Forma sub care le-am întâlnit noi este aceea de component al cimentului brecciilor tectonice, alături de carbonați, silice etc. În jurul acestor brecii tectonice, dolomitele respective sînt intens afectate hidrotermal, dar foarte puțin impregnate cu sulfuri.

Fig. 4. — Mărit 17 ×. Brecciă calcaroasă dolomitică Bitca Tîrșului.

1, elemente cu granule de carbonați și marelți; 2, ciment calcar + sulfuri; 3, granule de calcit; 4, sulfuri; 5, elemente de calcar dolomitic cimentate cu calolit și sulfuri.

Breccié calcaire dolomitique de Bitca Tîrșului.

1, éléments à grains de carbonates = marelts; 2, ciment calcaire + sulfures; 3, granules de calcite; 4, sulfures; 5, éléments de calcaire dolomitique cimentés de calolit et de sulfures. × 17.



Sulfurile din acest ciment sînt: calcopirita, blenda, pirita, galena sau blenda, calcopirita, pirita, galena.

În urma alterării lor zonele acestea se recunosc ușor — la partea superioară a orizontului respectiv — datorită prezenței malachitului, azuritului sau limonitului, care atrag atenția prin culoarea specifică, ce contrastează pe fondul alb-gălbui al dolomitelor (fig. 2, 3, 4).

Grosimea zonelor mineralizate este cuprinsă între 10 cm și 1,0 m la nivelul respectiv.

Sub microscop, brecciile respective arată o masă de dolomite sfărîmată, talcizată, limonizată, cimentată cu silice mărunț cristalizată, feldspați plagioclazi, sericit, muscovit, biotit, clorit și sulfuri (fig. 5).

Ceea ce atrage atenția în mod deosebit este faptul că printre sulfurile prezente de astă dată — deși în cantitate mică în raport cu ganga — blenda și calcopirita predomină față de pirită (fig. 6).

Sub microscop s-au putut determina tipurile de sulfuri și minerale de gangă, raporturile de vîrstă și spațiale dintre ele, ca și transformările hidrotermale suferite de elementele brecciilor și rocile gazdă (fig. 7, 8).





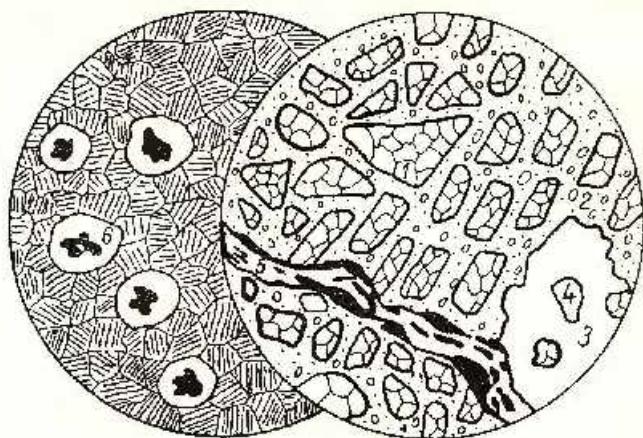


Fig. 5. — 1, elemente de dolomite calcaroase înconjurate de o peliculă de pirită  $\pm$  limonit; 2, element de carbonați; 3, silice (plajă); 4, granule de carbonați; 5, vinișoare de silice  $\pm$  limonit, cu plaje de pirită; 6, goluri ovoide umplute cu silice amorfă, având în centru pirită colomorfă.

1, éléments de dolomies calcaires entourés d'une pellicule de pyrite  $\pm$  limonite; 2, élément de carbonates; 3, silice (plage); 4, grains de carbonates; 5, vésicules de silice + limonite, avec plages de pyrite; 6, creux ovoïdes remplis de silice amorphe, contenant, au centre, de la pyrite colomorphe.

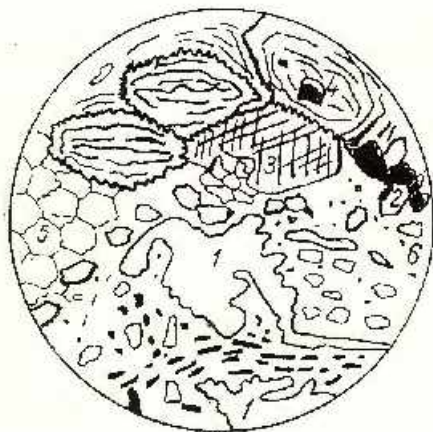


Fig. 6. — Nicoli  $\pm$ ;  $\times 17$ .

1, plajă de pirită; 2, cuarț; 3, granul de dolomit; 4, granul de dolomit fisurat și umplut cu pirită; 5, calcit depus; 6, masă calcareasă.

Nic.  $\pm$ ;  $\times 17$ .

1, plages de pyrite; 2, quartz; 3, grain de dolomite; 4, grain de dolomite fissuré et rempli de pyrite; 5, calcite déposée; 6, masse calcareuse.

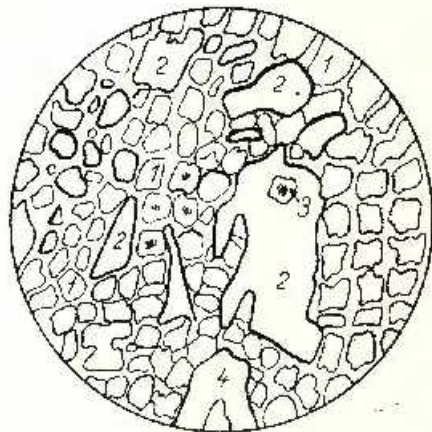


Fig. 7. — Șanț 31 Fărăoane.

1, biendă; 2, calcooprită; 3, pirită; 4, calcozină.

Șanț 31 Fărăoane.

1, Biende; 2, chalcoprite; 3, pyrite; 4, chalcosine.



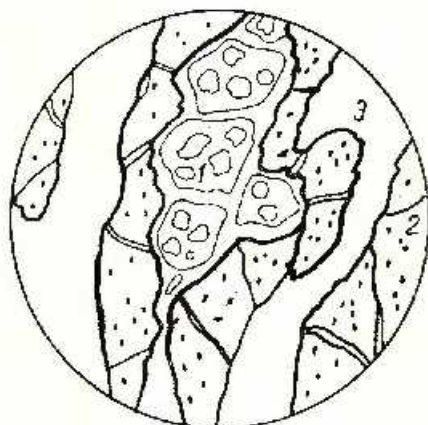
Calcopirita apare în agregate de granule hipidiomorfe, în asociație cu blenda, totul dispus pe direcția de circulație a soluțiilor. Între calcopirită și blendă există totdeauna o peliculă de silice. Se cunosc și cazuri cînd agregatele de blendă sînt străbătute de calcopirită.

Fig. 8. — Șanț 21 Mușuleac.

1, blendă; 2, calcopirita; 3, gangă.

Sillon 21 Mușuleac.

1, blendă; 2, chalcopirite; 3, gangă.



Frecvent, calcopirita este parțial transformată în calcozină sau covelină, care la rîndul ei este trecută în malachit sau azurit. Un asemenea agregat are în centru calcopirită, care este înconjurată de o coroană de calcozină sau covelină, care și ea la rîndul ei este transformată în malachit sau azurit pe margini.

Cum uneori blenda apare cu caracter breicios, avînd calcopirită depusă pe crăpăturile ei, s-ar părea că după soluția care a adus în principal blenda (asociată cu calcopirita și alte sulfuri), a venit o altă soluție, care a depus în principal calcopirita (asociată cu blenda și alte sulfuri).

Pirita, deși apare în cantități mici, sub forma unor granule corodate în gangă, iar alteori incluse în agregatele de calcopirită, trebuie să fie cea mai veche sulfură, datorită poziției și aspectului său corodat (datorit soluțiilor, care cu cît erau mai tîrzii, cu atît deveneau mai agresive).

Galena, sporadică, apare în rare granule idiomorfe, fie în gangă, fie inclusă în agregatele de blendă sau calcopirită.

Prezența fenomenelor de alterare a sulfurilor, specifică mediului oxidant — nu prea avansate totuși — se datorește faptului că mineralele sulfurice sînt bine „îmbrăcate într-o masă de silice” și nu au o vîrstă prea mare.

După cum am spus, sulfurile interceptate de noi la partea superioară a orizontului dolomitic s-au strecurat pe fracturile sau fisurile respective,

o dată cu resturile soluțiilor hidrotermale mineralizatoare, ce au mai putut ajunge la acest nivel.

Prezența lor aici constituie un indiciu că undeva mai în adâncime, probabil la baza orizontului dolomitic, ar putea exista depuneri cu interes economic din acest punct de vedere.

Se știe că soluțiile hidrotermale mineralizatoare, cînd ajung în drumul lor, la baza unor orizonturi din asemenea roci ecran, pot depune acolo, corpuri de minereu uneori masive. În cazul în care rocile acestea au devenit oarecum solubile din anumite cauze, se pot crea și goluri ce vor fi umplute, de asemenea, cu sulfuri. Zonele de brecifiere constituie, din acest punct de vedere, un receptacol potențial.

Înlocuirea unor porțiuni din rocile gazdă, în spațiul ce s-a creat din diferite motive, poate duce la forme și poziții foarte variate ale corpurilor de minereu ce se depun, datorită temperaturii soluțiilor, agresivității lor, formelor căilor de acces pînă la suprafața orizontului dolomitic, cantității și concentrației soluțiilor în elemente utile și elemente agresive, porozității rocii, dimensiunilor granulelor rocii (granulele mici sînt mai ușor solvite), compoziției rocii ecran (o rocă cu mai mult calcit este mai ușor solubilă), purității chimice a rocii ecran (un dolomit cu conținut de argile sau fier, sub orice formă, este mai ușor solubil decît un dolomit pur).

De altfel, prezența sulfurilor în vinele de cuarț sau calcit, ce străbat orizontul dolomitic, sau din breziile respective s-a remarcat numai acolo, unde fracturile au fost mai largi, sau la contactul dintre orizontul dolomitic și alte roci cristaline.

Se știe că în rocile carbonatice nu există reacții între sulfuri și mineralele rocii gazdă, deoarece nu există afinități chimice între ele, dar se știe că fixarea sulfurilor, în asemenea roci gazdă, are loc în mod curent, prin înlocuirea carbonaților, dezagregați de către soluția mineralizatoare, care în urma acestui proces, părăsesc scena pentru a crea spațiul necesar sulfurilor.

O temperatură ridicată a soluțiilor poate duce la intensificarea mobilității ionilor de Ca și Si, ceea ce se și observă de fapt pe fisurile din vecinătatea fracturilor, unde dolomitele au diacclaze de silice sau calcit.

Cum soluțiile mineralizatoare pot fi soluții coloidale -- o stare normală a materiei, intermediară între cea cristalină și soluțiile adevărate -- și ele sînt caracterizate prin două proprietăți esențiale, din acest punct de vedere, ca suprafața specifică foarte mare în raport cu volumul și sarcina electrică de același semn (ceea ce le permite să nu se aglomereze, floceleze și depună).



Așa stînd lucrurile, forțele superficiale se vor manifesta deosebit de activ la limita dintre faza lichidă și cea solidă, ceea ce va determina fenomenul de sorbție. Fenomenul de sorbție, în anumite cazuri, poate conduce la aglomerarea Cu, Co etc., prin floclarea (precipitarea) coloizilor de semn contrar, sau acțiunea neutralizantă a electroliților. Dar în timpul precipitării coloizilor, fluidul va difuza și în roca din jur, provocînd fenomene de metamorfism hidrotermal (metasomatoză).

Fluidul aproape epuizat va circula prin roca gazdă, pînă la resorbția totală și va depune resturile de elemente în jurul și deasupra depunerilor de sulfuri. Datorită contrastului mare fizico-chimic dintre fluid și roca gazdă, mineralele rocii gazdă vor suferi alterări specifice. Aceste alterări constituie aureola primară, caracterizată prin îmbogățirea rocii gazdă în anumite elemente specifice zăcămintului.

