

E I.G

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ
ALE
ŞEDINȚELOR

VOL. LXIV

1976 - 1977

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

BUCUREŞTI
1978



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E

Ș E D I N T E L O R

VOL. LXIV

(1976—1977)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

126958

BUCUREŞTI
1978



Institutul Geologic al României

CONTENU

MINÉRALOGIE

	<u>Page</u>
1. Anastasiu N., Constantinescu E. Les feldspaths potassiques du massif alcalin de Ditrău	33
2. Tănăsescu Lucia. Sur la présence de la tourmaline et de la fluorine des vulcanites néogènes des Monts de Harghita	41
3. Udubaşa G. Hydrothermal Rutile in the Barza-Carpen Gold-Bearing Ore Deposits, Metaliferi Mountains	43

PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

4. Anton L., Constantinescu R. Observations sur les lamprophyres des Monts Făgărăş	75
5. Chițimuş V., Pomărjanschi D. Sur la présence des corps banatitiques dans la zone d'entre la vallée de l'Abrud et la vallée du Sohodol (Monts Métallifères)	89
6. Edelstein O., Dragu Valentina, Răduț M., Istvan D., Istvan E., Weisz G. Nouvelles données sur l'âge de l'andésite bazaltique de la carrière de Ilba SW. Signification de ces données dans le déchiffrage de l'évolution volcanique des Monts Igniș	102
7. Russo-Săndulescu Doina, Berza T., Bratosin Irina, Iancre Rosette. Petrological Study of the Bocşa Banatic Massif (Banat)	105
8. Savu H., Berbeleac I., Călinescu Erna, Florescu Rodica, Zămircă Alia. Structure and Origin of Buneşti Gabbroic Body (Metaliferi Mountains)	173

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

9. Manea A.I. Z., Todor D., Mihăilă Maria. Contributions à la connaissance de la composition minéralogique de l'auréole de contact des banatites de Budureasa (Monts Bihor)	202
---	-----

PÉTROLOGIE DES ROCHES ÉXOGÈNES

10. Alexandrescu Gr., Rogoje-Tăraru Elena. Concrétions férugineuses du Pontien de la partie occidentale du Banat	213
11. Kalmár I. Etudes pétrographiques-microfaciales et géochimiques de la série calcaire de Cheile Babei (NW de la Transylvanie)	247



CUPRINS

MINERALOGIE

	<u>Pag.</u>
1. Anastasiu N., Constantinescu E. Feldspații potasici din masivul alcalin de la Ditrău	13
2. Tănăsescu Lucia. Date asupra prezenței turmalinei și fluorinei în vulcanitele neogene din munții Harghita	37
3. Udubașa G. Hydrothermal Rutile in the Barza-Carpen Gold-Bearing Ore Deposits, Metaliferi Mountains	43

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

4. Anton L., Constantinescu R. Observații asupra lamprofirilor din munții Făgăraș	53
5. Chițimuș V., Pomărjanisch D. Asupra prezenței unor corpuri banatitice în zona dintre valea Abrudului și valea Sohodolului (Munții Metaliferi)	77
6. Edelstein O., Dragu Valentina, Răduț M., Istvan D., Istvan Eva, Weisz G. Date noi asupra vîrstei andezitului bazaltic din cariera Ilba SV. Semnificația acestor date în descifrarea evoluției vulcanologice a munților Ighiș	93
7. Russo-Săndulescu Doina, Berza T., Bratosin Irina, Ianț Rosette. Petrological Study of the Bocșa Banatitic Massif (Banat)	105
8. Savu H., Berbeleac I., Călinescu Erna, Florescu Rodica, Zămircă Alla. Structure and Origin of Bunești Gabbroic Body (Metaliferi Mountains)	173

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

9. Manea A.I. Z., Todor D., Mihăilă Maria. Contribuții la cunoașterea alcătuirii mineralogice a aureolei de contact a banatitelor de la Budureasa (munții Bihor)	193
--	-----

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

10. Alexandrescu Gr., Rogge-Tărănu Elena. Concrețiuni feruginoase din Ponțianul din partea de vest a Banatului	205
11. Kalmár I. Studii petrografice-microfaciale și geochemice în cuprinsul seriei calcaroase din Cheile Babei (NV Transilvania)	215
Recenzie	251





Institutul Geologic al României

SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţă din 26 noiembrie 1976 (şedinţă comemorativă — 100 de ani de la naşterea lui I. Popescu-Voiteşti)

Prezidează : I. Gavăt.

- Huică I. — Viaţa lui I. Popescu - Voiteşti (Anuar LV).
- Bomiță Gh. — I. Popescu - Voiteşti, stratigraful (Anuar LV).
- Bleahu M. — Opera științifică a profesorului I. Popescu-Voiteşti (Anuar LV).
- Săndulescu M. — Concepţii tectonice ale profesorului I. Popescu-Voiteşti, în lumina conceptelor actuale (Anuar LV).

Şedinţă din 14 ianuarie 1977

Prezidează : H. Savu.

- Russo-Săndulescu Doina, Berza T., Bratosin Irina, Ianc Rosette — Studiul petrologic al masivului banatitic Boeşu (Banat) (Tradusă în lb. engleză) (p. 105).
- Edelstein O., Dragu Valentina, Răduţ M., Istvan D., Istvan Eva, Weisz G. — Date noi asupra vîrstei andezitului bazaltic din cariera Ilba SV. Semnificaţia acestor date în desifrarea evoluţiei vulcanice a munţilor Ighiş (p. 93).

Şedinţă din 21 ianuarie 1977

Prezidează : Fl. Marinescu.

- Gheorghian Doina — Inventar sumar al resturilor de echinoderme conținute în calcarele triasice din pînzele transilvane (Carpaţii Orientali) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).
- Nicorici E. — Contribuţii la cunoaşterea faunei badeniene de la Șimleul Silvaniei. Revizuirea faunei din colecţia L. Mártonfi (D. S. LXIV/3).

Şedinţă din 4 februarie 1977

Prezidează : Sabba Ştefănescu.



— Cornea I. — Citeva considerații asupra unor procese geodinamice din crustă și mantaua superioară și implicațiile lor sociale și economice (Nu se publică).

Şedința din 11 februarie 1977

Prezidează : D. Patruliș.

— Giulescu R. — Cyclocarya cyclocarpa (Schlechtendal) Knobloch în Pannonianul superior al Paratethysului (D. S. LXIV/3).
— Giulescu R., Olos Elisabeta, Zvuncă Maria — O contribuție la cunoașterea florei fosile de la Chiuzbaia — Maramureș (punctul fosilier G) (D.S. LXIV/3).

— Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorica, Lubenescu D. — Badenianul de la Copăceni—Tureni (NW Transilvaniei) „zona Neopycnodonte navicularis” (D.S. LXIV/4).

— Stoicescu D., Dragastan O. — Stratigrafia ivirilor de formațiuni triasice din bazinul Beiuș (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/4).

— Dragastan O. — Microfaciesurile seriei calcaroase, cretacic-inferioare de la Alimanu (Dobrogea de sud) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/4).

Şedința din 25 februarie 1977

Prezidează : H. Savu.

— Schuster A. C., Visarion Adina — Precizări asupra vîrstei formațiunilor paleozoice metamorfozate din munții Parâng (Carpații Meridionali) (Retrasă de autori).

— Georgeescu B., Dumitrescu Maria, Bâgu Gh., Nițulescu I., Drăgulescu Adela — Cercetări preliminare pentru punerea în valoare a mineralizațiilor de fier și mangan de la Bănia — Vîrșet (St. tehn. econ. B 52).

— Kalmár I. — Studii petrografice-microfaciale și geo chimice în cuprinsul seriei calcaroase din Cheile Babei (NV Transilvaniei) (p. 215).

— Kalmár I., Angelescu I., Angelescu Doina — Date noi asupra structurii geologice a Cheilor Babei (NV Transilvaniei) (D. S. LXIV/5).

Şedința din 15 aprilie 1977

Prezidează : H. Savu.

— Năstaseanu S. — Considerații preliminare asupra existenței unui sistem de pînze alpine în zona Reșița, la Lupac (Banat) (D. S. LXIV/5).

— Năstaseanu S., Stanca Cristina — Noi repere litostratigrafice în vederea corelării depozitelor toarcian-aaleniene din zonele Sirinia și Presacina — Banat (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/4).

— Anton L., Constantinescu R. — Observații asupra lamprofirilor din munții Făgăraș (p. 53).



Şedinţa din 22 aprilie 1977

Prezidează : H. Savu.

— Savu H., Berbeleac I., Călinescu Elena, Florescu Rodica, Zămîrcă Alia — Structura și originea corpului gabbroic de la Buneşti (Munții Metaliferi) (Tradusă în lb. engleză) (p. 173).

— Paianopol I., Motas I. C. — Marcheri biostratigrafici pentru depozitele post-chersoniene din bazinul dacic (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/4).

— Paianopol I. — Volumul și poziția stratigrafică a unor taxoni din subgenul Psilodon Cobălcescu (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).

— Paianopol I. — Contribuții la studiul paradacnelor pontiene din bazinul dacic (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).

Şedinţa din 29 aprilie 1977

Prezidează : H. Savu.

— Moisescu V. — Principalele zăcăminte de moluște ale Chattian-Burdigalianului din România (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).

— Savu H., Mindroiu Viorela — Studiul metalogenetic al masivului banatitic de la Săvîrșin (munții Drocea) (D.S. LXIV/2).

— Alexandrescu Gr., Rogge-Tărănu Elena — Concrețiuni feruginoase din Pontianul din partea de vest a Banatului (p. 205).

Sedința din 6 mai 1977 (ședință festivă — Centenarul Independenței de stat a României)

Prezidează : V. IanoVICI.

— Apostol A., Eisenburger D. — Manifestări ale bioxidului de carbon și ale fenomenului dowsing ca posibili precursori ai cutremurelor de pămînt din Vrancea (St. tehn. econ. D 13).

— Apostol A. — Asupra naturii geofizice a semnalului dowsing (St. tehn. econ. D 13).

— Sandulescu M., Visarion M. — Considerații asupra structurii subasmentului depresiunii Transilvaniei (St. tehn. econ. D 13).

— Borcoș M., Fotopoulos S., Peltz S., Stan N. — Observații preliminare privind structura ariei vulcanice Oaș-Gutii, dedusă din corelarea datelor geologice și geofizice (St. tehn. econ. A 14).

— Dubașa G., Istrate G., Popa C. — Date preliminare asupra mineralizațiilor de la Julești - Valea Fagului, Munții Apuseni (D. S. LXIV/2).

— Iliescu Violeta, Kräutner H. — Contribuții la cunoașterea vîrstei seriei de Rusaia (Carpații Orientali) (D.S. LXIV/4).



Şedinţa din 20 mai 1977

Prezidează : H. Savu.

— Berbeleac I., Lazar C., Stefan A. — Asupra unor iviri singenetică de baritină în cristalinul seriei de Biherea, munții Bihor (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXIV/2).

— Balintoni I., Gheuca I. — Gnăisele porfiroide de Pietrosu Bistriței și unitatea tectonică de Bărănel, în aria dintre râurile Barnar și Neagra Broștenilor (Carpații Orientali) (D. S. LXIV/5).

Şedinţa din 24 mai 1977

Prezidează : Fl. Marinescu.

— Bordea S., Avram E., Bordea Josefina — O faună haueriviană remaniată în depozitele senoniane de pe Valea Mică (Munții Metaliferi) (D.S. LXIV/4).

— Alexandrescu Gr., Ion Jană — Asupra Cretacicului superior de la Ostra (pinza flișului curbicortical — Carpații Orientali) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/4).

— Stanca Josefina — Specii noi de Heteropoda și Pteropoda în Badenianul inferior (Langhian) din România (Tradusă în lb. franceză) (D. S. LXIV/3).

— Tieleanu N., Micu M. — Flora sarmatiană de la Corni (județul Neamț) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).

— Papaiopol I., Popescu Agapia — Studiul unor taxoni ai genului Dacicardium (D.S. LXIV/3).

Şedinţa din 27 mai 1977

Prezidează : Fl. Marinescu.

— Ordan Magdalena — Brachiopode triasice în sinclinalul Rarău și munții Perșani (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXIV/3).

— Morariu Alexandra — Nannofaciesul depozitelor jurasic-superioare — cretacic-inferioare din zona Svinița (Banat, Carpații Meridionali) (D.S. LXIV/4).

— Gheorghian M., Gheorghian Doina — Distribuția foraminiferalor într-un sector al platformei continentale a Mării Negre și semnificația lor paleogeografică (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/4).

— Gheorghe D., Papu A., Andăr P. — Date privind mineralizațiile polimetale metamorfozate de la Răchițele (masivul Vlădeasa, Munții Apuseni) (D.S. LXIV/2).

Şedința din 31 mai 1977

Prezidează : H. Savu.

— Mirăuță Elena, Gheorghian Doina — Studiul microfaunistic al formațiunilor triasice (transilvane, bucovinice și getice) din Carpații Orientali (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).



— Alexandrescu Gr., Mirăuță Elena, Sasz L. — Date noi asupra răspândirii microfaciesului cu *Pithonella ovalis* în Carpații Orientali și Dobrogea (D.S. LXIV/4).

— Dumitriică P. — Familia Eptingiide n. fam., grup fosil de radiolari naselari cu inel sagital (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXIV/3).

— Dumitriică P. — Palaeoscenidiidae și Entactiniidae triasice din Alpii Vicentini (Italia) și Carpații Orientali (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXIV/3).

— Morariu D. — Macroseismul din 4 martie 1977. Observații în municipiul București (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/5).

Şedința din 3 iunie 1977

Prezidează : M. Sandulescu.

— Bordea Josefina, Iordan Magdalena, Tomescu Camelia, Bordea S. — Contribuții biostratigrafice asupra Triasicului superior din unitatea de Ferice (munții Bihor) (D.S. LXIV/4.)

— Stănoiu I. — Calpionelele stratelor de Sinaia din regiunea situată între văile Motru și Coșuștea (Carpații Meridionali) (D.S. LXIV/4).

— Antonescu E., Ion Jana, Alexandrescu Gr. — Noi date biostratigrafice (palinologice și micropaleontologice) asupra șisturilor negre și argilelor vărgate din Carpații Orientali (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/4).

— Popescu Gh. — Foraminiferele kossoviene din România (Memorii XXIX).

— Roman Stefană — Contribuție la cunoașterea florei polinice a complexelor cărbunos și marnos din bazinul Baraolt (D.S. LXIV/3).

— Popescu B., Bombiță Gh., Iva Mariana, Rusu A., Gheță N., Olteanu R., Popescu Daniela, Tăutu Elena — Eocenul dintre Cluj și Huedin (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXIV/4).

— Rusu A., Popescu A., Rădan S., Gheorghian M., Iva Mariana, Popescu Gh., Cioclica Giannina, Olteanu R., Gheță N., Jipa D. — Studiul lito-biostratigrafic al forajului 34601 de la Zimbor (NW Transilvania) (D.S. LXIV/4).

— Moisescu V. — Biostratigrafia și corelarea depozitelor oligocene din regiunea Cluj (Transilvania de NW) (D.S. LXIV/4).

Şedința din 8 iunie 1977

Prezidează : Jeana Ionescu.

— Borcoș M., Berbeleac I., Gheorghită Ioana, Bratosin Irina, Colios Elena, Zămirea Alla, Anastase Ș., Verdes G., Stănescu I. — Observații preliminare privind caracterele geochemice ale zăcămîntului de diseminare cupriferă Valea Morii, Munții Metaliferi (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXIV/2).

— Udubășa G. — Rutil hidrotermal în minereul aurifer de la Barza-Carpen, Munții Metaliferi (Tradusă în lb. engleză) (p. 43).



— Anastasiu N., Constantinescu E. — Feldspații potasici din masivul alcalin de la Ditrău (p. 13).

— Chițim uș V., Pomârjanischi D. — Asupra prezenței unor corpuri banatitice în zona dintre valea Abrudului și valea Sohodolului, Munții Metaliferi (p. 77).

— Nedelcu L. — Aspecte tectonice noi în cristalinul zonei Cîrlibaba—Tibău (Carpații Orientali) (D.S. LXIV/5).

— Morariu D. — Notă asupra prezenței unei mineralizații de fier în muntele Branu (extremitatea nord-estică a masivului Godeanu—domeniul autohton al Carpaților Meridionali) (D.S. LXIV/2).

— Vlad P., Paschal I. R., Ilie Maria Lucia — Determinarea variației extracției de metal la prepararea minereurilor, corelată cu indicatorii tehnico-economici, folosind metodele statistică-matematice (St. tehn. econ. B 52).

— Morariu D. — Notă preliminară asupra prezenței unor mineralizații de magnetit în bazinul inferior al Lăpușnicului Mare și Muntele Slăvei (Retezatul sudic, domeniul danubian al Carpaților Meridionali) (D.S. LXIV/2).

Ședința din 10 iunie 1977

Prezidează: Jeană Ionescu.

— Heraș N., Visarion Adina — Asupra prezenței unei asociații palino-protistologice siluriene din formațiunea de Rîul Mare (la vest de masivul Retezat) (Retrasă de autori).

— Sandulescu M., Tomescu Camelia — Noi contribuții la cunoașterea Triasicului serilor transilvane din sinclinalul Rarău (sectorul Botuș-Tătarca) (D.S. LXIV/5).

— Tomescu Camelia, Sandulescu M. — Notă asupra vîrstei calcarelor asociate stratelor cu jaspuri din regiunea valea Tătarca-Breaza (sinclinalul Rarău—Carpații Orientali) (D.S. LXIV/4).

— Dragastan O. — Muniera grambasti Bystricky în Senonianul de la Cornițel (bazinul Borod) (D.S. LXIV/5).

— Dragastan O., Bucur I., Demeter I. — Date noi privind geologia părții central-estice a zonei Reșița — Moldova Nouă (Banat), obținute prin forajul de referință de la Șopotul Nou (D.S. LXIV/5).

— Bucur I. — Microfaciesurile calcarelor albe din partea nordică a masivului Piatra Craiului. Considerații biostratigrafice (D.S. LXIV/4).

— Ion Jana — Zone de foraminifere planctonice și specii noi de Rotalipora în Cretacicul mediu din jurul depresiunii Tara Bîrsei (Carpații Orientali) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).

— Avram E. — O nouă specie de Costidiscus în Barremianul superior din Culoarul Dîmbovicioara (Carpații Orientali) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).



— Avram E. — Speciile de amoniți ale autorilor E. Tietze (1872) și V. Uhlig (1883) descrise pe baza materialului paleontologic de la Svințita (Banat) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXIV/3).

— Stănoiu I. — Considerații preliminare asupra depozitelor cretacic-superioare de la sud de localitatea Ponoarele (Podișul Mehedinți) (D.S. LXIV/5).





Institutul Geologic al României

MINERALOGIE

**FELDSPATII POTASICI DIN MASIVUL ALCALIN
DE LA DITRĂU¹**

DE

NICOLAE ANASTASIU^a, EMIL CONSTANTINESCU^a

Abstract

Potash Feldspars of the Ditrău Alkaline Massif. The potash feldspars of the Ditrău alkaline massif present a high frequency (35–50 %) and always appear in the anhedral crystal-grains, masses, pseudomorphs, veinlets-intimately integrown with albite or oligoclase of substitution and exolution perthites and microperthites. The range of the optical properties of the potash feldspars ($2V\alpha \approx 70-80^\circ$; $b : \gamma = 6-18^\circ$, $N\beta = 1.518-1.525$) leads to the spatial and asymmetric zonality as against the shape and petrographical composition of the massif. The investigation carried out by the diffraction of X-rays and I. R. analysis confirmed the types of maximum and intermediary microcline with 0.9 and 0.5 triclinicity. These properties are due to the high instability of the potash feldspars and were acquired subsequently to their crystallization and selective remobilization processes in conditions of slow cooling.

Masivul alcalin de la Ditrău, unic în țara noastră prin dimensiunile și varietatea sa petrografică, este localizat în partea centrală a Carpaților Orientali, pe rama internă a zonei cristalino-mezozoice, în cadrul seriei de Tulgheș.

De la semnalarea sa de către F. H e r b i c h , în anul 1859 — în mai bine de un secol de cercetări prestigioase — s-au impus, atât prin profunzime cât și prin originalitate, ideile lui A. K o c h (1877–1880), B. M a u r i t z (1910–1925), V. I a n o v i c i (1932–1968), A. S t r e c k e i s e n (1931–1974), C o d a r c e a et al. (1957) etc. Datorită acestor idei, masivul alcalin de la Ditrău este cunoscut în literatura petrografică mondială și face obiectul unei tratări în monografia lui S ø r e n s e n (1974) — „The Alkaline Rocks”.

¹ Predată la 25 mai 1977, acceptată pentru publicare la 26 mai 1977, comunicată în ședința din 8 iunie 1977.

^a Facultatea de geologie și geografie, Catedra de mineralogie. Bd. Nicolae Bălcescu nr. 1, București.



Investigațiile în masiv cuprind atât observații chimice și mineralogice cât și detalieri petrografice și structurale. Cele mai importante dintre acestea se înscriu pe linia unor generalizări și conduc la cîteva modele genetice: Ianoviči (1933), Codarc et al. (1957), Strecker (1954, 1974). Cercetarea masivului continuă astăzi prin metode rafinate, de esență geofizică, bazate pe analiza de frecvență pentru stabilirea numărului de surse care și cumulează efectul (cazul anomaliei cîmpului geomagnetic total — Botezat et al., 1975³).

Progresele din ultimii ani înregistrate în tehnici de investigație mineralologică și petrografică — și prin aceasta, în cunoașterea de detaliu a structurii și opticii mineralelor precum și a semnificației lor petrogenetice — sugerează cîmpul larg care se deschide în fața cercetării geologice pentru considerarea unor noi aspecte și modele genetice. Pe de altă parte, ajungerea la un consens în legătură cu nomenclatura rocilor plutonice (Strecker, 1968, 1974) impune introducerea în literatura română a celor mai adecvăți termeni care să definească paragenezele întâlnite într-un masiv clasic și care să se înscrie într-o sistematică unanim acceptată.

Pozitia masivului alcalin de la Ditrău în cadrul cristalinului Carpaților Orientali

Masivul alcalin de la Ditrău se caracterizează printr-o mare varietate petrografică, mineralologică și chimică care se reflectă în complicate aspecte structurale și texturale. El este amplasat în sisturi cristaline de vîrstă baicaliană aparținind zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali (sectorul Gheorgheni—Tulgheș) și este acoperit între Valea Mare a Ditrăului și pîriul Jolotca de o cuvertură de depozite pliocene și cuaternare.

Sisturile cristaline aparținând seriei de Tulgheș sunt slab metamorfozate (faciesul sistemelor verzi), au uneori un caracter retromorf (Popescu, 1970) și sunt reprezentate din punct de vedere petrografic prin sisturi cuarțo-feldspatice, sisturi cuarțito-biotitice, cuarțite cu biotit (în bazinul pîriului Jolotca, orizontul de Sărmaș (Tg_1), Mureșan, 1971; Popa, 1975), prin sisturi cuarțito-sericitoase, sisturi grafitoase (la vest de pîrul Cianod, orizontul Fagul Înal (Tg_2), Mureșan, 1971; Popa, 1975). Între pîraiele Belcina și Putna, complexul mediu al seriei de Tulgheș (Tg_2) este alcătuit din sisturi grafitoase, sisturi sericito-grafitoase și intercalări de sisturi sericito-cloritoase (Mureșan, 1971; Popa, 1975).

Contactul masivului cu sisturile cristaline ale seriei de Tulgheș este net și marcat prin asociații mineralogice și structuri caracteristice metamorfismului termic: biotit, andaluzit, cordierit (de obicei substituit prin pinit), corindon, spinel și rar cloritoid și amfibol alcalin (Strecker, 1974) în filite cu structuri pătate și nodulare sau cuarțite recristalizate.

Aureola de contact a masivului are lățimi variabile, de la zeci de metri la 2–3 km și este mai bine dezvoltată în partea de nord-vest a acestuia, precum și între pîraiele Chiuruț, Cetății și Cianod. În cadrul aureolei, în imediata vecinătate a masivului se mai întâlnesc injectii centimetrice, decimetrice și uneori metrice de sienite sau roci cuarțo-feldspatice (bene vizibile pe

³ Arh. I.G.P.S.M.S. București.

pîraiele Chiuruț, Cianod, Cetății, Holoșag și Teascului) ce formează texturi rubanate caracteristice (aspete „lit-par-lit”).

Aleătuirea petrografică și structura masivului — caractere generale

Masivul de la Ditrău este format dintr-o varietate largă de roci în a căror constituție intră, în limite foarte variabile, minerale caracteristice corporurilor alcaline: microclin, albit, oligoclaz, nefelin, cancrinit, sodalit, biotit, amfiboli (N. Anasstu, E. Constantinescu, 1976)⁴ (hastingsit, arfedsonit, hornblendă comună, magnezioriebekit, ossanit), muscovit, titanaugit, augit diopsidic, rar cuart și ca accesori: apatit, sfen, ilmenit, zircon, rutil, orthit, monazit, epidot etc.

Caracterele structurale generale ale rocilor sunt determinate de variația gradului lor de cristalinitate și de trecerile frecvente între faciesurile grosiere, medii și microcristaline. Textura rocilor, aproape indiferent de tipul la care ne referim, îmbracă aspecte masive și aspecte orientate (definite ca „gnaisice“ de Codarcea et al., 1957 sau „fluidale“ de Streckeisen, 1974).

Tipurile petrografice, separate prin integrare (N. Anasstu, E. Constantinescu, 1975)⁵ și proiecția datelor în diagrama *QAPF* (Comisia pentru clasificarea rocilor plutonice, IUGS, 1974), aparțin rocilor foidice, rocilor cu foide, rocilor cuarț-feldspatice, dioritelor și ultra-mafitelor (fig. 1 și 2).

a) Rocile foidice — sienitele foidice monzoitele foidice și essexitele — acoperă cea mai mare suprafață a masivului dezvoltindu-se în părțile sale centrale (cursul superior al Văii Mari a Ditrăului, a pîriului Belcina, Cianod și pe afluenții drepti ai pîriului Putna) sub diverse faciesuri structurale și moduri de asociere. Uneori, trecerea de la un tip petrografic la altul se realizează treptat prin modificarea conținutului de minerale femice iar, alteori, prin contacte nete.

Sienitele foidice sunt roci predominant leucocrate, albe sau roz, cu indice de culoare scăzut ($M < 10 - 15\%$). În constituția lor intră feldspat potasic, albit-oligoclaz, nefelin (\pm cancrinit, \pm sodalit), biotit, rar hornblendă, zircon, ilmenit, sfen, apatit. Variațile roz apar prin alterație exogenă și reînerea pigmentului feruginos de către feldspați și se dezvoltă preferențial în bazinul pîriului Putna, în cursul superior al pîriului Belcina și pe rama sudică a masivului. Din punct de vedere structural predomină faciesurile pegmatoide și cele mediu granulare. Faciesurile fin cristalizate, proprii microsienitelor nefelinice apar ca zone neregulate, cuiburi sau filoane în masa sienitelor foidice pegmatoide sau normale.

Monzonitele foidice constituie faciesuri laterale ale sienitelor foidice și intercalații în complexul essexitelor, dezvoltate în special pe pîrul Gudutz și pe afluenții drepti ai pîriului Putna. În compoziția lor intră feldspat potasic, albit, oligoclaz, nefelin, biotit, hornblendă, sfen, apatit, epidot, calcit. Structurile sunt mediu granulare.

⁴ Arh. I.G.P. București.

⁵ Arh. I.G.P.S.M.S. București.

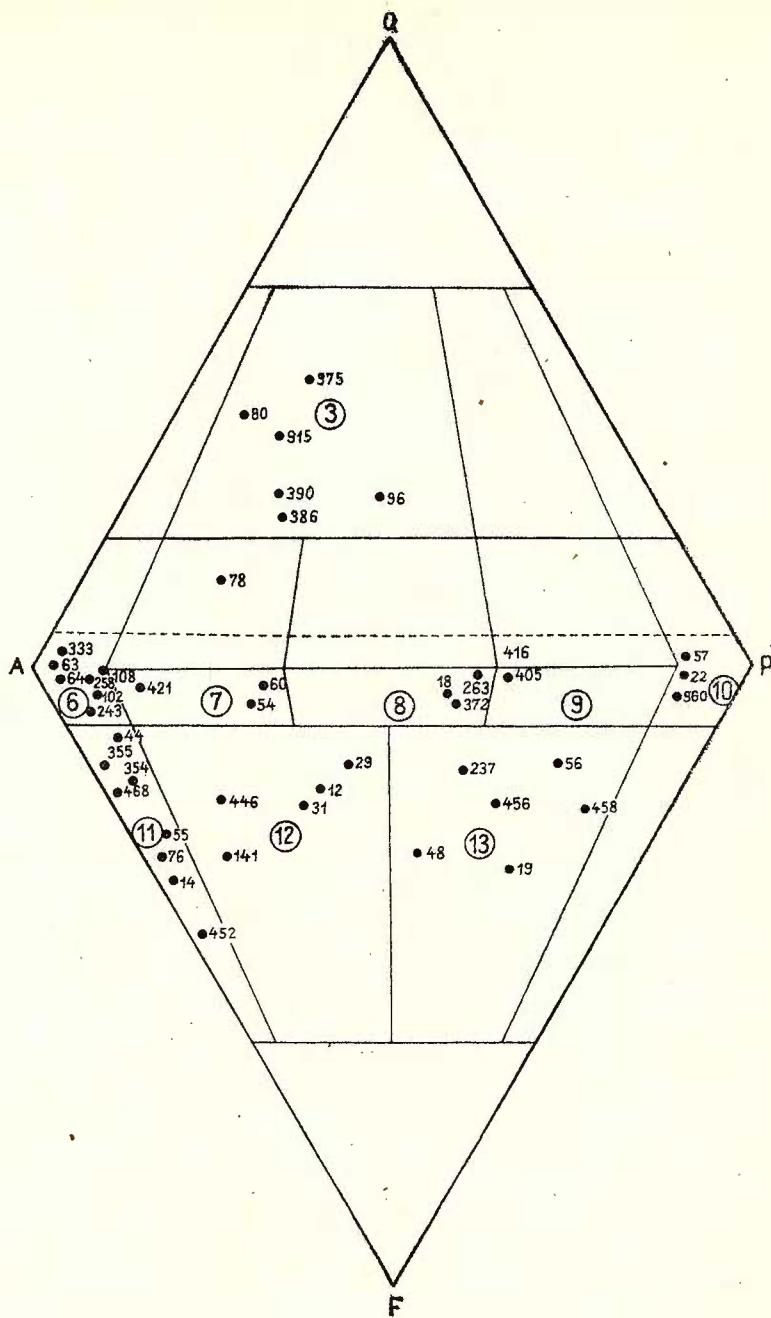


Fig. 1. — Proiecția analizelor modale în diagrama $QAPF$ de clasificare a rocilor plutonice
3, granit; 6, sienite alcali-feldspatice cu foide; 7, sienite cu foide; 8, monzonite cu foide;
9, monzodiorite cu foide; 10, diorite cu foide; 11, sienite foidice (nefelinice); 12, monzosienite
foidice; 13, essexite.

Projection des analyses modales sur le diagramme $QAPF$ de classification des roches plutoniques.
3, granites ; 6, siénites alcali-feldspathiques à phoïdes ; 7, siénites à phoïdes ; 8, monzonites à
phoïdes ; 9, monzodiorites à phoïdes ; 10, diorites à phoïdes ; 11, siénites phoïdiques (néphéli-
niques) ; 12, monzosiénites phoïdiques ; 13, essexites.



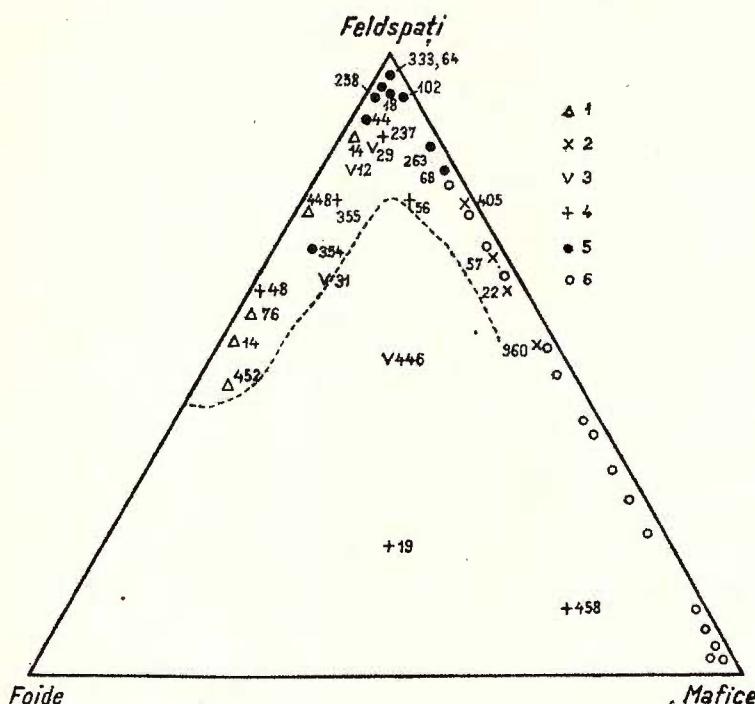


Fig. 2. — Diagramă triunghiulară pentru exprimarea conținutului de feldspați, nefelin și minerale fémice.

1, sienite foidice ; 2, monzonite foidice ; 3, essexite ; 4, sienitoide ; 5, monzonite cu foide ; 6, diorite și hornblendite.

Diagramme triangulaire pour explication du contenu des feldspaths, du néphéline et des minéraux féminiques.

1, siénites phoïdiques ; 2, monzonites phoïdiques ; 3, essexites ; 4, siénitoïdes ; 5, monzonites à phoïdes ; 6, diorites et hornblendites.

Essexitele⁶ aflorează în cursul mijlociu al pârâului Jolotca, pe șoseaua Ditrău-Tulgheș (km 29–26), în carierele din pârâul Gündutz și cursul superior al pârâului Putna, sub forma unui complex heterogen atât din punct de vedere mineralologic cât și structural. În compozitia lor intră, în proporții variabile : plagioclaz, oligoclaz-andezin, feldspat potasic, nefelin, amfiboli și biotit, sfen, apatit, epidot. Structura poate fi mediu granular sau pegmatoidă iar textura este evident orientată datorită asocierii mineralelor fémice în șlire sau plane paralele. În cadrul acestor plane, lipsesc elementele liniare ; mineralele se asociază în snopi, frapând prin lipsa lor de orientare. Prezența filoanelor de sienitoide în complexul essexitic diversifică imaginea spa-

⁶ Essexitele reprezintă echivalentul „complexului dioritic” descris de Codarcea et al. (1957) în cursul inferior al pârâului Jolotca și al complexului Czengeler-Gündutz descris de Streckeisen (1954, 1974).

țială a asociațiilor petrografice și determină, prin convergență cu fenomenele anatectice — structuri similare migmatitelor („aspects de agmatite, diadizite, nebulite”, Codarce et al., 1957).

b) Rocile cu foide cuprind sienitoide⁷ și monzonite în care foidele sunt accidentale (<10%). Rocile se dezvoltă la periferia complexelor foideice menționate fie sub forma unor zone alungite cu aspect inelar fie a unor filoane cu grosimi variabile (0,50—2—3 m) în masa rocilor învecinate.

Sienitele și sienitele alcalifeldspatice se individualizează în cursul superior al pîriului Turcului, cursul inferior al pîriului Holoșag, traversează pîriul Jolotca și reapăr, de sub depozitele de cuvertură, între Valea Mare a Ditrăului și pîriul Gădutz. Sunt roci leucocrate, albe sau roz, formate din feldspați potasici, albă oligoclaz, biotit, muscovit în faciesurile filoniene, accidental nefelin și minerale accesori: zircon, apatit, ilmenit, rutil, sfen. Faciesurile marginale din pîriul Jolotca prezintă tranziții evidente spre complexele învecinate. Ele se îmbogătesc în cuarț, spre est, și în mineralele femice, spre vest. În zona central-vestică a masivului tranziția se realizează prin îmbogățire în nefelin și mineralele femice, către essexite. Structurile sunt de obicei mediu și microgranulare iar texturile masive tend să devină orientate cînd crește cantitatea de minerale femice.

Monzonitele și monzodioritele se întâlnesc ca serii de tranziție între complexele amintite, sub formă de lentile (pe pîraiele Gădutz și Cianod) sau zone concordante (pîriul Jolotca) în care textura este, cînd masivă, cînd orientată. În compoziția lor participă alături de feldspat potasic, oligoclaz-andezin ± albă, biotit ± amfibol; mineralele accesori sunt reprezentate prin sfen, apatit, ilmenit, epidot. Structurile sunt hipidiomorf-mediu granulare.

c) Rocile cuarț-feldspatice — granitoidele — aflorează discontinuu în zonele marginale ale masivului. Ele formează zone cu extindere mai largă în cursul superior al pîriului Jolotca, drumul Czengeler—Lükone și în cursul mijlociu al pîriului Cianod.

Granitoidele sunt pregnant leucocrate, de culoare roz și conțin feldspat potasic, cuarț, plagioclaz, biotit, zircon, sfen, apatit. Structura rocilor este allotriomorf-mediu spre microgranulară iar textura masivă.

d) Dioritele și ultramafitele formează un complex bine individualizat în cursul inferior al pîriului Jolotca între pîriul Cibi Iacob și pîriul Teascului.

Paragenezele ce alcătuiesc complexele de roci din masivul alcalin de la Ditrău sunt preponderent feldspatice ceea ce le conferă un caracter net leucocrat. Variatia raporturilor de participare între feldspați, pe de o parte și foide sau mineralele femice, pe de altă parte, creează o zonalitate care poate fi urmărită la scara masivului. Tendința de creștere a conținutului de foide devine evidentă spre centrul masivului și determină o zonă circulară de compoziție sienitnefelinică. Zona centrală este înconjurată discontinuu de zone cu aspect inelar, mai bogate în feldspați și mai sărace în foide. Zonalitatea mineralologică este accentuată de o zonalitate texturală și mai puțin structurală. Tendința, din acest punct de vedere,

⁷ În opozitie cu semnificația termenului din clasificarea pentru teren a rocilor plutonice, aici folosit strict, pentru a defini sienitele alcalifeldspatice și sienitele cu foide.



este de a se trece de la texturile orientate din zonele marginale ale masivului spre texturi massive caracteristice părților sale centrale. Variația aspectelor structurale, de la faciesurile normal-granulare la faciesurile grosiere-pegmatoide sau la cele fin cristalizate conduc la o neomogenitate evidentă care nu se poate corela direcțional sau transversal în masiv.

Feldspați potasici. Studiul de față privește feldspații potasici din diverse puncte de vedere și cauță să ilustreze, prin prisma lor, cîteva condiții care, controlind formarea și distribuția spațială a acestora, au influențat direct complexele relații paragenetice, texturale și structurale din cadrul masivului alcalin de la Ditrău.

Investigația are la bază studiul unui număr de 200 secțiuni subțiri din principalele tipuri de roci și abordează aspecte de morfologie a cristalelor, concreșteri și incluziuni, optica feldspaților și variația sa în masiv precum și de analiză prin difracția RX și spectroscopie de absorbtie în infraroșu.

Frecvență, dimensiuni, morfologie. Feldspații potasici din rocile masivului alcalin de la Ditrău reprezintă minerale cu frecvență ridicată. Media de participare se păstrează între 40–50% cu excepția essexitelor în care conținuturile se situează sub 35% (tab. 1). Analiza diagramei cu limitele de participare a feldspaților potasici în diverse tipuri de roci reflectă (fig. 3) :

— variații mai mari în cadrul sienitoidelor, monzonitelor și grani-toidelor și conținuturi relativ constante în sienitele foidice și monzonitele foidice ;

— în toate cazurile conținuturile maxime corespund separațiilor leucocrate, de multe ori cu caracter pegmatoid, din cadrul complexului de roci descrise.

Dimensiunile cristalelor analizate sunt de obicei similare cu ale celor latte minerale din paragenează și determină în cadrul fiecărui complex petrografic — structurile pegmatoide, normal granulare și microcristaline (tab. 2).

În legătură cu valorile din tabelul 2 se constată că, exceptând sienitele foidice care, în Valea Mare a Ditrăului prezintă frecvențe structuri pegmatitice (observate pe eșantioanele din haldele vechilor lucrări de explorare), structurile larg cristalizate din celelalte tipuri de roci reprezintă faciesuri locale cu dezvoltări neregulate sau lenticulare.

Trăsăturile morfologice ale cristalelor de feldspăti potasici variază în funcție de tipurile structurale ale rocilor analizate și nu se coreleză cu parageneza acestora. Formele întîlnite sunt :

— cristale prismatice alungite, lipsite de contur cristalografic ; în ciuda dezvoltării lor prismatice și aparenței (macroscopice) de idiomorfism, niciodată sub microscop, feldspați potasici nu evidențiază fețe cristalografice. Cristalele prezintă terminații neregulate, uneori amoeboide. Limitele lor sunt nete spre nefelin și intotdeauna franjurate cînd vin în contact cu plagioclazul. Cristalele mari, din unele granitoide, sienite foidice și sienitoide filoniene prezintă frecvent fisuri. Aceste forme

sint întâlnite în rocile cu structură pegmatoidă și în special în sienitele alcalifeldspatice și sienitele foidice ;

— granule interstitionale (în faciesurile mediu și microgranulare) aproximativ izometrice, întotdeauna uniforme și de dimensiuni submilimetrice ;

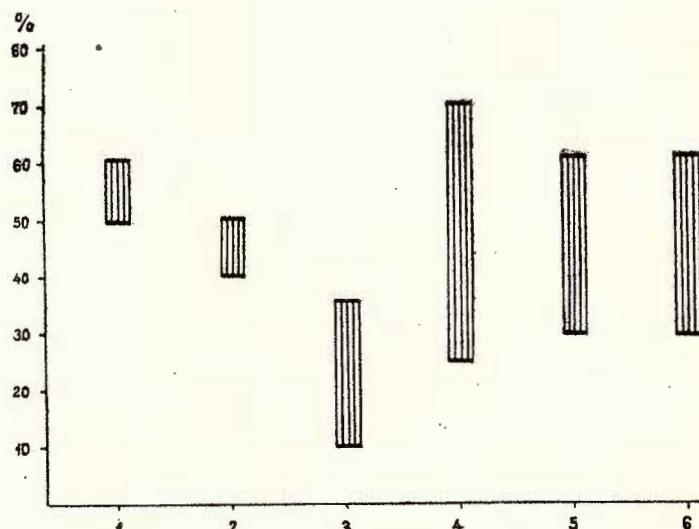


Fig. 3. — Limitele de participare a feldspașilor potasici în rocile masivului alcalin de la Ditrău.

1, sienite foidice ; 2, monzonite foidice ; 3, essexite ; 4, sienitoide ; 5, monzonite cu foide ; 6, granitoide.

Limites de participation des feldspaths potassiques dans les roches du massif alcalin de Ditrău.

1, siénites phoïdiques ; 2, monzonites phoïdiques ; 3, essexites ; 4, siénitoïdes ; 5, monzonites à phoïdes ; 6, granitoïdes.

— plaje și coroane pe plagioclazi reprezentând forme de substituție a acestora ; uneori, în cadrul pseudomorfozelor parțiale feldspașii potasici se dezvoltă epitaxial, în continuitatea macelor și clivajelor din plagioclazi ; în pseudomorfozele totale habitusul devine prismatic, hipidiomorf și este propriu plagioclazului. Substituțiile incipiente, regulate și paralele cu clivajele plagioclazului determină antipertitele (apar în toate tipurile de roci) ;

— granule relativ rotunjite incluse în alți feldspași potasici și reprezentând probabil generații primare, apar în unele granite alcaline și sienite foidice ;

— depuneri filiforme, de-a lungul unor fisuri sau clivaje în plagioclazi s-au întâlnit în sienite, granite și sienite foidice.

TABELUL 1

Proprietățile feldspatilor potasici din rocile masivului alcătui de la Ditrău

	Slenite nefelnice	Monzonite foldice	Exexsite	Slenite	Monzonite	Granitoide
Valea Mare, pîrul Putna, pîrul Chiu-rut, pîrul Gîndutz	pîrul Putna, pîrul Gîndutz	Valea Mare, pîrul Putna, pîrul Joloteca, Valea Mare, pîrul Gîndutz, pîrul Balas Lorintz	Pîrul Joloteca, Valea Mare, pîrul Gîndutz, pîrul Cianod	pîrul Joloteca, pîrul Gîndutz, pîrul Cianod	pîrul Joloteca, pîrul Gîndutz, pîrul Cianod	pîrul Joloteca, pîrul Gîndutz, pîrul Cianod
Continut în rocă %	50 - 60	40 - 50	10 - 35	25 - 70	30 - 60	30 - 60
Morfologia cristalelor	anhedral prismatic alungit, izometric, plaje, filiform	anhedral, granular, plaje	anhedral, interstitial, granular	anhedral, interstitial, plaje	anhedral interstitial, plaje	anhedral granular, interstitial
N _B $\left(\frac{\gamma}{\alpha} \right)$	$\left(\frac{1,525}{1,519} \right)$ Or 94	1,523 Or 85	1,525 ; 1,527 Or 75	1,523 1,525 1,518 Or 92	1,524 Or 84	1,522 Or 96
valori maxime Or	80 - 88°(86°)	70 - 88°(84°)	72 - 88°	70 - 86°(80°)	70 - 84°	76 - 86°(84°)
2 Vă valori extreme (frecvență maximă)	14 - 18°	8 - 18°	10 - 18°	10 - 18°	10 - 16°	14 - 18°
b : γ						
Triclinicitate (Δ)	M.M. și M.I.*	M.I. M.M.	M.I. M.M.	M.I. M.M.	M.I. M.M.	M.M.
Macle	„în grătar”	„în grătar”	„în grătar”	„în grătar”	„în grătar”	„în grătar”
Concresteri	microperite, „vein” perite, pertite de substituție	microperite, „vein” perite, pertite de substituție, caracter epitaxial	„velin” pertite, pertite de substituție	perite de substituție	microperite, „vein” perite, pertite de substituție	microperite, „vein” pertite, pertite de substituție
Incluziuni	plagioclaz și nefelin	plagioclaz relict (corodat), cristale orientate	plagioclaz, albă, cancrinăt	albit	plagioclaz idiomorf, orientat sau nici cuart	plagioclaz idiomorf, orientat sau nici cuart
Transformări, alterații, deformări	de obicei proaspăt, caolinizat, fisuri cu calcit sau albă	proaspăt	proaspăt	proaspăt	proaspăt și slab caolinizat	proaspăt și slab caolinizat urme de deformări (anomalii optice)

* M. M. = microclin maxim ; M. I. = microclin intermediar.

TABELUL 2

Dimensiunile feldspaților potasici pentru principalele tipuri de roci și faciesuri structurale (în mm)

Tipul de rocă	Structura rocii		
	Pegmatoidă	Normal-granulară	Microcristalină
Sienite alcalifeld-spatice :			
— masive	5—15	0,8—1,2	0,05—0,8
— filoniene	10—25	1,0—2,0	
Monzonite		0,4—2,5	0,05—0,4
Sienite foidice	10—30	0,3—2,0	0,08—0,8
Essexite	15—25	0,4—1,5	
Granite	5—10	0,2—1,5	0,04—0,8

Formele întâlnite reflectă pe de o parte, cristalizarea tardivă a feldspatului potasic (în general în spații limitate), iar pe de altă parte, marea sa mobilitate și afinitate pentru plagioclazi, care constituie un bun suport pentru creșterea (prin substituție) a feldspatului potasic.

Concreșteri și inclusiuni. O caracteristică generală a feldspaților potasici din toate tipurile de roci o reprezintă lipsa lor de omogenitate și apariția în variate tipuri de concreșteri cu feldspatul sodic.

Concreșterile studiate microscopic aparțin categoriilor de micropertite și macropertite în care faza sodică prezintă dimensiuni $> 0,05$ mm și respectiv $< 0,05$ mm. Din punct de vedere morfologic pertitele din rocile masivului aparțin tipurilor „string”, „film”, „vein”-pertite (H. Anderson 1928; Smith, 1974) și tipurilor „replacement” și „braid”-pertite (Alling, 1938 fide Smith, 1974).

În concreșterile foarte fine („string” și „film”-pertite) vinișoarele de albăt au dimensiuni cuprinse între 0,01 și 0,1 mm și apar în proporții relativ egale cu faza potasică (pl. II, fig. 1). Ele apar, de regulă, la marginea cristalelor dar și sub formă de grupări în diverse părți ale cristalelor. Dezvoltarea lamelelor de albăt apare preferențială și paralelă cu fața (010). În pertitele de substituție („replacement”), faza albitică apare sub formă de relicte neregulate, lipsite de contururi cristalografice dar cu orientări optice identice. Contactul albăt-feldspat potasic nu urmează, în acest caz, direcții cristalografice vizibile. Faza albitică prezintă frecvent macle polisintetice vizibile. În sienitele alcali-feldspatice din părțile Gudutz au fost întâlnite concreșteri mixte de tip „vein-replacement” (faza potasică care înglobează relicte de albăt — concreștere tip „replacement” — este la rindul ei pertitică — concreșteri fine tip „vein”). În sienitele foidice au mai fost frecvent întâlnite pertite de tip „braid” — concreșteri simultane după două direcții (110) și ($\overline{1}\overline{1}0$) ; în acest caz, faza albitică este foarte fină și nu mai prezintă macle polisintetice vizibile.

Încercarea de a depista tipuri de pertite, specifice diverselor tipuri de roci din masiv, nu a condus la un rezultat pozitiv. Faptul s-ar putea explica, fie prin unitatea lor de origine fie prin prezența unor parametri similari care au controlat geneza tuturor rocilor din masiv. În mod obișnuit, pertitele de tip „string” și „vein” se interprează ca produse de dezamestec iar cele de tip „replacement” ca produse de substituție. Prezența lor simultană în rocile de la Ditrău pledează pentru complexitatea proceselor petrogenetice.

Maclele feldspațiilor sunt omniprezente în rocile masivului iar macla în grătar a microclinului reprezintă o regulă. În sienitele alcali-feldspatice și în faciesurile microcristaline ale acestor roci sau ale sienitelor foidice, în care există tendință de dezvoltare a unor fenocristale, macla în grătar este dublată de o maclă Carlsbad. În rocile filoniene, în care au fost remarcate mai des fenomene de deformare, macla în grătar a microclinului înregistrează și ea aceste efecte (indivizii sănt îndoiați în mod caracteristic).

Gradul de neomogenitate a feldspatului potasic a fost evidențiat prin frecvența mare a pertitelor și prin prezența în cadrul lor a relictelor de plagioclaz. În afara acestor dovezi de neomogenitate, în feldspații potasici din sienitele alcali-feldspatice apar incluziuni idiomorfe de albit iar în feldspații din granitoide se pot cita incluziuni globulare de cuart. În rocile cu indice de culoare ridicat (essexite, diorite, ultramafite) biotitul și amfibolii apar uneori inclusi în feldspatul potasic. Mineralele accesoriai de tipul zirconului, apatitului, sfenului, ilmenitului sănt rar întâlnite în relație cu feldspatul potasic.

Optica feldspațiilor. Studiul optic al feldspațiilor potasici a fost efectuat pe un număr de 116 cristale din sienite foidice, monzonite foidice, essexite sienitoide, monzonite (\pm foide) și granitoide. Localizarea probelor și centralizarea rezultatelor obținute sănt date în tabelul 1.

Plecind de la faptul cunoscut (Goldsmit, Laves, 1954; Mackenzie, 1954; Smith, 1961) că proprietățile optice și cristalografice ale feldspațiilor potasici sănt dependente de starea structurală a acestora și respectiv de conținutul în Na, pentru caracterizarea lor completă său urmărit valorile unghiului $2V$, extincția și indicele de refracție.

Determinările de unghi $2V$ și unghi de extincție ($b : \gamma$) cu ajutorul mesei universale Fedorov au evidențiat următoarele :

— valorile $2V\alpha$ pentru feldspații potasici din toate rocile masivului sănt cuprinse între $70-88^\circ$ cu maxime evidente în intervalul $80-88^\circ$ (fig. 4);

— limitele de variație a valorilor $2V\alpha$ pentru diverse tipuri de roci din masiv (fig. 5) diferă de la un tip de rocă la altul. Între limite mai restrînse oscilează valorile $2V\alpha$ pentru feldspații potasici din sienitele foidice ($80-88^\circ$) și granitoide ($76-86^\circ$) și în limite mai largi ($70-84^\circ$; 86°) se înscriu valorile ce caracterizează feldspații din monzonite foidice, sienitoide și monzonite.

Pentru principalele roci din masiv frecvența maximă a unei anumite valori a unghiului $2V$ nu este identică. Astfel, în sienitoide valorile cele

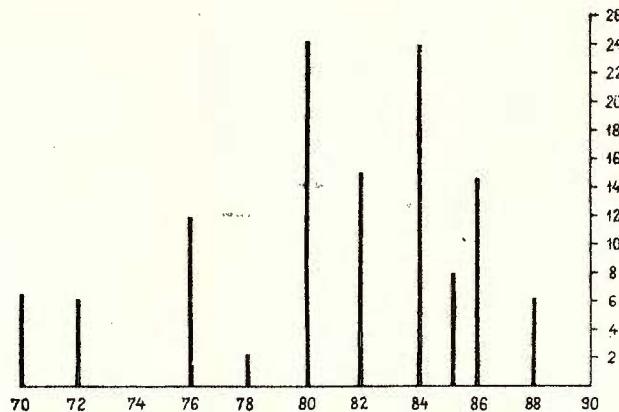


Fig. 4. — Limitele de variație a unghiului $2V\alpha$ pentru feldspați potasici din rocile alcaline de la Ditrău.

Limites de variation de l'angle $2V\alpha$ pour les feldspaths potassiques des roches alcalines de Ditrău.

mai frecvente aparțin feldspațiilor potasici cu $2V\alpha = 80^\circ$, în monzonite foidice și granitoide cristalelor cu $2V\alpha = 84^\circ$, iar în sienitele foidice celor cu $2V\alpha = 86^\circ$. Diferențele sunt sensibil mici și nu pot constitui un criteriu de corelare pentru fiecare tip petrografic. Alături de aceste diferențe lipsă unei variații accentuate a unghiului axelor optice se corelează cu caracterele morfologice similare care au fost remarcate în cadrul varietăților petrografice analizate.

Distribuția spațială a valorilor măsurate ale unghiului $2V\alpha$ al feldspațiilor potasici (fig. 6), neînind seama de tipul petrografic în care ei se găsesc, sugerează o tendință de grupare a valorilor mari ($2V\alpha = 84 - 86^\circ$) spre zonele marginal nord-estice, sudice și central-vestice din masiv și de grupare a valorilor mici ($2V\alpha = 76 - 80^\circ$) de-a lungul unei zone ce unește pîrîul Jolotca (între confluența cu pîrîul Simo și pîrîul Teascului) și cursurile mijlocii ale pîraielor Gûdutz și Cianod. Imaginea sugerează lipsa unei corelații între zona morfologică centrală a masivului și o zonă centrală care se poate contura pe baza valorilor luate în discuție.

Valorile unghiului de extincție $b:\gamma$ sunt cuprinse între $6 - 18^\circ$ și corespund stărilor de microclin intermediar și microclin maxim (fig. 7).

Din punct de vedere optic abaterea la simetria monoclinică poate fi dedusă prin intermediul unghiului format între direcția cristalografică „ b ” și direcția „ γ ”. Acest unghi are valoarea 0° în cazul feldspațiilor cu simetrie monoclinică (ortoclaz), și poate atinge valori maxime de 18° , în cazul feldspațiilor cu simetrie triclinică (microclin maxim). Stările intermediare sunt posibile și se definesc ca microclin intermediar.

Frecvența cea mai mare o au valorile de $14 - 18^\circ$, ceea ce indică că stare structurală specifică pentru feldspatul potasic din rocile studiate,

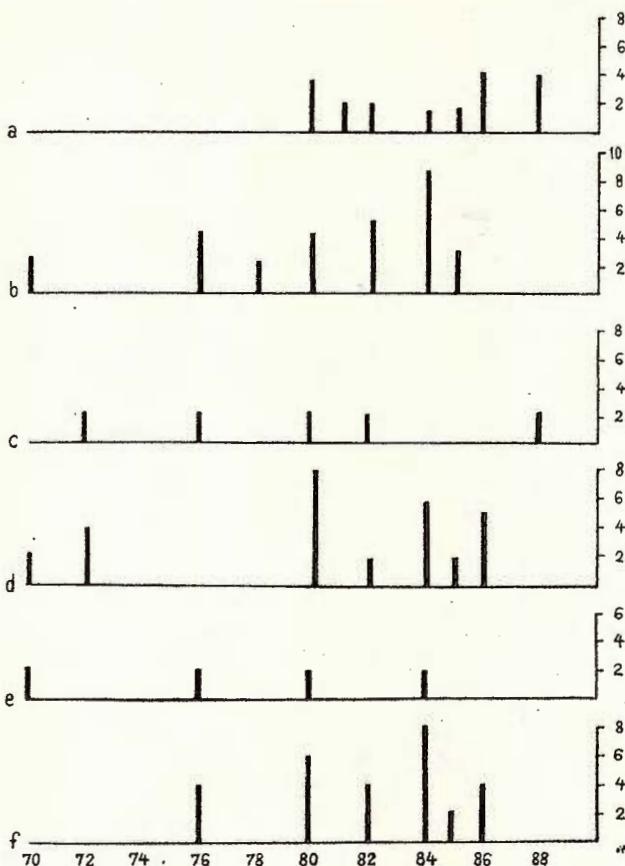


Fig. 5. — Domeniile de variație a unghiului $2V\alpha$ la feldspații potasici din diferite tipuri de roci din masivul alcalin de la Ditrău.
a, sienite foidice ; b, monzonite foidice ; c, essexite ; d, siénitoïdes ;
e, monzonites à phoïdés ; f, granitoïdes.

Domaines de variation de l'angle $2V\alpha$ des feldspaths potassiques de divers types de roches du massif alcalin de Ditrău. a, siénites phoïdiques ; b, monzonites phoïdiques ; c, essexites ; d, siénitoïdes ; e, monzonites à phoïdés ; f, granitoïdes.

microclinul maxim cu grad ridicat de triclinicitate. Prin proiecția simultană a valorilor $2V\alpha$ și $b:\gamma$ în diagrama Laves-Vishwanathan (fig. 8), deducem că feldspatul potasic din rocile alcaline de la Ditrău este reprezentat prin microclin ortoclazic și microclin sanidinic cu triclinicitate medie și ridicată.

În vederea determinării conținutului de Na din feldspatul potasic au fost efectuate, pe zece probe în pulbere, măsurători ale indicelui de

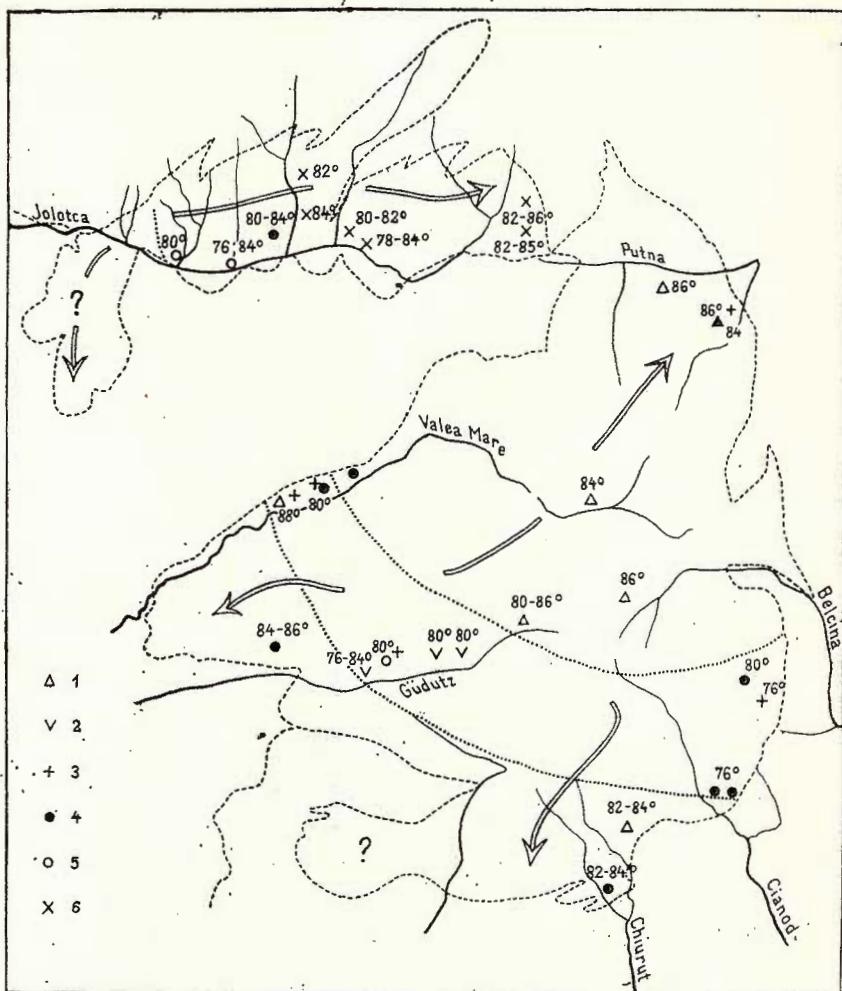


Fig. 6. — Schiță cu distribuția valorilor $2V\alpha$ pentru feldspații potasici în cadrul masivului alcalin de la Ditrău.

1, sienite foidice ; 2, monzonite foidice ; 3, essexite ; 4, sienitoide ; 5, monzonite cu foide ; 6, granitoide.

Esquisse à distribution des valeurs $2V\alpha$ pour les feldspaths potassiques dans le cadre du massif alcalin de Ditrău.

1, siénites phoïdiques ; 2, monzonites à phoïdes ; 3, essexites ; 4, siénitoïdes ; 5, monzonites à phoïdes ; 6, granitoïdes.

Fig. 7. — Limitele de variație a unghiu-lui de extincție $b : \gamma$ pentru feldspații potasici din rocile alcaline de la Ditrău.

Limites de variation de l'angle d'extinction $b : \gamma$ pour les feldspaths potassiques des roches alcalines de Ditrău.

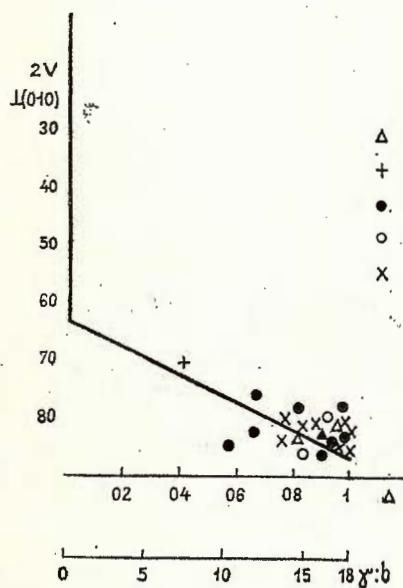
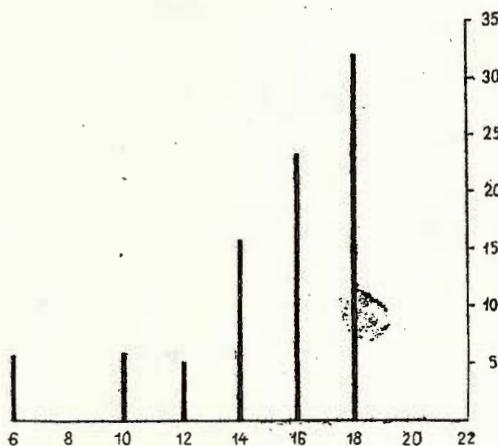


Fig. 8. — Proiecția valorilor $2V$ și $b : \gamma$ pe diagrama lui L a v e s - V i s h w a n a t h a n pentru caracterizarea stării structurale a feldspaților potasici.

1, sienite foidice ; 2, essexite ; 3, sienitoïde ; 4, monzonite cu foide ; 5, granitoïde.

Projection des valeurs $2V$ et $b : \gamma$ sur le diagramme de L a v e s - V i s h w a n a t h a n pour caractérisation de l'état structural des feldspaths potassiques.

1, siénites phöïdiques ; 2, essexites ; 3, siénitoïdes ; 4, monzonites à phöïdes ; 5, granitoïdes.

refracție. Determinările au fost efectuate prin metoda imersiei în lichide etalonate la refractometrul Abbe. Rezultatele obținute (tab. 1) indică caracterul mai sodic al feldspaților din essexite comparativ cu feldspații din celelalte tipuri de roci. Cei mai potasici ($> \text{Or} 90$) apar feldspații din granitoïde și sienite foidice ; valori cu tendințe sodice ($< \text{Or} 65$) sunt caracteristice sienitelor alcali-feldspatiche și monzonitelor.

Corelând valorile N cu unghiul axelor optice se poate remarcă tendința de creștere a unghiului $2V\alpha$ paralel cu scăderea conținutului în Na (fig. 9).

Din datele optice analizate rezultă că feldspatul potasic din rocile masivului de la Ditrău este un microclin cu stări structurale caracterizate printr-un grad de triclinicitate maxim spre mediu ceea ce indică un grad de ordonare ridicat în relația Al—Si.

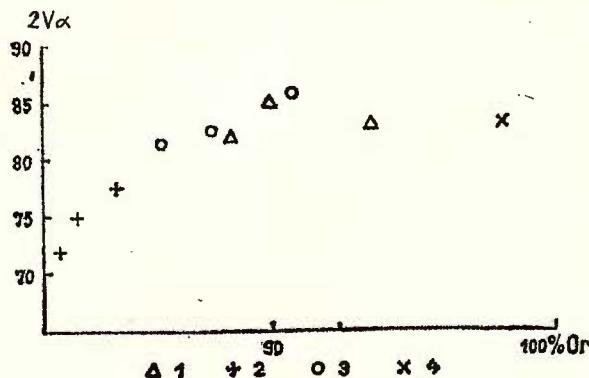


Fig. 9. — Corelația $2V\alpha$ — % Or pentru feldspați potasici din diverse tipuri de roci din masivul alcalin de la Ditrău.

1, sienite foidice ; 2, essexite ; 3, sienite ; 4, granitoide.

Corrélation $2V\alpha$ — % Or pour les feldspaths potassiques de divers types de roches du massif alcalin de Ditrău.

1, siénites phoïdiques ; 2, essexites ; 3, siénites ; 4, granitoïdes.

Analiza prin difracția razelor X și spectroscopie de absorție în I.R. Dimensiunea celulei elementare a feldspațiilor alcalini naturali depinde de gradul de ordine al dispoziției Si și Al, de raportul K/Na iar în cazul pertitelor și de gradul de coerență între zonele potasice și sodice. Evidențierea acestor elemente chimico-structurale prin difracția Rx și spectrografie I.R. a constituit baza unor interpretări atât din punct de vedere structural cât și petrologic (MacKenzie, 1954; MacKenzie, Smith, 1955; Goldsmith, Laves, 1954) care au reușit în final, să contureze o imagine a condițiilor de formare a feldspațiilor.

Difracția Rx. Au fost analizate⁹ un număr de 13 probe de feldspati provenind din tipurile principale de roci ale masivului. Valorile 2θ , d (în nanometri) și i/100, calculate din difractogramele obținute, sunt reproduse în tabelul 3.

⁹ Metoda pulberii-difractometru Phillips : anticatod Cu, filtru Ni, 35 Kv, 20 mA. La probele 35, 53, 63, 74, 80 s-a lucrat cu $R = 1 \cdot 10^8$, $Vg = 1^\circ/\text{min}$, $Vh = 240 \text{ mm/h}$; la probele 48, 141, 358 : cu $R = 4 \cdot 10^8$, $Vg = 2^\circ/\text{min}$, $Vh = 120 \text{ mm/h}$.

Compararea valorilor parametrilor calculați, la probele analizate (20, d, i) pentru ansamblul domeniului $2\theta = 10-55^\circ$ cu valorile standard pentru feldspații potasici — Borg și Smith (1969), indică prezența microclinului și a concreșterilor pertitice cu albit.

Detalii privind starea structurală a feldspațului potasic au fost obținute pe baza alurii și poziției peakurilor 130 și 131.

Scindarea peakului 130, unitar la feldspații monoclinici, în două peakuri, corespunzînd reflexelor 130 și 130 indică prezența microclinului, iar amplitudinea scindării marchează măsura devierii de la simetria monoclinică (MacKenzie, 1954). Alura peakurilor 130, 130, (130 + 200) și distanțele dintre acestea, măsurate în grade în domeniul $2\theta = 23-24^\circ$ indică prezența microclinului maxim și a microclinului intermediar.

Calculul triclinicității după metoda lui Goldsmith și Laves (1954) prin utilizarea peakului 131, 131 la feldspații potasici din masivul Ditrău a condus la obținerea unor valori cuprinse, în principal, în intervalul 0,7—0,9 corespunzător microclinului maxim și subordonat în intervalul 0,5—0,7 corespunzător microclinului intermediar.