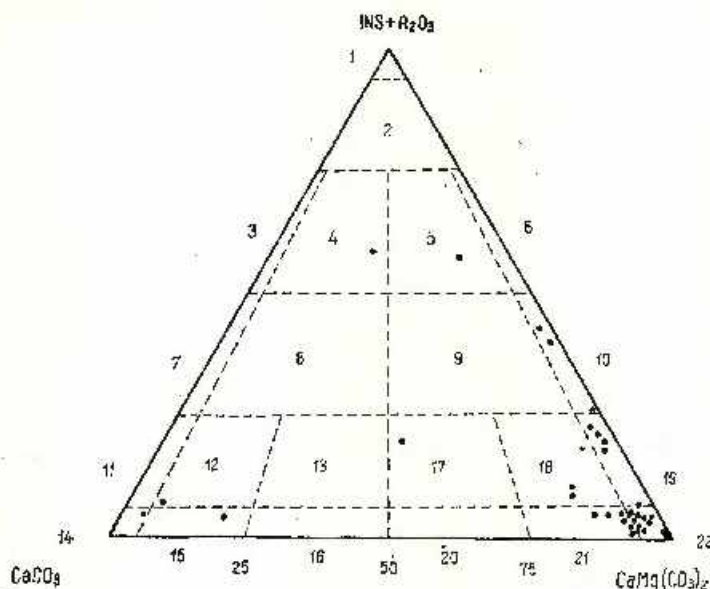


Fig. 9. Triunghiul lui Vișneakov. Proiecția valorilor dolomitului și calcitului din sectorul Fărăoane.

celula 5, dolomit foarte intens silicificat; celula 10, dolomit intens silicificat; celula 15, calcare slab dolomitice; celula 17, dolomit calcaros silicificat; celula 18, dolomit calcaros silicificat și pirritizat; celula 19, dolomit impurificat cu silice și sulfuri; celula 21, dolomit slab calcaros; celula 22, dolomit pur.

Triangle de Vișneakov. Projection des valeurs de la dolomie et du calcite du secteur de Fărăoane.

cellule 5, Dolomie très intensément silicifiée; cellule 10, dolomie intensément silicifiée; cellule 15, calcare faiblement dolomitique; cellule 17, dolomite calcare silicifiée; cellule 18, dolomie calcare silicifiée et pyritisée; cellule 19, dolomie impurifiée de silice et sulfures; cellule 21, dolomie faiblement calcare; cellule 22, dolomie pure.



Mărimea și forma aureolelor nu depinde de conținutul în elemente utile, cât de mobilitatea elementelor din fluidele mineralizatoare și proprietățile rocii gazdă. Elementele cu mobilitate foarte mare, chiar dacă sînt în cantitate foarte mică, în raport cu elementul principal din soluție, vor forma aureole mult mai largi decît elementele predominante. În acest sens, aureolele de calcit și silice sînt specifice zonelor mineralizate cu sulfuri, chiar dacă acestea nu se pot observa la nivelul actual de eroziune. Mai rar, în cadrul acestor aureole și pirita poate constitui un element conducător.

Fierul și silicea, prezente uneori, aparent, în cantități mari sau foarte mari, se datoresc silicifierii și impregnației cu sulfura de fier, dar pe zone limitate, încît acestea nu pot afecta prea mult, calitatea dolomitelor ca atare (fig. 9).

## BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia Elvira, Krautner H., Krautner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalină-mezozoică a munților Bistrița (Carpații Orientali). *D.S. Com. Staf. Geol.* LIII/4, București.
- Brană V. (1967) Zăcămintele nemetalifere din România. Ed. tehnică, București.
- Ciornei P., Vasilescu Olimpia, Tănăsucă I. (1970) Studiul petrografic și chimic al dolomitelor de la Voșlobeni (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LV/1, București.
- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Comunic. soc. și. nat. geogr. (geol.-geogr.)*. Ed. științifică, București.
- (1965) Notă asupra structurii cristalinelor de la Iacobeni. *D.S. Com. Geol.* LI/1, București.
- Gurău A., Rădulescu I. (1967) Critères géologiques-structuraux de détermination du rapport entre les processus de minéralisation métallifère, la tectonique et le métamorphisme des schistes cristallins des Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Corp.-Ital. VIII-eme Congr.* Belgrade.
- Ianovici V., Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia zăcămintelor cristaline din regiunea izvoarelor Țibăului-Valca Coșna (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol. Acad. R.S.R.* II/1, București.
- Krautner Th. (1927) Geologia regiunii cursului superior al Bistriței Aurii, văii Țibăului și văii Crlibabei. *D. S. Com. Geol.* XV, București.
- Mastacan G. (1948) Beiträge zur Kenntnis der Kristallinen Gegend zwischen Ciocănești-Valca Dornei (Ostkarpathen). *Rev. Adamich.* XXXIX/3, Iași.



- (1948) La région cristalline du SW de la Bucovine. *Bull. politehn. Asachi*, III/1, Iași.
- (1953) Observațiuni geologice și petrografice în regiunea Ciocănești-Cirlibaba. *D. S. Com. Geol.* XXXVII, București.
- M c. K i n s t r y H. E. (1957) Structura depozitelor de minerări hidrotermale. *Econ. Geol. Piefteth Ann.* 1905-1955.
- M a ș a t A. I., V a s i l e s c u O l i m p i a (1970) Mineralizațiile de sulfuri de la Fărăoane și Arșița (munții Bistriței-Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LVI/2, București.
- V a s i l e s c u O l i m p i a, V a n c e a Ș t. (1971) Considerații petrografice și geochemice asupra unor mineralizații de sulfuri polimetalice din regiunea Mesteceâniș-Fărăoane, munții Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.* J.VII/2, București.
- R a g u i n E. (1981) Géologie des gites minéraux. Ed. Masson et Cie, Paris.
- R ä n b e r g I. (1958) Originea rocilor metamorfice și metasomatice. Univ. Chicago Press.
- R ä d u l e s c u I. (1967) Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpații Orientali. Poziția și semnificația lor geologică. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol. Acad. R.S.R.* 12/2, București.
- (1969) Cristalinul Bistriței, stratigrafia și structura masivului cristalin din partea de Nord a Carpaților Orientali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol. Acad. R.S.R.* 14/1, București.
- S a v u l M. (1938) Le Crystallin de Bistrița. *Ann. Inst. Sci. de l'Univ. de Jassy*, XXIV/1, Iași.
- (1940) Le Crystallin des Monts Bistriței entre Dorna et Borca. *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXIII, București.
- C i o r t a n - M o v i l e a n u A. (1955) Cercetări geochemice asupra calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. 3. Calcarele și dolomitele cristaline din cuprinsul cristalinului Bistriței. *Stud. cerc. șt. (I)*, Acad. R.P.R. VI/3-4, Iași.
- A b a b i i V. (1956) Cuprul, zincul și plumbul ca elemente minore în calcarele și dolomitele din Carpații Orientali. *Stud. cerc. șt. (chimie)*, Acad. R.P.R. VII/1, Iași.
- I a n o v i c i V. (1959) Chimisme des calcaires et dolomies des Carpates Orientales. *Rev. geol. geogr. Acad. R.P.R.* III/1, București.
- I a n o v i c i V. (1959) Chimismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.* IV/1, București.
- P o m i r l e a n u V. (1961) Cercetări paleogeotermometrice asupra unor zăcăminte de minerări și formațiuni cristaline din Carpații Orientali. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, II, București.
- S c h n e i d e r h ä h n H. (1962) Erzlagerstätten. 4. Auflage, Jena.
- T u r n e r F. G., V e r h o o g e n J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehnică, București.
- W i l l i a m s H., T u r n e r F. G., G i l b e r t M. C h. (1958) Petrography. Freeman and Company, San Francisco.
- W i n c h e l A. N., W i n c h e l H. (1964) Elements of optical mineralogy. John Wiley and Sons, Inc. New York.
- W i n k l e r H. C. F. (1967) Die Genese der Metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin.



ÉTUDE MINÉRALOGIQUE-PÉTROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE  
DES DOLOMIES ET DES SULFURES QU'ELLES RENFERMENT,  
ZONE DE FĂRĂOANE-BÎTCA TÎRŞULUI-OIŢA-ARSENEAŞA  
(MONTS DE BISTRIŢA — CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

L'objet du présent ouvrage est constitué par les roches dolomitiques de la zone du Mont Fărăoane-Mont Tîrş-soumet Oiţa-soumet Mesteacăniş qui forment un horizon repère presque continu. Celui-ci emprunte l'aspect d'une plaque épaisse de 50-100 m, longue d'environ 10 km et large de 4 km. On y entame aussi des discussions sur la présence des sulfures cantonnés le long des fissures de ces roches.

L'horizon en question est représenté par des dolomies pures ou presque pures. À cause des sollicitations tectoniques successives, dont le point culminant a été au cours de la phase save (quand ont été mises en place quelques intrusions basiques), l'horizon dolomitique a été fracturé, si bien qu'à présent il apparaît comme une synclise fracturée et bréchifiée.

Quelques unes des zones fracturées et bréchifiées représentent en réalité des fractures majeures dans la région, le long desquelles — fait connu — ont circulé des solutions hydrothermales responsables du dépôt des sulfures polymétalliques et auro-argentifères en gangue de silice.

Dans les zones bréchifiées — au voisinage des minéraux dolomitiques et des sulfures avec la gangue correspondante — ont été mis en évidence des minéraux de néoformation dont : calcite, talc, trémolite, micas, etc.

La présence des dépôts de sulfures et de silice, de différents aspects, trahit plusieurs pulsations de l'être magmatique.

Les paragenèses différentes — cependant spécifiques — des éléments des minéralisations de sulfures, ainsi que l'aspect des minéraux, témoignent d'une origine juvénile.

La présence du talc et de la trémolite, comme minéraux épigénétiques, dans ces roches dolomitiques, est imputable à l'apport de silice et à l'effet des solutions juvéniles, qui ont réagi en présence de la dolomie, à température élevée et pression basse, conditions réalisées tant à cause de la température des solutions, que du gradient géothermique, affecté par la présence du voisinage immédiat des intrusions basiques.

Les auteurs indiquent aussi que les sulfures interceptés à la partie supérieure de l'horizon dolomitique se sont insinués le long des fractures ou des fissures respectives en même que les restes des solutions minéralisatrices, qui ont pu accéder jusqu'à ce niveau, leur présence y constituant un indice que quelque part en profondeur, probablement à la partie basale de l'horizon dolomitique (écran), pourrait exister des accumulations payantes.

DISCUŢII

P. Ciornei. Lucrarea colectivului Al. I. Muşat aduce contribuţii importante asupra prezenţei mineralizaţiei hidrotermale din zona vestică a cristalinelui epimetamorfic spre deosebire de mineralizaţiile de sulfuri complexe din zona estică a cristalinelui epimetamorfic care este vulcanogen-sedimentogenă metamorfozată.

R. Dimitrescu. După lucrările lui Havelka (Ostrava — C. S. S. R.), în masivul cristalin boem (Seseniki — Želznic Hory), se constată că texturile melacoloidale se păstrează şi după metamorfism. Nu trebuie confundată starea coloidală cu texturile colomorfice.



**1. MINERALOGIE—PETROLOGIE—GEOCHIMIE**

***PÉTROLOGIA ROCILOR EXOGENE***

**CARACTERELE CHIMICO-MINERALOGICE ALE COMPONENTEI  
ARGILOASE DIN DEPOZITELE NEOGEN-SUPERIOARE DIN  
BAZINUL BEIUȘULUI<sup>1</sup>**

DE

**VICTOR CORVIN PAPIU, ELENA COLIOS, VASILE IOSOF, RADU GIUȘCĂ<sup>2</sup>**

**Abstract**

*Chemical and Mineralogical Features of the Argillaceous Fraction of the Upper Neogene Deposits from the Beiuș Basin. Data resulting from a chemical mineralogical study of the argillaceous minerals from the Beiuș Basin (Apuseni Mountains—Romania) are presented. From the association of three types of clay minerals: montmorillonites (ferrous and magnesian) which predominate, hydromicas and kaolinite, two types of clay result spatially referable to two provinces, an eastern and central province (= montmorillonitic-kaolinitic), and a western one (= montmorillonitic-hydromicaceous). The conclusion reached is that hydromicas have a clear-cut terrigenous origin, the montmorillonites a volcanogenous one, whereas the kaolinite proceeds from the alteration of volcanic material and other clay materials in the lacustrine environment, particularly in the zone of transition to the palustrine, conditions prevailing in the eastern zone. At the same time it is geochemically proved that the sedimentary environment displayed the same features in this area during the whole Pliocene. In the course of this interval andesite eruptions have occurred.*

Până în prezent deținem foarte puține studii petrografice și mai ales chimico-mineralogice asupra formațiunilor pliocene din țara noastră, astfel că nu sîntem în măsură să caracterizăm în mod satisfăcător alcătuirea rocilor ce le compun și deci de a formula nomenclatura litologică adecvată pentru aceste serii. Pe baza observațiilor macroscopice se dă adeseori denumirea de „argile” unor roci siltitice, argilo-siltitice și chiar

<sup>1</sup> Comunicare la ședința din 2 aprilie 1971.