Raportul dintre faza potasică și faza sodică în feldspații alcalini a fost urmărit pe baza valorilor calculate pentru peakurile 201, 060, 204, 131, 131 raportate la valorile standard pentru diferite procente ale moleculei Or din seria Microclin-Albit de temperatură scăzută, al lui

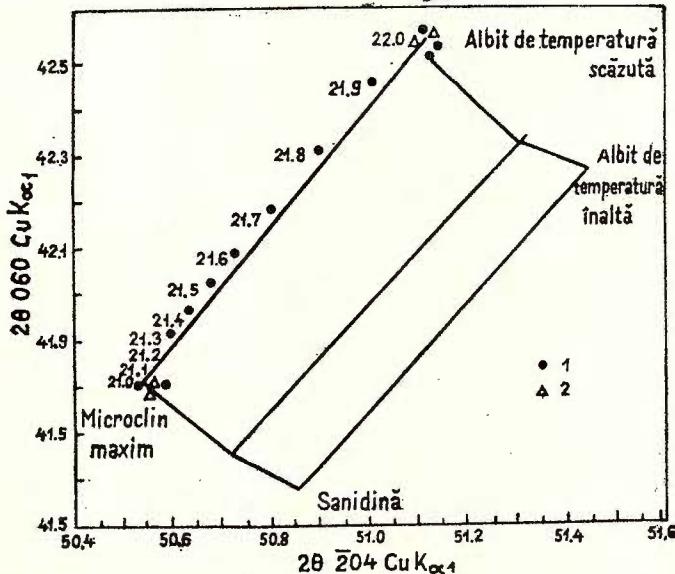


Fig. 10. — Diagrama 20 060/20 204 pentru indicarea tipului structural de feldspat potasic (Wright, 1968).

1, probe standard ; 2, feldspați de la Ditrău.

Diagramme 20 060/20 204 pour indication du type structural de feldspaths potassique (Wright, 1968).

1, échantillons standard ; 2, feldspaths de Ditrău.

Orville (1967), și prin metoda Wright prin utilizarea diagramei construite pe baza valorilor 2θ corespunzănd peakurilor 060 și 204 (fig. 10). Valorile obținute corespund seriei albit-microclin de temperatură scăzută manifestând tendință de amplasare spre termenii potasici și sodici extrem.

Spectroscopie de absorbție în I.R. Au fost analizate¹⁰ 7 probe de feldspați potasici. Spectrele realizate în domeniul 300 cm^{-1} – 1100 cm^{-1} sunt reproduse în figura 11.

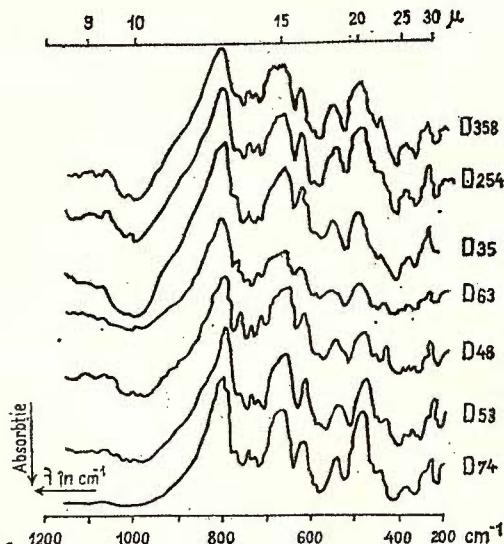


Fig. 11. — Spectrele de absorbție în I.R. ale feldspațiilor potasici de la Ditrău.

Spectres d'absorption en I.R. des feldspaths potassiques de Ditrău.

Studiul în I.R. furnizează informații asupra relațiilor dintre diferențele tipuri de atomi și aranjamentele locale ale acestora (tip de legătură și grad de ordonare) datele obținute, interpretate semicantitativ în termenii cunoșcuți ai structurii cristaline, permitând obținerea unor detalii privind geometria structurii feldspațiilor.

Alura și valorile principalelor benzi de absorbție din spectrele obținute pe probele analizate au fost comparate cu spectrele etalon pentru feldspații potasici (Lyons, 1962; Vandemarel, 1969) atribuirea benzilor caracteristice fiind efectuată după K. Iishi et al., 1971, fide Smith, 1974. Prezența microclinului în spectrele realizate este indicată de benzile diagnostice 1953 cm^{-1} și 1012 cm^{-1} și de tendință de despărțire a celor mai multe benzii în comparație cu tendința feldspațiilor potasici, sanidinici și ortoclazici de a da benzi mai simple.

Detalii structurale asupra feldspațiilor potasici pot fi puse în evidență de schimbări fine ale poziției benzilor de absorbție în domeniul $15,5$ – $15,8 \mu\text{m}$ și $18,3$ – $18,7 \mu\text{m}$ (Laves, Hafner, 1956).

¹⁰ Spectrofotometru Perkin Elmer.

Valorile benzilor $15,5-15,8 \mu\text{m}$ și $18,3-18,7 \mu\text{m}$ din spectrele feldspaților potasici de la Ditrău proiectate pe diagrama Hafner, Laves completată de S m i t h, 1974, se plasează în cîmpul microclinelor confirmînd opinia conform căreia în ciuda unor erori instrumentale sistematice, principalele variații ale benzilor de absorbție la feldspații potasici rezultă din gradul de ordine-dezordine al pozițiilor Si-Al în rețeaua cristalină (fig. 12).

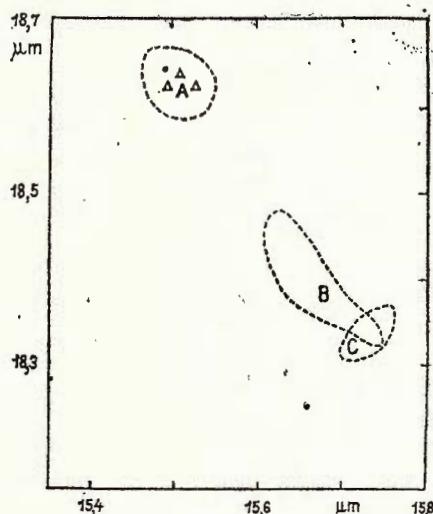


Fig. 12. — Proiecția valorilor benzilor de absorbție în I. R. ale feldspaților potasici de la Ditrău pe diagrama Hafner-Laves.

Projection des valeurs des bandes d'absorption en I.R. des feldspaths potassiques de Ditrău sur le diagramme Hafner-Laves.

Considerații petrogenetice. Feldspații potasici, prin frecvența mare care o au în rocile magmatice, dar și special, prin dependența permanentă între natura lor (chimică, optică și structurală) și condițiile în care apar, reprezintă importante minerale petrogenetice.

În cadrul rocilor alcaline de la Ditrău, prin participarea, aproape în toate varietățile petrografice și prin caracterele lor specifice, evidențiate în studiu de față, feldspații potasici oferă indicații semnificative privind condițiile de cristalizare.

Studiul morfologiei cristalelor a evidențiat gradul ridicat de xenomorfism al feldspaților potasici care se datorează apariției lor în ultimele momente ale cristalizării. Pseudomorfozele partiale sau totale de feldspați potasici după plagioclazi se datoresc mobilității ridicate a primului mineral și au fost probabil realizate posterior cristalizării acestor minerale prin procese de remobilizare selectivă în condițiile unei răciri lente.

Examenul diverselor forme de concreșteri (pertite, antipertite, macle) evidențiază relațiile complexe existente între feldspați, determinate de „gradul mare de amestec” între fazele potasice și cele sodice. Formele descrise sunt rezultatul unor procese care au evoluat în condiții subsolidus și care au condus inițial, prin înlocuiri selective facilitate de difuzia ionică la scară milimetrică, la formarea pertitelor de substituție. Într-un stadiu

următor și într-un regim caracterizat prin temperaturi mai scăzute ($600-660^{\circ}$) au apărut pertitele de exsoluție, de tipul „string” și „vein”-pertite. Un argument în favoarea acestor relații îl oferă prezența pertitelor de tip „film” și „vein”, în cadrul feldspațiilor potasici care substituie plagioclazul, îl înglobează ca relicte și determină formarea de pertite tip „replacement”.

Dezvoltarea maclelor în grătar, în cazul microclinului format pe plagioclaz, pare a fi fost controlată de structura și prezența maclelor polisintetice tip Albit intrucât ele formează concreșteri cu caracter epitaxial avind ca față de asociere comună — față (010).

Proprietățile optice studiate precum și analiza feldspațiilor prin difracția razelor X și spectroscopia de absorție în infraroșu, stabilesc caracterul „structural” unitar al feldspatului potasic din toate tipurile de roci. Forma specifică o reprezintă microclinul maxim cu triclinicitate ridicată care este o stare structurală proprie temperaturilor scăzute. Faptul că, în general, aceeași stare structurală caracterizează feldspații potasici din roci diferite, prefigurează posibilitatea trecerii paragenezelor ce alcătuiesc masivul de la Ditrău prin condiții petrogenetice similare și în special, prin condiții de răcire identice care au permis realizarea parametrilor menționați. Distribuția spațială a unora din constantele studiate (2V) vine să contureze o nouă zonalitate — condiționată de regimul de răcire a masivului — asimetrică în raport cu forma și constituția petrografică a acestuia.

Asimetria acestei zone în raport cu limitele geologice evidențiate de eroziune ar conduce la ideea posibilității de extindere a masivului spre vest, sub structurile cristaline de la Lăzarea sau sub cuvertura de sedimente și depozite piroclastice din depresiunea Gheorgheni. Semnificația acestei grupări poate fi corelată cu variațiile în condițiile de răcire a masivului, răcire care s-a produs inegal și, în orice caz, nerescopând forma masivului rezultată din limitele sale actuale.

BIBLIOGRAFIE

- Ailing H. L. (1938) Perthite Types. *Journ. Geol.* 46, Chicago.
- Anastasiu N., Constantinescu E. (1976) Observații mineralogice în rocile sienitice din masivul Ditrău. *Comunicări Geologie*. Tipografia Universității București.
- Borg I. Y., Smith D. K. (1969) Calculated powder patterns, Part II Six potassium feldspars and barium feldspar. *Amer. Min.* 54, p. 163-181, Washington.
- Codarcea A.I., Codarcea-Dessila Marcela, Ianovici V. (1957) Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău. *Bul. șt. Acad. R.P.R.* II, p. 3-4, București.
- Goldsmit I.J.R., Laves F. (1954) Potassium Feldspar Structurally Intermediate between Microcline and Sanidine. *Geoch. Cosmoc. Acta*, 6, p. 100-118, London.
- Ianovici V. (1933) Etude sur le massif syénitique de Ditrău, région Jolotca, district Ciuc. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj*, 4, 2, p. 1-53, Cluj.

- Ionescu Jeana (1963) Studiul valorificării sienitelor alcalin nefelinice de la Ditrău ca înlocuitor al feldspatului în industria ceramică. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., serie geol.* 8,4, București.
- Laves F., Hafner S. (1956) Infrared spectra of feldspars. *Zeitsch. Krist.* 108, p. 56–63.
- Vishwanathan R. (1967) Relation Between the Axial Angle and Triclinicity of K-Feldspars and Their Significance for Definition of „Stable” and „Unstable” States of Alkali Feldspars. *Schw. Miner. Petr. Mitt.* 47, 1, p. 147–162, Berna.
- Lyon R. J. P. (1962) Minerals in the infrared. Stanford Research Institute.
- Mackenzie W. S. (1954) The Orthoclase — Microcline Inversion. *Min. Mag.* 30, p. 354–366, London.
- Smith J. V. (1955) The Alkali Feldspars I-Orthoclase Microperthites. *Am. Miner.* 40, p. 707–732, Washington.
- Mauritz B., Vendl M. (1923) Beiträge zur Kenntnis der Abyssischen Gesteine des Syenitstocks von Ditro. *Math. naturwiss. Ber. Ungarn*, 34 (1926–1927), p. 108–158, Budapest.
- Mureșan M. (1968) The tectonic structure of the Southern Part of the Crystalline Mesozoic Zone in the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Geol. Geoph. Geogr. Ser. Geol.* 12, 1, p. 55–59, București.
- Orville P. M. (1967) Unit-cell parameters of the microcline-low albite and the sanidine-high albite solid solution series. *Am. Miner.* 52, p. 58–86, Washington.
- Popa Gh. (1975) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș între Valea Putna și Valea Belcina, Carpații Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LXI/5, p. 151–177, București.
- Popeșcu C. Gh. (1974) Studiul formațiunilor cristaline cu sulfuri metalice din zona Bălan, Munții Hăgimaș, Ciuc. M.M.P.G. O.D.P.T. *Studii de sinteză*, București.
- Sørensen H. (1974) The Alkaline Rocks. John Wiley. London.
- Smith J. V. (1961) Experimental and Geological Evidence for the Stability of Alkali Feldspars. *Cursill. Confer.* 8, Madrid.
- (1974) Feldspars I–II. Springer-Verlag, Berlin.
- Streckeisen A. (1952–1954) Das Nephelinsyenit Massif von Ditro. *Schw. Miner. Petr. Mitt.* 54, 1, Berne.
- (1974) On the Origin and Age of the Nepheline Syenite Massif of Ditro. *Schw. Miner. Petr. Mitt.* 54, 1, Berne.
- Wright T. (1968) X-ray and Optical Study of Alkali Feldspar. *Am. Miner.* 53, Washington.

LES FELDSPATHS POTASSIQUES DU MASSIF ALCALIN DE DITRĂU

(Résumé)

Le massif de Ditrău — situé dans la série de Tulgheș des Carpates Orientales — est formé d'une grande variété de roches dont la constitution fort variable comprend des minéraux caractéristiques aux corps alcalins. Les types pétrographiques caractérisent les sénites phoidiques, les monzonites phoidiques, les essexites, les sénites alcalines-feldspathiques, les monzonites à phoides, les granitoïdes, les diorites et les ultramaphrites.

La variation, dans le cadre du massif, du rapport entre les feldspaths, les phoides et les minéraux féminiques, détermine une zonalité minéralogique et structurale.

Etudiant les feldspaths potassiques — minérais à fréquence élevée dans les roches du massif (35—50 %) — on a poursuit en particulier la morphologique des cristaux, des concrècences et les propriétés optiques et structurales.

La morphologie des feldspaths est fort variable : cristaux prismatiques à terminaisons irrégulières, granules interstitiales, plages et couronnes sur plagioclase, parfois à développements épitaxiaux, dépôts filiformes, etc.

Les concrècences sont très fréquentes et caractérisent les pertites d'exsolution (type „string”, „vein”) et de substitution (type „replacement”). Les lamelles d'albite se développent surtout //010. La macle en gril est caractéristique pour tous les feldspaths potassiques du massif.

L'étude optique a observé l'angle 2V, l'angle d'extinction b: γ et les valeurs de l'indice de réfraction et a mis en évidence que :

- les valeurs 2V, pour les feldspaths potassiques de toutes les roches du massif, varient entre 70° et 88° , ayant des maximums entre 80° et 86° ;

- la distribution spatiale des valeurs mesurées montre que vers les zones nord-est, sud et centrale-ouest se groupent les valeurs grandes, alors que vers la zone centrale-sud du massif, les valeurs petites ;

- les valeurs de l'angle d'extinction b : sont comprises entre 6° et 18° et correspondent au microcline intermédiaire et au microcline maximum ;

- les valeurs déterminées des indices de réfraction indique un caractère plus sodique des feldspaths des essexites par rapport à d'autres types de roches.

L'analyse par diffraction des rayons X confirme les résultats optiques et montre à partir du peak 130—131 des valeurs de la triclinicité entre 0,5 et 0,9. Les valeurs 20 pour les peaks 060 et 204 correspondent à la série albite-microcline de température réduite.

L'étude au infrarouge nous a offert des informations supplémentaires sur la présence du microcline (bandes diagnostiques 1953 cm^{-1} , 1012 cm^{-1}).

Les feldspaths analysés tiennent de multiples significations génétiques. La forme des cristaux est due à leur apparition durant les derniers moments de la cristallisation. Les pseudomorphoses partielles et totales des plagioclases vers le microcline sont le résultat de la mobilité élevée de ce dernier minéral et se sont probablement réalisées après la cristallisation de ces minéraux par des processus de remobilisation sélective dans les conditions d'un refroidissement lent. La distribution spatiale de quelques-unes des constantes étudiées (2V) vient de dessiner une nouvelle zonalité asymétrique par rapport à la forme et à la constitution pétrographique de celle-ci.

EXPLICATIA PLANSELOR

Planșa I

- Fig. 1. — Microclin interstitional maclat în grătar ; monzonite cu foide, pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 20$.
 Microcline interstital maclé en grille ; monzonites à phoides, ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 20$.
- Fig. 2. — Microclin granular idiomorf ; granitoide, Czengeler-Lückone ; N+ ; $\times 20$.
 Microcline granulaire idiomorphe ; granitoïdes, Czengeler-Lückone ; N+ ; $\times 20$.
- Fig. 3. — Microclin interstitional ; sienite foidice, Valea Mare a Ditrăului ; N+ ; $\times 20$.
 Microcline interstiel ; siénites phoidiques, Valea Mare du Ditrău ; N+ ; $\times 20$.
- Fig. 4. — Plaje de microclin (pseudomorfoze parțiale pe plagioclaz) ; monzonite cu foide, pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 20$.



Plages de microcline (pseudomorphoses partielles de plagioclase) ; monzonites à phoïdes, ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Plansa II

Fig. 1. — Pertite de dezamestec (tip „vein”) în microclin ; sienite alcali-feldspatice, pîrul Chiuruț; N+ ; $\times 80$.

Pertites d'exsolution (type „vein”) en microcline ; siénites alcali-feldspathiques, ruisseau de Chiuruș ; N+ ; $\times 80$.

Fig. 2. — Pertite de substituție (tip „replacement”) ; monzonite foidice, pîrul Gûdutz; N+ ; $\times 40$.

Pertites de substitution (type „replacement”) ; monzonites phoïdiques, ruisseau de Gûdutz ; N+ ; $\times 40$.

Fig. 3. — Pertite „braid” în monzonite foidice, pîrul Gûdutz ; N+ ; $\times 80$.

Pertites „braid” en monzonites phoïdiques, ruisseau de Gûdutz ; N+ ; $\times 80$.

Fig. 4. — Microclin pertit din essexite; pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Microcline pertite des essexites ; ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Plansa III

Fig. 1. — Pertite anastomozate (tip „braid”) în microclin din sienite foidice ; pîrul Gûdutz ; N+ ; $\times 40$.

Pertites anastomosées (type „braid”) en microcline des siénites phoïdiques ; ruisseau de Gûdutz ; N+ ; $\times 40$.

Fig. 2. — „Film” pertite în granitoide; pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

„Film” pertites en granitoïdes ; ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Fig. 3. — Plaje de microclin pe plagioclaz (pseudomorfoză aproape totală), monzonite cu foide; pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 80$.

Plages de microcline sur plagioclase (pseudomorphose presque totale), monzonites à phoïdes ; ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 80$.

Fig. 4. — Microclin pertit înglobind plagioclaz ; sienitoide, pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Microcline pertite englobant du plagioclase ; siénitoïdes, ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Plansa IV

Fig. 1. — Pseudomorfoză totală de microclin după plagioclaz ; sienitoide, Valea Mare a Ditrăului ; N+ ; $\times 20$.

Pseudomorphose totale de microcline après plagioclase ; siénitoïdes, Valea Mare du Ditrău ; N+ ; $\times 20$.

Fig. 2. — Microclin maclat în grătar cu incluzuni de plagioclaz ; monzonite cu foide, pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Microcline maclé en grille à inclusions de plagioclase ; monzonites à phoïdes, ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Fig. 3. — Microclin maclat în grătar (plaje pe plagioclaz ; sienite alcali-feldspatice, Valea Mare a Ditrăului) ; N+ ; $\times 20$.

Microcline maclé en grille (plages sur plagioclase ; siénites alcali-feldspathiques, Valea Mare du Ditrău) ; N+ ; $\times 20$.



Fig. 4. — Plaje de microclin în plagioclaz sericitizat ; monzonite cu foidé, pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Plages de microcline en plagioclase séricités ; monzonites à phoïdes, ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Plansa V

Fig. 1. — Microclin granular maclat în grătar ; sienite foidice, pîrul Chiuruț ; N+ ; $\times 20$.

Microcline granulaire maclé en grille ; siénites phoïdiques, ruisseau de Chiuruț ; N+ ; $\times 20$.

Fig. 2. — Concreșteri epitaxiale între microclin și plagioclaz ; sienitoide, Valea Mare a Ditrăului ; N+ ; $\times 20$.

Concrescences épitaxiales entre microcline et plagioclase ; siénitoïdes, Valea Mare du Ditrău ; N+ ; $\times 20$.

Fig. 3. — Relicte de plagioclaz în microclin micropertitic ; granitoide, pîrul Jolotca ; N+ ; $\times 20$.

Reliques de plagioclase en microcline micropertitique ; granitoïdes, ruisseau de Jolotca ; N+ ; $\times 20$.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

MINERALOGIE

DATE ASUPRA PREZENȚEI TURMALINEI ȘI FLUORINEI ÎN VULCANITELE NEOGENE DIN MUNȚII HARGHITA¹

DE

LUCIA TĂNĂSESCU²

Abstract

Data on the Presence of Tourmaline and Fluorine in the Neogene Volcanites of the Harghita Mountains. As a result of the recent mineralogical-petrographical studies on the highly altered Neogene volcanites from the Sântimbru-Băi and Mădărașul Mare (the Harghita Mountains) tourmaline — and fluorine-bearing rocks were pointed out both at the surface and in depth. The presence of these minerals prove the important role played by the volatile substances — especially boron — in the mineralization processes with cinnabar from these sectors. The processes which determined the transformation of these rocks — with the participation of these rocks — developed within rather wide temperature limits, possibly corresponding with higher to the lowest temperatures.

Fluorina și turmalina, după cum se știe, sunt minerale ce pot forma depozite, sau sunt constituenți minori cu celelalte componente minerale ale magmelor.

În regiunea Sântimbru-Băi și Mădărașul Mare din munții Harghita, aceste minerale apar în cantități mici, mai rar în concentrații (turmalina) și pot servi ca minerale indicatoare privind unele fenomene post-magmatice.

Ele au fost observate în aceste sectoare în probele lucrărilor de explorare. Prin studiul petrografic al acestora s-au pus în evidență formări geologice reprezentate prin roci vulcanice : andezit cuarțifer cu biotit (Sântimbru), andezit cu piroxen ± hornblendă, roci piroclastice și microdiorite porfirice (Sântimbru și Mădăraș).

¹ Predată la 26 februarie 1977, acceptată pentru publicare la 14 mai 1977, comunicată în ședința din 20 decembrie 1976.

² Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Vulcanitele neogene ale acestui masiv au suferit o serie de procese ce au determinat transformarea rocilor. În ambele sectoare toate tipurile de roci amintite prezintă diferite grade de alterare ajungind uneori pînă la stergerea completă a structurii inițiale a rocii. Prezența acestei largi arii de alterare este determinată de circulația intensă pe fracturi și fisuri și de difuziunea în masa rocilor a unor soluții post-magmatice. Datorită acestei acțiuni, proprietățile fizice și chimice, și ca urmare și natura mineralelor din roci sănt schimbate. Reconstituirea procesului complex de transformare, urmărind succesiunea genetică cît și corelarea rocilor transformate, cu cele inițiale, se face cu dificultate din cauza recurenței acestor procese cît și a stadiului foarte avansat de alterare ceea ce conduce la formarea diferențelor parageneze.

În urma cercetărilor noastre, s-a constatat că alterarea hidrotermală este larg răspîndită și ca o consecință a acțiunii acesteia, apar mai multe tipuri de procese de alterare hidrotermală : argilizări, carbonatări și silicificieri. Rareori predomină un anumit tip, fără a fi posibilă individualizarea lui spațială, ceea ce dovedește varietatea și complexitatea proceselor.

Actinotul și sericitul cît și mineralele cloritoase sunt des întîlnite fără a forma însă zone de imbogătire.

Pe lîngă acestea s-au remarcat roci cu turmalină semnalate de Maria Corbu (Rădulescu et al., 1973) dar nedescrise pînă în prezent precum și roci cu fluorină observate pentru prima dată în munții Harghita (Groș et al., 1975)³. Procesele ce au determinat transformarea rocilor cu participarea acestor minerale fac posibilă prezența substanțelor volatile încă dintr-o fază pneumatitică ; găsindu-ne într-o zonă cu transformări hidrotermale tipice pentru formațiuni vulcanice apare însă mai plauzibil ca substanțele volatile să fi însoțit activitatea hidrotermală.

Turmalina. Turmalinizarea afectează atît lavele cît și brecile andezitice legate de acestea și a fost observată la Sîntimbru în carieră și în foraje pînă la adîncimea de 1200 m ; aceasta dovedește faptul că procesul de turmalinizare a afectat un volum important de roci eruptive. De asemenea la Mădăraș aceasta a fost remarcată în probele de suprafață (M. Set al., 1974)⁴ ca și în lucrările de explorare.

Cristalele de turmalină cu dimensiuni foarte mici au fost identificate numai la microscop, ele prezintîndu-se sub mai multe aspecte. Pește procesul de turmalinizare, în cele mai multe cazuri se suprapun procesele de argilizare, silicificiere și carbonatare.

În lucrările de explorare de la Mădărașul Mare, turmalina se prezintă cel mai adesea sub formă de agregate aciculare dispuse radiar. Un alt aspect sub care se prezintă turmalina este acela de cristale prismatice mărunte, în asociații, constituind pișle foarte dese. Anumite părți ale rocii sunt formate aproape exclusiv din astfel de agregate. Sub formă de cristale

^{3,4} Arh. I.G.P.S.M.S. București.

prismaticice scurte cu dimensiuni mai mari ($0,080 - 0,90$ mm) se observă în forajele de la Sântimbru. Uneori formează și granule cu pleocroism foarte pronunțat de la brun la verzui (np = brun-verzui). Pe lîngă aceste cristale brune, care predomină s-au remarcat și cristale de culoare albastră (ng = albastru).

Silvko (1957) a stabilit că varietatea turmalinei brune este controlată de Fe^{3+} , iar cea verde și albastră de Fe^{2+} . Se pare că Fe^{2+} este mai repede antrenat de soluțiile hidrotermale decât Fe^{3+} .

Turmalina apare asociată cu cuart, pirită și uneori și cu fluorină.

Turmalinizările de la Sântimbru (Harghita de sud) corelate cu cele de la Mădăraș și Ostoroș (Stančić, 1976) (Harghita de nord) dovedesc că borul a avut o largă arie de răspândire.

Mentionăm prezența turmalinei și în dioritele din munții Călimani (Todoru și Todoru, 1966).

Fluorina, necunoscută pînă în prezent în acest masiv, apare disperată în rocile alterate la diferite adîncimi, cu dimensiuni variabile (de la submilimetru pînă la $0,5 - 0,7$ cm) de culoare verde-pal sau incoloră.

La Mădăraș fluorina prezintă forme neregulate cu dimensiuni diferite. Astfel se întîlnesc plaje milimetrice, cruste distințe sau cuiburi ($0,3 - 0,7$ cm) cu contururi sinuoase, distribuite dezordonat în rocă, mulate de calcit și silice amorfă sau slab cristalină.

La Sântimbru, ea a fost introdusă în rocile vulcanogene de soluțiile bogate în carbonați, care în prealabil au tapisat fisurile subțiri (milimetru) cu calcit. În acest caz ea umple compact și cu continuitate aceste vînisoare și fisuri în partea lor centrală, ca o fază finală, de cicatrizare a fisurii.

Mentionăm sporadică asociație a acesteia cu baritina. Atât fluorina cât și baritina pot constitui în mici cantități ganga depozitelor de cinabru (Kuznetsov et al., 1970), ceea ce se confirmă, deoarece cele două sectoare amintite conțin mineralizație de cinabru. Pe lîngă această asociație, aşa cum s-a mai amintit, s-a observat prezența ei alături de turmalină, pirită și cuart.

Atât turmalina cât și fluorina au fost confirmate de cercetarea prin raze X (tab.).

Turmalina și fluorina uneori asociate dovedesc acțiunea concomitantă a borului și fluorului în procesele de transformare din această regiune, iar faptul că fluorina se întîlnește atît la adîncime cât și aproape de suprafață — asociată uneori și cu cuart — demonstrează că ea a precipitat din soluții cu temperatură și presiune mai ridicată pînă la temperatură și presiune scăzută. Bulanev (1970), studiind temperatura de formare a fluorinei din Transbaicalia de West, arată că aceasta s-a format de la temperatură de 110° la 230°C .

Wore et al. (1973) menționează prezența fluorinei formată din soluții pneumatolitice și hidrotermale la temperaturi de 500°C , în complexul de skarne de la Tyrany; la Spor Mountain Vitali prezența ei aproape de suprafață dovedește depunerea ei din soluții diluate și temperaturi joase de cca $50^{\circ} - 100^{\circ}\text{C}$.

Turmalina și fluorina din rocile eruptive de la Mădăraș și Sintimbru arată că procesul de transformare a acestora s-a desfășurat în limite relativ largi de temperatură corespunzătoare posibil unei temperaturi mai ridicate pînă la stadiul epitermal.

Prezența substanțelor volatile, în special a borului, pare să fi avut un rol important în procesele de mineralizare cu cinabru în aceste secotoare.

TABEL

Rezultatele analizelor Roentgen efectuate asupra a 4 probe provenind din regiunea Sintimbru și Mădăraș

Sintimbru Foraj 2, m 720	Mădăraș Galeria IX, m 100
Cuarț Caolinit Hidromice Fluorină Dolomit	Cuarț cca 60 % Turmalină cca 40 %
Foraj 2, m 614	Galeria VII, laterală 200 dreapta
Turmalină Silice	Dolomit cca 58 % Cuarț cca 28 % Hidromice (illit) cca 12 %

Analist: T. Urcan.

Soluțiile hidrotermale din această regiune au fost alcaline, fapt confirmat de aportul de cinabru cunoscut fiind că, sulfura de mercur (Hg_2S) este transportată de soluțiile alcaline (Dickson, 1964; Kuznetsov et al., 1970).

BIBLIOGRAFIE

- Bulanov K. B. (1970) Alterations around Various Ore Types. Peculiarities of Near Ore Changes in Epithermal Fluorite Deposits of Western Transbaikalia. In: Problems of Hydrothermal ore deposition. International Union of Geological Science Series A, 2, Ed. Zdenek Pouba and M. Sempron. Budapest.
- Dickson F. W. (1964) Solubility of cinnabar in Na_2S solutions at 50–250°C and 1–1.800 bars, with Geologic applications. *Econ. Geol.* 59, p. 625–635, Lancaster.
- Kuznetsov V. A., Vasilev V. I., Obolevskii A. A. (1970) Source of Mercury Deposits. The source and conditions of Deposition of ore Matter Mercury Deposits. In: Problems of Hydrothermal ore deposition. International Union of Geological Science Series A, 2, Ed. Zdenek Pouba and M. Sempron. Budapest.
- Rădulescu D. P., Peltz S., Stančiu Constantina (1973) Neogene Volcanism in the East Carpathians (Călimani-Gurghiu-Harghita Mts). *Guide to Excursion 2 AB. Symposium Volcanism and Metallogenesis*, p. 60, Bucharest.



- Silvko M. M. (1957) Examples of changes of the colour of tourmaline and its geochemical significance. *Mineralogiceski Sbornik*, 11, Lvov.
- Stanciu Constantina (1976) Transformări hidrotermale în craterul Ostoroș (foraj 3) din munții Harghita. *D.S. Inst. geol. geof.* LXII/1, p. 199–213, București.
- Theodoru I., Theodoru Camelia (1966) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera munților Călimani. *D. S. Inst. Geol.* LII/1, p. 165–179, București.
- Woe R. G., Van Alstine R. E., Shamba D. R. (1973) Fluorine. *Geological Survey professional paper* 820. United States Mineral Resources, Washington.

SUR LA PRÉSENCE DE LA TOURMALINE ET DE LA FLUORINE DES VULCANITES NÉOGÈNES DES MONTS DE HARGHITA

(Résumé)

A la suite des recherches minéralogiques-pétrographiques récentes des vulcanites néogènes de Sintimbru-Băi et de Mădărașul Mare (Monts de Harghita) on a mis en évidence des roches à tourmaline et à fluorine tant à la surface qu'en profondeur.

Les vulcanites néogènes de ces zones sont intensément transformées, par suite de l'action des solutions postmagmatiques. Ainsi, les plus répandus processus sont : argilisation, carbonatation, silicification.

Les processus qui ont déterminé la transformation des roches par la participation de la tourmaline et de la fluorine prouvent un important apport de substances volatiles, probablement depuis une phase de début, mais dues aux transformations hydrothermales typiques de la région, il serait plus plausible qu'ils auraient accompagné l'activité hydrothermale.

Le rôle des substances volatiles, notamment du bore, semble être important, dans les processus de minéralisation à cinabre de ces secteurs.

EXPLICATIA PLANŞEI

- Fig. 1. — Grupe radiare de turmalină în roci vulcanogene turmallinizate. Sintimbru, Foraj 2. N+; $\times 150$.
Groupes radiaires de tourmaline dans des roches vulcanogènes tourmalinées. Sintimbru, forage 2. N+; $\times 150$.
- Fig. 2. — Agregate aciculare de turmalină. Mădăraș, Galeria 2. N II; $\times 150$.
Agregats aciculaires de tourmaline. Mădăraș, Galerie 2. N II; $\times 150$.
- Fig. 3. — Rețea formată din cristale aciculare de turmalină. Sintimbru, Foraj 2. N II; $\times 200$.
Réseau formé de cristaux aciculaires de tourmaline. Sintimbru, Forage 2. N II; $\times 200$.
- Fig. 4. — Fluorină depusă în centrul fisurii tapisată cu calcit. Sintimbru, Foraj 2. N II; $\times 150$.
Fluorine déposée dans le centre de la fissure tapissée de calcite. Sintimbru, Forage 2. N II; $\times 150$.





Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976–1977). Pag. 43–51.

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

MINERALOGIE

HYDROTHERMAL RUTILE IN THE BARZA-CARPEN GOLD-BEARING ORE DEPOSITS, METALIFERI MOUNTAINS¹

BY

GHEORGHE UDUBAȘA²

Zusammenfassung

Hydrothermaler Rutil im goldführenden Erz von Barza-Carpen, siebenbürgisches Erzgebirge. In den goldführenden, quarzreichen Erzgängen von Barza-Carpen wurden Rutilkörner beobachtet, die mit Pyrit und Quarz eng verwachsen sind. Das Nebengestein (Hornblende-Andesit neogenen Alters) weist auf eine intensive hydrothermale Umwandlung (Illitisierung und Adularisierung) und hat einen mittleren TiO_2 -Gehalt von 0.64 %. Spektralanalytische Bestimmungen von quarzreichen, rutilhaltigen Erzen zeigen relativ hohe Ti-Gehalte (450–4600 ppm, Mittelwert 2190 ppm, d.h. 0.22 % Ti oder 0.37 % TiO_2). Da die hydrothermal umgewandelten Gesteine auf keine Ti-Anreicherung (von propilitisierten zu den illitisierten (=sericitisierten Gesteinen) oder Ti-Verarmung (in den illitisierten Andesiten gegen den Erzgang zu) — welche von einer Ti-Extrahierung aus dem Nebengestein sprechen dürfte — muss angenommen werden, dass die hydrothermalen goldführenden Lösungen auch Ti enthielten, das als Rutil ausgeschieden wurde. Es ist das erste Rutilvorkommen hydrothermaler Herkunft in Rumänien.