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





grezo-nisipoase în care sînt prezente, cantitativ, atît materialul epiclastic cît și cel piroclastic, sau cea de „marnă” unor sedimente în care conținutul de carbonat de calciu, ca și cel de material clastic, nu justifică această denumire. Pe de altă parte concluziile genetice care vin să completeze observațiile stratigrafice și paleogeografice pot fi eronate din lipsa unor caracterizări mineralogice și fizico-chimice exacte.

În studiul chimico-mineralogic pe care-l prezentăm ne-am ocupat cu caracterele fracției argiloase (sub 2 microni) din 17 probe de roci argilo-clastice fine din bazinul Beiușului colectate din depozitele atribuite Pliocenului (inferior 14 probe și superior 3 probe) de către P a p i u și M a n e a în campania anului 1962<sup>3</sup> pentru executarea primelor studii de minerale grele, din cadrul Institutului Geologic.

Rezultatele analizelor chimico-mineralogice au fost incluse într-un raport executat în cadrul planului Institutului Geologic<sup>4</sup>.

În prezenta lucrare corelăm datele studiului de minerale grele cu concluziile chimico-mineralogice asupra argilelor în vederea cercării unei imagini cît mai complete despre litologia și implicit despre litogeneza formațiunilor cercetate.

### I. Considerații stratigrafice și litologice

Potrivit datelor principalilor cercetători ai regiunii, date care au fost utilizate și în raportul citat mai sus, formațiunea neogen-superioară (pliocenă) din bazinul Beiușului cuprinde o serie atribuită Pliocenului inferior, corespunzînd Pontianului extracarpatic și o serie superioară (Pliocen superior) (P a u c ă, 1932, 1954; B l e a h u et al., 1959<sup>5</sup>, 1960<sup>6</sup>) care după P a u c ă (1954) ar corespunde Dacianului extracarpatic. Același autor apreciază că grosimea orizonturilor nisipoase scade în timp

<sup>3</sup> C. V. Papiu, Al. Manca, Olivia Romanescu. Studiul mineralelor grele din formațiunile neogene ale Bazinului Beiușului și Crișului Alb. 1962. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>4</sup> V. Iosof, R. Giușcă, Elena Collos. Studiul chimic, geochimic și röntgenografic al rocilor argiloase din Bazinul Beiușului. 1963. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>5</sup> M. Bleahu, Ștefana Balș, Josefina Dan, Camelia Dia-Tomescu, Em. Antonescu. Raport geologic asupra cercetărilor din Munții Codru-Mama și regiunea Beiuș Cristur. 1959. Arh. Inst. Geol. București.

<sup>6</sup> M. Bleahu, Ștefana Balș, Josefina Dan, Camelia Tomescu, Em. Antonescu, A. Coste. Raport asupra lucrărilor de cartare în Munții Codru-Mama. 1960. Arh. Inst. Geol. București.



ce a „orizonturilor argiloase” se îngroașă în partea centrală a bazinului pliocen. Pietrișurile și eventual unele sisturi argiloase „disodilice” constituie variații faciale locale. În general prezența materialului piroclastic nu este menționată în formațiunile neogene din bazinul Beiușului, P a u c ă (1954) consideră că un atare adaos ar indica remanieri din acumulări preexistente, autorul neadmitând existența erupțiilor andezitice în timpul Pliocenului.

Istocescu et al. (1970) disting în formațiunea pliocenă din bazinul Beiușului trei orizonturi și anume: un orizont bazal detritic cu melanopside și cu congerii, un orizont mediu corespunzând Ponțianului — marnos cu congerii și cardiacee și un orizont superior marnonisipos în bază și cu nisipuri și pietrișuri la partea superioară, faunistic prezentând forme mari de cardiacee, considerat (în parte) drept Dacian. Presupunem că, față de clasificarea prezentată anterior, probele noastre corespund în majoritate celor două nivele inferioare de o parte și nivelului superior, de alta.

Amplasamentele punctelor din care s-a colectat materialul au fost notate după lucrările citate ale lui Bleahu et al., 1959, 1960 (fig.).

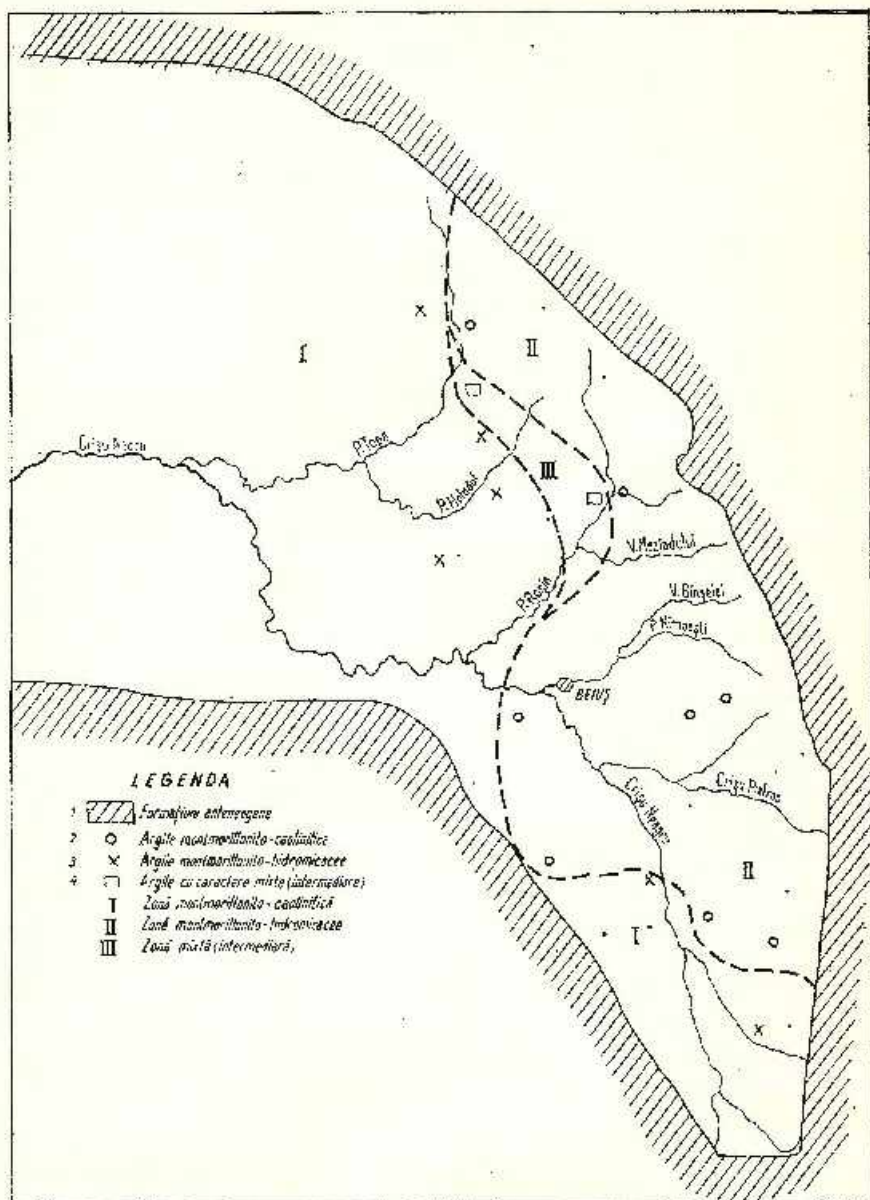
A) Ponțianul. După Bleahu et al. (1960) formațiunea atribuită Ponțianului în bazinul Beiușului este alcătuită din depozite marnonispoase (prezentând în bază „marna tipică ponțiană”), uneori cu mici intercalații carbunoase, în care cele două componente variază pe întreaga scară litologică de la marne la nisipuri.

Local, la partea superioară, apar bolovănișuri, pietrișuri și nisipuri cu stratificația încrucișată în orizonturi foarte fosilifere indicând „partea superioară a Ponțianului inferior”.

B) Pliocenul superior. După aceiași autori, Pliocenul superior se caracterizează deopotrivă prin caracterul marno-nisipos cu participării variate ale celor două componente litologice, caracterul fiind mai grosier la partea superioară decât la cea inferioară, unde s-au deosebit un orizont nisipos și un orizont superior de pietrișuri cu material detritic de origine cristalină. Autorii menționează de asemenea prezența unor intercalații carbunoase.

În ansamblu deci, putem afirma că formațiunea pliocenă din bazinul Beiușului are caracterul lacustru-fluviatil, depozitele prezentând o înfățișare gamă granulometrică de la pietrișuri și pînă la argile cu adaosuri de carbonați.





Distribuția tipurilor mineralogice de argilă în formațiunea pliocenă din bazinul Beiușului.  
 Distribution des types minéralogiques d'argiles dans la formation pliocène du bassin de Beius

1, formațiuni antepliocene; 2, argile montmorilonito-kaolinice; 3, argile montmorilonito-hidromicelice; 4, argile cu caracter mixt (intermedie); I, zonă montmorilonito-kaolinică; II, zonă montmorilonito-hidromicelice; III, zonă mixtă (intermedie).



Datele unuia dintre autori (Papiu et al., 1962)<sup>7</sup> au condus la concluzia mai evidentă a participării directe a materialului piroclastic sau de natură eruptivă rezultat dintr-o dezagregare rapidă și penecontemporană a unor lave andezitice de curind erupte, fapte care-și găsesc sprijinul în participarea, uneori pînă la 20 %, a fracției grele la alcătuirea nisipurilor și siltitelor studiate. În cadrul acestora, materialul piroclastic este reprezentat mai ales prin hipersten și hornblendă verde, brună sau opacizate (subordonat). Aceste adaosuri prezintă mari fluctuații cantitative și mai puțin calitative.

Din același studiu reiese o deosebire evidentă cantitativă între conținutul în fracția grea din depozitele pontiene (cele mai bogate din întreg Neogenul bazinului Beiușului cu 30 specii minerale) și cele pliocen-superioare (mai redus și cu fluctuații capricioase — 18 specii minerale). Participarea netă a materialului vulcanogen a condus pe Papiu et al. (1962)<sup>8</sup> la concluzia continuării erupțiilor vulcanice în Munții Apuseni în timpul Pannonianului. Bazinul Beiușului este cea mai săracă în adaosuri piroclastice decât bazinul Zarandului, datorată apropierii mai mari a acestuia de centrul eruptiv care au generat andezitele neogene.

Totodată trebuie menționat și faptul că, în lucrarea citată, se subliniază prezența piritei autigene mai ales în rocile argiloase, indicînd un mediu de sedimentare lacustră cu redoxipotențial scăzut.

## II. Litologia depozitelor argiloase

Sub raport litologic, nici una dintre rocile cercetate nu răspunde definiției de „argilă” *str. s.* adaosul argilos nedeșășind 9 % decit într-un singur caz. Macroscopic rocile apar ca niște siltite, mai mult sau mai puțin cineritice, cu adaosuri de material argilos sau marnos, fără a se putea aprecia vreo corelație între mineralogia fracției argiloase și conținutul în carbonat sau de material detritic (pl. I, fig. 1, 2; tab. 1)<sup>9</sup>. Astfel, se constată că argilele montmorillonito-caolinitice se grupează o parte în zona celor total lipsite de carbonat, restul probelor deplasându-se spre porțiunile cele mai bogate în acest component.

În lumina acestor date, rocile analizate se pot denumi: siltite sau siltite nisipoase mai mult sau mai puțin piroclastice cu liant carbonatat, marnos sau argilos.

<sup>7</sup> \* *Op. cit.* pct. 3.

<sup>9</sup> O parte din argilă a fost pierdută desigur și la separarea granulometrică. \*



TAB. E  
 Alcătuirea litologică

Nr. probei	Alcătuirea litologică						
	257	223	225	210	207	237	158 c
Componenți %							
Argilă	6,90	5,70	4,50	6,80	5,80	7,40	6,90
Carbonați	20,99	—	27,88	2,00	—	44,59	51,21
Materiale detritice	72,11	94,30	67,62	91,20	94,20	48,01	42,89

Subliniem în mod deosebit faptul că, nici sub raport litologic și nici chimico-mineralogic, nu s-a recunoscut vreo deosebire între rocile provenite din Pontian și cele din formațiunea atribuită Pliocenului superior, astfel că au fost interpretate laolaltă.