Rutile is a widespread mineral and occurs in different rock types; it represents the most stable form of TiO_2 over all the pressure and temperature intervals. Within the hydrothermal products rutile is almost unknown. Ramdohr (1969) describes rutile occurrence at Fata Băii, Romania, but he does not specify the relationships with other minerals. Udubășa et al. (1976) mention rutile intergrown with pyrite as transformation product of the accessory titaniferous magnetite in argillized andesites. Other occurrences of rutile in Romania are mentioned by Rădulescu and Dumitrescu (1966): in various amounts in some metamorphic and magmatic rocks of various ages, in the Kliwa sandstones

¹ Received May 26 1977, accepted for publication May 28 1977, presented at Meeting of June 8 1977.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



(Oligocene), as well as in alluvial deposits. Recently, Balintoni and Chitimus (1973) found out rutile paramorphs after brookite in the metamorphic rocks of the Tulghes series and Üdubaşa (1974)³ described twinned rutile crystals up to 2 cm in quartz lenses of the garnet-bearing micaschists of the Precambrian Rebra series, Rodna Mountains.

Large amounts of rutile were reported in a porphyry copper from Melanesia; here the rutile is intimately associated with chalcopyrite; more seldom it appears as lamellae on the [111] pyrite planes (Lawrence & Savage, 1975).

In the Barza-Carpen gold-bearing ore deposit the rutile appears associated with pyrite too, in the quartzose fillings of the veins. The constant presence of this mineral in some samples studied and the mode of occurrence suggest the possibility that rutile should have resulted from hydrothermal solutions, precipitated from the solutions relatively rich in titanium. This element is presumed to be mobilized together with other metals from the generating source and did not result from the surrounding rocks.

Geological framework of the ore deposit ; ore mineral association. The Carpen vein group is located mostly on the Valea Cohului neck, made up of hornblende-bearing andesites of Barza type. These rocks show the propylitic alteration at a regional scale; around the veins argillization and adularization do occur (istrate in Borcos et al., 1977)⁴. The vein thickness is very variable and their fillings consist mostly of quartz, locally with small barite and carbonates. The ore minerals are usually fine grained and scattered through the quartz mass as small nests and bands of limited continuity. The following minerals have been identified : pyrite, marcasite, chalcopyrite, gold, galena, rutile, hematite (as fine needles in pyrite), pyrrhotite and mackinawite. In a small lead-zinc vein cutting across the gold-bearing veins the association of ore minerals is similar, but in addition sphalerite, tetrahedrite, Cu_3ZnS_4 (see Üdubaşa et al., 1978) and bournonite appear. It is to be noticed that rutile was also identified within this ore type, associated with pyrite.

In the gold-bearing ore the pyrite grains are usually euhedral, locally with habitus variations of bravoite type. The pyrite contains minute inclusions of rutile, pyrrhotite (sometimes associated with galena or marginally altered to goethite) as well as fine lamellae of chalcopyrite and some gold grains. Locally the pyrite is transformed into marcasite or associated with hypogene marcasite, and seems to be substituted by a non-metallic mineral of chlorite type. Seldom the pyrite contains fine lamellae of mackinawite with strong bireflectance and anisotropic effects; it exhibits a similar disposal to the Rodna mackinawite (Üdubaşa, 1976). In the lead-zinc ore the pyrite is cemented with tetrahedrite, thus subgraphic intergrowths appear, due to the development of the fine te-

^{3,4} Arch. I.G.G. Bucureşti.

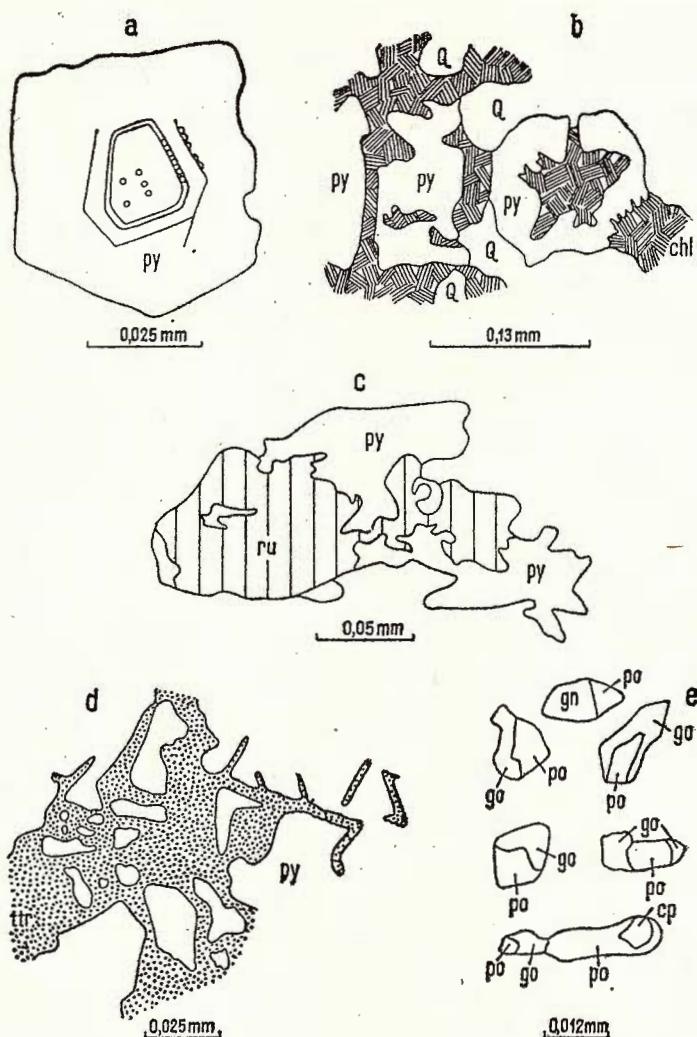


Fig. 1. — Microscopical aspects of the Barza-Carpen ores :

a — Zoned pyrite with habitus change of bravoite type ; b — Pyrite (py) grains corroded by chlorite (chl) and quartz (q) ; c — Intimate association of pyrite (py) and rutile (ru) ; d — Pyrite (py) replaced by tetrahedrite (ttr), it results a subgraphic aspect ; e — Inclusions in pyrite : po — pyrrhotite, go — goethite, cp — chalcopyrite, gn — galena.

tetrahedrite lamellae on the [111] planes of pyrite. The relationships among these minerals are shown in figure 1.

Rutile occurrence. Detailed observations concerning the gold-bearing ore deposits of the Barza mining district have been already published (H e l k e , 1938 ; G h i ț u ș c u & S o c o ș c u , 1941 ; I a n o v i c i et al., 1969). There are no references regarding the existence of rutile—the identification of which is recently reported — (U d u b a ș a in B o r c o ș et al., 1977).

The Barza-Carpen rutile was observed in two distinct assemblages :

a) in some fragments of andesitic rocks cemented by the vein quartz ; it appears as small porous grains with obvious bireflectance and variegated internal reflexions, mainly yellowish, which sometimes masks the anisotropic effects. Some grains are strongly fragmented and in this case the bireflectance can be hardly observed ; by crossing nicols the whole surface of the aggregate shows internal reflexions ; such aspects remind the leucoxene, which could be defined, according to S v e ț o v a (1975) as leucoxene-rutile (rutilovii leikoksen). In this case we mean the rutile as a transformation product of titaniferous magnetite from the rock. This constant association with pyrite shows that the sulfidization of magnetite was only partly developed according to the following reaction $(\text{Fe}, \text{Ti})_3\text{O}_4 \rightarrow \text{FeS}_2 + \text{TiO}_2$. In such assemblage rutile appears probably in many hydrothermally altered eruptive rocks, but its identification is difficult due to small dimensions ;

b) the proper hydrothermal rutile is found in the vein quartz, in which fragments of altered andesites can not be observed. The rutile is associated with pyrite too (Plate, Fig. 1), but sometimes isolated rutile aggregates are included in quartz and does not show relationships with other minerals. The rutile bireflectance is easily to be recognized at most of the grains, but some parts are isotropic ; in such cases we are dealing with anatase or leucoxene-anatase, according to S v e ț o v a , formed on the account of rutile by the decreasing temperature. L e r z (1968) presents an interesting diagram belonging to I. K e e s m a n n⁵, in which titanium oxides have different stability fields, depending on the temperature and the Na/Ti + Na ratio ; at the same time rutile is stable at temperatures higher than anatase, sodium excess favourizing the brookite formation. On the other hand H e a l d (1972) shows that the presence of Fe^{2+} , Cu^{2+} and CO_2 makes rutile more stable than the anatase.

In both cases the rutile grain size is small (average dimensions 0.07×0.1 mm) and their separation for X-ray analyses has not been possible yet. On the diffractogram of a rutile-bearing global ore samples the main reflexion (3.25\AA) is diffuse and of low intensity (being partly covered by close reflexions of the other present minerals).

Titanium content in the host rocks. The host rocks of the gold-bearing ore are propylitic holocrystalline hornblende-bearing andesites. The SiO_2 content ranges between 54.63 and 57.98 % (the average of 10 analyses 56.94 %). The TiO_2 values are normal for this type of rock, ran-

⁵ Z. anorg. allg. Chem. 346, 1966.



ging between 0.62 and 0.72% (the average 0.64%); there are not recorded variations of this oxide from the fresh or propylitic rocks to the argillized ones (Table 1). The Na_2O and K_2O average values of 10 analyses presented by Borcoș et al. (1977)⁶ are as follows: 2.55% Na_2O (0.93—3.27) and 2.43% K_2O (1.77—4.29).

TABLE 1

Partial chemical analyses of the andesites from the Barza-Carpen ore deposits

Fresh and propylitic rocks	TiO_2	MnO	Na_2O	K_2O	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	Ba	Co	Ni	Co/Ni
	%					ppm			
	0.62	0.12	2.54	2.79	0.9	750	12	6.5	1.8
	0.63	0.16	3.27	1.78	1.8	400	13	8	1.6
	0.63	0.13	2.89	2.15	1.3	520	12	9	1.3
	0.64	0.17	1.98	1.77	1.1	800	14	10	1.4
	0.64	0.15	3.24	1.98	1.6	450	13	8.5	1.5
\bar{X}_1 Argillized rocks	0.63 ₂	0.14	2.78	2.09		584			
	0.62	0.24	2.36	3.49	0.6	560	10	8	1.2
	0.63	0.38	1.83	4.29	0.4	730	14	9.5	1.4
	0.64	0.13	2.94	2.11	1.3	380	12	7	1.7
	0.67	0.15	2.36	2.58	0.9	650	12	7.5	1.6
	0.72	0.17	0.93	2.57	0.3	530	13	10	1.3
\bar{X}_2	0.65 ₀	0.21	2.08			570			
\bar{x}	0.64	2.55	2.43						

Analysts: Margareta David and Alla Zamircă.

Titanium content of the ore. In 14 ore samples spectrographically analysed (Table 2) the titanium content varies between 450 and 4.600 ppm, with an average value of 2.190 ppm (=0.22% Ti or 0.37% TiO_2). High values for Ti were also found in the ore deposit of other vein groups from the Barza mining field, as well as in the porphyry type ores from the Valea Morii (Borcoș et al., 1978). It is to emphasize the „titaniferous” character of this zone as against the similar mineralizations associated with the Neogene volcanism of Romania.

The titanium variation is irrespective of the other elements (Table 2), but the correlation between titanium and vanadium becomes obvious (Fig. 2), which would suggest the substitution of vanadium for titanium in the rutile lattice.

⁶ Quoted papers, point 4.

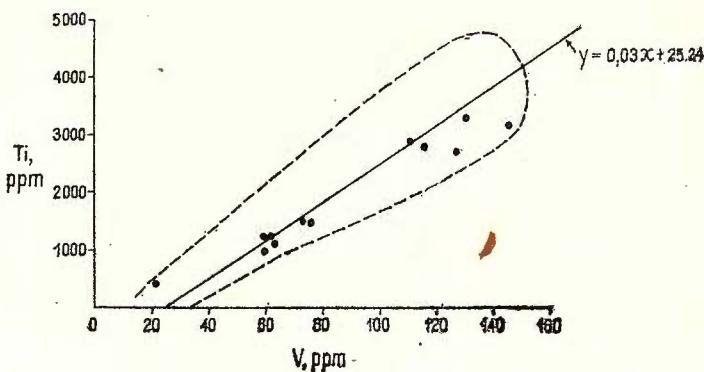


Fig. 2. — Ti/V correlation diagram for gold-and rutile-bearing ore.

TABLE 2

*Spectral analyses of ore samples from the Carpen zone
(values in ppm)*

Current number	Ti	Mn	Co	Ni	V	Ba	Co/Ni	Fe (%) *
1	4.600	380	5.5	5.5	130	280	1	1.65
2	3.300	510	7.5	8	130	630	0.9	1.52
3	3.150	2.250	12.5	8.5	145	410	1.4	3.91
4	3.000	380	4	5.5	100	3.770	0.7	3.14
5	2.900	580	7	6.5	100	10.000	1	3.83
6	2.800	660	4.5	5.5	115	570	0.8	2.58
7	2.700	750	9	8	127	535	1.1	6.75
8	1.500	520	4	5	72	10.000	0.8	3.74
9	1.500	900	3.5	4	75	2.000	0.8	3.59
10	1.350	2.000	4	7	61	1.350	0.5	3.05
11	1.350	1.500	2.5	3.5	60	360	0.7	4.66
12	1.100	660	5	6.5	63	6.200	0.7	3.83
13	1.000	880	2	3.5	60	4.700	0.5	0.95
14	450	200	8	6	21	650	1.3	26.13**
$\bar{x} \ 2.190$								

Analyst: Alla Zămîrcă.

* Analyses by X-rays fluorescence, analyst: I. Vanghelie;

** Sample very rich in marcasite.

The high titanium content in some analysed pyrites (Table 3) is characteristic of the Carpen zone, and point out the intimate association of rutile with pyrite.

Regarding the Co and Ni behaviour it is interesting to note that the Co/Ni ratio in the rocks is greater than the unity (Table 1), less than the unity in the ore samples (Table 2) and rather inconstant in pyrite (Table 3).



TABLE 3
Trace elements in pyrite (partial data)

	Ti	Mn	Ni	Co	Cr	V	As	Co/Ni
1	13.5	6	10	10.5	—	—	470	1.8
2	1.800	31.5	28	80	4.5	9	530	2.8
3	800	26.5	180	110	7.5	7.5	470	0.6

Analyst: Alla Zămircă.

Remarks on the rutile formation. The rutile mode of occurrence in the Barza-Carpen ore may advocate the titanium presence in the hydrothermal solutions. The titanium content in the ore is lower than in the host rocks (Fig. 3a); the same behaviour exhibit the cobalt and nickel.

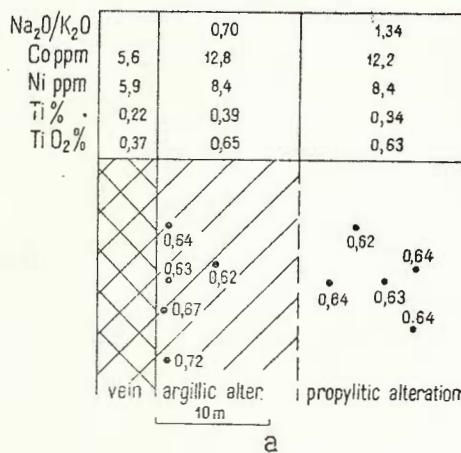
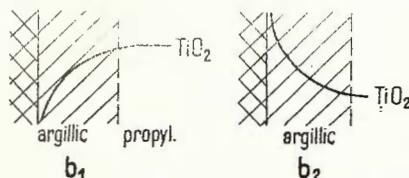


Fig. 3 a. — Distribution of TiO₂ values in the argillized and propylitic rocks and the average values for the Na₂O/K₂O, Co, Ni and Ti ratio in ore, argillized and propylitic rocks.

3 b₁ and 3 b₂ — Theoretical models of the possible variations in the hypothesis of the titanium extraction from the host rocks.



In the argillized (\pm adularia) rocks closely related to the veins the titanium content is as high as in the propylitic rocks. If the titanium had been extracted from the rocks during the hydrothermal mineralizations it should have been recorded either a decreasing of the Ti content by the passing from propylitic to argillized rocks, or a tendency of increasing

(of the Ti content) within the argillized rocks (Fig. 3b), as a result of a diffusive transport towards the vein. As none of these two possible models verifies we must admit that the titanium was brought by the hydrothermal solutions.

Lawrence and Savage (1975) consider as probable the titanium presence in solutions as volatile components of TiF_4 or $TiCl_4$ types, which hydrolysed in order to form rutile just during the precipitation of sulfides and gold. Since the Barza-Carpen rutile represents till now the single hydrothermal occurrence of this mineral in the Neogene metallogenetic province of Romania, it is difficult to formulate another hypothesis concerning its genesis; we accept, therefore, the Lawrence and Savage's one. Furthermore, the geological data (the host rocks, the ore type or hydrothermal alteration) of the Barza mining field do not differ markedly from the other gold-bearing ore deposits in Romania.

Both in the argillized country rocks and in the quartz-rich ore there is a close relation between rutile and pyrite. Because of this, it may moot the question if rutile does not represent a relict element from the rock fragments caught in the vein quartz. This seems to be possible, but it is difficult to accept a complete leaching of all the rock-forming minerals excepting rutile and pyrite. Therefore the mobilization of titanium under hydrothermal conditions seems to be a more logical attempt in explaining this rutile occurrence.

REFERENCES

- Balintoni I., Chițim uș V. (1973) Prezența paramorfozelor de rutil după brookit în cristalinul seriei de Tulgheș (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 18, p. 329–334, București.
- Borcoș M., Berbeleac I., Gheorghită Ioana, Bratosin Irina, Colios Elena, Zămîrcă Alla, Anastase S., Verdes Gh., Stănescu I. (1978) Observații preliminare privind caracterele geo chimice ale zăcămîntului de diseminare cupriferă Valea Morii, Munții Metaliferi. *D. S. Inst. geol. geof.* LXIV/2, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Etude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, București.
- Heald E. F. (1972) Kinetics and mechanism of the anatase/rutile transformation, as catalysed by ferric oxide and reducing conditions. *Amer. Mineral.* 57, p. 10–23, Menasha.
- Helke A. (1938) Die jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung der Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. *Archiv f. Lagerstättenforschung*, 66, Berlin.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Lawrence L. J., Savage E. N. (1975) Mineralogy of the titaniferous porphyry copper deposits of Melanesia. *Proc. Australas. Inst. Min. Metall.* 256, p. 1–14, Melbourne.
- Lerz H. (1968) Über eine hydrotermale Paragenese von Anatas, Brookit und Rutil vom Dorfer Keesfleck, Prägraten Osttirol. *N. Jb. Min. Mh.* 11, p. 414–419, Stuttgart.



- Ramdohr P. (1969) The ore minerals and their intergrowths. Pergamon, Braunschweig.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.
- Svetova I. V. (1975) Mineraloghia leikoksenă laregscogo mestorojdenia. Izd. Nauka, Leningrad.
- Udubasa G. (1976) Mackinawit și calcopirite în minereurile epigenetice de la Rodna, Carpații Orientali. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII/1, p. 45–57, Bucureşti.
- Istrate G., Dafin E., Braun A. (1976) Mineralizațiile polimetale de la Bocşa (N de Săcărîmb, Munții Metaliferi). *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII/2, p. 97–124, Bucureşti.
- Istrate G., Popa C. (1978) Date preliminare asupra mineralizațiilor de la Julești-Valea Fagului, Munții Apuseni. *D. S. Inst. geol. geof.* LXIV/2, Bucureşti.

DISCUSSIONS

Ioana Gheorghită: The high contents in Ti, materialized by the rutile occurrence in the Roșia Montana pyrites, are similar to those from Carpen ore deposit, therefore a first conclusion may be drawn up as regards the Ti presence in the gold-bearing ore deposits.

EXPLANATION OF PLATE

- Fig. 1. — Pyrite (py)-rutile (ru) association ru; dark-grey with different tints due to the internal reflexions. N//, oil immersion; $\times 600$.
- Fig. 2. — Granular aggregate of pyrite; some grains are zoned. N //, oil immersion; $\times 450$.
- Fig. 3. — Pyrite corroded by chlorite? (black); in the same polished section the rutile was also present. N//; $\times 150$.
- Fig. 4. — Gold in pyrite. Quartz (grey). N//; $\times 150$.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

OBSEERVATII ASUPRA LAMPROFIRELOR DIN MUNTII FĂGĂRAŞ¹

DE

LIVIU ANTON², RADU CONSTANTINESCU²

Abstract

Remarks on the Lamprophyres from the Făgăraş Mountains. The lamprophyres from the Făgăraş Mountains form an assembly of dikes structurally linked to deep faults. Mineralogically and chemically they are members of sienite, diorite and gabbro rock families, being mainly mixt terms of the odinite-spessartite (+ kersantite) and monchiquite-camptonite series.

Introducere

Rocile lamprofirice care formează obiectul lucrării de față sunt răspândite în întreg masivul Făgăraş și sunt cantonate în sisturi cristaline de diferite tipuri. Ele pot fi urmărite longitudinal pe mai mult de 100 km și latitudinal pe cca 40 km.

Având în vedere faptul că lamprofirele au fost amintite pînă acum sub denumiri variate — dolerite, diabaze, bostonite, porfire, lamprofire de diferite tipuri etc. (M. Reinhard, 1909; V. Manilici, 1960; R. Dimitrescu et al., 1960³; G. Pitulea, 1961, 1967, 1968⁴; A. Z. Manea, 1962⁵; V. Manilici și P. Vilceanu, 1963; C. Micu, 1966, 1967; M. Arion et al., 1964–1968; C. Chivu, 1968, 1969⁶) — noi ne-am propus o ordonare a terminologiei care să țină cont de relațiile lor cu structura geologică, de mineralogia, petrografia și chimismul lor, care să aibă, deci, în vedere niște criterii de apreciere cu valabilitate mai largă.

¹ Predată la 1 martie 1977, acceptată pentru publicare la 11 aprilie 1977, comunicată în ședință din 15 aprilie 1977.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

^{3–6} Arh. I.G.G. București.



Grupul rocilor lamprofirice a fost foarte dezbatut în literatura de specialitate mondială, iar părerile în privința apartenenței unei roci la această categorie de formațiuni nu au plecat întotdeauna de la aceleasi repere.

In sensul dat de Rosenbusch (1907) (in Johannsen, 1937) si Johannsen (1937), numele de lamprofir este aplicat unui grup de

TABELUL 1

Mineralul melanocrat			Mineralul leucocrat			Familia de roci
Amfibol sau și piroxen	Biotit	Olivină	Feldspatul		Folde	a
Vogesit ("Labradorfels") Spessartit	Minette		potasic			Sienitului
	Kersantit		CaNa			Dioritului
Odinit (Anorthitissit, Beerbachit)			NaCa			Gabbroului
Garewait			foarte puțin			Saxonitului
	Na-minette		potasic			Shonkinitului
Camptonit			CaNa			Dioritului nefelinic
Kvelit, Sannait	Minette cu nefelin		potasic			Sienitului nefelinic
Heptorit, Cuyamit			NaCa			
Tjosit			potasic			Fasinitului
Fourchit	Ouachitit					
Monchiquit Mellilit-fasinit		+ oli-vină	+ oli-vină	haüyn	nefelin	
	Bergalith					
Farissit, Alnoit	Modlibovit	+ oli-vină		meliit analcit		Turjaitului

roci de culoare închisă, care apar sub formă de dike și în care mineralele femice sunt prezente atât ca fenocristale cât și în pastă, în timp ce plagioclazul, principalul mineral felsic, apare doar în pastă și în mod excepțional ca fenocristale; o altă caracteristică a lamprofirilor este gradul avansat de alterare, cu formare abundantă a calcitului și a cloritului. Structura acestor roci poate fi variată, de la fin-granulară, compactă, pînă la mediu-granulară, în general porfirică, cu dispoziție diversă a mineralelor participante. Din punct de vedere chimic-mineralologic lamprofirile aparțin familiilor de roci sienitice, dioritice, gabroice, între termenii lamprofirici ai acestor familii existînd toate tranzițiile posibile. Poziția lor geologică, compoziția și gradul de cristalinitate îl-au făcut pe J. Ohansen să le clasifice între rocile hipoabisale, diferențiate (tab. 1).

La noi, o atenție deosebită a acordat lamprofirilor din Făgăraș Maniliu (1960), care separă în extremitatea de nord-est a masivului, pe de o parte filoane bostonitice și sienitice, iar pe de altă parte camptonite și diabaze. Noi am preluat din lucrarea acestuia cîteva analize chimice și mineralogice, care ne-au servit la caracterizarea formațiunilor studiate.

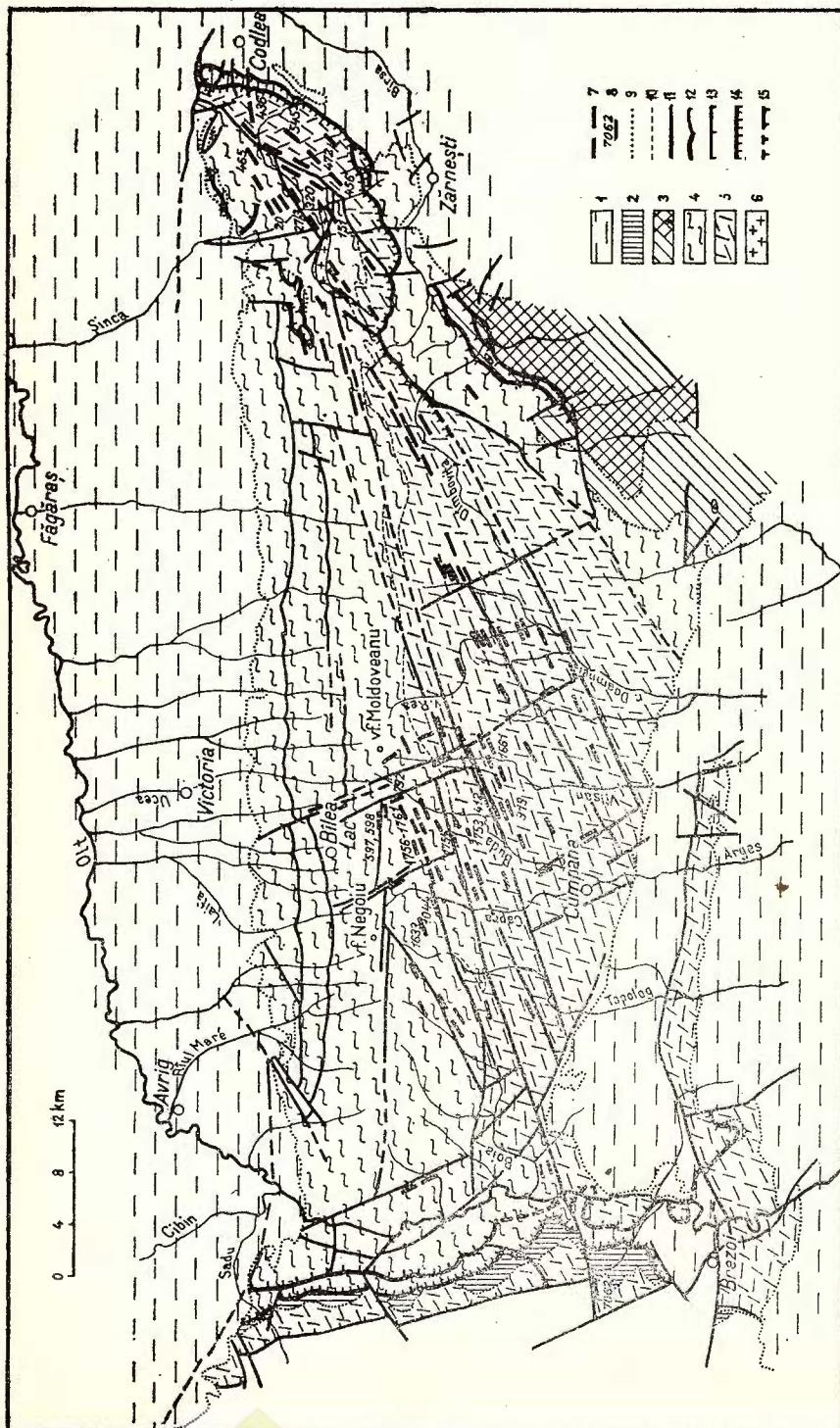
Caracterele mineralogice-petrografice ale lamprofirilor

Lamprofirile cercetate de noi apar cu precădere la sud de creasta principală a Făgărașului. Ele sunt localizate pe falii profunde, cu poziția apropiată de verticală și în general direcționale. Grosimea filoanelor ajunge excepțional la 15 m (culmea Tuica), de regulă fiind de 1–3 m; lungimea lor, de zeci sau sute de metri în general, este, foarte rar, de 2–3 km, în cazul celor legate de fracturi longitudinale (fig. 1), sau de cîțiva metri, în cazul fracturilor transversale. Amplasarea materialului, caracteristică pentru lamprofire în general, s-a făcut pe fracturi deschise pe care acestea le sudează. Adeseori contactul filoanelor e marcat de calcitizări masive.

Toate rocile lamprofirice întîlnite au o culoare cenușie-neagră, cu tentă verzuie, cu structura mezostazei uneori evident doloritică (pl. I, fig. 1) cu fenocristale de piroxen și de hornblendă și cu plaje milimetrice de clorit, de calcit și de actinolit; sunt dure, compacte, au o textură, în majoritatea cazurilor, masivă.

Mineralogic, sunt roci alcătuite, în principal, din piroxen, amfibol, biotit, plagioclaz; ca accesori: ilmenit, mai rar pirită, calcopirită, apatit; secundar, apar: clorit, calcit, actinot, epidot.

Piroxenul este cel mai răspîndit mineral melanocrat, apărînd atât ca fenocristale, hidromorf (pl. I, fig. 2) sau xenomorf, cât și în masa fundamentală, sub formă de granule rotunjite, localizate în interstițiile rețelei plagioclazilor; observația susține ideea unei recurențe în formarea acestuia: piroxen (fenocristale) — plagioclaz — piroxen intersticial. Uneori piroxenul formează asociații de 3–5 granule xenomorfe (pl. II, fig. 1), cu dimensiunile agregatului de peste 5 mm. Apariția piroxenului ca incluziuni în fenocristalele de plagioclaz este un fenomen frecvent, în timp ce situația inversă este accidentală. Sunt numeroase cazurile în care fenocristalele de



TABELUL 2

Rezultatele investigării microscopice a principalelor minerale lamprofirice

Proba	Roca	Plagioclaz			Piroxen	
		nr.	%An	str.de temperatură	c: Ng	2Vg
412	odinit-spessartit	1	48	joasă	40°, 31°	
598	spessartit	2	41,5	joasă		
		3	56	joasă		
599	odinit	4	80	joasă	33°, 54°	
		5	68	joasă		
		6	37	joasă		
787	odinit	7	64	joasă	34°	52°
		8	65-65 (2 macle)	joasă		
		9	72	joasă		
792	spessartit (kersantitic)	10	40	joasă	41°	
		11	41	joasă		
		12	59	joasă		
797	spessartit?					
797 A	odinit?					
1044	odinit	13	80	joasă		
		14	80	inaltă	36°, 36°	55°
1633 A	odinit	15	70	joasă		
		16	65-70	joasă		
		17	28	joasă		
		18	55	joasă		
1661	odinit	19	66	joasă	41°	42°
		20	80			
		21	80			
		22	80	joasă		
1661A	odinit (spessartit)				35°, 34,5°	
					42,5°, 38,5°,	
					43°, 46°	
1661C	spessartit?	23	23	joasă	34°, 43°, 37°,	
1677	spessartit-kersantit				48°, 30°	
					45°	
					60°	41°
1754	odinit	24	65	joasă	30,5°	
		25	53	joasă		
		26	70	joasă		
1756	odinit	27	80-90	joasă		
		28	80			
		29	68			
		30	53-53	inaltă		
1757	spessartit-kersantit					
1758	spessartit?	31	44	joasă	21°	
		32	58	inaltă	41°	
		33	80	joasă	26,5°	
1761	odinit	34	63	inaltă		
		35	63	inaltă		
		36	44	inaltă		
		37	80			
		38	71			
7062	spessartit	39	35	inaltă		
		40	33	joasă		
		41	35	inaltă		
		42	36	intermediară		
				joasă		

piroxen sănt corodate de masa fundamentală în etapa formării plagioclazului (pl. II, fig. 2).

Douăzeci și sase de determinări ale $2V\gamma$ ($42^\circ - 57^\circ$) și ale unghiului maxim de extincție ($c : Ng = 30^\circ - 45^\circ$) la măsuța Feodorov, ca și poziția planului axelor optice, paralel cu (010), ne permit atribuirea piroxenilor seriei augitelor diopsidice, eventual cu participări mici ale titanului în compoziție. Cristalele se pot prezenta proaspete, fiind omogene, sau zonate și uneori cu hornblendă brună la periferie.

În mod obișnuit piroxenul este cloritizat incipient; în cazul în care el este înconjurat de hornblenda brună, aceasta din urmă se cloritizează și se actinolizează; numai rareori piroxenul este complet înlocuit de clorit, sau de clorit și calcit, cu eliberarea opacitului (pl. III, fig. 1). Transformările nu sunt legate de circulația fisurală ulterioară a unor soluții, ci, aşa cum este caracteristic pentru acest grup de roci, de o fază autometamorfică hidrotermală, finală.

Amfibolul este reprezentat prin hornblenda brună, determinată pe baza caracterelor optice $2V\alpha > 60^\circ$, $Ng : c = 7 - 11^\circ$, birefrigență ridicată, care o disting net de barkevikit și de katoforit și mai puțin clar de kersutit. Hornblenda brună care formează fenocristale este întotdeauna mai mult sau mai puțin transformată în actinolit sau și clorit; fenomenul acesta este însă mai evident când ea înconjoară piroxenul. Formarea hornblendei brune marchează o etapă oxidantă ($Fe^{3+} : Fe^{2+} > 1$), în evoluția topiturii, ulterioară apariției fenocristalelor de piroxen.