### III. Studiul chimico-mineralogic al fracției argiloase

Studiul a fost executat asupra fracției argiloase (sub 2 micrometri) din 17 probe separate prin centrifugare, executându-se asupra lor analize chimice complete (de silicați), analize termodiferențiale și analize röntgenografice.

Rezultatele analizelor chimice sînt incluse în tabelul 2, iar alcătuirea mineralogică a probelor, rezultată din corelarea celor trei metode și calculele cristalochimice, în tabelul 3.

Din tabelele 2 și 3 rezultă că, de departe, principalii componenți chimici ai rocilor, în afară de apă, sînt silica (37-51 %), alumina (17-23 %) și oxidul feric (4-21 %).

În al doilea rînd, supraunitare, sînt MgO (1,2-4 %, o singură probă conținînd doar 0,12 % — proba 190) și K<sub>2</sub>O (1,5-4 %). Ceilalți componenți (TiO<sub>2</sub>, CaO, MnO, Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) sînt fără excepție subunitari. Alumina se leagă integral cu silica în aproape toate cazurile, constituind trei tipuri de minerale argiloase, care apar în toate probele, și anume: montmorillonidele (50-67 %), caolinitul (11-27 %) și hidromicele (12-24 % o singură probă, tot 190, conținînd cca 34 %).

După satisfacerea integrală a aluminei în aceste minerale, silica apare excedentară, corespunzînd unui minuscul adaos de cuarț liber, în jumătate dintre probele studiate (variînd între 0,15 și 3,40 %). Fierul se găsește atît sub forma fixată în silicați în rețeaua montmorillonidelor — specii ferifere de tip apropiat nontronitului — cît și sub formă de hematit.



## LUL 1

a probelor analizate

158 b	170 b	64	255	251	234	252	183	180
5,50	6,30	8,10	4,30	15,30	7,00	6,40	7,00	7,30
68,34	—	11,85	25,86	10,42	47,34	27,88	—	—
26,16	93,70	80,05	69,84	74,28	45,66	65,72	92,40	92,70

Raportul dintre aceste două forme ale fierului este redat la partea inferioară a tabelului 2 și va mai fi discutat în cele ce urmează.

Magneziul este legat în rețeaua montmorillonidelor și absorbit în caolinite, iar potasiul în cea a hidromicelor în domeniul cărora, după cum se va vedea se găsesc stadii intermediare între muscovit și illit, illitul pur apărind doar în două probe. Titanul se găsește fixat în rețeaua mineralelor argiloase, iar ceilalți ioni, probabil sub forma absorbită, ca și apa în exces.

A) **Raportul dintre mineralele argiloase.** În graficul ternar din planșa I, figura 3 au fost proiectate rocile argiloase pe baza celor trei componente principale: montmorillonidele, caolinitul și hidromicele. Acest ultim termen a fost preferat celui de illit din motivul specificat mai sus. Triunghiul a fost împărțit apoi în șase cîmpuri corespunzînd, cite două cîmpuri, celor trei amestecuri binare conform legendei figurii. Prima observație este că, cu desăvîrșire toate probele cercetate, se încadrează în cîmpurile 1 (argile montmorillonito-caolinitice) și 2 (argile montmorillonito-hidromicee).

Două probe au fost considerate drept mixte sau intermediare (proba 158 b și 234), situîndu-se în cîmpul 2, dar în imediata apropiere a limitei, în timp ce proba de pe limita dintre cîmpurile 1 și 3 (argile caolinito-montmorillonitice) a fost înglobată la cele montmorillonito-caolinitice.

Datele cîmpurilor 1 și 2 au fost detaliate în diagramele binare din planșa I, figurile 4, 5, 6 și planșa II, figura 1 din care se desprinde o corelație directă între montmorillonit și hidromice și o relație ușor inversă între cel dintîi și caolinit. După graficul din planșa I, figura 1 apare în modul cel mai evident corelația inversă dintre caolinit și hidromice.

Așadar argilele cu conținuturi ridicate de hidromice sînt mai montmorillonitice în timp ce argilele bogate în caolinit sînt mai sărace

TABELUL 2

Alcăzătirea chimică a fracției argitnase

Nr. probe:	257	236	223	225	210	209	237	158c	158b	170b	64	253	251	234	232	183	190
	Oxizi																
SiO <sub>2</sub>	42,64	43,36	49,60	48,00	45,97	50,80	45,51	41,59	44,79	37,70	47,30	45,50	45,52	48,62	49,76	52,37	48,81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,28	20,90	21,27	23,20	21,68	22,60	22,41	24,37	20,63	21,91	17,16	16,48	19,48	22,53	22,80	20,76	24,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,91	16,13	9,39	4,87	8,11	1,81	10,43	6,12	8,79	20,54	13,90	16,31	12,67	4,08	5,71	6,08	9,06
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,30	0,57	0,49	0,74	0,71	0,16	0,64	0,54	0,50	0,66	0,67	0,52	0,57	0,65	0,71	0,68
CaO	0,16	0,21	0,21	0,13	0,16	0,21	0,18	0,19	0,23	0,00	0,17	0,06	0,19	0,31	0,04	0,11	0,31
MgO	2,21	1,28	2,34	4,08	2,60	2,55	2,17	2,28	1,25	1,44	2,25	2,27	0,29	2,76	2,22	2,24	0,12
MnO	0,02	0,08	0,09	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,06	0,10	0,03	0,12	0,20	0,11	0,03	0,07	0,02	0,11	0,10	0,15	0,16	0,13	0,13	0,36
K <sub>2</sub> O	1,63	1,31	1,60	1,45	2,27	2,09	1,76	1,63	2,45	2,43	1,71	1,84	2,70	2,80	3,15	2,90	4,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,67	0,52	0,18	0,10	0,09	0,09	0,19	0,17	0,22	0,38	0,40	0,48	0,23	0,05	0,15	0,16	0,04
P.C.	10,70	10,37	7,78	9,14	9,92	8,35	9,89	15,12	12,02	10,49	8,37	9,46	8,20	13,52	10,05	8,46	7,14
H <sub>2</sub> O	5,63	5,19	6,03	8,69	8,32	6,85	7,12	4,87	5,32	4,02	7,57	6,01	8,86	4,29	5,47	5,95	5,05
TOTAL	99,24	100,30	99,16	100,24	100,00	99,30	100,25	100,03	96,42	100,02	99,72	99,22	99,87	99,75	99,34	99,99	100,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> liber	12,45	10,53	3,10	3,77	2,28	1,08	5,81	1,14	4,59	15,73	3,57	9,19	8,02	0,74	1,28	0,57	1,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> legal	4,46	5,82	6,29	1,10	5,83	3,76	4,02	4,98	4,20	4,81	10,33	7,12	4,65	3,34	4,43	5,51	7,62

TABELUL 3

*Alcăduires numerologice a fracției argiloase*

Nr. probei	257	236	223	225	210	207	237	158c	158b	170b	64	255	251	231	252	183	190
Componenți																	
Montmorilonit	52,71	47,06	61,04	49,01	40,96	50,20	46,86	38,33	51,35	28,81	67,23	57,41	54,61	54,21	55,08	61,17	50,57
Caolin	17,02	26,98	22,68	31,97	21,01	25,31	28,58	36,70	17,40	27,03	9,92	9,92	11,74	18,10	15,06	10,99	15,16
Muscovit — Hidrumic	13,78	12,77	13,53	12,26	19,20	17,67	14,88	13,78	20,72	20,55	11,46	15,56	22,83	23,68	26,60	21,52	33,82
Piemant	11,96	10,50	3,10	3,77	2,20	0,77	5,80	1,10	2,16	15,70	3,50	9,10	3,74	-	0,40	...	0,52
Cuarț		0,15	-	-	3,12	3,40	-	-	-	0,16		2,77	2,10		1,00	3,06	-



în mineralul principal, adică în montmorillonit, decât cele illitice. Acest fapt se desprinde de altfel în mod și mai evident din diagramele binare întocmite pe baza chimismului, plasându-se în ordonată valoarea raportului  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , caracteristică diferitelor grupe de minerale argiloase, și în abscisă, raportul dintre  $\text{SiO}_2$  și conținutul în  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  și  $\text{MgO}$ , ioni specifici montmorillonidelor (pl. II, fig. 2) și în  $\text{K}_2\text{O}$ , specific hidromicelor și illitelor, fie adunat celorlalți oxizi (pl. II, fig. 3), fie independent (pl. II, fig. 4).

Ele pun în evidență corelația directă dintre conținutul superior în silice și caracterul montmorillonitic-hidromicaceu, fapt care apare evident mai ales când se adaugă și  $\text{K}_2\text{O}$ . Faptul că nu se constată însă, decât vag, o individualizare a cîmpurilor pe abscisă, adică funcție de conținutul în cationi din rețea, care ar fi trebuit să deplaseze spre dreapta argilele caolinitice așa cum se întâmplă în diagramele binare pentru minerale (pl. I, fig. 4, 5, 6), se explică prin intervenția oxidului ferie liber și oxidului de Mg absorbit în caolinit care micșorează valoarea raportului  $\text{SiO}_2/\text{cationi}$  deplasându-l către stînga după cum vom arăta în cele ce urmează.

Examinînd raportul dintre caolinit și hidromice din planșa II, figura 1 se constată că, în timp ce în argilele montmorillonito-hidromicacee conținutul de caolinit variază într-un interval foarte restrîns, în cele caolinitice conținutul de caolinit, recte și cel de montmorillonit + hidromice, variază pe o scară cu mult mai întinsă. Este ea și cînd peste un fond de sedimentare mai mult sau mai puțin constant, reprezentat prin montmorillonit și hidromice, pentru realizarea variațiilor constatate, s-au supra-pus aporturi în procente diferite de caolinit.

**B) Raportul dintre mineralele argiloase și conținutul în fier și magneziu.** Din datele de analiză chimică și mineralogică rezultă, după cum s-a mai arătat, că fierul din depozitele argiloase studiate se găsește sub forma legată în rețeaua montmorillonidelor (minerale de tip montmorillonit) cit și liber, în hematit (tab. 2). Mg se găsește atît legat în montmorillonide cit și absorbit în caolinit.

Repartiția fierului legat funcție de raportul  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (pl. II, fig. 5) ea și funcție de conținutul în montmorillonide (pl. II, fig. 6) scoate în evidență, o dată cu conținutul mai redus de montmorillonit în probele caolinitice, și faptul că, în timp ce în acestea din urmă conținutul în fier legat este oarecum constant și mai scăzut, cele montmorillonito-hidromicacee, în care procentul de montmorillonit este mai ridicat,

se repartizează în două cîmpuri: unul în dreapta, în care procentul de fier este mai ridicat și al doilea în stînga, în apropierea ordonatei, în care conținutul de fier este mai scăzut. În această ultimă porțiune se situează de altfel și cele două argile mixte. Plecînd de la premisa că fierul legat se găsește exclusiv în montmorillonide, explicația conținutului superior din dreapta graficelor considerăm deci că este de natură structurală (argile nontronitice). Conținutul subordonat în fier din cîmpul din stînga poate fi explicat numai prin supoziția că o parte din montmorillonit se găsește sub forma magneziană (magnezio-montmorillonit).

Dacă în continuare se compară graficul din planșa II, figura 6 cu cel din planșa I, figura 3 se constată că probele montmorillonito-hidromicacee 183 a, 251, 252 se găsesc mai spre interiorul cîmpului 2 (argile montmorillonito-hidromicacee) conținînd deci adaosuri mai mici de hidromice decît proba 190 c care este cu mult mai feriferă. Pe baza acestor observații subliniem din nou faptul că probele din cîmpul din dreapta sînt mai nontronitice (ferifere) decît cele din cîmpul din stînga (mai magneziene). Adaosuri de caolinit și illit admitem că influențează însă poziția celor două argile intermediare.

Referindu-ne acum la prezența fierului liber (pl. III, fig. 1, 2), constatăm că trei probe de argilă caolinitică conțin procentele cele mai ridicate de  $Fe_2O_3$  liber în timp ce, în rest, nu se poate stabili vreo corelație între acesta și tipul mineralogic al argilei.

Acest fapt se datorează adaosurilor ridicate de oxid fieric liber, la foarte mare dispersie, din aceste argile caolinitifere. După cum am arătat mai sus, apreciem că prezența  $Fe_2O_3$  liber în argilele caolinitice este motivul pentru care, în diagramele privind raportul dintre silice și alumina de o parte și silice + cationi de coalaltă parte, cele 2 tipuri de roci argiloase se situează aproximativ în același cîmp nediferențindu-se prin repartiții diferite (pl. II, fig. 2, 3).

Aceeași concluzie se desprinde de altfel și din diagrama ternară din planșa III, figura 3, în care s-a reprezentat corelația dintre conținutul în fier liber și cele două tipuri structurale de minerale argiloase: bifoliare (caolinit) și trifoliare (montmorillonite + hidromice): se conturează în mod clar trei cîmpuri mineralogice, dacă ținem seama și de grupa „intermediarelor”.

Din examinarea diagramelor binare din planșa III, figurile 4 și 5 se constată că atât argilele montmorillonito-caolinitice cît și cele montmorillonito-hidromicacee conțin cantități de MgO analoge în totul înde-

pendente de tipul petrologic, unele argile caolinitice fiind chiar cele mai bogate în Mg.

C) Repartiția tipurilor de argilă în cadrul formațiunilor pliocene din bazinul Beiușului. Din examinarea schiței bazinului Beiușului pe care s-au notat caracterele argilelor pliocene rezultă o repartiție preferențială a argilelor montmorillonito-caolinitice în partea estică a bazinului cu o extindere pe întreaga lățime a acestuia în porțiunea sa mediană (la N și S de Beiuș) în timp ce argilele montmorillonito-hidromicacee își au aria de răspândire în segmentul nord-vestic și sud-vestic al bazinului, la NE de valea Roșia și în bazinul văii Topa.

Între zona caolinitică și cea hidromicacee se interpune o zonă „de tranziție” locală în care se situează cele două probe cu caractere intermediare și care, la S de Căbești, ajunge pînă la rama estică a bazinului, delimitînd o „insulă” nordică, caolinitică.

Genetic, după cum se va arăta în cele ce urmează, considerăm că această repartiție reflectă condițiile geochemice ale bazinului lacustru de sedimentare și mai ales variațiile condițiilor de pH impuse probabil de prezența substanței organice.

În lumina acestor date, putem face afirmația că, sub raportul mineralogiei argilelor, în formațiunea pliocenă a bazinului Beiușului se deosebesc două faciesuri: un facies montmorillonito-caolinitic estic și central și un facies montmorillonito-hidromicaceu nord-vestic și meridional, între care, la limită și spre partea nordică, se dezvoltă o zonă mixtă intermediară cu caracter local.

#### IV. Considerații genetice

A) Componenta argiloasă în cadrul formațiunii pliocene. Pentru a aborda problema genezei materialului argilos din formațiunea pliocenă a bazinului Beiușului, este necesar să corelăm datele din această lucrare cu cele privind alcătuirea litologică în ansamblu a acestei formațiuni și să abordăm problema prin prisma întregii sale evoluții litogenetice.

După cum s-a subliniat încă de la început, materialul argilos constituie în această serie un adaos cu totul subordonat cantitativ, participînd în genere la alcătuirea liantului unor depozite elastice cu o variată structură (granulometrie): de la pietrișuri și bolovănișuri, prin nisipuri de granulație variată, pînă la materialul siltitic și pelitic.

Originea materialului elastic este atît detritică cît și vulcanogenă înțelegînd prin acest ultim termen atît materialul piroclastic *str. s.* provenit din însăși explozia vulcanică, cît și pe cel rezultat dintr-o rapidă

dezagregare a lavelor consolidate de curînd și antrenat apoi în curgerile de nămol de pe flancurile vulcanilor sau de pe versanții bazinului lacustru pliocen în care avea loc sedimentarea. În felul acesta am considerat că trebuie explicată cel puțin în parte prezența cristalelor idiomorfe de hipersten și de hornblendă adeseori puternic oxidată (opacizată), din fracția grea.

De altfel prezența unor cristale de hipersten cu pleocroism intens este citată (Milner, 1962) din nisipurile vecine unor curgeri de lavă actuale cum sînt nisipurile din arhipelagul Fiji, nisipurile vulcanice din Martinica (Mont Pelé) ca și din unele nisipuri pleistocene din Portugalia.

O altă origine este susținută și de lipsa materialului psefitic de natură piroclastică, pietrișurile fiind exclusiv detritice<sup>10</sup> în timp ce nisipul și gîlul sînt atît epiclastice cît și vulcanogene în sensul menționat mai sus.

În cadrul materialului argilos considerăm că o parte prezintă un caracter de netă remaniere (hidromicele), o alta este vulcanogenă (montmorillonidele), iar caolinitul provine din procese de transformare sublacustră (tololiză) pe scama materialului vulcanic, montmorillonidelor și hidromicelor, idee pe care o vom detalia în cele ce urmează.

Mineralele argiloase, sub raport genetic, se situează, așadar în trei domenii :

Remaniate din sedimente preexistente — hidromice ;

Remaniate din lave și piroclastite alterate *in situ* (sau penecontemporan) — montmorillonidele și poate caolinitul (în parte) ;

Remaniate penecontemporan (ca mai sus) cum și provenite din alterarea sublacustră (autigene) — caolinitul.

A treia grupă o constituie componenta autigenă (de precipitare chimică) reprezentată prin calcit, mineral care provine din dizolvarea unor resturi organice (origine diagenetică primară) sau din redistribuire epigenetică.

Între mineralele autigene se situează și micul procent de pirită, recunoscut în studiile de minerale grele, ca și un adaos, cu totul subordonat de calcit provenit din procesele de reducere a sulfatilor, care au precedat individualizarea piritii.

În lumina datelor prezentate mai sus, sub raport litogenetic, componenții formațiunii pliocene din bazinul Beiușului pot fi așadar sistematizați după cum urmează :

Componenți detritici (*str. s.*) :

Material fragmentar (pietriș, bolovăniș) ;

<sup>10</sup> Frp: confirmat de cercetări foarte recente (M. Bleahu, D. Istocescu, 1971).

Material granular (nisip, silt);  
Material argilos (hidromice-illite).

Componenți vulcanogeni:

Material granular (adaosuri în nisipuri);  
Material argilos (montmorillonide).

Componenți de neoformațiune (de precipitare chimică):

Calciit diagenetic primar și epigenetic;  
Pirită și hidrotroilit (?);  
Material argilos (caolinit).

B) **Geneza mineralelor argiloase.** Din datele prezentate mai sus rezultă că originea mineralelor argiloase este diferită și că, sub raport genetic, componenta argiloasă a seriei are originea mixtă, cele trei tipuri de minerale alcătuind un complex în care se asociază, în procente diferite, în toate rocile argiloase.

1. *Originea hidromicelor.* Studiul chimico-mineralogic executat asupra componentei argiloase din seria pliocenă a bazinului Beiușului a arătat că mineralele hidromicacee nu prezintă un caracter unitar ci o serie de stadii intermediare între muscovit și illit *str. s.* illit ca atare fiind prezent în exclusivitate numai în două probe.

Aceasta indică proveniența din depozite preexistente cu conținut de muscovit, a cărei alterare fie că nu era completă în toate cazurile, fie că muscovitul de fină dispersie se amesteca, în proporții diferite, cu illitul rezultat din remanierca unor depozite argiloase preexistente (ceea ce este mai puțin probabil dat fiind gradul avansat de dispersie a fracției argiloase studiate).

Faptul că procentul de hidromice se găsește în raport mai mult sau mai puțin direct cu cel de montmorillonide, dar într-un interval limitat, indică, în accepția noastră, o sursă distributivă terigenă continuă și constantă în corelație directă cu erodarea produselor vulcanice (lave și piroclastite) de pe aceeași arie.

2. *Originea montmorillonidelor.* Condițiile geochimice ce se realizau în mediul lacustru cu pH scăzut al bazinului Beiușului, mai ales în sectorul său estic, în care s-au acumulat mineralele argiloase preponderent caolinitice, conduc la presupunerea că, mineralele montmorillonitice au pătruns în bazin cu chimismul lor actual realizat în procese prealabile de alterare a materialului vulcanogen parental care le însoțea. Alcătuirea



mineralogică iniţială a acestui material a determinat caracterul magnezian sau feros al montmorillonidelor. Procesul de alterare a putut fi de natură endogenă sau exogenă şi fără îndoială că a început o dată cu sedimentarea lacustră. Din acest moment, mincralele montmorillonitice şi-au început o evoluţie degradativă, de pierdere a cationilor şi de transformare în caolinit, proces mai mult sau mai puţin rapid, impus de valoarea pH-ului în punctul considerat şi de gradul de lessivare.

3. *Originea caolinitului.* Cel de-al treilea mineral argilos, caolinitul, prezintă, după cum s-a arătat, variaţii cantitative pe o scară foarte întinsă şi o uşoară corelaţie inversă cu precedentele, mai evidentă faţă de montmorillonide.

Dacă sedimentarea acestora din urmă, împreună cu a hidromicelor, indică un aport terigen aproximativ constant şi uniform, fluctuaţiile conţinutului în caolinit pe „fondul montmorillonito-hidromicaceu” ne conduc la concluzia unor procese de mineralogeneză realizate în condiţiile bazinului de sedimentare şi anume la transformarea materialului piroclastic şi eventual şi a montmorillonidelor rezultate din aceasta în caolinit.

În acest sens pledează şi prezenţa unor cantităţi ridicate de magneziu şi de fier liber în unele argile caolinitice, elemente eliminate în procesul de caolinizare. Astfel presupunem că se explică destul de bine şi de ce argilele hidromicacee se situează în diagramele din planşa II, figurile 2 şi 3 în acelaşi câmp cu cele caolinitice.

După procesul de caolinizare aşadar, magneziul şi fierul pierdute de cinerite şi de montmorillonide, ca şi potasiul eliminat de hidromice, nu au fost îndepărtate din sedimentele caolinoase rezultate ci au rămas fixate absorbtiv în masa acestora. Fierul a trecut în limonit şi apoi în hematit.

Faptul că nu s-au caolinizat integral cantităţile de montmorillonide, hidromice şi materialul piroclastic considerăm că se datorează la aceea că, o dată cu acest proces are loc şi acumularea mlurilor silto-argiloase în masa interstiţială al căror pH creşte datorită eliminării ionilor (Mg, Fe, K) care însoţesc procesul. O dată cu ridicarea valorii pH-ului caolinizarea ia sfârşit, mineralele cu trei strate rămânând în sediment alături de caolinit. Lipsa de mişcare a apelor stagnante explică de altfel şi prezenţa ionilor absorbiţi din masa argilelor caolinitice. Concomitent are loc şi solubilizarea carbonatului de calciu care precipită apoi în mluri prin ridicarea valorii pH-ului. Condiţiile care s-au realizat în acest sector



al lacului panonian, în Pliocen, admitem că au fost favorabile doar formării caolinitului prin crearea de medii geochemice specifice cu pH-uri scăzute, fără a exclude însă total și posibilitatea evoluției montmorillonitice, dar sigur că într-o măsură cu mult redusă.

Condițiile geochemice create de mediul lacustru de sedimentare au determinat ritmul și intensitatea proceselor de caolinizare *in situ*. Admitem deci că valorilor diferite ale pH-ului acestor ape li se datorează diferențierea în cele două tipuri de argilă „montmorillonito-hidromicacee” și „montmorillonito-caolinitice”.

În primul caz, valori mai ridicate de pH au permis menținerea sau transformarea într-o măsură limitată a materialului vulcanogen și a hidromicelor în caolinit, în timp ce, în cel de-al doilea, caolinizarea a fost cu mult mai avansată (mai ales în porțiunile estică și centrală ale bazinului). Această variație a fost impusă, după toate probabilitățile, de procentul de substanță organică urmare a stadiului de trecere de la mediu pur lacustru la mediul palustru, prin dezvoltarea vegetației hidrofite abundente.

Prezența unor lentile de cărbuni în sectorul estic (caolinitic) al bazinului pare a confirma această supoziție.

4. *Concluzii genetice.* Pe baza datelor prezentate în această lucrare privind componenta argiloasă din depozitele pliocene continentale ale bazinului Beiușului, considerăm că procesul de sedimentare din acest bazin se poate caracteriza precum urmează:

În apele de curînd îndulcite din golful estic al marelui lac panonic ce alcătuiește în prezent bazinul Beiușului sau al Crișului Negru, aporturi torențiale și fluviatile decantau un material epiclastic foarte heterogen, reprezentat prin galeți și granule de natură cristalofiliană, cărora li se adaugă un material granular vulcanogen de erupție sau provenit din alterarea penecontemporană a unor lave și eventual a unor piroclastite de curînd erupte și acumulate pe aria continentală din apropiere.