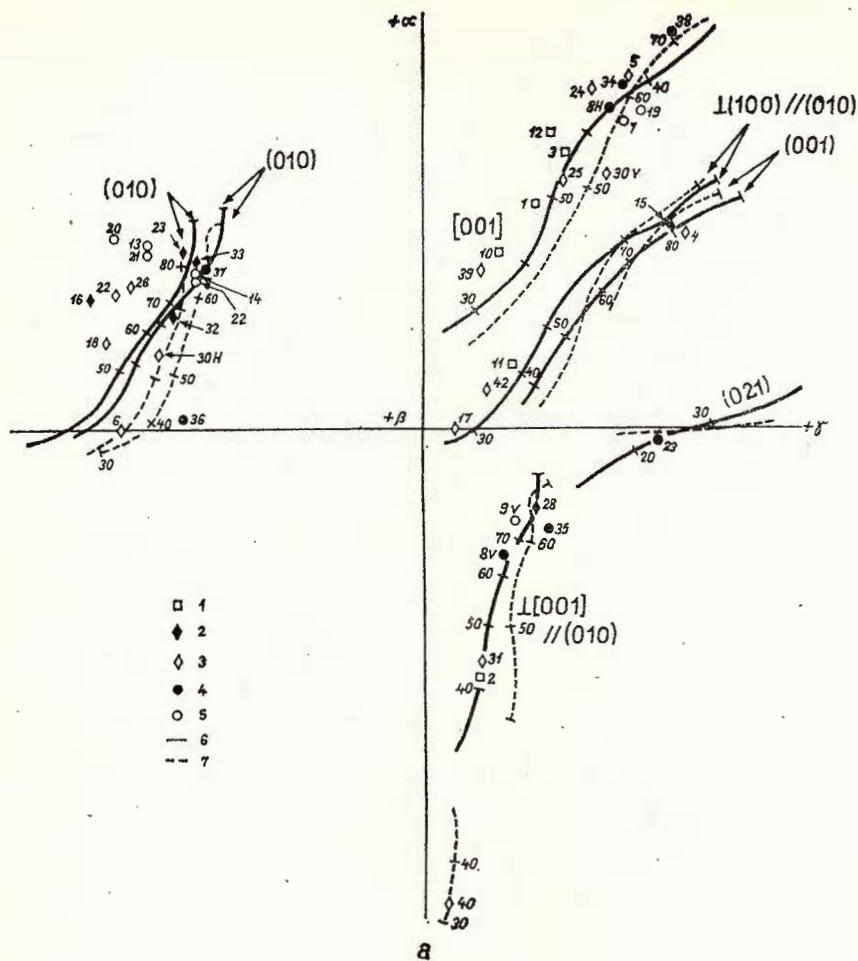
Biotitul apare în cantitate mică (tab. 3), de cele mai multe ori substituind hornblenda brună (pl. III, fig. 2) și fiind la rându-i înlocuit de clorit. El participă în special la construirea masei de bază, având, în aceasta, dimensiuni sub 0,1 mm.

Ilmenitul, deși accesoriu în general, ocupă în compoziția modală a lamprofirilor din Făgăraș un loc deosebit, putând forma pînă la 19% (pl. IV, fig. 1) din volumul rocii (tab. 3). Apare sub formă de cristale scheletice primare (pl. IV, fig. 2), care nu provin din dezamestecuri; ele iau naștere odată cu hornblenda brună și cu plagioclazul masei fundamentale. În etapa hidrotermală finală ilmenitul se transformă în rutil și în leucoxen, proces care nu depășește un stadiu incipient.

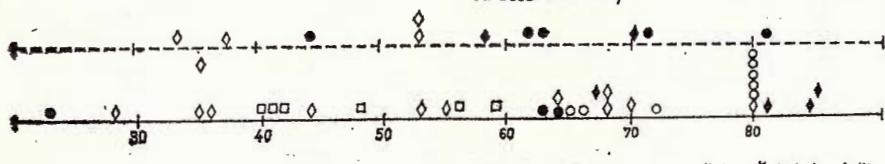
Plagioclazul este principalul constituent al rocii, formînd scheletul masei de bază. Patruzeci și patru de determinări ale compoziției la MUF (fig. 2 a, b) au evidențiat o variație neobișnuită a chimismului acestuia (27–90% An), ca și o stare structurală neașteptat de variată la un asemenea tip de roci. Cea care interesează în special pentru definirea tipurilor petrografice este compoziția; am adoptat valoarea de 50% An (J o h a n s e n, 1937) ca limită mineralologică între lamprofirile dioritice și cele gabbroice.

Se pare că există o relație interesantă între gradul de cristalinitate și compoziția plagioclazului (fig. 2 b):





Structură de temperatură ridicată (vulcanică)



Structură de temperatură joasă (plutonică).

b

Fig. 2a,b. — Compoziția și starea structurală a feldspațiilor plagioclazi din lamprofirele masivului Făgăraș (Stereograma van der Kaaden).

Structuri doleritice cu feldspați : 1, echigranulari ; inechigranulari : 2, fenocristale ; 3, cristalele masei de bază. Structuri bazaltice (fine) : 4, fenocristale ; 5, cristalele masei de bază.

Structuri feldspatice de temperatură : 6, joasă ; 7, înaltă.

Composition et état structural des feldspaths plagioclases des lamprophyres du massif Făgăraș (Stéréogramme van der Kaaden).

Structures dolérítiques à feldspaths : 1, équigranulaires ; inéquigranulaires : 2, phénocristaux ; 3, cristaux de la masse de base. Structures bazaltiques (fines) : 4, phénocristaux ; 5, cristaux de la masse de base.

Structures feldspathiques de température : 6, baisse ; 7, haute.

— rocile cu structură doloritică, deci cu caracter hipoabisal evident, prezintă o diversificare largă a compoziției plagioclazului (de la 65% An la peste 80% An — fenocristalele și de la 30% An la 80% An — cristalele masei de bază, în general 35 — 70% An). Situația poate fi pusă în legătură cu cristalizarea treptată, relativ lentă ; de altfel structura mineralului este, în cazul acestor roci, de joasă temperatură ;

— rocile cu structură bazaltică, microcristaline, fluidale sau nu, de la periferia filoanelor mari, sau din filoanele de grosimi reduse, prezintă o frecvență mai mare a cristalelor cu structura de temperatură ridicată și cu compoziții de peste 65% An.

Zonarea chimică a plagioclazului este uneori evidentă la cristalele de dimensiuni mai mari, hipidiomorfe, sau xenomorfe și se manifestă optic prin extincție rulantă, fără limite nete între porțiunile cu conținut diferit de anortit.

Cuartul apare sporadic în lamprofire și asociat cu plajele clorit-epidot-carbonatice.

Feldspatul potasic, foarte rar, caracterizează termenii lamprofirici care fac trecerea la compoziții sienitice și se infățișează în special sub formă micropertitică.

Tabelul 3 prezintă compoziția modală a cîtorva dintre cele mai frecvente lamprofire — odinete, spessartite, kersantite — dintre cele cercetate de noi. W i m m e n a u u e r (1973), autor al unor sinteze privitoare la rocile în cauză, situează limita dintre semilamprofire și lamprofire la 25% minerale femice în compoziția rocii. Probele analizate de noi ar intra, aşadar, în categoria celor din urmă. Proportia diferitelor minerale femice și compoziția plagioclazului permit apoi atribuirea rocii unui tip lamprofiric sau altuia.

Considerații asupra chimismului lamprofirelor și a poziției lor în sistematica grupului

Pentru stabilirea mai certă a poziției lamprofirelor din Făgăraș în sistematica grupului am folosit ca termeni de comparație cîteva compoziții de roci filoniene hipoabisale prezentate de J o h a n n s e n în Petrografia sa (1937) (tab. 4) :

— melilit-fasinitul (2) — este, compozițional, aproape similar cu monchiquitul, avind mai puțină olivină și alți zeoliți decît analcimul ; rocă hipoabisală, holocrystalină, foidică, bogată în magnetit titanifer ;

— anorthitissitul (4) — rocă subvulcanică din familia gabbrourilor și noritelor, care apare ca dike-uri în regiunea Perm, din Ural și este alcătuită din 70% hornblendă, 22% plagioclaz (90% An), 8% minereu ; în fond un „hornblendit cu anortit” (J o h a n n s e n), numit inițial de D u p a r c și P e a r c e (1902) (în J o h a n n s e n, 1937) „anortit — diorit”, se asemănă chimic cu rocile 1 și 3 din tabelul 4 și, prin prezența feldspatului bazic, cu multe dintre lamprofirele noastre ;



TABELUL 3

Compoziția modală a lamprofirilor

Mineralul Nр. probei	Piroxen + clorit	Amfibol + clorit	Biotit + clorit	Clorit + epidot	Ilmenit (+ apatit)	Feldspat plagioclaz	Feldspat potasic	M	c	a	Total	An %
pessartit 598	10,40	26,21	4,16	—	8,16	51,07	—	48,93	51,07	—	100 %	48,5
dinit 599	17,17	11,80	0,68	1,49	7,72	61,14	—	38,86	61,14	—	100 %	61,66
dinit 787	15,90	17,70	3,27	1,14	19,45	42,54	—	57,46	42,54	—	100 %	67
pessartit ersantitic) 792	6,63	16,07	9,92	—	10,21	57,17	—	42,83	57,17	—	100 %	46,66
dinit 1661	6,97	11,48	—	25,82	14,75	40,98	—	59,02	40,98	—	100 %	76,5
pessartit 1661c	24,13	3,68	—	10,05	6,79	55,35	—	44,65	55,35	—	100 %	23 (det.)
dinit 1633A	24,34	3,54	6,02	—	5,80	60,30	—	39,70	60,30	—	100 %	55
dinit 1754	17,60	14,59	0,99	1,35	6,03	59,20	0,24	40,56	59,20	0,24	100 %	62,66
dinit 1756	4,16	8,20	0,09	25,82	2,73	59	—	41	59	—	100 %	71,50 ¹
pessartit 7062	14,96	—	—	16,25	10,31	58,48	—	41,52	58,48	—	100 %	34,75
amprofir												
enogabbroic 14*	—	—	8	18	7	67	—	33	67	—	100 %	
amptonit 8*	7	27	—	12	7	47	—	53	47	—	100 %	
onchiquit 1*	—	—	36	35	13	16	—	84	16	—	100 %	

M = minerale colorate, inclusiv ilmenit; c = feldspat plagioclaz; a = feldspat potasic și albit; = numerele din tabelul 4.

— monchiquitul (5) — echivalent hipoabisal al bazaltelor cu analcim (și olivină) din familia rocilor foidice fără feldspat, alcătuit, în general, din olivină, augit, ± biotit, ± amfibol ca fenocristale într-o masă de bază, inițial sticloasă, de compozitia analcimului;

— camptonitele (6, 7, 9, 10) — roci semialcaline, echivalent hipoabisal al dioritelor nefelinice; clasificate de Rosensbusch (in Johnson, 1937) între lamprofirile dioritice, alcătuite din biotit, amfibol barkevikitic, augit titanifer, ± olivină alterată, într-o masă de bază formată din plagioclaz (andezin), amfibol și piroxen microlitic;

— „labradorfels” (11) — a fost descris de Döelter în 1902, în Tirol, unde apare ca dike-uri în gabbrouri; echivalent subvulcanic al sienogabbrourilor, format din ortoclaz (8–11 %), labrador (69–78 %), augit și biotit (8–12 %), magnetit și ilmenit (6–7 %); ortoclazul poate fi indistinct microscopic, dar analiza chimică pledează pentru existența sa în mezostază;

— beerbachitul (12) — descoperit ca dike-uri în masivul gabbroic din Frankenstein, Odenwald, denumit, după structură, „aplitul” rocilor gabbro-noritice, a fost clasificat de Rosensbusch (in Johnson, 1937) între lamprofir; format din 63 % labrador, 1 % apatit, 22 % diallag, 1 % biotit, 10 % magnetit, 3 % uralit;

— cuyamitul (16) — a fost denumit inițial „analcim-diabaz” (Fairbank, 1895); termen hipoabisal al familiei dioritelor nefelinice și gabbrourilor theralitice, echivalent subvulcanic al analcim-tefritului; compozitia modală: 43,3 % labrador, 20 % analcim, 0,4 % apatit, 32,3 % augit, 4 % magnetit;

— odinitul (17) — lamprofirul rocilor gabbro-noritice, porfiric, alcătuit din labrador, augit (diallag), hornblendă — ca fenocristale și plagioclaz și hornblendă — în masa de bază;

— kersantite și spessartite (19, 20, 21) — reprezentanții lamprofirici ai familiei dioritelor. Malchitele sunt kersantite și spessartite cu o oarecare cantitate de quart.

TABELUL 4

Compozitia chimică a lamprofirilor

Nr. crt.	%	Oxizi Roșii	Monochiquit (456)	Valea Vulcana (296)	Amortilităsist	Ural	Monochiquit (21)	Campotontit S.U.A.	Campotontit (151)	Norvegia	Campotontit	Tysk, Elveția	Campotontit Tessin, Elveția	Sperciatit (7062)	Valea Vislaan	Calyamită Odernwald	Calyamită Odernwald	Kersantit Daly	Sperciatit (J. Ohannsen)	Kersantit Daly	Sperciatit (J. Ohannsen)	Kersantit Daly	Sperciatit (J. Ohannsen)	Kersantit Daly	
SIO ₂	36,09	37,60	39,80	40,30	40,62	40,70	41,94	44,07	44,22	46,51	46,64	47,22	47,77	48,93	49,30	49,61	50,07	50,57	50,79	52,85	53,04				
TiO ₂	3,35	3,78	2,79	—	3,08	3,86	4,15	2,00	2,50	3,06	—	1,02	2,85	1,50	1,85	—	0,65	1,40	1,02	1,03	0,73				
Al ₂ O ₃	17,23	15,27	16,16	14,74	17,63	16,02	19,11	15,36	19,11	24,45	15,13	21,75	16,75	15,88	19,18	16,66	14,53	15,26	15,74	15,68					
Fe ₂ O ₃	3,21	5,53	2,42	6,35	5,02	5,43	3,27	1,52	5,68	3,40	2,59	6,81	2,16	0,25	5,35	2,12	6,21	4,36	3,29	3,04	4,25				
FeO	8,36	6,72	8,81	10,28	7,30	7,84	9,89	8,35	5,18	6,81	6,44	7,05	8,50	7,52	6,30	5,01	5,66	5,21	5,54	4,81	4,41				
MnO	0,09	0,28	0,13	—	0,16	0,16	—	0,09	0,45	0,11	—	0,31	0,195	0,10	0,16	—	0,05	0,05	0,07	0,06	—				
MgO	9,57	4,78	9,98	8,23	7,77	5,43	5,01	7,46	6,98	6,83	1,60	4,04	4,66	2,08	5,00	4,94	9,92	7,88	6,33	6,24	5,79				
CaO	11,05	14,06	11,23	13,85	10,64	9,36	9,47	10,02	11,02	11,57	7,23	10,44	8,26	8,89	7,57	6,73	10,05	9,19	7,06	5,73	5,58				
Na ₂ O	3,40	3,76	3,12	2,48	4,60	3,23	5,15	5,89	2,12	3,48	5,46	4,00	2,84	6,29	3,42	5,62	1,97	2,17	3,12	3,58	3,28				
K ₂ O	2,09	0,87	0,49	0,26	1,45	1,76	0,19	0,53	1,71	2,87	1,39	0,42	1,23	2,20	1,64	1,04	0,28	1,57	2,79	2,39	3,10				
H ₂ O ⁺	2,02	5,61	2,39	0,29	2,59	2,62	3,29	0,81	2,74	3,10	0,45	0,80	1,29	1,07	2,12	1,92	4,08	3,55	3,55	3,10	2,49				
H ₂ O ⁻	0,48	1,15	0,34	0,33	0,33	0,32	0,12	0,21	0,44	0,44	0,45	0,07	0,43	0,29	0,49	0,11	0,60	0,11	0,60	0,35	0,35				
P ₂ O ₅	0,14	0,18	—	1,19	0,62	—	0,15	1,05	—	0,30	—	0,05	2,40	0,41	—	0,27	0,51	—	0,25	—	2,61	0,12	0,88		
CO ₂	2,86	—	0,37	0,62	2,47	0,40	3,66	1,08	—	0,05	—	0,17	—	0,16	—	0,11	—	—	—	—	—	0,02	0,14		
CS ₂	0,33	—	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Total	100,27	100,47	100,05	100,64	100,11	100,00	100,57	100,59	100,29	99,93	100,06	99,96	100,15	99,41	100,39	100,39	99,94	100,00	99,58	100,11					

1. zona Poiana Mărului, NE Făgăraș — Maniliu, 1960; 2. Tasmania — Erdmannsdörffer & Nieland, 1928 (din Johansen, 1937); 3. zona Poiana Mărului, NE Făgăraș — Maniliu, 1960; 4. Perm, Ural — Duparc & Pearce, 1902 (din Johansen, 1937); 5. Algarve, Portugalia — De Sousa, 1926 (din Johansen, 1937); 6. media a 15 analize — Daly, 1910 (din Johansen, 1937); 7. Campton, S.U.A. — Hawes, 1879 (din Johansen, 1937); 8. zona Poiana Mărului, NE Făgăraș — Maniliu, 1960; 9. Kjose, Norvegia — Brøgger, 1898 (din Johansen, 1937); 10. Tessin, Elveția — Barth, 1932 (din Johansen, 1937); 11. Tyrol — Doepler, 1902 (din Johansen, 1937); 12. Odenwald, Germania — Chellius & Klemm, 1896 (din Johansen, 1937); 13. valea Lotrișor — A. Schuster, 1976; 14. zona Poiana Mărului, NE Făgăraș — Maniliu, 1980; 15. valea Vărsan — M. Arion et al., 1965; 16. California, S.U.A. — Fairchild, 1896 (din Johansen, 1937); 17. Odenwald, Germania — G. Klemm, 1906 (din Johansen, 1937); 18. Oașa Ciobanului, Ocaña de Fier, Banat — A.I. Codarcea, 1930; 19. media a 20 de analize — Daly, 1910 (din Johansen, 1937).

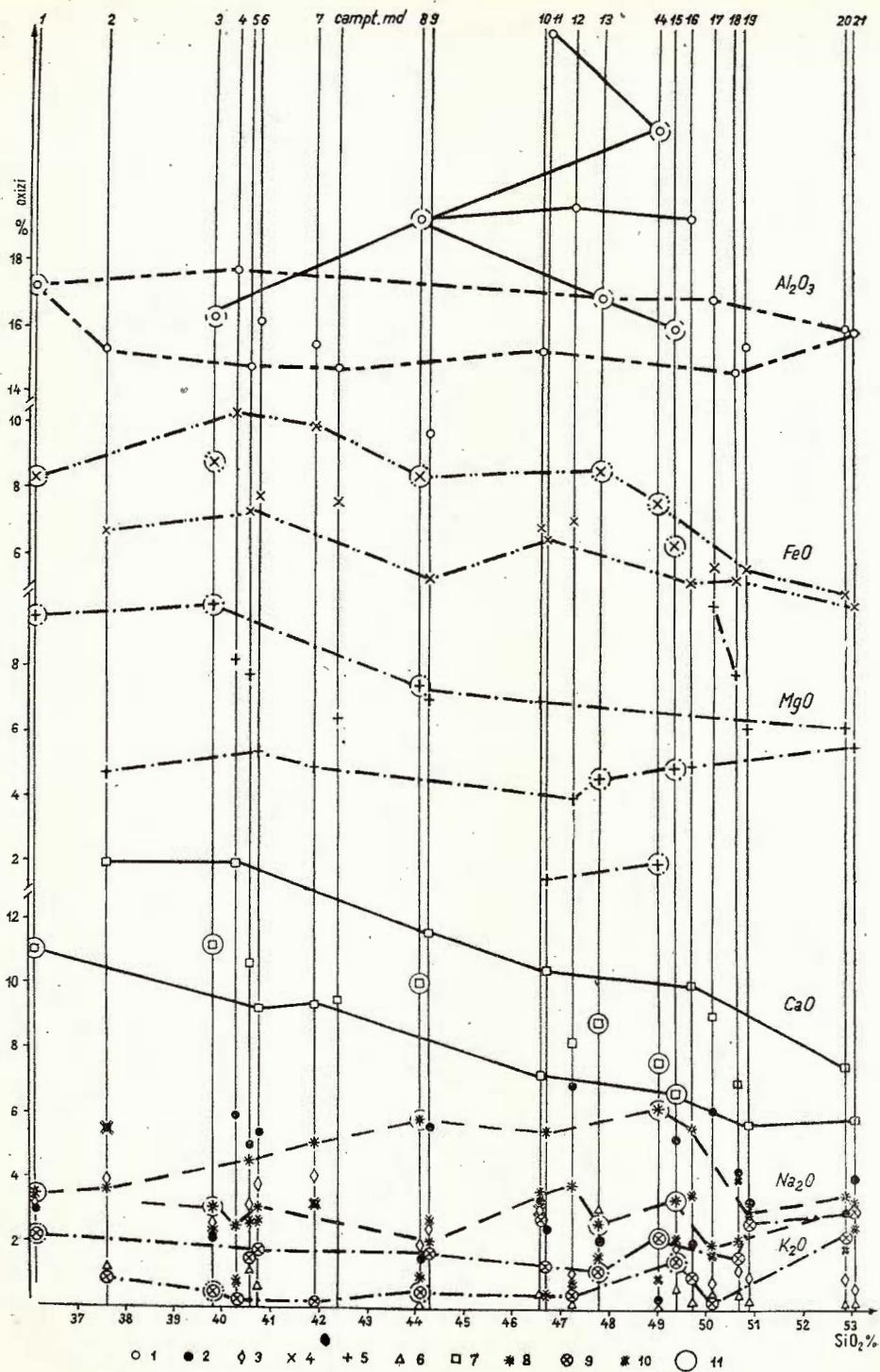


Fig. 3. — Variația compozitiei chimice în serile lamprofirice. 1, Al_2O_3 ; 2, Fe_2O_3 ; 3, TiO_2 ; 4, FeO ; 5, MgO ; 6, P_2O_5 ; 7, CaO ; 8, Na_2O ; 9, K_2O ; 10, H_2O^+ , 11, probele noastre.

Variation de la composition chimique dans les séries lamprophyriques. 1, Al_2O_3 ; 2, Fe_2O_3 ; 3, TiO_2 ; 4, FeO ; 5, MgO ; 6, P_2O_5 ; 7, CaO ; 8, Na_2O ; 9, K_2O ; 10, H_2O^+ ; 11, nos échantillons.

TABELA
Caracterizarea petrochimică

Nр. crt.									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Parametrii Niggli									
<i>Si</i>	72,00	82,91	81,00	75,52	86,41	95,50	98,69	94,00	104,11
<i>al</i>	20,00	19,82	19,00	19,50	18,44	22,20	21,28	24,00	17,71
<i>fm</i>	47,00	37,66	49,00	47,91	45,86	44,25	42,87	41,00	45,70
<i>c</i>	23,00	33,19	25,00	27,80	24,24	23,55	23,84	22,00	29,18
<i>alk</i>	9,00	9,30	7,00	4,77	11,43	9,98	11,99	13,00	7,39
<i>k</i>	0,29	0,13	0,09	0,06	0,17	0,26	0,02	0,06	0,34
<i>mg</i>	0,59	0,55	0,62	0,58	0,65	0,54	0,47	0,48	0,69
<i>qz</i>	-64	-54	-47	-44	-59	-44	-49	-58	-25
<i>c/fm</i>	0,47	0,88	0,50	0,58	0,53	0,53	0,55	0,77	0,64
<i>Si°</i>	0,53	0,60	0,63	0,63	0,59	0,68	0,66	0,62	0,80
<i>Ac</i>	0,42	0,45	0,45	0,43	0,46	0,48	0,49	0,48	0,51
<i>Q</i>	11,42	15,92	17,58	17,76	14,80	20,85	19,00	17,90	24,64
<i>L</i>	42,72	39,84	37,18	36,44	41,00	41,06	41,72	46,96	32,10
<i>M</i>	45,80	rest	45,19	rest	rest	rest	39,05	35,10	43,24
Tipul de magma	(Mela-)natrogabbroidă -essexitgabbroidă	Theralitgabbroidă -berondritică	(Mela-)natrogabbroidă alc-isstitică-essexitgabbroidă	Melanatrogabbroidă alc-isstitică	Natrogabbroidă -essexitgabbroidă	Natrogabbroidă -essexitgabbrodioritică	Natrogabbroidă -essexitgabbrodioritică	Theralitgabbroidă -essexitgabbrodioritică	Natrogabbroidă-theralitgabbroidă -essexitgabbrodioritică

LUL 5

a lamprofirelor

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
115,32	112,61	112,58	123,00	129,00	131,50	120,10	108,95	130,86	138,88	139,02	145,90
22,09	34,72	27,34	25,45	34,00	25,00	27,30	21,38	22,12	24,56	24,39	25,42
45,86	23,39	41,28	41,00	25,00	39,70	31,87	52,68	50,26	45,45	41,15	42,63
19,15	26,93	21,07	24,70	21,00	19,40	26,02	21,41	19,62	16,79	21,42	17,75
12,88	14,94	9,90	9,20	20,00	11,50	14,79	4,51	7,99	13,18	13,03	14,19
0,35	0,14	0,06	0,22	0,18	0,23	0,11	0,08	0,32	0,37	0,30	0,38
0,63	0,31	0,49	0,49	0,32	0,50	0,64	0,77	0,72	0,66	0,69	0,70
- 36	- 47	- 27	- 14	- 51	- 14	- 39	- 9	- 1	- 14	- 13	- 11
0,41	1,15	0,51	0,60	0,85	0,49	0,81	0,40	0,39	0,37	0,52	0,41
0,76	0,70	0,80	0,90	0,72	0,90	0,75	0,92	0,99	0,90	0,91	0,93
0,53	0,53	0,53	0,55	0,56	0,57	0,54	0,52	0,56	0,58	0,58	0,59
24,22	25,71	28,02	30,48	25,61	30,59	25,90	30,32	33,10	31,30	30,39	32,44
46,87	56,29	44,39	39,43	56,13	40,05	48,12	32,84	34,16	40,55	40,35	41,34
rest	rest	rest	rest	18,23	rest	rest	rest	rest	28,10	28,62	26,19
Natrogabbroïdă — beringit-mugearitică											
Theralitgabbroïdă — ijolitică — gabbrormelteigitică — sienoljolitică											
Theralitgabbroïdă — theraltitică — melteigitică											
Natrogabbroïdă — beringit — essexitgabbroïdoritică											
Essexitică											
Natrogabbroïdă — mugearitică — natrolamprostenitică											
Theralitgabbroïdă — gabbrormelteigitică											
(Mela-)natrogabbroïdă — essexitgabbroïdă — alcali-issitică											
Natrogabbroïdă — essexitgabbroïdă — natrolamprostenitică											
Natrogabbroïdă mugearitică											
Natrogabbroïdă mugearitică											

Am proiectat în figura 3 rezultatele analizelor chimice din tabelul 4 pentru a scoate în evidență mai sugestiv caracterele chimice ale lamprofirilor din Făgăraș; se conturează, astfel, un domeniu de variație a chimismului rocilor lamprofirice și poziția în cadrul acestuia a probelor studiate de noi.

Se poate remarcă, în primul rînd, aşa cum a reiesit și din descrierea mineralogic-petrografică (tab. 3), poziția intermedieară a lamprofirilor din Făgăraș între lamprofirele diverselor grupe de roci:

- cantitatea de SiO_2 a rocilor noastre variază între aproximativ 36% și aproximativ 50%, adică din domeniul rocilor alcaline în domeniul rocilor intermedieare, diorit-gabbroice;

- în același interval procentual de Al_2O_3 se menține constant pe grupe de roci, astfel: rocile 1 și 3 (termeni alcalini), 13 și 15 (termeni de chimism intermediear, diorit-gabbroic) se grupează pe o paralelă aproximativă cu abscisa; roca 8, plasată în cîmpul camptonitelor, este termen de trecere la seria rocilor semialcaline, nefelin-dioritice, tefritice, theralit-gabbroice reprezentate prin roca 14; roca 8 este în mod constant, după cum se va vedea, punctul de „bifurcare” a chimismului lamprofirilor din Făgăraș, care par să fi evoluat către compozitii theralit-gabbroice (nefelin-dioritice, tefritice), pe de o parte și către magme normal dioritice, pe de alta;

- în domeniul de variație a cantității de MgO , descrescătoare, lamprofirele noastre formează trei grupe aparte, conform cu cele observate mai sus: roci alcaline-camptonite (1—3—8), la limita superioară a cîmpului, roci normal dioritice (13, 15), la limita lui inferioară și roci cu foarte puțin MgO , theralit-gabbroice (14), în afara cîmpului. De remarcat că odinioanele diferă de rocile kersantit-spessartitice în special prin cantitatea mai mare de MgO ;

- observațiile în privința MgO nu rămîn valabile și pentru FeO , care se menține relativ constant cantitativ, odată cu creșterea cantității de SiO_2 , pentru toate rocile considerate;

- variația conținutului total de alcalii al rocilor noastre depinde, în special, de participarea Na_2O . Se pot din nou distinge două tendințe compozitionale: pentru Na_2O — de la roci alcaline la roci theralit-gabbroice (nefelin-dioritice) (1—8—14) și de la roci alcaline către roci normale, diorit-gabbroice (1—3—13—15); pentru K_2O , deși mai puțin evident, reapar cele trei grupe menționate anterior;

- procentajul de CaO al lamprofirilor din Făgăraș scade constant odată cu creșterea $\text{SiO}_2\%$, situîndu-se în partea mediană a cîmpului respectiv. Considerarea lui în asociație cu suma alcaliilor (fig. 4) permite precizarea, după P e a c o c k, caracterului seriei de roci:

- curba variației CaO la rocile 1—3—5 (media 6—7—9)—8—13—(14) se încrușează cu curba variației alcaliilor pentru aproximativ aceleasi roci la 53% SiO_2 , adică în domeniul rocilor alcali-calcice (spessartit-kersantitice);

- variația % CaO pentru rocile 13—(14)—15—16—19 este mai abruptă și stabilește indicele alcali-calcic la 50,5% SiO_2 , adică la limita



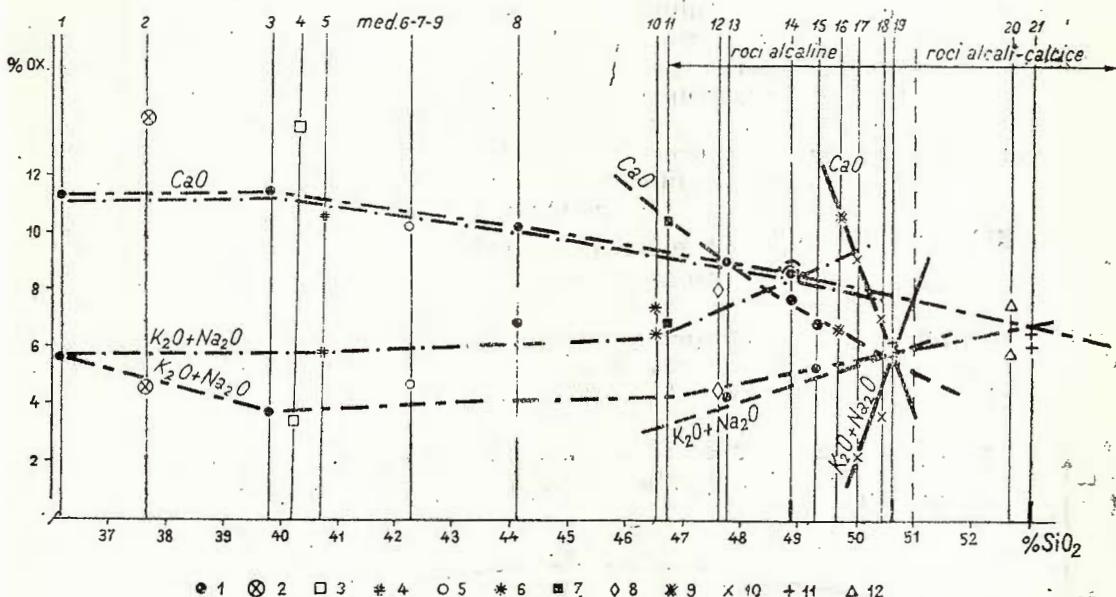


Fig. 4. — Indicele alcali-calcic al seriilor de roci lamprofirice din Făgăraş.

1, roci din Făgăraş ; 2, melilit-fasinit ; 3, anorthitissit ; 4, monchiquit ; 5—6, camptonite ; 7, „labradorfels” (lamprofir sienogabbroic) ; 8, beerbachit ; 9, cuyamit ; 10, odinite ; 11, kersantite ; 12, spessartit.

Indice alcali-calcique des séries de roches lamprophyriques de Făgăraş.

1, roches de Făgăraş ; 2, mélilitte-fassinite ; 3, anorthitissite ; 4, monchiquite ; 5—6, camptonites ; 7, „labradorfels” (lamprophyre siéno-gabbroïque) ; 8, beerbachite ; 9, cuyamite ; 10, odinites ; 11, kersantites ; 12, spessartite.

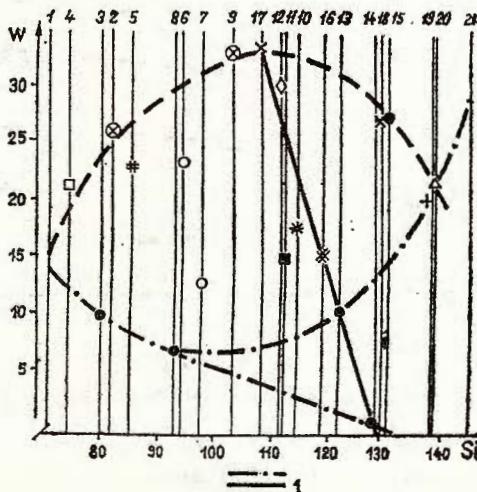


Fig. 5. — Serii lamprofirice din Făgăraş (vezi legenda fig. 4).

Séries lamprophyriques de Făgăraş (voir la légende de la figure 4).

rocilor alcaline cu domeniul rocilor alcali-calcice, în zona indicelui Peacock al seriei odinite-kersantite;

— caracterul intermediar al rocii 8 ieșe și aici în evidență prin poziția valorii procentajului de alcalii, care, împreună cu suma alcaliilor pentru roca 14 (cu caracter mixt), fixează indicele Peacock al celei de a treia grupe la 49% SiO_2 , deci în domeniul rocilor alcaline: 1—5—8—10—14;

— am preferat să discutăm variația cantității de Fe_2O_3 pe baza gradului de oxidare $W = \left(\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ mol}}{\text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ mol} + \text{FeO} \text{ mol}} \times 100 \right)$ (fig. 5). Încă odată sunt puse în evidență trei grupe de roci. Caracterul cel mai oxidat îl prezintă, între rocile noastre, spessartitul nr. 15 din valea Vilsan, iar cea mai puțin oxidată este roca 14 — lamprofir sieno-gabbroic, care în acest caz formează limita seriei odinit (17) — beerbachit (12) — camptonit (10) — roca 16 („odinit”)⁹ — spessartit (13);

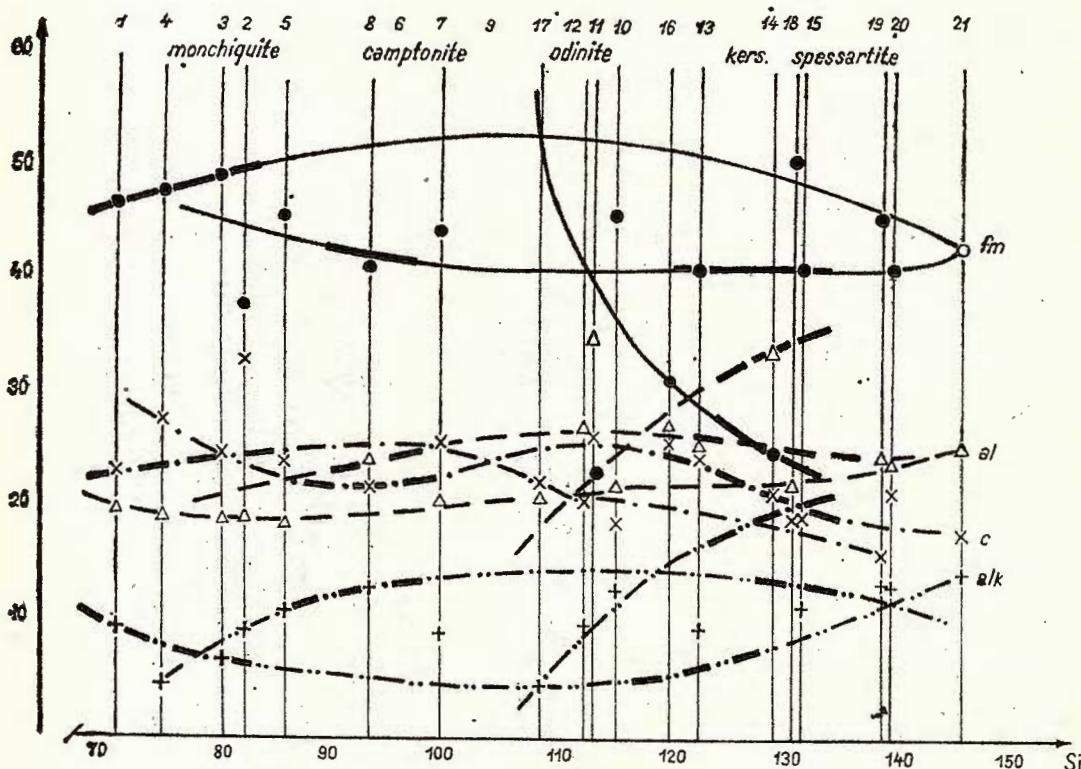


Fig. 6. — Înscrierea parametrilor Niggli al rocilor cercetate în cadrul seriilor lamprofirice.
Inscription des paramètres Niggli des roches étudiées dans les séries lamprophyriques.