O dată cu acest material, aceiași agenți de transport aduceau, în bazinul lacustru, cantități subordonate de argilă care se acumula concomitent cu materialul elastic, alcătuiind o matrice interstițială care, cantitativ, nu depășea 10 % din masa sedimentelor.

Această argilă era alcătuită din hidromice în diferite stadii de transformare pînă la autentice illite, a căror origine era legată de roci preexistente, din minerale din grupa montmorillonidelor, provenite din alterarea materialului vulcanogen în care conținutul de magneziu și fier



varia funcție de caracterul chimico-mineralogic al lavelor și piroclasticelor parentale, și mai puțin sau deloc, din caolinite. Este probabil că un rol primordial în procesul de alterare și apoi de sedimentare au avut și curgerile de nămol vulcanogen de pe versanții lacului, care se decantau deopotrivă în apele acestui bazin.

Raportul primar dintre cele trei minerale argiloase putem admite că era mai mult sau mai puțin constant în momentul sedimentării; modificarea se producea în stadiul de dispersie în apă și în mil prin alterarea sublacustră sau prin diagenza primară, al cărei efect principal era caolinizarea materialului vulcanogen, montmorillonidelor și hidromicelor. Ea avea loc sub influența pH-ului scăzut al apelor lacustre și în masa milurilor care îngloba materialul clastic.

Este posibil ca, în același timp, în lac să se fi caolinizat și o parte din materialul piroclastic provenit din erupții sincrone sedimentarului.

Un al treilea component era constituit de calcitul de origine organică, directă sau biogenă ce se precipita în milurile cu activitate bacteriană avansată, mai ales în zonele de înmlăștinare unde luau naștere concomitent sulfuri feroase coloidale (disperse sau concentrate în glomeruli framboidali).

Prezența preponderentă a caolinitului în zona estică și centrală indică faptul că atare condiții se realizau cu precădere în aceste sectoare, în care înmlăștinarea este dedusă și din actualele lentile și intercalații cărbunoase.

Toate aceste date mai pledează și pentru accepția existenței în acest sector al Munților Apuseni, la nivelul Pannonianului, a unui vulcanism andezitic neogen superior (Ponțian-Pliocen superior), cum și pentru o evoluție geochemică analogă a mediului bazinului în cursul întregii epoci pliocene, probele din formațiunea atribuită Ponțianului fiind practic identice, sub raportul mineralelor argiloase, cu cele din formațiunea atribuită Pliocenului superior, spre deosebire de ceea ce se constată pentru conținutul în minerale grele.

## BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Istocescu D., Diaconu M. (1971) Formațiunile preneogene din partea vestică a Munților Apuseni și poziția lor structurală. *D. S. Inst. Geol.* LVII/5, București.
- Istocescu D., Mihai A., Diaconu M., Istocescu Felicia (1970) Studiul geologic al regiunii cuprinse între Crișul Repede și Crișul Negru. *D. S. Inst. Geol.* LV/5, București.



- Millot G. (1964) *Geologie des Argiles*. Ed. Masson et Co, Paris.
- Milner H. B. (1962) *Sedimentary Petrography*. London.
- Papiu C. V., Minzatu Silvia, Iosof V. (1970) Genetische Typen der Karstbauxiten in der rumänischen Kreideformation. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. Conf. Of. Bauxite Geology*, LIV/3, Budapest.
- Minzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanta, Giuşcă R. (1971) Alcătuirea chimico-mineralogică a formaţiunii bauxitifere din bazinul Haţegului. *D. S. Inst. Geol.* LVII/2, Bucureşti.
- Pancă M. (1932) Le bassin néogène de Beius. *An. Inst. Géol. Roum.* XVIII, Bucureşti.
- (1954) Neogenul din bazinele externe ale munţilor Apuseni. *An. Com. Geol.* XXVII, Bucureşti.

## CARACTÈRES CHIMICO-MINÉRALOGIQUES DE LA FRACTION ARGILEUSE DES DÉPÔTS DU NÉOGÈNE SUPÉRIEUR DU BASSIN DE BEIUŞ

### (Résumé)

L'ouvrage présente les résultats des déterminations chimico-minéralogiques effectuées sur des roches argileuses cantonnées dans la formation attribuée au Pliocène dans le bassin de Beiuş (Monts Apuseni).

Les dépôts qui constituent la formation à caractère continental (lacustre, palustre ou fluviatile) sont formés principalement de matériel clastique et de manière subordonnée d'argile et de  $\text{CO}_2\text{Ca}$  (parfois en quantités plus importantes).

Le matériel accumulé est en une large mesure d'origine détritique (sables, graviers, siltites) et en moindre mesure pyroclastique pénécemporaine (matériel granulaire) alors que l'argile ne dépasse guère 10% (pl. I, fig. 1, 2).

Les déterminations chimico-minéralogiques relèvent que la formation argileuse (inférieure à 2  $\mu$ ) est constituée, exclusivement, par trois types de minéraux argileux, auxquels s'ajoutent parfois des quantités variables d'oxydes ferriques (4-21%). Suivant leur fréquence, les trois types de minéraux argileux identifiés sont : les montmorillonides : ferro- et magnésio-montmorillonite (39-67%); la kaolinite (11-22%) et les hydromicas (12-64%, exceptionnellement 34%), qui présentent différents degrés de transition de la muscovite à l'illite; deux échantillons (de 17 analyses) ne contiennent que de l'illite. Parfois un faible excès en silice trahit la présence du quartz détritique (0,15-3,40%  $\text{SiO}_2$ ).

L'association des trois minéraux argileux conduit à deux types d'argiles.

Le premier type est formé par des argiles constituées de montmorillonides, kaolinite et hydromicas (argiles montmorillonito-kaoliniques) et le second par la même association, la kaolinite étant cependant en quantités subordonnées (argile montmorillonito-hydromicacée) (pl. I, fig. 3).

On a établi, qu'en général, il y a une corrélation directe entre les teneurs en montmorillonides et hydromicas et une corrélation inverse entre ces deux minéraux et la kaolinite (pl. I, fig. 4, 5, 6).



Ces graphiques et surtout celui de la planche II, figure 1 révèlent que dans les argiles montmorillonite-hydromicacées le rapport entre les montmorillonides et les micas d'une part et la kaolinite d'autre part varie faiblement (généralement les teneurs en kaolinite étant faibles), alors que dans les argiles montmorillonite-kaolinitiques ce rapport varie largement. Nous avons supposé que sur un fonds d'accumulation plus ou moins constant, représenté par des montmorillonides et hydromicas, se superposeraient des apports variés de kaolinite.

Les minéraux du groupe des montmorillonides reviennent aux formes magnésiennes autant qu'aux formes ferrières (nontronitiques) en fonction, certainement, du caractère chimique du matériel pyroclastique d'origine (pl. II, fig. 8).

Les graphiques de la planche I, figures 2, 3, 4, outre la teneur plus élevée en silice des argiles hydromicacées par rapport à celles kaolinitiques, révèlent aussi un rapprochement entre les deux types minéralogiques en ce qui concerne la valeur du rapport  $SiO_2 : Fe_2O_3 + Al_2O_3 + K_2O$ .

La kaolinite serait, par excellence, le résultat de certains processus de diagenèse primaire mis sur le compte des hydromicas, du matériel pyroclastique et éventuellement des montmorillonides.

C'est ainsi que l'on peut s'expliquer pour quoi il y a tant d'argiles kaolinitiques qui abondent en  $Fe_2O_3$  libre (pl. III, fig. 1, 2) et en MgO (pl. III, fig. 4, 5), éléments libérés au cours du processus de kaolinisation du matériel volcanique et des montmorillonides ferrières, survenu en milieu de sédimentation acide, lacustre ou palustre et ensuite retenus par adsorption ou sous forme d'hématite (le fer) dans la masse kaolinitique.

Le graphique ternaire de la planche III, figure 3 laisse voir de manière évidente les domaines de distribution des différents types d'argiles analysées.

L'esquisse avec la distribution géographique des endroits qui nous ont fourni les échantillons révèle qu'au point de vue minéralogique les roches argileuses du bassin de Belus reviennent à deux domaines plus ou moins marqués (fig.).

Dans la partie orientale ou centrale se développent des argiles montmorillonite-kaolinitiques alors que dans le secteur occidental, plus exactement de NW et de SW, se trouvent des argiles montmorillonite-hydromicacées avec une mince zone de transition, renfermant des argiles à caractère intermédiaire.

Au point de vue génétique, les minéraux argileux qui constituent les roches mentionnées reviennent donc à trois groupes, notamment :

- Détritique — hydromicas;
- Volcanogène — montmorillonides;
- Autigènes (néoformations) dans le bassin d'accumulation — kaolinite.

Nous avons admis que la sédimentation lacustre du bassin pannonic susmentionné était alimentée, à l'époque, par des apports terrigènes et volcanogènes, les derniers étant le résultat des éruptions synchrones autant que du matériel résulte de la rapide désagrégation des laves andésitiques après l'éruption („pauzo post”).

Ce matériel dévalait les versants sous forme de coulées de vase, fait confirmé aussi par la présence, dans les dépôts pliocènes, des cristaux d'hypersthène et de hornblende, frais et idiomorphes.

L'altération hydrothermale ou subaérienne avait conduit à la formation des montmorillonides et de la kaolinite, minéraux accumulés en même temps que les hydromicas d'origine terrigène et du matériel pyroclastique et détritique en quantités plus ou moins constantes.

En milieu lacustre, le pH acide avait déterminé la transformation des hydromicas et d'une partie des montmorillonides en kaolinite, processus qui était plus accusé dans les

zones orientale et centrale, où se trouvent les argiles montmorillonite-kaoliniques, et qui cessait dans les vases dont l'eau interstitielle gagnait en pH par l'élimination des ions de Fe, Mg et K. Ce processus marqué peut-être, au moins localement, l'évolution d'un milieu lacustre vers un milieu palustre par colmatage et par l'apparition d'une végétation hygrophyle abondante, avec une intense activité bactérienne.

Cette hypothèse est confirmée aussi par la présence des intercalations carbonneuses, surtout dans les zones kaoliniques. Le fer résulté du processus de kaolinisation se maintient dans l'argile fixé sous forme d'oxydes. Le potassium et le magnésium se maintiendraient fixés par absorption.

Du fait que la distribution des minéraux argileux est analogue dans les dépôts attribués au Fontien et dans ceux d'âge admis dans la bibliographie pliocène-supérieur, témoigne d'une évolution géochimique analogue dans le bassin de sédimentation tout le long du Pliocène. Des distinctions entre les formations du Pliocène inférieur et supérieur du bassin de Beluș ont été cependant mises en évidence dans nos études antérieures sur les minéraux lourds.

D'autre part les données que nous venons de présenter plaident pour l'existence d'un volcanisme pliocène dans le secteur des Monts Apuseni, contrairement à certains points de vue formulés antérieurement dans la bibliographie de spécialité.

## EXPLICATION DES PLANCHES

### Planche I

Fig. 1, graphique ternaire montrant la constitution lithologique de l'échantillon brut; fig. 2, diagramme binaire  $\text{CaCO}_3$ -argile; fig. 3, graphique ternaire montrant la constitution minéralogique de la fraction argileuse; fig. 4, diagramme binaire montmorillonite-kaolinite; fig. 5, diagramme binaire montmorillonite-hydromicas; fig. 6, diagramme binaire montmorillonite-kaolinite-hydromicas.

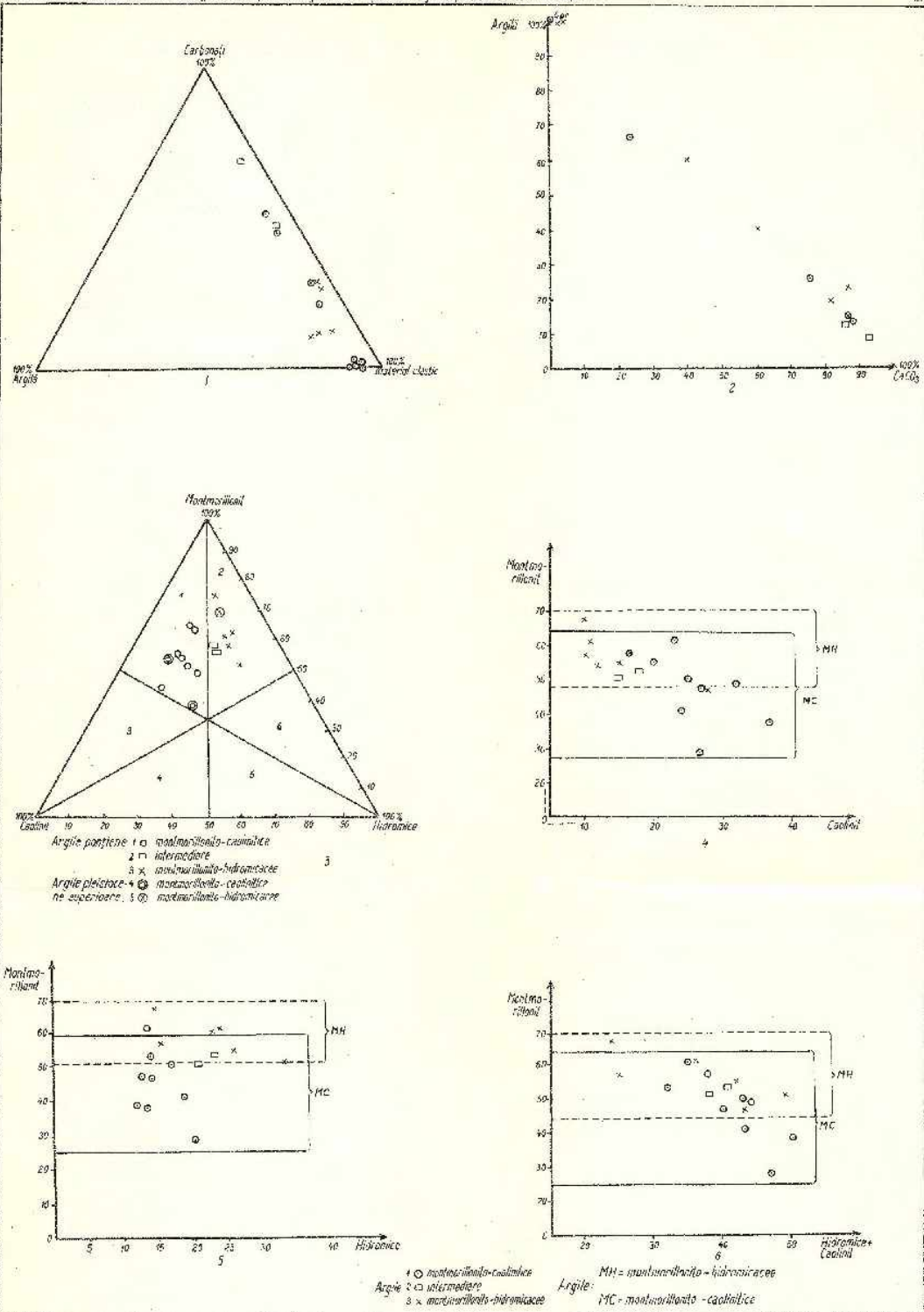
### Planche II

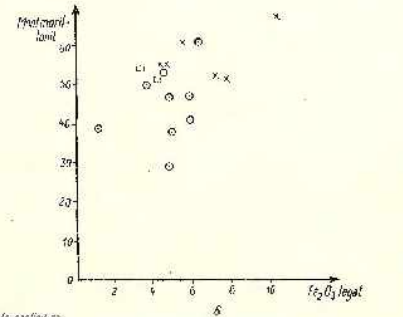
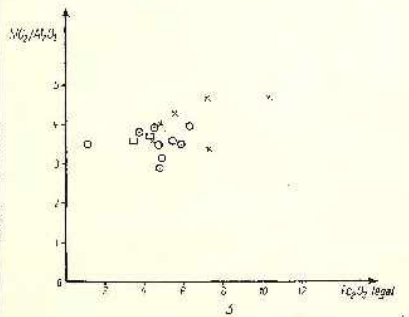
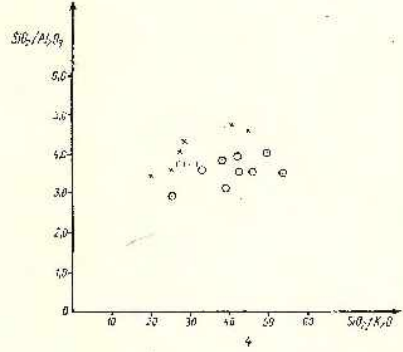
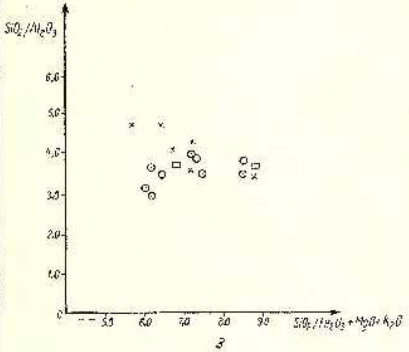
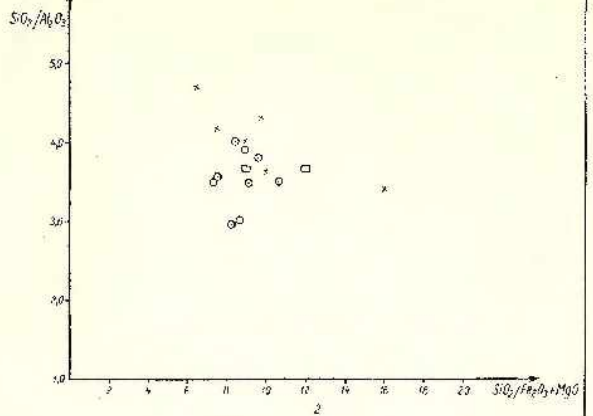
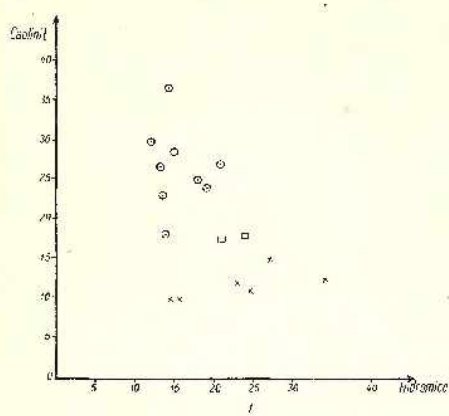
Fig. 1, diagramme binaire kaolinite-hydromicas; fig. 2, diagramme binaire  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ ; fig. 3, diagramme binaire  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$ ; fig. 4, diagramme binaire  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ ; fig. 5, diagramme binaire  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  combiné; fig. 6, diagramme binaire montmorillonite- $\text{Fe}_2\text{O}_3$  combiné.

### Planche III

Fig. 1, diagramme binaire  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  libre; fig. 2, diagramme binaire montmorillonite- $\text{Fe}_2\text{O}_3$  libre; fig. 3, graphique ternaire avec le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  libre-kaolinite-montmorillonite - hydromicas; fig. 4, diagramme binaire montmorillonite-MgO; fig. 5, diagramme binaire  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -MgO.

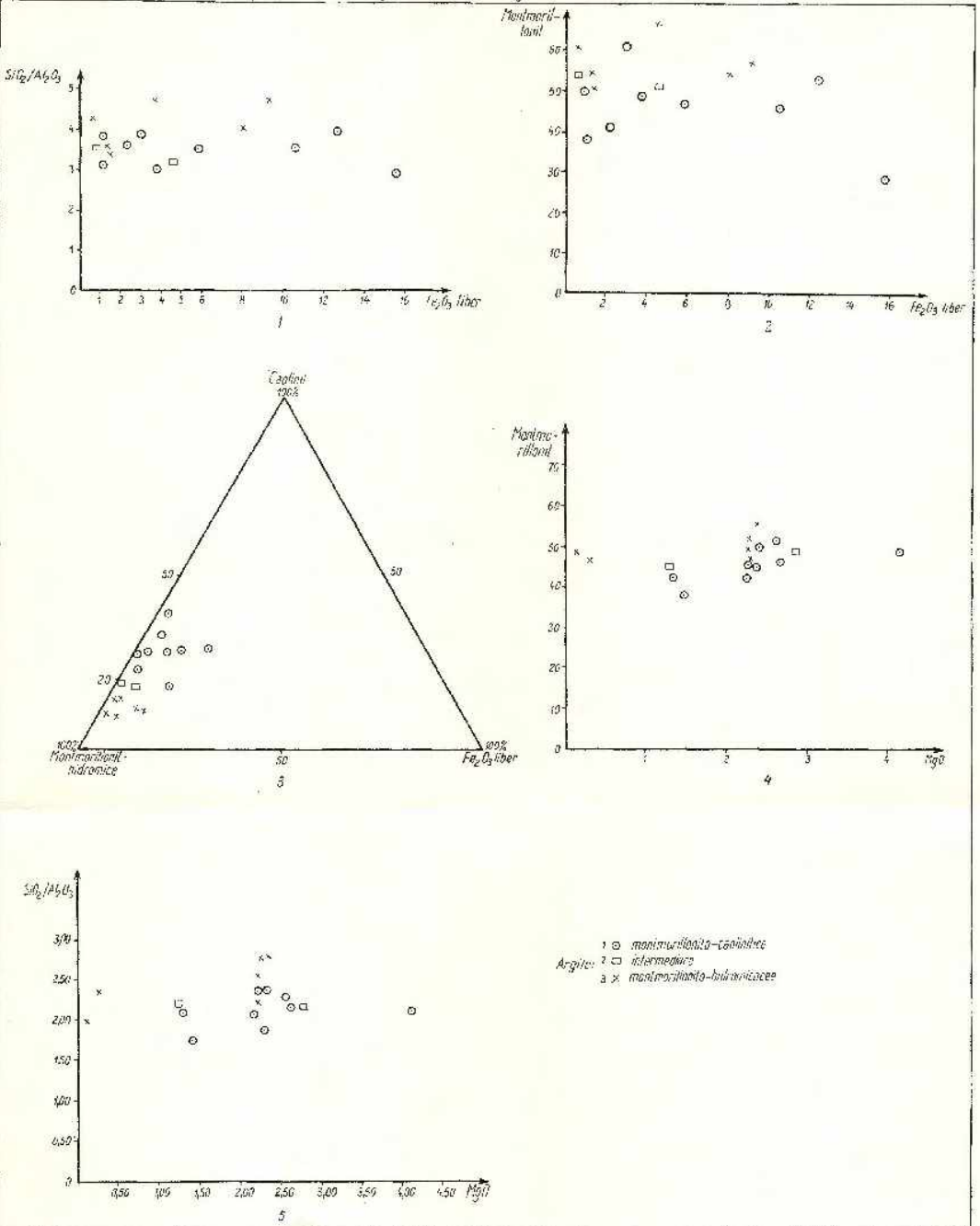






1 ○ marjele finele-palustre  
 2 □ marjele intermediare  
 3 x marjele gros-palustre





**1. MINERALOGIE—PETROLOGIE—GEOCHIMIE**

RECENZII

E. HANSEN: *Strain facies*. Editura Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1971 (Seria Minerals, Rocks and Inorganic Materials). 207 p., 28 fig., 21 pl.

Lucrarea „Strain facies” a lui E. Hansen se înscrie în seria de monografii, editate de Springer-Verlag.

Autorul abordează un domeniu deosebit de interesant și discutat al geologiei structurale, cel al elementelor plicative. Într-un sector reprezentativ al metamorfitelor zonei Trollheimen, din vestul Norvegiei în care se dezvoltă o suită formată predominant din gnaise granitice, cuarțite, șisturi calcareoase și amfibolite, autorul a avut posibilitatea de a observa o extraordinară varietate de tipuri de cute. Studiul acestora la scară mezoscoptică cu ajutorul metodelor moderne introduse de Weiss, McIntyre și alții, i-au permis să stabilească mecanismul și succesiunea evenimentelor cismatice în evoluția rocilor, precum și direcția aplicării stressului ce a generat elementele structurale.

O contribuție majoră care accentuează caracterul original și importanța lucrării constă în introducerea noțiunii de „facies de strain” care permite reprezentarea sugestivă și analiza repartizării regionale a tipului de structuri și deci a repartizării tipului și gradului de deformare în roci. Aceasta se realizează practic prin elaborarea unor hărți în care se diferențiază zonele cutate în funcție de mecanismul cutării precum și hărți cu izogone pentru elementele lineare (aze de cute, linații ale mineralelor, linii de alunecare pentru cutede forfecare) și pentru elementele plane (plane axiale, clivaje etc.).