⁹ Roca 16, găsită sub denumirea de „odinit” în literatură, se placează constant în figurile prezentate de noi în apropierea cîmpului spessartitelor și kersantitelor.

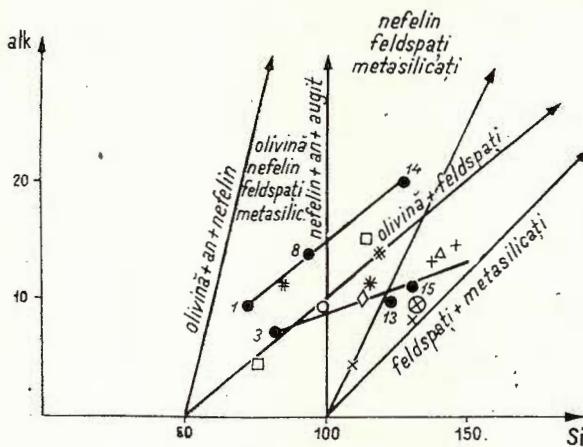


Fig. 7. — Diagramma alk : Si (vezi legenda fig. 4).

Diagramme alk : Si (voir la légende de la fig. 4).

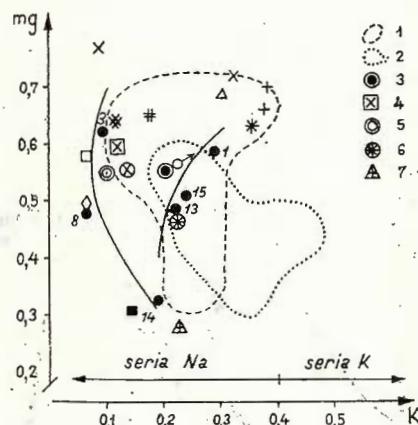
Fig. 8. — Poziția rocilor lamprofirice în diagrama mg : k.

1, frecvența maximă a rocilor vulcanice pacifice recente (878 analize — Cordiliera nord-americana); 2, frecvența maximă a rocilor vulcanice atlantice recente (508 analize — Boemia) (după C. Burr i, 1959); 3, gabbro normal; 4, gabbro ossipitic; 5, gabbro anortozitic; 6, plagiogranit; 7, trondjemit (după A. Johansen, 1937) (vezi legenda fig. 4).

Position des roches lamprophyriques dans le diagramme mg : k.

1, fréquence maximum des roches volcaniques pacifiques récentes (878 analyses — Cordillière nord-américaine); 2, fréquence maximum des roches volcaniques atlantiques récentes (508 analyses — Bohème) (selon C. Burr i, 1959); 3, gabbro normal; 4, gabbro ossipitique; 5, gabbro anortositique; 6, plagiogranite; 7, trondjemite (selon A. Johansen, 1937) (voir la légende de la fig. 4).

— faptul că lamprofirele din Făgăraş aparțin la trei serii de roci reiese și din proiectarea parametrilor Niggli (fig. 6, 7, 8). Se observă totodată că ele formează un cîmp cu poziție intermediară între roci femice, semifemice și izofale (fig. 9), exceptie făcînd din nou proba 14. Figurile 10 și 11 exprimă faptul că diferențele dintre tipurile lamprofirice separate



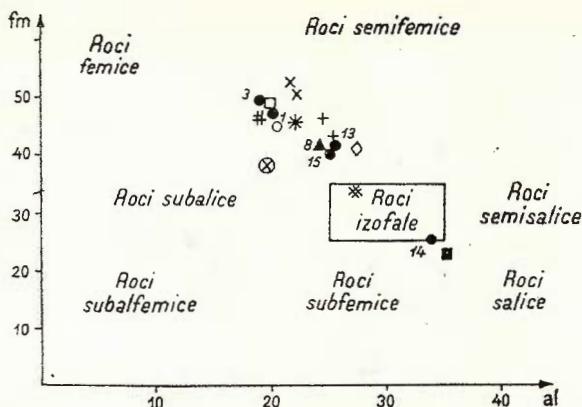


Fig. 9. — Poziția rocilor lamprofirice în diagrama $al:fm$ (vezi legenda fig. 4).

Position des roches lamprophyriques dans le diagramme $al:fm$ (voir la légende de la fig. 4).

Fig. 10. — Poziția rocilor lamprofirice în diagrama $Ac:Si^o$. $\left(Si^o = \frac{Si}{Si - qz} \right.$, gradul de silicificare; $Ac = \frac{Si}{Si + 100}$, gradul de aciditate).

1, serii lamprofirice din Făgăraș (vezi legenda fig. 4).

Position des roches lamprophyriques dans le diagramme $Ac:Si^o$. $\left(Si^o = \frac{Si}{Si - qz} \right.$, degré de silicification; $Ac = \frac{Si}{Si + 100}$, degré d'acidité).

1, séries lamprophyriques de Făgăraș (voir la légende de la fig. 4).

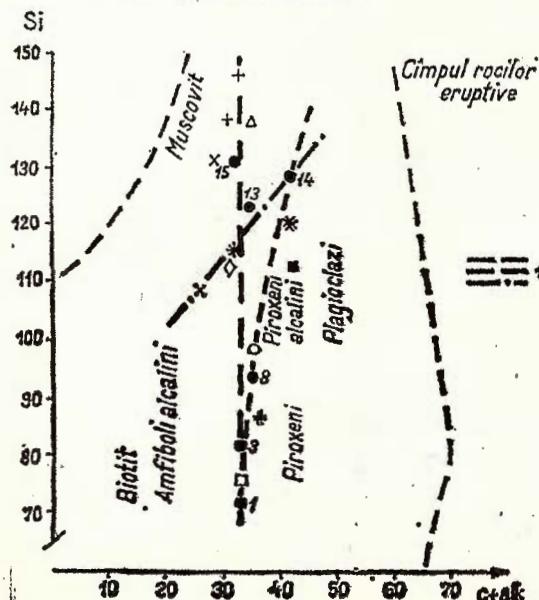
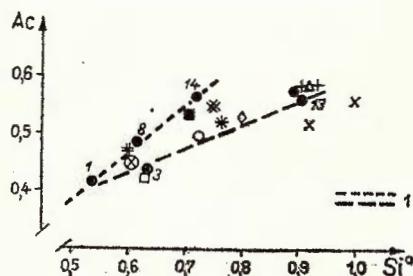


Fig. 11. — Poziția rocilor lamprofirice în diagrama $Si:c+alk$.

1, serii lamprofirice din Făgăraș (vezi legenda fig. 4).

Position des roches lamprophyriques dans le diagramme $Si:c+alk$.

1, séries lamprophyriques de Făgăraș (voir la légende de la fig. 4).

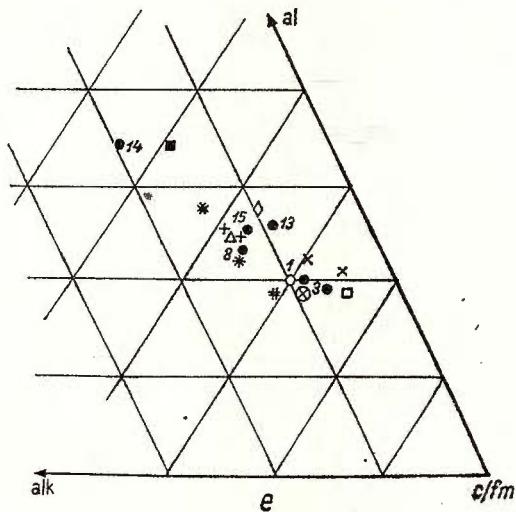
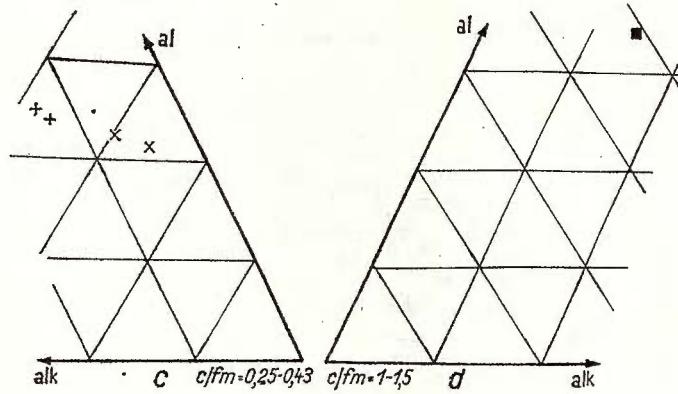
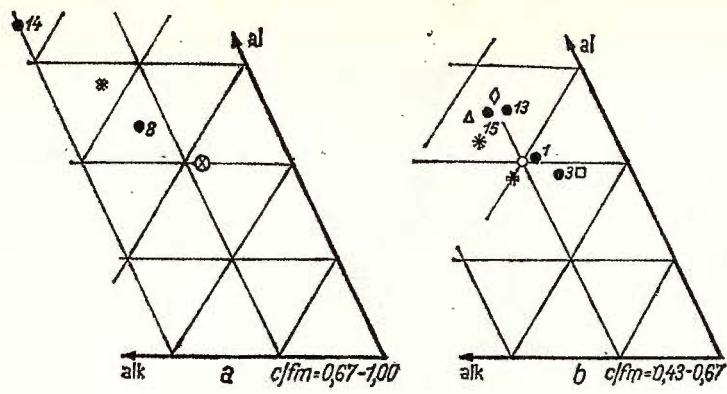


Fig. 12. — Poziția rocilor lamprofirice în diagramele *al : alk : c/fm* (vezi legenda fig. 4).
Position des roches lamprophyriques dans les diagrammes *al : alk : c/fm* (voir la légende de la fig. 4).

în Făgăraș sunt determinate în special de variația procentajului SiO_2 . Proiecția rocilor noastre în diagramele *al*: $alk : c/fm$ arată încă o dată caracterul lor de termeni intermediari în seria lamprofirilor: roca 8 se asociază cu roca 14 (fig. 12 a), către care face trecerea compozitional (fig. 3, 4); roca 1 și roca 3 se proiectează alături de monchiquite și de anorthitissite (fig. 12 b) — deci au caracter mixt, foidic-gabbroic; rocile 13,

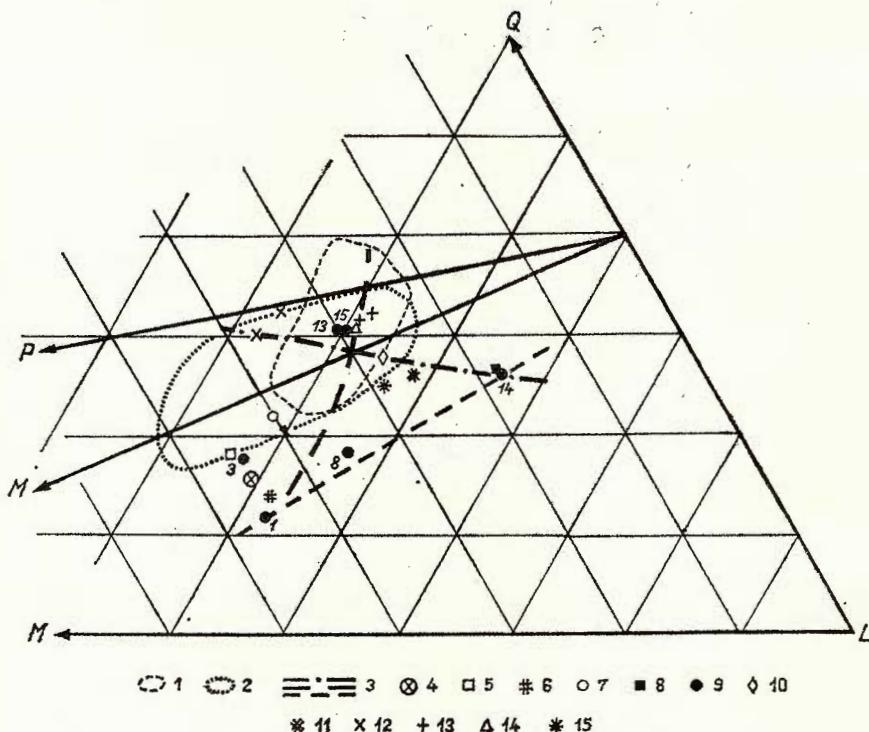


Fig. 13. — Poziția rocilor lamprofirice în diagrama *QLM*.

1, diabaze tholeiitice subsecvente caledonice — Silezia (W. Ryka, 1973); 2, ciclul I de erupții ophiolitice — Munții Metaliferi; 3, serii lamprofirice din Făgăraș (vezi legenda fig. 4).

Position des roches lamprophyriques dans le diagramme *QLM*.

1, diabases tholéitiques subséquentes calédoniennes — Silésie (W. Ryka, 1973); 2, cycle I d'éruptions ophiolitiques — Monts Métallifères; 3, séries lamprophyriques de Făgăraș (voir la légende de la fig. 4).

15 fac trecerea de la camptonite la spessartite (kersantite) și apar asociate cu rocile 1, 3, ca și în figura 3; în figura 12 e am reunit datele diagramelor 12 a, b, c, d și am obținut astfel :

- cimpul odinit-monchiquitelor ;
- cimpul camptonit-spessartitelor (+kersantite)
- cimpul lamprofirilor sieno-gabbroice.

Considerații finale

Lamprofirele din muntii Făgăraș formează corpuri de dimensiuni în general reduse, localizate pe fracturi apropiate de verticală, de mare adâncime, care probabil, ating limita inferioară a sialului, ceea ce le conferă un caracter în esență bazaltic.

Tendințele către compoziții alcaline ar putea fi explicate prin : contaminarea materialului bazic cu rocile străbătute, sau prin topirea și amestecul materialului simatic cu cel sialic, în profunzime, în urma detenției tectonice (Gapeeva, 1960).

Alcătuirea lor mineralologică și structura rocilor, precum și compoziția lor chimică, le situează în cadrul lamprofirilor corespunzătoare familiilor gabbro-urilor, dioritelor, sieno-gabbro-urilor și ale rocilor foidice, ele reprezentând termeni de trecere între odinice (beerbachite), spessartite (kersantite), camptonite, monchiquite și lamprofirile feldspatoïdice (fig. 13).

Caracteristică pentru aceste roci este transformarea hidrotermală autometamorfică avansată, marcată de prezența calcitului, a cloritului, a epidotului, a actinolitului — minerale bogate în CO_2 și H_2O .

Singura indicație în privința vîrstei acestor roci o reprezintă observația lui Manilici (1960) și a lui Manilici și Vilcea (1963) că lamprofirile străbat formațiunile liasice din zona Codlea—Vulcan.

Arealul de extindere a lamprofirilor a fost limitat la vest în regiunea de izvoare a Bîrselor, el formând continuarea în Carpații Meridionali a celui din Carpații Orientali (Manilici, 1960). Identificarea lamprofirilor, ca atare, pînă în bazinul văii Călinești, stabilește limita vestică a arealului la linia tectonică Rășinari—Brezoi.

BIBLIOGRAFIE

- Arribas A. San Miguel (1952) Observations pétrologiques sur les roches lamprophyriques de la Costa Brava Catalane (Bogur). *C.R. de la XIX Session de Congr. géol. intern.* Alger.
- Barth T.W.F. (1952) Theoretical Petrology. McGraw Hill, New York.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grunlage. Kirckhäuser Verl., Basel & Stuttgart.
- Codarcăea A.L. (1930) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană. *An. Inst. Geol. Rom.* XV, București.
- (1936) Note préliminaire sur certaines roches éruptives alcalines et sur quelques lamprophyres de la région d'Ogradena. *Bull. de la Section Scientifique Acad. Roum.* XVIII, 6—7, București.
- Cogné J. (1962) La sizunite et le problème de l'origine des lamprophyres. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^e série, IV, 2, Paris.
- Eskola P. (1954) Ein Lamprophyrgang im Helsinki und die Lamprophyr Probleme, Tscherm. Min. u. Petr. Mittheil. 4, 1—4, p. 329—337.
- Gapeeva G. A. (1960) Du problème de la genèse des lamprophyres et de leur position dans la classification génétique des roches. *Mém. Soc. russe Minér.* 89, p. 542—554.
- Johannsen A. (1962) A descriptive petrography of the igneous rocks I—IV, The University of Chicago Press.

- Manilici V. (1960) Etudes pétrographiques des roches éruptives mésozoïques de la région Poiana Mărului — Șinca Nouă. *Ann. Com. Géol.* XXIX—XXX, București.
- Vilceanu P. (1963) Contribuții la studiul rocilor eruptive din bazinul Codlea. *Asoc. Carp.-Balc.* II, Congr. V, București.
- Metaxis D. (1961) Les roches filoniennes basiques de la rade de Brest ; kersantites et dolérites. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^e série, III, 4.
- Reinhart M. (1909) Cercetări în Munții Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom.* II,
- Ryka W. (1974) Asocjacja diabazowo-lamprofirowa polnocno-wschodniego obrzezenia Gor-noslaskiego Zaglebia Weglowego. *Inst. Geol. Biul.* 278.
- Savu H., Schuster A. C. (1971) Structura și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Șinca Nouă-Holbaș (munții Făgăraș). *D.S. Inst. Geol.* LVII/1, București.
- Streckeisen A. L. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. Stuttgart.
- Wimmenauer W. (1973) Granites et lamprophyres. *Bull. Soc. Géol. France*, XV, 3—4, Paris.

ÎNTREBĂRI

C. R. Chivu : 1. Toate ivirile de roci bazice descrise sunt considerate în mod cert lamprofire?

2. Prezentarea evoluției petrochimice a lamprofirilor din munții Făgăraș; în raport cu ce ați făcut-o; unde este punctul de la care ați plecat?

Răspuns : 1. Noi am discutat în lucrare numai „lamprofirile”, denumite astfel conform definiției date de Johnson (1937) și menționată la începutul comunicării.

2. Proiectând rezultatele analizelor chimice și parametri calculați pe bază acestora în diferite diagrame, pe căror abscisă a fost notat SiO_2 % sau parametrul *sI*, conform principiului stabilit de Niggli, am obținut inserarea rocilor cercetate de noi în cîteva serii lamprofirice.

C. Lazăr : 1. În mezostaza rocilor lamprofirice a fost întlnită ortoza?

2. Care este compoziția mineralologică a acelei roci particulare în care analiza modală a indicat o proporție neobișnuită de ilmenit? În cazul în care roca a fost analizată chimic, care este caracterul ei petrochimic?

3. Care este mineralul sau asociația de minerale care pseudomorfozează piroxenul, în cazul în care caracterul cristalografic permite stabilirea identității piroxenului?

Răspuns : 1. În termenii lamprofirici care fac trecerea la camptonite alcaline.

2. Cazul nu este unic, el se diferențiază de celelalte doar prin cantitatea mare de ilmenit; proba nu a fost analizată chimic.

3. Mineralele care substituie piroxenul sunt actinolitul și cloritul.

A. Gurău : Care este originea calcitului asociat mineralelor melanocrate ale lamprofirilor; considerați C și Ca de origine magmatică?

Răspuns : Marea majoritate a cercetătorilor care au studiat lamprofirile consideră originea endogenă a CaCO_3 din aceste roci, punct de vedere pe care îl împărtășim.

M. Trifulescu : 1. Autorii au consultat lucrările lui C. Micu care se ocupă mult de aceste filoane?

2. Care este forma de zăcămînt tipică a acestor roci?

Răspuns : 1. Am consultat aceste lucrări.

2. Filoane-dike.



OBSERVATIONS SUR LES LAMPROPHYRES DES MONTS FĂGĂRAŞ

(Résumé)

Les lamprophyres des Monts Făgăraş forment des corps de dimensions généralement réduites, localisées sur des fractures presque verticales, de grande profondeur, qui, probablement, arrivent à la limite inférieure du sial, ce qui confère à ces roches un caractère, en dernière analyse, basaltique.

On peut expliquer les tendances vers des compositions alcalines par : contamination du matériel basique avec les roches traversées, ou bien par la fonte et le mélange, en profondeur, du matériel simatique avec celui sialique, à la suite de la détente tectonique (G a p e e v a, 1960).

Leur constitution minéralogique, la structure des roches et leur composition chimique les situent dans le cadre des lamprophyres correspondant aux familles des gabbros, des diorites, des siénogabbros et des roches phoidiques, représentant ainsi des termes de transition entre odinites (beerbachites), spessartites (kersantites), camptonites, monchiquites et lamprophyres feldspatoïdiques (fig. 12).

Caractéristique pour ces roches est la transformation hydrothermale autométamorphique avancée, révélée par la présence du calcite, du chlorite, de l'épidote, de l'actinolite — minéraux riches en CO_2 et H_2O .

Le seul indice concernant l'âge de ces roches c'est l'observation de M a n i l i c i (1960) et de M a n i l i c i et V i l c e a n u (1963) qui démontre que les lamprophyres traversent les formations liasiques de la zone de Codlea-Vulcan.

L'identification des roches filoniennes comme lamprophyres jusqu'au bassin de la vallée de Călineşti, établit maintenant la limite ouest de leur aréal d'extrusion, qui est la continuation de celui des Carpates Orientales (M a n i l i c i, 1960), à la ligne tectonique de Răsinari-Brezoi

EXPLICATIA PLANSELOR

Planşa I

Fig. 1. — Structură doleritică — spessartit. N +, $\times 27$.

Structure doléritique — spessartite. N +, $\times 27$.

Fig. 2. — Fenocrystal hipidiomorf de piroxen — spessartit. N II, $\times 27$.

Phénocrystal hippidiomorphe de pyroxène — spessartite. N II, $\times 27$.

Planşa II

Fig. 1. — Aglomerat piroxenic macrogranular. N II, $\times 27$.

Agglomérat pyroxénique macrogranulaire. N II, $\times 27$.

Fig. 2. — Piroxen corodat de mezostază. N II, $\times 27$.

Pyroxène corrodé de mésostase. N II, $\times 27$.



Plansa III

- Fig. 1. — Piroxen din masa de bază (generația a două), opacitizat. N II, $\times 27$.
Pyroxène de la masse de base (deuxième génération), opacité. N II, $\times 27$.
Fig. 2. — Hornblendă brună biotitizată — spessartit kersantitic. N II, $\times 27$.
Hornblende brune biotitisée — spessartite kersantitique. N II, $\times 27$.

Plansa IV

- Fig. 1. — Odinit cu ilmenit. N II, $\times 27$.
Odinite à ilménite. N II, $\times 27$.
Fig. 2. — Cristale scheletice primare de ilmenit, în odinit. N II, $\times 27$.
Cristaux squelettiques primaires d'ilménite, en odinite. N II, $\times 27$.



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

ASUPRA PREZENȚEI UNOR CORPURI BANATITICE ÎN ZONA DINTRE VALEA ABRUDULUI ȘI VALEA SOHODOLULUI (MUNȚII METALIFERI)¹

DE

VASILE CHIȚIMUŞ², DAN POMĂRJANSCHI²

Abstract

On the Presence of some Banatitic Bodies in the zone between the Abrud and Sohodol Valleys (the Metaliferi Mountains). In this paper there are described some small outcrops of magmatic rocks met in the Upper Cretaceous sedimentary of the Metaliferi Mountains (Romania). The petrochemical study points out that they are made up of rhyodacites resulting from a engadinit-granitic magma. These rocks pointed out at the surface probably represent the apophyses of some intrusive banatitic magmatic bodies, located at depth.

Cercetătorii care s-au ocupat cu studiul geologic al părții de nord-est a Munților Metaliferi au menționat, în decursul timpului (Ghițulescu, Socolescu, 1941; Lupu și Lupu, 1962) iviri sporadice de roci eruptive situate la vest de valea Abrudului, pe care le-au atribuit magmatismului neogen sau banatitic. Însă puține dintre aceste iviri au fost întîlnite în zona cercetată de noi, iar acestea sunt descrise sumar, fără a constitui obiectul unui studiu petrografic de detaliu.

Cu prilejul lucrărilor de prospecțiuni (Chițimuș, Pomărjanschi)³ efectuate în anul 1975 la sud-vest de Cîmpeni, s-au obținut date noi cu privire la prezența rocilor magmatische situate în zona dintre valea Abrudului și valea Sohodolului.

¹ Predată la 14 mai 1977, acceptată pentru publicare la 20 mai 1977, comunicată în ședința din 8 iunie 1977.

² Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caran sebeș nr. 1, București, 32.

³ Arh. I.G.P.S.M.S. București.



1. Geologia regiunii

Zona cercetată face parte din ansamblul structural-tectonic al Munților Metaliferi, fiind alcătuită din formațiuni metamorfice, eruptive și sedimentare. În regiune s-a constatat existența mai multor unități tectono-faciale (B o r d e a, C o n s t a n t i n e s c u, 1975), întâlnite și în perimetru cercetat (pl. I) :

— unitatea de Muncel—Lupșa, dezvoltată în nordul regiunii, este alcătuită din roci metamorfice (seria marmurelor paleozoic-medii) și roci sedimentare aparținând diferitelor etaje ale Cretacicului superior ;

— unitatea de Crișul Alb, bine reprezentată la vest de perimetru, ocupă o suprafață foarte restrânsă în versantul drept al văii Sohodolului. În alcătuirea sa intră depozite sedimentare de vîrstă jurasic-superioară și cretacică ;

— unitatea de Bucium, prezentă în sudul regiunii, dispunindu-se prin intermediul faliei de încălcare Poiana—Tortoc—Gura Roșie peste unitatea de Muncel—Lupșa, este constituită din depozite sedimentare cu caracter de fliș, de vîrstă jurasic-superioară-cretacică.

— unitatea de Vulcan este întâlnită sub formă de olistolite înglobate în flișul celorlalte unități.

Rocile eruptive sunt reprezentate prin diabaze și riodacite.

Diabazele au fost întâlnite ca rare intercalații, de grosimi metrice, în depozitele sedimentare ale unităților de Muncel—Lupșa și de Bucium. Ele reprezintă produse ale etapei a treia de dezvoltare a magmatismului inițial ofiolitic, cînd activitatea magmatică s-a desfășurat în același timp cu depunerea sedimentelor cretacice.

Riodacitele, care constituie obiectul lucrării de față, aparțin magmatismului subsecvent, punerea lor în loc fiind post-cretacică.

2. Descrierea și studiul petrochimic al riodacitelor

Răspîndirea rocilor riodacitice este sporadică, iar suprafața ocupată foarte mică, pentru a putea fi reprezentate pe hartă dimensiunile lor au fost exagerate. Ele apar ca mici dyke-uri (filoane), care străbat formațiunile sedimentare cretacice. Localizarea lor a fost relativ ușor de făcut cînd apăreau în loc, însă dificilă cînd s-au întîlnit numai sub formă de blocuri (atunci s-a ținut seama de frecvență și de locul apariției în teren : creastă sau versanți). Dyke-urile au dimensiuni mici ; grosimea lor este de 1,5 m, iar lungimea de la cîțiva metri pînă la zeci de metri. Zonele în care apar blocuri ating uneori și cîteva sute de metri lungime. Aceste roci au fost întâlnite pe un affluent al văii Vilceaua, în dealul Botanilor, pe un affluent al văii Beseaca, în dealul Lebedeu lui, în creasta de la sud de Tortoc și pe valea Hentei.

Corpul riodacitic de pe affluentul stîng al văii Vilceaua este situat în apropierea crestei dealului Botanilor. El reprezintă un mic dyke, deschis pe 20 m lungime și 1 m grosime. Depozitele în care este localizat sunt de vîrstă maestrichtian-inferioară. Orientarea apofizei riodacitice este aproximativ est-vest, probabil de-a lungul unei falii de sprijin.



Roca în stare proaspătă are o culoare cenușie-vineție și spărtura așchioasă. Se observă ușor feldspatul plagioclaz, melanocratele cu un evident inceput de alterare, rare contururi de biotit și cuarț magmatic. Pasta este microcristalină. În unele porțiuni întreaga masă a rocii este argilizată și limonitizată, iar în altele pasta este cloritizată.

Un alt corp riodacitic se situează în creasta dintre valea Poienii și valea Vilceauea, la sud de cota 922 m (dealul Botanilor). Roca apare sub formă de blocuri ușor alterate, de culoare gălbui-cenușie-albicioasă, dispuse într-o zonă cu diametrul de 3–5 m. Feldspatul plagioclaz are 1–3 mm lungime, iar mineralele melanocrate sunt prezente numai sub formă de contururi ce amintesc de amfiboli. Cuarțul apare sporadic. La microscop se observă prezența unei pulberi fine de oxizi de fier, diseminată în pastă.

La cîteva sute de metri de valea Beseaca, în albia unui affluent stîng al acesteia s-a întlnit o apofiză de riolit, groasă de 2–3 m. Roca are o culoare cenușie-închisă, cu o nuanță verzuie, fiind intrusă în sedimentarul maestrichtian inferior. Microscopic seamănă foarte mult cu rocile descrise anterior.

În dealul Lebedeului s-au întlnit numeroase blocuri de riodacite care prin gruparea lor pe creastă indică locurile de apariție a unor apofize intrusive. Roca este de culoare cenușie-închisă spre vineție și în ea se observă feldspatul plagioclaz, biotitul și cuarțul.

Alte blocuri de riodacite se grupează pe creasta situată la sud de vîrful Tortoc și la est de ea. Ca și în cazul anterior, blocurile pot fi interpretate ca aparținind unor apofize riodacitice situate în această zonă.

Pe valea Hența, în apropiere de obîrșia acesteia, apare în loc și sub formă de blocuri, pe o suprafață aproape circulară, cu diametrul de 50–80 m, o rocă albă-gălbui, în care sunt prezenti : feldspatul plagioclaz cu diametrul de 2–3 mm, foarte rar contururi de minerale melanocrate levigate și cuarțul. La microscop se observă o structură microporfirică spre porfirică, textura masivă și compoziția mineralologică obișnuită. Feldspatul plagioclaz este de multe ori argilizat, pseudomorfozat de către epidot și albitizat. Melanocratele sunt complet transformate. Biotitul apare rar, parțial cloritizat și opacitizat. Cuarțul se întâlnește sporadic, uneori corodat magmatic. Pasta este ușor argilizată și sericitizată. Roca este străbătută de vînișoare milimetrice de silice, care aparțin la două generații de soluții, rezultate probabil ca urmare a unei slabe faze de hidrotermalism. În masa rocii s-au observat și minerale accesoria : zircon, apatit și sfen. Această ivire poate reprezenta apofiza unei intruziuni sau, posibil, chiar o intercalatie de lave.

Blocuri răzlețe și foarte rare, cîte 2–3, s-au întlnit pe afluenții văii Beseaca (la vest de vîrful Tortoc) pe valea Beseaca și pe un affluent al văii Poiana, toate fiind de tip riodacitic.

Din observațiile macroscopice, riodacitele au în general o culoare cenușie-vineție, cu o tentă ușor verzuie, cînd sunt alterate. Spărtura este așchioasă, iar în rocă se observă : fenocristale de feldspat, cu diametrul de 1–3 mm pînă la 4–6 mm ; cuarțul, de obicei larg cristalizat, foarte rare contururi de piroxeni sau amfiboli, biotitul, bine conturat ; pasta microgranulară.

La microscop aceste roci prezintă o structură microgranulară, uneori microporfirică și textură masivă.

Feldspatul plagioclaz apare mai rar sub formă de cristale individuale, fiind frecvent grupat și maclat după legea albit-periclin (pl. II, fig. 1). Pe unele cristale mai proaspete s-a determinat cantitatea de anortit ($An = 28-32\%$), care indică termeni acizi (andezin cu trecere spre oligoclaz). Alterarea este generală sau pe fisuri, fiind observată sub formă de argilizare-sericitizare, uneori calcitizare sau albitizare (pl. II, fig. 3, 4). Înglobat în fenocristalele de plagioclaz, s-a întîlnit uneori și epidotul.

TABELUL 1
Compoziția modală a riodacitelor

Mineralul	Cantitate %	Dimensiuni mm
Feldspat plagioclaz	11-20	0,45/1,60-1,15/7,15
Minerale melanocrate (amfiboli? piroxeni?)	0-1,5	0,55/1,31-0,90/2,05
Biotit	0-3	0,55/1,90-1,05/4,10
Cuarț	0,5-4,5	0,50/0,95-1,10/3,15
Pastă	62-87	

Mineralele melanocrate sunt intens alterate, păstrându-se în general doar conturul lor. După habitusul caracteristic, observat pe cîteva cristale mai proaspete, aceste minerale par să fie piroxeni — conturul feței bazale (001), unghiul de extincție ridicat ($29^{\circ}-35^{\circ}$) — și amfiboli (hornblendă). Ele sunt înlocuite cu biotit, clorit, calcit și minerale opace.

Biotitul apare parțial proaspăt, parțial cloritizat, sericitizat și opacitizat. Uneori se observă separarea oxizilor de fier, alteori se separă rutul din biotitul cloritizat.

Cuarțul este prezent sub formă de cristale mici și fenocristale, în agregate individuale, frecvent corodate magmatic (pl. II, fig. 2), cu conururi bipiramidale.

Pasta rocii apare fin cristalizată (microgranulară spre criptocristalină) fiind constituită din agregate granulare de feldspat plagioclaz și în special cuarț. Alterarea este prezentă și aici, plagioclazul fiind argilizat și sericitizat.

Caracterul riodacicic al acestor roci este subliniat de prezența cuarțului (fenocristale, dar în special microgranular în pastă), care intotdeauna participă cu mai mult de 20-25% din compoziția rocii, de prezență rară a feldspatului plagioclaz și de procentul redus de minerale femice: biotit și foarte rar piroxeni (?) sau amfiboli (?). Dacă ținem seama de faptul că de multe ori feldspatul plagioclaz este reprezentat prin termenul mai bazic (andezin), roca prezintă și caractere dacitice.

Pentru caracterizarea chimismului rocilor din perimetru s-au prelevat două probe pentru analize de silicati, executate de laboratorul I.G.P.S.M.S. Prima probă (2616) s-a recoltat dintr-un riodacit situat pe

valea Vilceaua, iar a doua probă (3069), dintr-un alt riodacit situat la obîrșia văii Hența.

Conținutul în SiO_2 al rocilor banatitice, provenite din magme peroxide crește pînă la 78,5%, în timp ce conținuturile în oxizi de magneziu și de calciu scad pînă la 0,31%; se remarcă ușor situația apropiată a celor două probe analizate.

Observațiile privind caracterele petrochimice ale magmelor care au generat rocile din perimetru s-au efectuat pe baza interpretării parametrilor Niggli.

Proiecția probelor analizate pe diagrama QLM (fig. 1), în care este marcat cîmpul banatitelor, se situează în zona de deasupra liniei PF în direcția Q , indicînd o îmbogățire în SiO_2 (domeniul rocilor suprasaturate).

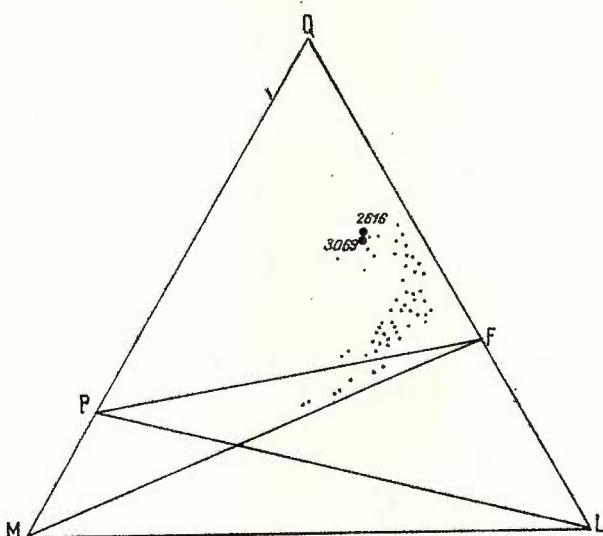


Fig. 1. — Diagrama QLM pentru rocile banatitice (după H. Savu, 1969), cu încadrarea probelor din perimetru.

Diagramme QLM pour les roches banatitiques (selon H. Savu, 1969), avec la situation des échantillons dans le périmètre.

Diagrama $k:mg$ (fig. 2) arată că probele din perimetru se înscriu în cîmpul rocilor provinciei banatitice.

Din diagrama $al:alk$ (fig. 3) rezultă că magmatitele se încadrează în cîmpul rocilor intermediare.

Din parametrii Niggli reiese că magma din care provin rocile din perimetru este de tip engadinit-granitic. Probele analizate spectral prezintă un conținut scăzut în vanadiu (15, respectiv 20 ppm), cobaltul lipsește, iar nichelul este sub 10 ppm, ceea ce subliniază afinitatea acestor roci pentru magmele banatitice acide.

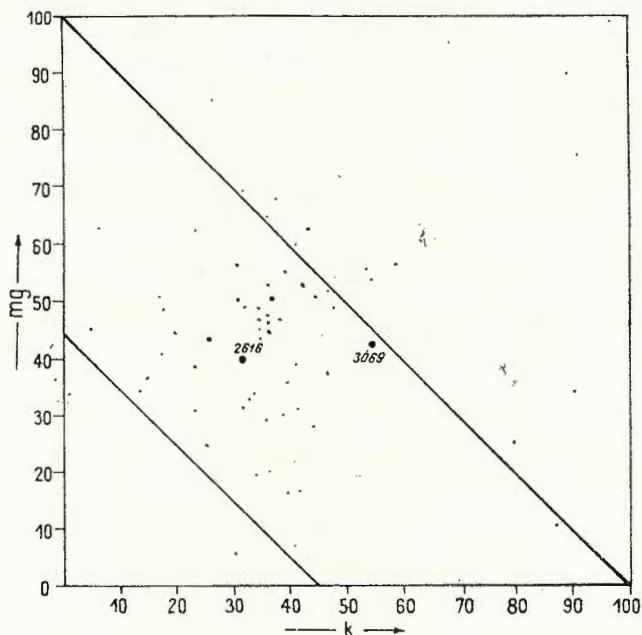


Fig. 2. — Diagrama $k : mg$ pentru rocile banatitice (după H. S a v u, 1969), cu încadrarea probelor din perimetrul.

Diagramme $k : mg$ pour les roches banatitiques (selon H. S a v u, 1969) avec la situation des échantillons dans le périmètre.

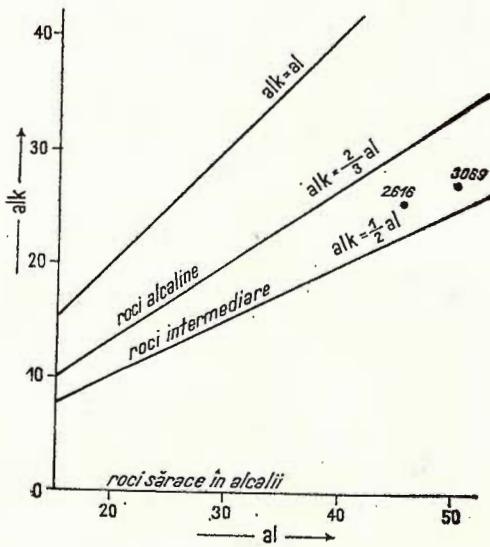


Fig. 3. — Diagrama $al : alk$.
Diagramme $al : alk$.

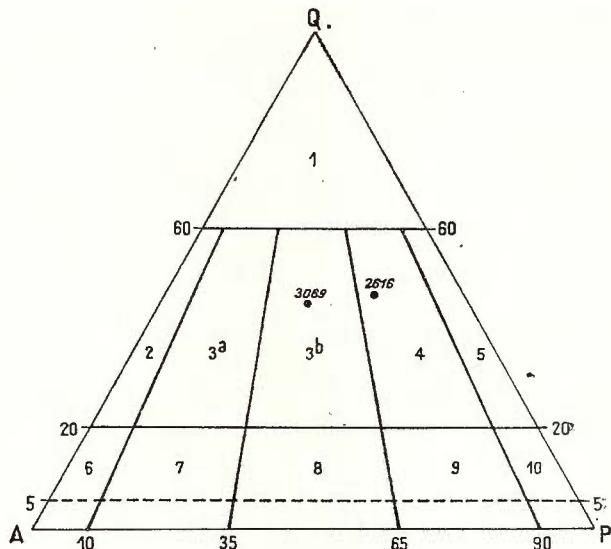
Valorile $Q = 44,91 - 46,80$, $A = 15,58 - 27,80$, $P = 27,29 - 37,61$ se proiectează (fig. 4) în partea central-superioară a cîmpului 3 b, corespunzător riodacitelor, și în cîmpul 4, corespunzător dacitelor, dar în apropierea cîmpului 3 b.

Caracterele mineralogice (prezența oligoclazului bazic cu trecere la andezin), petrochimice și structurale definesc aceste roci ca riodacite.

Vom menționa, totodată, faptul că datorită conținutului ridicat în silice rocile din perimetru prezintă și afinități pentru riolite (conform clasificării Taylor, 1969).

Fig. 4. — Diagrama QAP.

Diagramme QAP.



3. Transformări hidrotermale

Procesele de transformare hidrotermală sunt prezente sporadic și au o slabă intensitate. Uneori se observă o ușoară silicifiere a pastei rocii sau prezența unor fisuri foarte fine, umplute cu cuarț (pl. II, fig. 4). Alteori în masa rocii riodacitelor și a gresiilor înconjурătoare apare limonitul, rezultat din levigarea piritei care a însoțit soluțiile hidrotermale.

În cîteva cazuri s-a observat transformarea feldspatului plagioclaz în sericit, carbonați, minerale argiloase, și, mai rar, epidot. În cazul unei apofize din dealul Lebedeului, feldspatul plagioclaz este intens calcitizat, conținutul rocii în carbonat de calciu ajungind pînă la 10–12 %.

Mineralele femice sunt de multe ori complet transformate, răminînd doar conturul lor, în interiorul căroră apar minerale opace (hidroxizi de fier, magnetiu, și silice).

Probele prelevate din corporile riodacitice afectate de soluții hidrotermale au conținuturi în bor cuprinse între 90–130 p.p.m. și conținuturi

TABELUL 2
Analize chimice

Nr. crt.	Nr. probei	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Suma
1	2616	72,81	14,04	1,11	1,68	0,19	1,05	1,12	3,23	2,29	0,25	0,04	urme	0,22	0,08	1,71	99,82
2	3069	71,73	15,57	1,79	0,36	0,08	0,85	1,12	2,21	4,14	0,12	0,04	urme	0,16	0,27	1,45	99,89

TABELUL 3
Valorile Niggli

Nr. crt.	Nr. probei	qz	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Q	L	M	Tipul de magmă		
1	2616	190	395	50,57	16,44	6,61	26,36	0,55	0,42	0,40	60	30,92	9,15	Engadinit-granitică		
2	3069	202	404	45,88	21,99	6,65	25,46	0,32	0,40	0,30	61	29,83	9,64	Engadinit-granitică		

în plumb și zinc de 10—20 p.p.m. În dyke-ul din valea Vilceaua Cu = 50 p.p.m., arătind posibilitatea prezenței unor eventuali indici de mineralizare.

4. Considerații asupra originii corporilor riodacitice

În zona cuprinsă între văile Arieșul Mic, Abrudului și Crișul Alb, fundamentalul regiunii este afectat de un sistem de accidente tectonice, orientate, în general, nord-est — sud-vest și nord-vest — sud-est. Pe aceste fracturi s-au pus în loc mari corpori intrusive care provoacă anomalii geofizice cu caracter local. Corporile respective, sugerate de datele geofizice, s-ar situa probabil la nivelul fundamentului sau în depozitele sedimentare cretace.

În acest sens, se poate arăta că cercetările aeromagnetometrice, efectuate de Tr. Cristescu et al. (1970)⁴ au pus în evidență în partea de nord-est a Munților Metaliferi existența a două largi zone anomale de maxim. Prima este situată la vest de valea Sohodolului, iar a doua între valea Abrudului și valea Sohodolului, cuprinzind parte din nordică a perimetru cercetat (fig. 5). Aceste anomalii, orientate sud-sud-vest — nord-nord-est, sunt considerate de autori ca fiind legate de erupțiile banatitice care s-au pus în loc de-a lungul unor importante linii de fractură care au afectat cristalinul Munților Apuseni. Direcțiile acestor fracturi sunt sud-est — nord-vest și sud-vest — nord-est.

De asemenea, cercetările efectuate de S. Fotopoulos și Doina Fotopoulos (1969)⁵, au dus la determinarea a două anomalii gravimetrice de maxim, cu caracter local : una la vest de valea Sohodolului și alta la nord de dealul Șerbanului, ultima fiind cuprinsă în perimetru cercetat de noi (fig. 5). Orientarea acestei anomalii este sud-vest — nord-est și ea sugerează, de asemenea, prezența unei intruziuni cantonate în depozite cretace.

Riodacitele din perimetre apar în zona apropiată acestor anomalii de maxim gravimetric și maxim magnetic (dealul Botanilor) și în mod deosebit la intersecția unor fracturi profunde (dealul Șerbanului—Tortoc).

Considerăm că dyke-urile și filoanele riodacitice, întâlnite de noi în sedimentarul de vîrstă cretacic-superioară dintre valea Abrudului și valea Sohodolului, reprezentă apariția la actualul nivel de eroziune a apofizelor acestor intruziuni situate în adâncime.

După poziția lor față de rocile sedimentare, corporile riodacitice s-au pus în loc după încheierea perioadei de sedimentare, în timpul mișcărilor laramice. Înținând seama de observațiile noastre, precum și de datele altor cercetători din zone adiacente, considerăm aceste magmatite ca apartinând domeniului laramic (magmatism banatitic).

⁴⁻⁵ Arh. I.G.P.S.M.S. București.

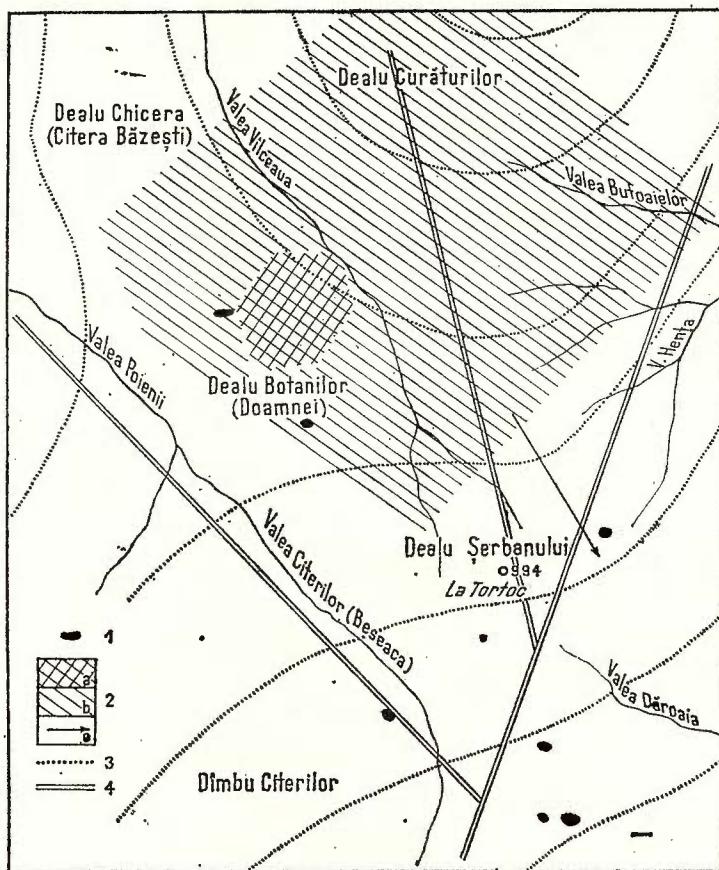


Fig. 5. — Situarea magmatitelor banatitice în paralel cu schița hărții gravimetrice reziduale (S. Fotopolos și Doina Fotopolos, 1969) și a hărții aeromagnetometrice ΔT_a (după Tr. Cristescu et al., 1970).

1, irodacite; 2 a, maxim gravimetric local; 2 b, maxim gravimetric; 2 c, sensul de scădere a cimpului gravitației; 3, izolinile anomaliei ΔT_a ; (+ maxim magnetic, — minim magnetic); 4, zona de fractură (după datele geofizice).

Situation des magmatites banatitiques parallèlement avec l'esquisse de la carte gravimétrique résiduelle (S. Fotopolos et Doina Fotopolos, 1969) et de la carte aéromagnétometrique ΔT_a (selon Tr. Cristescu et ses collaborateurs, 1970).

1, rhyodacites; 2 a, maximum gravimétrique local; 2 b, maximum gravimétrique; 2 c, sens de diminution du champ de la gravitation; 3, izolines de l'anomalie ΔT_a ; (+ maximum magnétique, — minimum magnétique); 4, zone de fracture (selon les données géophysiques).

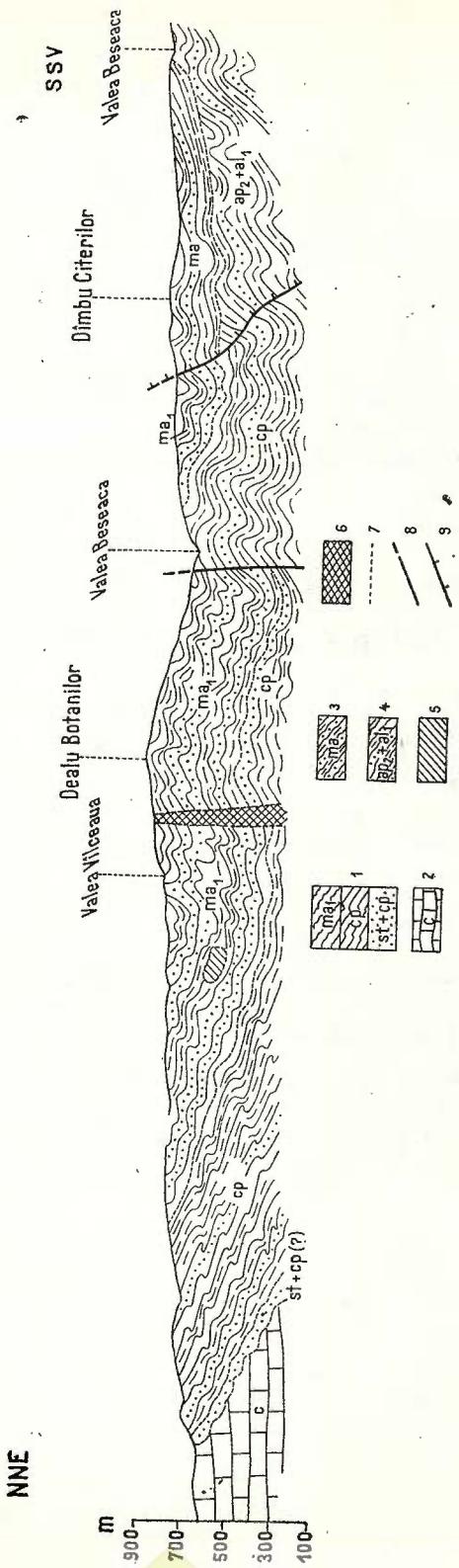


Fig. 6. — Secțiune geologică în zona valea Abrudului-valea Sohodolului (Munții Metalliferi).

Unitatea de Muncel-Lupsă ; 1, ma₁ — flysch grezo-calcaros ; cp — Wildflysch argilo-greasy ; st+cp (?) — gresii, marni ; 2, seria marmurelor. Unitatea de Bucium : 3, flysch micaceu ; 4, strate de Soharu. Unitatea de Vulcan : 5, olistolite calcaroase. Rocă eruptivă : 6, rhyodacites. 7, limită geologică ; 8, failă ; 9, failă inversă.

Coupe géologique dans la zone de la vallée de l'Abroud-vallée du Sohodol (Monts Métallifères).

Unité de Muncel-Lupsă ; 1, ma₁ — flysch grésocalcaire ; cp — Wildflysch argilo-gréseux ; st+cp (?) — grès, marnes ; 2, série des marnes. Unité de Bucium : 3, flysch micacé ; 4, couches de Soharu. Unité de Vulcan : 5, olistolithes calcaires. Roches éruptives : 6, rhyodacites. 7, limite géologique ; 8, faille ; 9, faille inverse.

5. Concluzii

În flișul cretacic dintre valea Abrudului și valea Sohodolului s-a identificat existența unor mici corpuri sub formă de dyke-uri. Studiul petrografic, chimic și structural a condus la concluzia că ele sunt alcătuite din riodacite, provenind dintr-o magmă engadinit-granitică, cu un pronunțat caracter acid. Transformările hidrotermale care le însoțesc sunt sporadice și de slabă intensitate.

Tectonica, prezentă în perimetru printr-un grup de falii, semnalate geofizic, a putut crea spații pe care s-au intrus corporile magmatice, ale căror apofize au fost observate la suprafață (fig. 6).

Corporile riodacitice descrise se consideră ca aparținând magmatismului laramic banatitic.

BIBLIOGRAFIE

- Bordea S., Constantinescu R. (1975) Harta geologică a R.S.R. scara 1 : 50.000 — foaia Blăjeni. Inst. Geol. Geof., București.
- Dimitrescu R., Bordea S., Josefina Bordea (1974) Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 50.000 — foaia Cîmpeni. Inst. Geol. Geof., București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères (Quadrilatère aurifère et régions environnantes). *An. Inst. Géol. Roum.*, XXI, București.
- Giușcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a Provinciei Banatice. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, București.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R. București.
- Lupu M., Lupu Denisa (1962) Notă asupra cretacicului superior din regiunea Vidra-Sohodol. *D.S. Inst. Geol.* XLIII, București.
- Taylor S. R. (1969) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Proc. of the Andesite Conf.* Oregon.
- Treibler I. (1967) Prelucrarea materialelor mineralogice și petrografice. Ed. didactică și pedagogică, București.

ÎNTREBĂRI

1. Berbeleac : 1. Există diabaze în Senonian ?
2. Rocile analizate conțin ortoză ?

Răspuns : 1. Diabazele au o vîrstă aptian-albiană, senoniană.
2. Ortoza nu a fost identificată.



DISCUȚII

I. Berbeleac : În adâncime, la nivelul fundamentului cristalin și sedimentarului nu pot fi intruzioni de talie mare întrucât nu apar la suprafață asociații de neominerale de temperaturi înalte (de contact termic). În această direcție ar fi fost indicat să se menționeze și cîteva date despre mineralizații sau alterări hidrometasomatice.

Răspuns : Au fost menționate aspectele sub care se prezintă transformarea și alterarea rocilor, iar mineralizații nu au fost întîlnite.

M. Boroș : Este greu de imaginat ca apofizele riодacitice menționate să fie puse în relație cu prezența unui corp magmatic de adâncime conturat în baza datelor geofizice. Aceste date nu pot susține prezența unor asemenea corpuri la adâncimi mai mari de 1500—2000 m. În asemenea cazuri prezența acestor corpuri magmatische de mari dimensiuni s-ar trăda prin produse de transformare termică. Este mult mai probabil că aceste produse se plasează în contextul unor aliniamente tectonomagmatische banatitice, posibil chiar neogene, nefiind total excludă asemănarea petrochimică ce poate fi stabilită între produsele prezентate și vulcanitele neogene din Munții Metaliferi.

T. P. Ghițulescu : În harta geologică scara 1 : 75 000 publicată în 1941 sunt indicate o parte din ivirile de roci eruptive descrise în comunicare și poziția a două galerii vechi, care se pare că nu au mai putut fi identificate pe teren. De asemenea, sunt indicate pe hartă zone de hidrotermalizare.

Autorii din 1941 (Ghițulescu, Socolescu) au considerat aceste magmatite ca neogene, dar în comunicare se aduc argumente plauzibile pentru o vîrstă laramică.

SUR LA PRÉSENCE DES CORPS BANATITIQUES DANS LA ZONE D'ENTRE LA VALLÉE DE L'ABRUD ET LA VALLÉE DU SOHODOL (MONTS MÉTALLIFÈRES)

(Résumé)

Cet ouvrage comprend des descriptions de quelques affleurements de roches magmatiques rencontrées dans le sédimentaire crétacé supérieur de la partie nord des Monts Métallifères (Roumanie). Ils se présentent sous la forme de petites apophyses (filons) des corps intrusifs, ayant des épaisseurs entre 1 et 5 m et des longueurs de quelques mètres à dizaines de mètres.

Du point de vue macroscopique, les rhyodacites ont une couleur grise foncée en état frais et gris-blanchâtre faiblement verdâtre en état altéré. Au microscope, ils présentent une structure microgranulaire (parfois porphyrique) et une texture massive dont la composition minéralogique comprend : feldspath plagioclase : 11—20 %, minéraux mélano-crates (amphyboles ?, pyroxènes ?) : 0—1,5 %, biotite : 0—3 %, quartz : 0,5—3,5 %, pâte : 62—88 %. Le feldspath plagioclase apparaît groupé et maclé selon la loi albite-périclin et souvent altéré, argilisé-sérichtisé, parfois même calcitisé. Les minéraux mélano-crates sont intensément altérés, conservant seulement leur contour. La biotite est partiellement en état frais, partiellement chloritisée, sérichtisée et opacitisée. Le quartz apparaît parfois corrodé magmatiquement. La pâte de la roche est constituée d'agrégats granulaires de feldspath plagioclase et de quartz.

Le caractère rhyodacitique de ces roches est souligné par la présence du quartz, surtout en pâte, qui participe toujours avec un pourcentage dépassant 20—25 % de la composition de la roche, par la présence faible du feldspath oligoclase et par le taux réduit de minéraux féminiques.

On a effectué deux analyses chimiques, les résultats étant interprétés à partir des paramètres Niggli. On y résulte que le magma dont proviennent les roches de ce périmètre est de type engadinite-granitique, à caractère fort acide. Dans les figures 1 et 2 on est représenté la position des rhyodacites envers le champ des banatites.

Les processus de transformations hydrothermales qui accompagnent ces corps rhyolitiques, se manifestent par des silicifications de la pâte, par la présence de certaines fissures fines remplies de quartz, par l'altération du feldspath et des minéraux mélano-crates, par la présence de la limonite.

Les filons rhyodacitiques apparaissent dans la zone des anomalies de „maximum magnétique—maximum gravimétrique” (colline des Botani) ou dans la zone d'intersection des fractures du soubassement, orientées nord-est-sud-ouest et nord-ouest-sud-est (colline du Ţerban — La Tortoc — colline du Lebedeu). Elles représentent l'apparition, au niveau actuel d'érosion des apophyses, de quelques corps intrusifs situés en profondeur.

Les auteurs considèrent que les corps rhyodacitiques décrits appartiennent au magmatisme laramique banatitique.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la zone de la vallée de l'Abrud—vallée du Sohodol (Monts Métallifères).

Quaternaire : 1, terrasses. Unité de Muncel-Lupsa : Maestrichtien inférieur : 2, flysch gréseux calcaire gris clair; a, olistolites. Campanien : 3, Wildflysch, prédominant argilo-gréseux, gris, rarement violacé. Campanien + Santonien (?) : 4, grès calcaires, marnes. Paléozoïque moyen : 5, série des marbres. Unité de Crișul Alb : Hauterivien (?), Valanginien, Berriasien, Tithonique : 6, complexe siliceux violacé, complexe calcarénistique. Unité de Bucium : Maestrichtien : 7, série détritique (flysch micacé gréseux); a, olistolites. Albien inférieur+Aptien supérieur : 8, couches de Soharu (flysch argileux gris à séquences gréseuses, calcaires et à conglomérats); a, olistolites. Unité de Vulcan : Aptien inférieur + Barrémien, Berriasien + Kimmeridgien : 9, calcaires gris massifs (olistolites). Roches éruptives : 10, rhyodacites; 11, limite géologique; 12, faille; 13, faille inverse; 14, direction de la coupe géologique.

Planche II

Fig. 1. — Agregate de feldspat plagioclaz grupat (macle albit-periclin); pg = feldspat, S = sericitări pe macle și clivaj; N+, × 25; apofiza de riolit din dealul Botanilor.

Agregats de feldspath plagioclase groupé (macles albite-péricline); pg=feldspath, S = séricitations par macles et clivage; N +, × 25; apophyse de rhyolite de la colline des Botanilor.

Fig. 2. — Cuarț corodat magmatic (forme parțial amoeboidale) = q; N +, × 25; apofiza de riolit din dealul Botanilor.



Quartz corrodé magmatique (formes partiellement amoéboïdales) = q ; N +, $\times 25$; apophyse de rhyolite de la colline des Botanilor.

Fig. 3. — Feldspat plagioclaz calcitizat ; pg = feldspat, c = calcit ; N +, $\times 25$; apofiza riolitică din dealul Lebedeului.

Feldspath plagioclase calcitisé ; pg = feldspath, c = calcite ; N +, $\times 25$; apophyse rhyolitique de la colline du Lebedeu.

Fig. 4. — Contur de feldspat plagioclaz complet calcitizat (criptocristalin) = pgc și vinișoare de cuarț secundar, hidrotermal (q) ; N +, $\times 25$; filonul riolitic de pe afluentul de stînga al văii Vilceaua.

Contour de feldspath plagioclase totalement calcitisé (criptocristallin) = pgc et veinules de quartz secondaire, hydrothermal (q) ; N +, $\times 25$; filon rhyolitique de l'affluent de gauche de la vallée de Vilceaua.



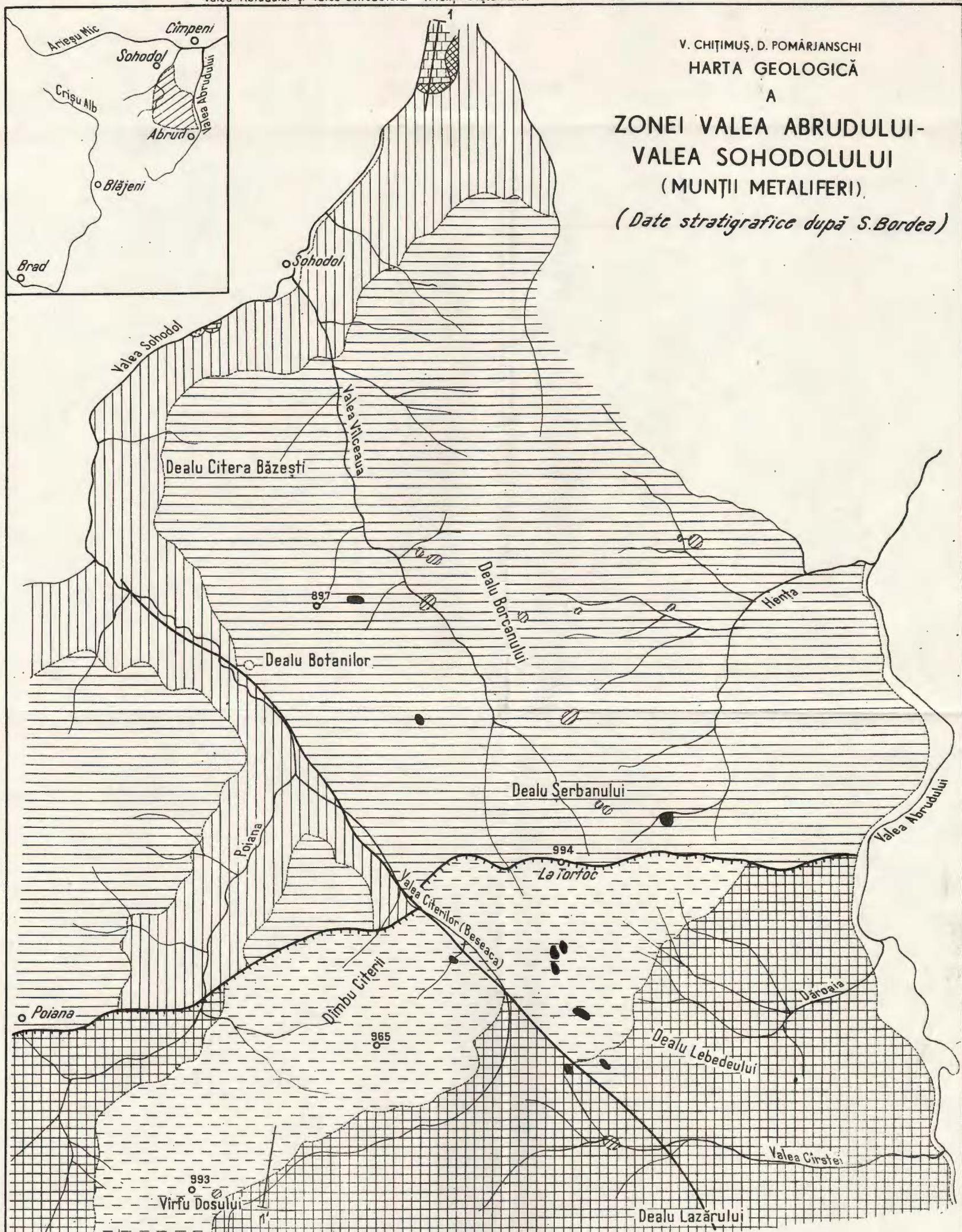


Institutul Geologic al României

V. CHIȚIMUȘ, D. POMĂRJANSCHI
HARTA GEOLOGICĂ

A
ZONEI VALEA ABRUDULUI-
VALEA SOHODOLULUI
(MUNȚII METALIFERI).

(Date stratigrafice după S. Bardea)



LEGENDA

CUATERNAR	1	Terase	ROCI ERUPTIVE	
		UNITATEA DE MUNCEL-LUPŞA		
MAASTRICHTIAN INFERIOR	2	Fliș grezos calcaros cenușiu deschis a) olistolite	10	Riodacite
CAMPAÑIAN	3	Wildfisch, predominant argilo-grezos, cenușiu, rar violaceu	11	Limită geologică
CAMPAÑIAN + SANTONIAN (?)	4	Gresii calcaroase, marne	12	Falie
PALEOZOIC MEDIU	5	Seria marmurelor	13	Falie inversă
HAUTERIVIAN (?) VALANGINIAN BERRIASIAN TITHONIC	6	UNITATEA DE CRIȘUL ALB Complexul silicios violaceu, complexul calcarenitic	14	Directia secțiunii geologice
MAASTRICHTIAN	7	UNITATEA DE BUCIUM Seria detritică (fliș micaceu grezos) a. olistolite		
ALBIAN INFERIOR+ APTIAN SUPERIOR	8	Strate de Soharu (fliș argilos cenușiu cu secvențe grezoase, calcaroase și conglomerate) a. olistolite		
APTIAN INFERIOR+ BARREMIAN, BERRIASIAN+ KIMMERIDGIAN	9	UNITATEA DE VULCAN Calcare cenusii masive (olistolite)		

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 93—103.

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

DATE NOI ASUPRA VÎRSTEI ANDEZITULUI BAZALTIC DIN CARIERA ILBA SV SEMNIFICATIA ACESTOR DATE ÎN DESCIFRAREA EVOLUȚIEI VULCANOLOGICE A MUNTILOR IGNIȘ¹

DE

OSCAR EDELSTEIN², VALENTINA DRAGU³, MARIAN RĂDUT², DUMITRU ISTVAN²,
EVA ISTVAN², GEZA WEISZ²

Abstract

New Data on the Age of the Basaltic Andesite from the South-West Ilba Quarry. The Significance of These Data in the Deciphering of the Volcanic Evolution of the Igniș Mountains. The researches recently carried out in the south-west Ilba quarry led to the conclusion that the age of the Ilba basaltic andesite is Pannonian (the CD zones—corresponding to the Middle Malvensian) and not post-Pontian as it was considered up to now. This specification leads to the following consequences : a) in the southern slope of the Igniș Mountains the volcanic activity ended at a time with the beginning of the Pontian ; b) the Ilba basaltic andesite can no longer be compared in time with the Igniș pyroxenic andesite (Mara and Săpînța in the opinion of some authors). All these constitute another proof of the fact that the northern slope of the Igniș Mountains had a different volcanic evolution as against the southern slope of the same massif.

1. Localizare, situație geologică, scurt istoric

Cariera Ilba SV constituie un punct de interes geologic prin modul puțin obișnuit de dispunere a coloanelor prismatice de andezit piroxenic.

¹ Predată la 17 decembrie 1976, acceptată pentru publicare la 3 mai 1977, comunicată în ședința din 14 ianuarie 1977.

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

³ Întreprinderea geologică de prospecții pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Din acest motiv, ea a fost inclusă în itinerariul excursiei organizate la Baia Mare în anul 1973, cu ocazia Simpozionului internațional de vulcanologie.

Aflată la 20 km vest de orașul Baia Mare, în imediata apropiere a drumului național Baia Mare—Satu Mare, cariera este actualmente abandonată; de altfel, niciodată nu s-a efectuat aci o exploatare intensă, materialul detașat din carieră fiind utilizat doar sporadic de către localnici.