În acest mod, devine posibilă compararea tipurilor de structuri plicative din roci cu comportament asemănător la stress, dar de origini și medii extrem de diferite (de ex: structurile din sare și cele din rocile metamorfice).

Într-un volum de 207 pagini, bogat ilustrat (28 figuri și 21 planșe) autorul își organizează materialul în mod didactic. În primele capitole (II—V) sînt expuse principiile, clasificarea și metoda de cercetare a structurilor plicative, după care se trece la analiza elementelor structurale din Trollheimen.

Lucrarea este însoțită pe lângă listă bibliografică de un index de subiecte și autori.

Studiul se remarcă prin competență și originalitate fiind accesibil atât specialiștilor cît și studenților. Un merit al autorului este și acela de a fi reușit să prezinte într-un stîl cîu și atrăgător un material ce se pretează mai puțin la aceasta.

I. Bercia



F. J. PETTIJOHN, P. E. POTTER, R. SIEVER: *Nisip și gresie*. Editura Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1972. 618 p.

Lucrarea „Nisip și gresie” („Sand and sandstone”) este o publicație foarte recentă a editurii Springer-Verlag (Berlin-Heidelberg-New York) semnată de o echipă de bine-cunoscuți specialiști în domeniul sedimentologiei.

Lucrarea menționată se dezvoltă de-a lungul a 618 pagini, bogat ilustrată, cu numeroase referințe și index organizat după subiecte și autori. Sînt prezentate două tipuri de referințe: lucrări citate în cursul fiecărui capitol, precum și referințe suplimentare adnotate.

Cele 12 capitole ale cărții „Nisip și gresie” sînt divizate în patru părți și un capitol introductiv. Există și un appendix care ilustrează modul de analiză petrografică a gresilor și nisipurilor.

Autorii dezvoltă subiectul pe care îl tratează de la descriptiv spre interpretativ și în același timp de la simplu spre complex.

În prima parte a lucrării sînt examinate compoziția mineralogică și chimică a gresilor, aspectele texturale și structurile sedimentare ale nisipurilor și gresilor.

Petrografia gresilor, reprezentînd conținutul părții a doua, este dezvoltată în trei capitole. Descrierea detaliată a tipurilor de gresii (inclusiv vulcanoclastice) este precedată de o revizită a nomenclurii și diverselor moduri de clasificare modernă a gresilor. Autorii includ în această parte și un util glosar de denumiri referitoare la tipuri de nisipuri și gresii. De altfel, asemenea glosare mai apar la sfîrșitul unor capitole.

Partea a treia debutează cu un capitol ce tratează producerea și proveniența nisipurilor. Problema stabilirii provenienței este tratată detaliat și ilustrată cu exemple practice. Transportul și sedimentarea materialului nisipos sînt prezentate prin prismă eilor mai moderne cunoștințe fluide-dinamice. Este accentuată semnificația structurilor sedimentare pentru reconstituirea paleo-ambianței de transport și sedimentare.

În încheierea părții a treia este examinată în mod extensiv diageneza sedimentelor nisipoase, accentuîndu-se asupra unor transformări de ordin chimic și a efectelor majore ale diagenezei.

În partea a patra a cărții lui Pettijohn, Potter și Siever sînt tratate caracteristicile corpurilor nisipoase în relație cu ambianța de sedimentare, precum și relațiile dintre sedimentarea nisipoasă și evoluția bazinului de sedimentare. De asemenea sînt discutate proprietățile corpurilor nisipoase de a înmagazina și transmite apă, țiței, gaz și soluții mineralizante.

Lucrarea „Nisip și gresie” este redactată într-un stil clar și concis, la un nivel ridicat de competență științifică. Ea poate interesa un spectru larg de cititori, de la studenți în ultimii ani de studii pînă la cercetători interesați în probleme speciale ale studiului depozitelor nisipoase.

D. Jipa





## CUPRINS

### MINERALOGIE

	<u>Pag.</u>
1. Antonovici Suzana, Vanghelie I. Klebelsbergitul, un mineral rar	13
2. Codarcea Venera. Studiul mineralogic al rocii, materialului parental și fracțiunii nisip dintr-un podzol format pe granite . . . . .	21
3. Dimitrescu R., Ioachim G. Contribuții la cunoașterea granaților din partea de sud-vest a masivului Muntele Mare . . . . .	33
4. Paliuc G. Pirofilitul din formațiunea de Schela . . . . .	45
5. Pavelescu L., Pavelescu Maria. Contribuții la studiul onfacitului	67
6. Pavelescu L., Pavelescu Maria. Piroplul din munții Sebeș . . . . .	73

### PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

7. Berza T. Șisturi cristaline și roci granitoide între valea Tismana și valea Distriței (munții Vulcan) . . . . .	79
8. Boroș M., Bratosin Irina, Colios Elena, Iancu Rosette. Observații petrogenetice și geochimice asupra vulcanitelor neogene din ciclul II de erupție din Munții Metaliferi . . . . .	107
9. Lazăr C., Țintoresanu I., Popescu Maria. Studiul petrografic al rocilor banatitice din zona Mașca-Băișoara (Munții Apuseni) . . . . .	143
10. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța. Geneza granitoidelor și șisturilor cristaline din regiunea valca Sadului-Stănești (munții Parâng) . . . . .	175

### PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

11. Kalmár I. Asupra unor roci amfibolice din masivul Preluca (județul Maramureș) . . . . .	221
12. Mureșan Georgeta, Mureșan M. Asupra prezenței conglomeratelor metamorfizate în serla de Tulgheș (Carpații Orientali) . . . . .	243
13. Mușat Al. I., Vasilescu Olimpia, Pâslaru C., Paraschivescu C. Studiul mineralogico-petrografic și chimic al dolomitelor și sulfu-	



rilor cantonate în ele, din zona Fărăoane-Bitea, Tirşulpi-Oiţa-Arseneasa (munţii Districtei—Carpaţii Orientali) . . . . .	257
--	-----

## PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

14. Papiu C. V., Colios Elena, Iosof V., Giuşcă R. Caracterile chimico-mineralogice ale componentei argiloase din depozitele neogen-superioare din bazinul Beiuşului . . . . .	273
Recenzii . . . . .	293



## CONTENU

(Résumés)

### MINÉRALOGIE

Page

1. Antonovici Suzana, Vanghelie I. Le kléfelsbergite, un minéral rare . . . . . 19
2. Codarcea Venera. Étude minéralogique de la roche, du matériau original et de la fraction sableuse d'un podzol formé sur des granites . . . . . 30
3. Dimitrescu R., Ioachim C. Contributions à la connaissance des grenates de la partie sud-ouest du massif de Muntele Mare . . . . . 42
4. Paliuc G. Pyrophyllite de la formation de Schela . . . . . 65
5. Pavelescu I., Pavelescu Maria. Contributions à l'étude de Pomphazile . . . . . 70
6. Pavelescu I., Pavelescu Maria. Pyrope des Monts Sebeş . . . . . 77

### PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

7. Berza T. Schistes cristallins et roches granitoïdes entre les vallées de Tismana et de Bistrița (Monts Vulcan) . . . . . 105
8. Borcoş M., Bratosin Irina, Colios Elena, Ianc Rosette. Observations pétrogénétiques et géochimiques concernant les volcanites néogènes du 11-e cycle d'éruption des Monts Métallifères . . . . . 140
9. Iazâr C., Întorsurcanu I., Popescu Maria. Étude pétrographique des roches banatitiques de la zone de Maşca-Băişoara (Monts Apuseni) . . . . . 171
10. Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa. Genèse des granitoïdes et des schistes cristallins de la région de vallée du Sadu-Stănceşti (Monts Parâng) . . . . . 216

### PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

11. Kalmár I. Sur certaines roches amphiboliques du massif de Preluca (district de Maramureş) . . . . . 239
12. Mureşan Georgeta, Mureşan M. Sur la présence des conglomérats métamorphisés dans la série de Tulgheş (Carpates Orientales) . . . . . 254
13. Muşat Al. I., Vasilescu Olimpia, Pâslaru C., Paraschivescu C. Étude minéralogique-pétrographique et chimique des dolomies



et des sulfures qu'elles renferment, zone de l'Arăoane-Bitca Tirgul-Oița-Arseneasa (Monts de Histrița—Carpates Orientales) . . . . . 272

## PÉTROLOGIE DES ROCHES ÉXOGÈNES

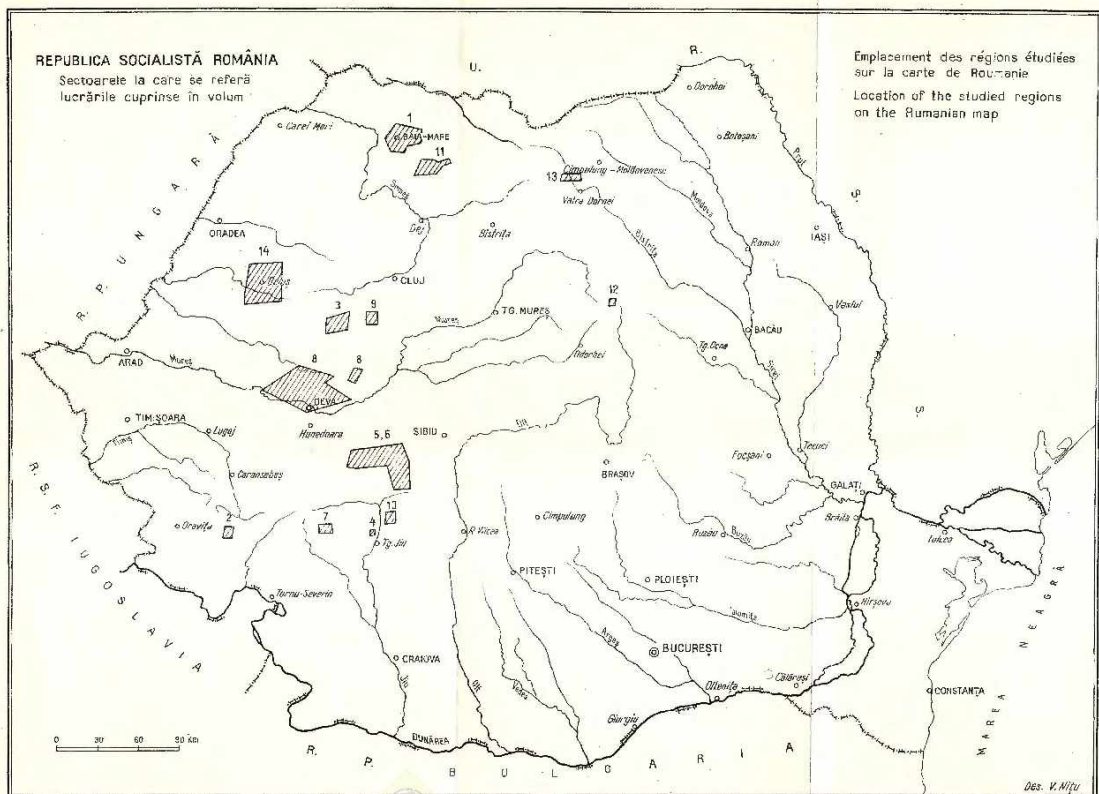
14. Papiu C. V., Colios Elena, Iosif V., Giușcă R. Caractères chimico-minéralogiques de la fraction argileuse des dépôts du Néogène supérieur du bassin de Beiuș . . . . . 290

93227/8



REPUBLICA SOCIALISTĂ ROMÂNIA  
 Sectoarele la care se referă  
 lucrările cuprinse în volum

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



Redactor: MARGARETA PELTZ  
Tehnoredactor și corector: P. CUCIUREANU  
Traduceri: MARGARETA HĂRJEU, MARIANA SAULSA  
Ilustrații: V. NITU

---

*Dată la culcuș: martie 1978. Bun de tipar: august 1978. Tiraj: 1000 ex. Hîrtie  
seria (A. Format 70 × 100/66 a. Goli de tipar: 18<sup>2</sup>), Comanda 102. Pentru bibli-  
otecă (indicele de clasificare: 55(058).*

---

Întreprinderea poligrafică „Informația”, Str. Brezoianu nr. 23-25 Bucu-  
rești — România.



93227







*Acta Paleontologica*

INSTITUT GEOLOGIQUE

COMPTES RENDUS DES SEANCES

TOME LVIII

1971

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României