Coloanele prismatice sunt alcătuite din andezit piroxenic bazaltic. Acest andezit a fost studiat petrografic și petrochimic, în detaliu, de către Rădulescu (1958), care face următoarea descriere: „roca este de culoare neagră-inchisă, uneori în tonuri violacee metalice, foarte compactă, cu spărtură concoidală. Feldspații plagioclazi, piroxenii rombici și cei monoclinici constituie fenocristalele rocii. Dimensiunile elementelor și participarea lor la alcătuirea rocii variază în limite destul de largi, se pot separa chiar, din acest punct de vedere două aspecte deosebite ale rocii”.

TABEL

*Compoziția mineralologică cantitativă și dimensiunile mineralelor
(după Rădulescu, 1958)*

Componentul	Limite ale participării %	Dimensiuni mm
I	Feldspat plagioclaz : microlite	40,8—49,5 0,8/0,5 0,05/0,002
	Hipersten	5,9—12,2 0,4/0,2
	Augit	0—3,3 0,2/0,2
	Minereu	0,8 0,1/0,2
	Pastă	48—58
II	Feldspat plagioclaz : microlite	24,8—30,1 1,2/0,5—2,1/0,8 0,05/0,002
	Hipersten	3,8—4,2 0,4/0,2—2,5/0,6
	Augit	0—3,3 0,2/0,2
	Minereu	0,8 0,1/0,2
	Pastă	61,2—75,0

În ceea ce privește compozitia chimică, Rădulescu arată că „participarea SiO_2 poate să scadă pînă la 50,52 %. Față de valoarea medie 60 % pentru SiO_2 în andezite, această situație reprezintă o evidentă asemănare cu rocile bazaltice.



Din punct de vedere microtectonic și petrotectonic, cariera a fost studiată de către Szőke (1965) care consideră că „orientarea capricioasă a coloanelor ne sugerează ideea unei consolidări în condiții de răcire a unui dyke... Pornind de la ideea conform căreia coloanele se orientează totdeauna perpendicular pe suprafața de răcire, se poate considera că peretele acestui dyke a arătat neregularități locale destul de importante. Credem însă că orientarea crăpătușilor endokinetice este influențată într-o anumită măsură și de mișcările topitului în timpul consolidării sale, cind se orientează și mineralele constitutive”. Referindu-se la cariera mică, aflată la sud-est de cariera descrisă mai sus, autoarea relevă că „... același tip de rocă se separă în bancuri relativ subțiri, având înclinare spre sud. Separarea în bancuri coincide cu planul de curgere a lavei”.

Referindu-se la forma de zăcămînt a andezitelor bazaltoide care aflorează în raza satului Ilba, Borcoș et al. (1964)⁴ consideră că „relațiile cu formațiunile pe care le străbate și unele indicații microtectonice sesizate pe pîrîul Porcului, la contactul său vestic, conduc la atribuirea acestuia (andezitul bazaltic — nota noastră) unei intruziuni de tip dom”.

Seiceanu (1955)⁵ este primul cercetător care se ocupă de vîrsta andezitului. El scrie: „În partea de est a carierei de la gara Ilba aceste andezite negre vin în contact direct cu marne pontiene pe care le-au metamorfozat. Dat fiind că în zona de contact există un cuib fosilifer cu *Congeria czjzeki* și *Limnocardium* sp., vîrsta post-pontiană a acestor erupții este determinată cu certitudine... Prezența acestor fosile coapte la contactul cu andezitul cu hipersten... pune capăt oricărei îndoieri în ceea ce privește existența unei faze de erupție post-pontiene”. Acest punct de vedere a fost acceptat ulterior de către aproape toți cercetătorii: Rădulescu (1958), Ianovici et al. (1961), Szőke (1965), Borcoș et al. (1969)⁶, Giuşcă et al. (1973), Borcoș et al. (1975)⁷. Doar Vilceanu (1961)⁸ își exprimă opinia că, în cariera de la vest de Ilba, sedimentarul este pus în contact cu eruptivul ca urmare a unui accident tectonic și că eruptivul este mai vechi decât sedimentarul.

2. Observațiile autorilor

În cele ce urmează se prezintă succint observațiile efectuate de autori în zona carierei începînd din anul 1974 (Edestein et al., 1975)⁹.

⁴ Arh. IPEG „Maramureș”, Baia Mare.

⁵ Arh. I.G.G. București.

⁶ Op. cit. pct. 4.

⁷ Arh. I.G.G. București.

⁸ Comunicare verbală. În „Raport asupra rezultatelor lucrărilor de prospectiune geologică executate în anul 1961 în perimetru Ilba-Cicirlău-Nistrul (Baia Mare)”, P. Vilceanu consideră că în zona Ilba-Cicirlău, după punerea în loc a andezitului piroxenic de Seini, a urmat efuziunea, tot în timpul Sarmațianului, a unui andezit piroxenic, pe care îl denumește „andezit piroxenic de Purcăreț (subfaza superioară)”.

⁹ Arh. IPEG „Maramureș”, Baia Mare.

2.1. Fauna. În zona carierei Ilba SV, fauna fosilă apare în mai multe puncte (fig. 1), descrise sumar mai jos.

— În punctul 1, se găsesc fragmente de aglomerat al andezitului piroxenic, cu mulaje de *Congeria sp.*

— În punctul 2 apar fragmente de tuf litocristaloclastic grosier cu mulaje, uneori silicificate de *Congeria ramphophora ramphophora Brus.*, *Limnocardium sp.*, *Hydrobia sp.*, *Theodoxus sp.*, *Melanopsis sp.*, ostracode.

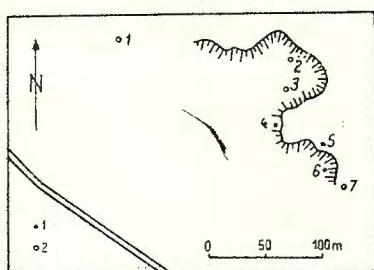


Fig. 1. — Schiță cu localizarea punctelor fosilifere din zona carierei Ilba SV.
1, afloriment în roci fosilifere; 2, fragmente de roci fosilifere.

Esquisse à localisation des points fossilifères de la zone de la carrière de Ilba SW.

1, affleurement dans des roches fossilifères; 2, fragments de roches fossilifères.

La microscop se constată că tufurile litocristaloclastice sunt alcătuite dintr-o masă de bază sticloasă, limonitică, care cuprinde cristale și fragmente de cristale de feldspați plagioclazi și piroxeni și fragmente de rocă. Plagioclazii sunt proaspeți, apar în cristale tabulare, maclate polisintetic cu 38–54% An (andezin-labrador acid). Piroxenii sunt total substituți prin minerale secundare. În rocă sunt de asemenea prinse fragmente ale unei roci eruptive cu masa sticloasă și fenocristale de feldspat. Calcedonia apare în cuburi sau ca substituent al calcitului din cochiliile unor moluște.

— În punctul 3, pe blocurile rotunjite de andezit bazaltic, cu diametrul de 1–2 m și care prezintă marginal un facies vacuolar se observă cruste mici, de roci sedimentare intens substituite prin silice coloidală; în aceste cruste sunt bine conservate mulaje de *C. ramphophora* și *Melanopsis sp.*

— În punctul 4 aflorează un tuf grosier, lumașelic din care a fost determinată o bogată asociație faunistică: *C. ramphophora ramphophora Brus.*, *C. neumayeri Andrusov*, *Melanopsis fossilis fossilis* (Martin-Gmelin), *M. bouéi bouéi* Féru s s a c, *Planorbis planorbis* Linné, *Candonia ex gr. labiata* Z a l, *Leptocythere bituberculata* Scheremet a, *Hemicythere lörenthey* (M e h e s).

— În punctul 5, cruste mici de tufuri vitroclastice puternic silicificate sunt „sudate” pe suprafața andezitului bazaltic, la partea superioară a unei cariere mici; din aceste cruste au fost determinate *C. ramphophora ramphophora Brus.*, *Congeria cf. C. plana* L ö r., *Limnocardium sp.*, *Theodoxus sp.*.

— Punctul 6 a fost cercetat în anul 1955 de către Seiceanu; aici, rocile argilo-marnoase substituite în bună măsură prin calcedonie sunt în contact direct cu andezitul bazaltic. Din acest punct s-au determinat:

Congeria ramphophora ramphophora Brus., *Limnocardium* sp., ostraeoode.

— În punctul 7, fragmente de marne grezoase, slab tufitice, cenusii, ușor substituite prin silice coloidală, lumașelice. Ele cuprind :

Congeria ramphophora ramphophora Brus., *Limnocardium* sp., *Caspia (Caspia) latior* (Sand.), *Oryoceras fuchsii* Kittle, *Gyraulus* sp., *Pisidium* sp.

Dintre formele determinate în aceste puncte, niciuna nu sugerează Pontianul ; asociația este caracteristică Pannonianului mediu *sens strict* (corespunzător zonelor C.D. din bazinul Vienei). De altfel — aşa cum rezultă din cercetările stratigrafice efectuate în ultimii ani asupra ramei nordice a bazinului de sedimentare al Băii Mari (Valentina Dragu, Florică Docșanescu, 1970¹⁰ și Marinescu, 1975¹¹) — în partea sa vestică apar doar depozite ale Pannonianului mediu ; formațiuni care reprezintă Pannonianul superior *s. str.* (zona E, în bazinul Vienei) au fost identificate doar spre estul regiunii (la est de Baia Sprie).

2.2. *Procese de metamorfism.* La analiza microscopică a rocilor sedimentare aflate în contact cu andezitul bazaltic se constată că procesul principal care a condus la metamorfozarea sedimentelor are caracter postvulcanic și se datorează unui substanțial aport de silice coloidală, provenită probabil, cel puțin în parte din izvoare subacvatice.

2.3. *Relații structurale.* În cariera mare, în care coloanele sunt dispuse sub formă de rozetă, și în zona cuprinsă între carieră și valea Ilbei, andezitul bazaltic suportă un pachet de aglomerate andezitice (fig. 2) de circa 3 m grosime constituie din fragmente din același petrotip, bine rotunjite, cu diametrul între 0,10—1,0 m, aglomerate cu caracter mai grosier în partea bazală și cu elemente mai mici către partea superioară. Liantul este cineritic, dar la alcătuirea sa participă și material epiclastic. În liant sunt conservate rar impresiuni de moluște (punctele 1 și 2) și fragmente de tulipini, total substituite prin silice. Gradat, spre partea terminală a complexului de piroclastite, se trece la tufuri și tufite, acestea din urmă, mai bine deschise în punctul 4. Tufurile și tufitele au azimut cădere 180°—190°/18°—20°. Sunt deci „concordante” cu curgerile de lavă. De altfel, însă și Szöke (1965) precizează că „la o observare mai atentă se poate constata că „stratificația” pseudotufului (tuf — în opinia autorilor acestei note) coincide perfect (sublinierea noastră) cu separația bazală a coloanelor din imediata vecinătate a lor, deci și cu planul de curgere a topituirii”.

3. Considerații asupra desfășurării proceselor vulcanice

Observațiile de mai sus sugerează un alt mod de desfășurare a proceselor vulcanice decât cel pe care și l-au imaginat alți autori.

¹⁰ Arh. IPEG,,Maramureș”, Baia Mare.

¹¹ Op. cit. pet. 7.

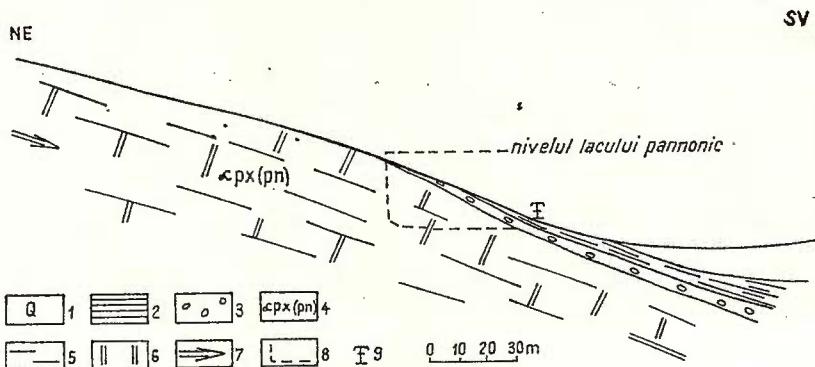


Fig. 2. — Secțiune geologică prin partea de SE a carierei Ilba SV.

1, depozite cuaternare ; 2, marne grezoase, tufite pannoniene ; 3, aglomerate, tufuri, tufite ; 4, andezit bazaltic ; 5, poziția separațiilor în bancuri ; 6, poziția diaclazelor de răcire ; 7, sensul curgerii lavei ; 8, conturul carierei ; 9, cub fossilifer.

Coupe géologique à travers la partie SE de la carrière de Ilba SW.

1, dépôts quaternaires ; 2, marnes gréseuses, tuffites pannoniennes ; 3, agglomérats, tufs, tuffites ; 4, andésite basaltique ; 5, position de la séparation en bancs ; 6, position des diaclases de refroidissement ; 7, direction de la coulée de la lave ; 8, les limites de la carrière ; 9, nid fossilière.

După momentul puternic exploziv care a urmat punerii în loc, în timpul Sarmățianului mediu a andezitului cu augit și hipersten de Seini, vulcanismul s-a manifestat în zona vestică a versantului sudic al munților Igniș, prin efuziunea andezitului piroxenic cu caracter bazaltic. În zona Ilba sud, acesta formează o pînză de lavă care a curs pe azimut cădere 180° – 190° / 18° – 20° . Este probabil că fruntea acestei curgeri a venit în contact cu sedimentele și apele lacului pannonic, extins în sudul regiunii vulcanice. Produsele piroclastice (aglomerate, tufuri și tufite), care încheie etapa de punere în loc a andezitului bazaltic și care se pare că parțial corespund și momentului inițierii erupției andezitului cuarțifer de Piscuiatu (idee pentru care pledează sesizarea participării sporadice a cuarțului magmatic în unele nivele de tufuri), s-au depus de asemenea în bună parte în mediul acvatic conservînd fauna de moluște și ostracode a lacului pannonic.

4. Concluzii asupra vîrstei andezitului bazaltic de Ilba

Rezultă prin urmare contemporaneitatea manifestărilor vulcanice care au condus la punerea în loc a andezitului bazaltic cu sedimentarea depozitelor corespunzătoare în timp zonelor C, D ale Pannonianului.

5. Semnificația datelor noi în interpretarea vulcanismului din munții Ighiș

Considerăm că această concluzie — dacă poate fi extinsă la întregul versant sudic al munților Ighiș — are semnificații de o deosebită importanță în descifrarea evoluției vulcanice a munților Ighiș. Principalele consecințe ale precizării vîrstei andezitului de Ilba sunt următoarele :

1. andezitul bazaltic de Ilba nu mai poate fi paralelizat în timp cu andezitul cu augit și hipersten de Ighiș (de Mara și Săpînța, la unii autori) care în versantul nordic al munților Ighiș alcătuiește structurile principale și pentru care E d e l s t e i n et al. (1976) a pus în evidență vîrsta K-Ar de $8,4 \pm 0,3$ mil. de ani ;

2. în versantul sudic al munților Ighiș, activitatea vulcanică nu a mai continuat după punerea în loc a andezitului cu piroxeni \pm hornblendă și cuarț, de Jereapă.

Cele de mai sus constituie încă un argument în favoarea ideilor deja exprimate (E d e l s t e i n et al., 1975¹²; E d e l s t e i n et al., 1976), conform cărori versantul nordic și versantul sudic al munților Ighiș, constituie subunități cu evoluție vulcanică deosebită și independentă una de cealaltă.

Este de asemenea probabil faptul că cercetătorii care elaborează lucrări de sinteză vor găsi în aceste concluzii noi dovezi privind migrarea în timp a vulcanismului, de la sud spre nord, pe direcția transversală față de arcul vulcanic, ceea ce ar putea constitui un criteriu în stabilirea modului de desfășurare a proceselor de subducție.

O altă consecință, care prezintă importanță directă de ordin economic o constituie faptul că datele prezentate sugerează că sub curgerea de andezite bazaltice există andezitul cu augit și hipersten de Seini care ar putea alcătui structuri mineralizate.

BIBLIOGRAFIE

- Borcoș M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1972) Evoluția vulcanismului neogen în partea de vest a Munților Gutii (Negrești—Seini—Băița). *St. tehn. econ.* I6, București.
- E del s t e i n O., Soroiu M., Răduț M., Valentina Dragu, Istvan D., Vera Cioroianu (1976) Unele puncte de vedere privind cronologia proceselor geologice și metalogenetice în munții Oaș—Ighiș—Văratec în baza unor datări K—Ar. *St. tehn. econ.* A 11, București.
- Giușcă D. (1960) Evoluția vulcanizma V. raione Baia Mare. *Materiali Carpato-balcanscoi asofiașii*, Kiev.
- Borcoș M., Lang B., Stan N. (1973) Neogene Volcanism and Metallogenesis in the Gutăi Mountains. București.

¹² Op. cit. pct. 9.



- Ianovici V., Giuşcă D., Manilici V., Gherasi N., Jude R., Gheorghită I., Dimitrescu R. (1961) Ghidul Baia Mare. *Congr. VI, G. Asoc. Carp.-Balc.* Bucureşti.
- Rădulescu D. (1958) Studiu petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Seini—Ilba—Nistru (Baia Mare). *An. Com. Geol.* XXXI, Bucureşti.
- Borcoş M. (1967) Spätsubsequenter alpine Magmatismus in Rumänien. *Acta Geol.* XI, 1—3, p. 139—152, Budapest.
 - Stan N., Birlea V. (1964) Asupra caracterului piroxenic al andezitelor sarmațiene de la Racşa—Seini (Baia Mare). *D.S. Com. Geol.* L/2, Bucureşti.
 - Szöke Amalia (1965) Observații petrografice, microtectonice și structurale petrologice în regiunea văii Ilbei (Munții Gutii). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria, geol.* 10, 2, Bucureşti.

ÎNTREBĂRI

S. Peltz : 1. Pe baza căror criterii înlocuiți denumirea de munții Gutii cu aceea de munții Igniș + munții Vărătec? În cazul în care considerați că aceste denumiri privesc două zone distincte din masivul vulcanic, pentru întregul masiv acceptați în continuare denumirea de munții Gutii?

2. Admiteți că asociația de roci vulcanoclastice andezitice și roci sedimentare pe care o descrieți în perimetru carierei Ilba sud-vest are o dezvoltare locală sau se extinde și la est de valea Ilba?

3. Procesele postmagmatische care au afectat rocile sedimentare și unele roci vulcanoclastice le considerați a se datora lavei andezitului de Ilba. Nu sănțeji de părere că procesele pe care le descrieți pot fi generate mai ales de un corp eruptiv?

Răspuns : 1. Într-o lucrare anterioară (op. cit. p. 9), pe scurt, precum și în lucrări în curs de elaborare, mai detaliat, prezintăm care sunt particularitățile care ne-au determinat să separăm mai multe sectoare în cadrul zonei eruptive Oaș-Tibleș : munții Oaș, munții Igniș-versant nordic, munții Igniș-versant sudic, munții Vărătec, munții Tibleș și subunitatea „vulcanitelor îngropate”. În funcție de modul de manifestare a eruptivismului și de momentul desfășurării lui, în cadrul ariei denumite munții Gutii se individualizează sectoarele :

- munții Igniș-versant sudic, caracterizat prin desfășurarea activității vulcanice pe un interval de timp relativ intins (Langhian-Ponțian), prin cea mai largă varietate de petrotipuri de vulcanite, puse în loc prin mai multe aparate centrale cu activitate mixtă ;

- munții Igniș-versant nordic — se deosebește de alte sectoare în primul rînd prin monotonia petrografică și printr-un interval mai restrins de manifestare a activității vulcanice : în general, activitatea hidrotermală și metalogeneza sunt slab dezvoltate, cel puțin la nivelul actual de eroziune ; produsele vulcanice provin dintr-un număr restrins de aparate care au evoluat pînă la stadiul de calderă ;

- munții Vărătec reprezentă o unitate de trecere către sectorul munților Tibleș, tipic subvulcanic ; în această arie se interferează produsele aparatelor vulcanice de tip central cu corpurile cu caracter subvulcanic.

Întrucît deosebirile între sectoarele Igniș N, Igniș S și Vărătec sunt la fel de importante, în opinia noastră, ca și între munții Oaș și ceea ce în mod obișnuit se numește munții Gutii, considerăm că este de preferat denumirea : Oaș—Igniș—Vărătec—Tibleș pentru cel mai nordic tronson al arcului vulcanic neogen de pe teritoriul țării noastre.



2. Aglomerate ale andezitelor de Ilba apar și la est de cariera Ilba SV, ele sunt bine deschise pe valea Văratic; de asemenea, și formațiuni sedimentare de vîrstă pannoniană apar la est de cariera Ilba SV; într-o lucrare anterioară noi am descris fauna din valea Poiana.

3. Procesele care au afectat rocile sedimentare și vulcano-sedimentare sunt reprezentate în cea mai mare parte, aşa cum s-a arătat, prin substituții și depunerile de silice coloidală proveniente — cel puțin în parte — din izvoare subacvatice, legate de activitatea postmagmatică. Este posibil ca efecte de compactizare a unor măsluri să fi fost provocate de lava andezitului bazaltic. Dar, chiar dacă unele transformări ale rocilor sedimentare ar putea fi puse pe seama unui corp eruptiv, aceasta nu schimbă esența situației: vîrsta andezitului de Ilba nu poate fi mai nouă decât Pannonianul, întrucât faună de vîrstă pannoniană apare în înseși pirolastitele andezitului de Ilba.

N. Stan: Care sunt raporturile dintre andezitele piroxenice și depozitele sedimentare fosilifere din cariera Ilba?

Răspuns: În zona carierei Ilba SV apar următoarele raporturi între rocile sedimentare și andezitele piroxenice:

- rocile sedimentare repauzează peste aglomeratul andezitului bazaltic (punctul 4, figura 2);
- cruste mici de roci vulcano-sedimentare apar „sudate” pe suprafetele de curgere ale andezitului bazaltic în punctul 5;
- în punctul 6, rocile sedimentare și andezitul bazaltic apar în contact nemijlocit, care poate fi interpretat în moduri diferite: contact între o curgere de lave și un complex de roci sedimentare, contact tectonic sau de străpungere.

DISCUȚII

S. Peitz: Prezența comunicare aduce date noi și interesante privind vîrsta malvensiană a sedimentarului din perimetru carierei Ilba sud-vest. După opinia noastră în aceasta constă contribuția principală a comunicării la care ne referim. Susținem aceasta deoarece, pornind de la implicațiile pe care le au determinările paleontologice asupra vîrstei malvensiene a erupției andezitului de Ilba, autorii dezvoltă considerații de ordin petrologic și vulcanologic care uneori sunt în dezacord cu realitatea terenului și stadiul actual de cunoaștere geologică.

Din prezentarea datelor în această ședință rezultă că în zona carierei Ilba se consideră curgeri cu lave de andezit bazaltoid acoperite de vulcanoclastite andezitice și depozite sedimentare malvensiene. Considerăm, împreună cu alii cercetători ai regiunii, că andezitele din zona carierei Ilba sunt aceleași cu andezitele din perimetru văii Ilba și al văii Porcului bine deschise de numeroase cariere. În ansamblu, andezitele din sectorul cariera Ilba SV — valea Ilba — valea Porcului constituie un corp unitar din punct de vedere petrografic și geochemical. Acest corp străbate pirolastitele andezitului de Pisciuatu în versantul stâng al văii Ilba și în versantul stâng al văii Porcului. După opinia noastră acest corp străbate și depozitele sedimentare din perimetru carierei Ilba SV. Unele caractere mega și microstructurale, proprii lavelor care se observă în porțiuni ale carierei, indică faciesul marginal al corpului. Dacă ar fi să acceptăm o curgere de lave, unde plasează autorii centrul de erupție? Este bine cunoscut faptul că în zonele adiacente asemenea indicații lipsesc.

Un alt aspect al problemei este legat de faptul că în zona carierei Ilba SV procesele de silicificare se recunosc în sedimentar, dar și în rocile vulcanoclastice fine, în general având o dezvoltare redusă. Dar silicifierile cunosc o largă răspândire pe culmea dintre pîriul Porcului și valea Ilba unde afectează depozitele sedimentare și liantul brecciarilor pirolastice cu fragmente



de andezit de Piscuiatu. Considerăm că această situație constituie un indiciu puternic în sprijinul susținerii prezenței în regiune a unui corp de andezite bazaltoide care s-a pus în loc ulterior fazei de erupție a andezitului de Piscuiatu.

M. Borceș: Rezultatele activității de cercetare obținute de autori demonstrează faptul că mai pot fi aduse unele contribuții și în zone considerate suficient de bine cunoscute. Astfel, studiul prezentat cu datele paleontologice precizează vîrstă pannoniană — zonele C, D — a formațiunilor neogene din aria carierei Ilba. Rezultatele obținute nu sunt însă de natură să schimbe punctele de vedere emise cu privire la evoluția proceselor vulcanice și sistematizarea produselor eruptive pe plan local, cu atât mai mult în cadrul general al masivului vulcanic Gutii. Reținând semnificația tuturor aspectelor cunoscute, inclusiv cele care pot fi deduse din prezenta comunicare, andezitele din cariera Ilba aparțin unui corp, aşa cum este el figurat în lucrările existente, de vîrstă post-ponțiană, atribuit ciclului III de erupție la nivelul activității vulcanice de Ilba (vezi enclave sedimentare pannoniene cornificate în masa andezitului, textura și forma de zăcămînt a andezitelor, relațiile generale cu rocile adiacente etc.) și nu reprezintă o curgere de lave cvasicontemporane cu faza de Piscuiatu, aşa cum încearcă autorii să explice. Datele de vîrstă absolută la care se face apel în demonstrație, prin valoarea lor cu totul arbitrară, nu pot constitui argumente în această direcție. Pe de altă parte, generalizarea unei asemenea idei în ansamblul masivului vulcanic este departe de a fi acceptată, cu atât mai mult cu cît chiar autorii subliniază faptul că în zonă se recunosc subunități cu evoluții deosebite, independente. De asemenea, este greu de presupus și pare pretențioasă considerarea că asemenea date ajută la înțelegerea procesului regional de migrare a vulcanismului și a procesului de subducție. Desigur, consecința principală a ideilor expuse se reflectă în modul în care regiunea, în spațiul la care ne referim sau în ansamblul ei, schimbă sau nu imaginea metalogenetică, modificând sau nu elementele de perspectivă stabilită.

Fără a respinge scheme noi de evoluție sau de interpretare, consider că pentru enunțarea lor este nevoie să se prezinte elemente de demonstrație concrete, care să fie în măsură să anuleze valabilitatea interpretărilor actuale.

NOUVELLES DONNÉES SUR L'ÂGE DE L'ANDÉSITE BAZALTIQUE DE LA CARRIÈRE DE ILBA SW. SIGNIFICATION DE CES DONNÉES DANS LE DÉCHIFFRAGE DE L'ÉVOLUTION VOLCANIQUE DES MONTS IGNIŞ

(Résumé)

Cet ouvrage contient les résultats des observations effectuées récemment dans la carrière située au SW de la localité de Ilba. Dans cette carrière on a été mis en évidence la suivante succession : en base, l'andésite bazaltique de Ilba ; suit un complexe pyroclastique constitué d'agglomérats, de tufs et de tuffites et à la partie supérieure des marnes gréseuses, tuffitiques, partiellement remplacées par la calcédonie. Tant dans les pyroclastites, que dans les dépôts sédimentaires on a identifié les moulages de : *Congeria ramphophora ramphophora* Brus., *C. neumayeri* Andrus., *Melanopsis fossilis* (Martin - Melin), *Melanopsis bouei bouei* Férušac, *Limnocardium* sp., *Leptocythere bituberculata* Scheremetia, *Hemicythere*



lörenthey (M e h e s). Cette association indique le Pannonien *sensus strictus* les zones CD (Malvensien moyen chez certains auteurs), âge qui correspond aussi au moment final de la mise en place de l'andésite bazaltique. Jusqu'à présent, l'andésite de Ilba était considéré postponien, argument à partir duquel il était parallélisé en temps à l'andésite pyroxénique de Igniș (andésite de Mara, de Săpînta, de Mogoșa — chez d'autres auteurs).

La détermination de l'âge pannonien de l'andésite de Ilba ne fait plus possible cette équivalence. On établit ainsi que dans la sous-unité du versant sud des Monts Igniș l'activité effusive a cessé en même temps avec le début du Pontien. C'est une nouvelle preuve de l'évolution volcanique différente du versant nord des Monts Igniș par rapport à celle du versant sud.





Institutul Geologic al României

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 105—172.

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

PETROLOGICAL STUDY OF THE BOCSA BANATITIC MASSIF (BANAT)¹

BY

DOINA RUSSO-SĂNDULESCU², TUDOR BERZA², IRINA BRATOSIN²,
ROSETTE IANC²

Sommaire

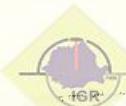
Etude pétrologique du massif banatitique de Bocșa (Banat). Le plus grand corps intrusif des banatites de Roumanie, le massif de Bocșa possède une structure complexe, et comprend trois unités distinctes (B_1 , B_2 , B_3), chacune ayant des particularités structurales, chimiques, minéralogiques et pétrographiques spécifiques. A partir de l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique de celles-ci, on a élaboré un modèle génétique du massif banatitique de Bocșa, où chaque unité représente une intrusion distincte, l'unité B_1 étant succédée par B_2 , taadis que l'unité B_3 suit après un intervalle de temps considérable. On a accepté pour toutes les trois unités la formation des magmas à la suite de la subduction du socle simati-que de la zone d'origine de la nappe de Severin sous la plaque à laquelle s'attache la nappe gétique. L'unité B_1 , à caractère faiblement basique jusqu'à sous-alcalin et à traits indiquant une ascension rapide des magmas, est la moins évoluée. L'unité B_2 , à un caractère calco-alcalin, représentant un dérivé acide profond. L'unité B_3 , calco-alcaline et extrêmement homogène, se différencie nettement des deux autres, soit par la nature du matériel d'origine, soit par une contamination sialique plus avancée; son homogénéité indique le stationnement des magmas dans un réservoir magmatique situé entre la zone de formation des magmas et le niveau de mise en place.

1. Introduction

The Bocșa massif represents the most extended occurrence of banatitic plutonites in Romania, with its outcropping surface of about 250 sq. km. Taking into account the geophysical data which indicate the conti-

¹ Received May 20 1976, accepted for publication November 15 1976, presented at the Meeting of January 14 1977.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



nuation of the body towards north-east and south-west, under the Pannonian deposits, its real size exceeds 350 sq. km., so that the alpine pluton of Bocșa is one of the great granitoid massifs of the Carpathians.

This paper comprises the conclusions of several years investigations and offers a general, but at the same time minute, view of the structure, petrology and geochemistry of the Bocșa massif, thus contributing to the progress of the scientific and economic knowledge of the banatites in the western part of the Banat.

The outcropping zone of the Bocșa massif is delimited towards N by the Pogăniș crystalline schists, towards W and E, by the Pannonian deposits of the Caransebeș and the Pannonic depressions and, towards S, by the Zorlenț-Ezeriș-Bocșa metamorphites. The southern prolongation of the massif, up to Ocna de Fier and Dognecea, is not included in this paper. North of the Birzava Valley, there is an uplift of the relief, corresponding to the Bocșa banatitic massif, known as the Arinieșului Hills, whose uppermost part — Cula Arinieșului (550 m) — represents, for this zone of the Banat, a height noticed from afar. Excepting the west, north and east extremities, where the pastures and the fields overlap banatites, the rest of the massif is afforested, this being another characteristic of the region.

The hydrographic system of the Bocșa massif is represented by the affluents of the Birzava River, towards south and west, and by those of the Pogănișului River, towards north and east, among which the most important ones are, as follows : Măgura Valley, Valea Mare (Bocșa), Bichiștin Brook, Simizilor Valley, Bărbosu Valley, Arinieșului Valley, Cărpiniș Valley, Valea Mare, Tău Brook, Satului Valley and Dosului Valley. Excepting these main affluents, which have a variable but permanent flow, the secondary affluents have a torrential system, very often the water course disappearing in the Quaternary alluvial deposits. For this reason the good outcrops are very rare, occurring, in general, in the middle course of the secondary affluents, the only zone where both the slope and the flow are sufficient to maintain an erosion active enough. The tops of the hills, either afforested or covered with pastures or cultures, have almost always a thick soil, the outcroppings being extremely rare.

2. Review of the Geological Research in the Region

Although the Bocșa massif is located in the close neighbourhood of the well known Ocna de Fier zone, on which there is a rich mineralogical, geological and mining literature, the research carried out till 1931, when Codarcea's paper on the Ocna de Fier—Bocșa Montană region comes out, dealt only in general with the study area.

Further on we shall refer only to some of the papers from the list included in Codarcea's work.

— A very significant study on the ore deposits in the Banat and on the eruptive rocks occurring along the ore deposit zone is that of Bernhard von Cotta (1865). We owe him the generic denomination of "banatites", by which we understand consanguineous rocks with very frequent variations in the mineralogical composition.



— In 1869, M a r k a , describing in detail the ore deposit in Banat, mentions also the gold pyrite quartz veins in the Arinieşului Hill (the Bocşa massif) as well as those of Ezeriş and Firliug, pointing out that they are not rewarding.

— In 1870, Fr. v o n S c h r ö c k e n s t e i n dealt with the metamorphic rock complex in the south of the Bocşa massif, from Ezeriş to Dognecea, as well as with the Mesozoic and Permo-Carboniferous sedimentary rocks between Reşiţa and Moldova Nouă. According to him, the foldings of the deposits in the western part of Banat should be due to pressures from NW to SE, by the uplift of the Bocşa "granites", situated, as concerns the age, "in the Jurassic". He considers that granites would have taken over hornblende from syenites, and the crystalline schists would have been injected with hornblende near the syenite veins; he also describes the innumerable nonprofitable mineralizations of Fe and Cu occurring in the crystalline schists, near the eruptive rocks.

— Between 1889–1891, H a l a v á t s did the first geological mapping of the Bocşa massif, named "the Arinieş Mountain". Although the eruptive rocks are called trachytes, according to S z a b o , he points out that their structure differs from that of trachytes.

— In 1908 appeared R o z l o z s n i k and E m s z t's paper, a complex petrographical and chemical study of the banatitic rocks. In this paper the authors pointed out that H a l a v á t s's trachytic rocks are granodiorites, hypabyssal rocks emplaced as laccoliths — "the Bocşei laccolith"; their age ranges from the Lower Cretaceous to the Upper Mediterranean.

In the monographic paper "The Geological and Petrographical Study of the Ocna de Fier-Bocşa Montană Region" published in 1931, C o d a r c e a dealt with the southern part of the region we are presenting in this study.

As regards the crystalline background, C o d a r c e a described the micaceous gneiss complex which extends up to the boundary with the Bocşa banatitic body. It can be encountered both in Tilva Drenii and in Ezeriş, where it is sunk under the Pontian. Eastwards, it can be found on a narrow strip of 1 km up to Zorlențul Mare. Within this complex, he distinguished two strips, divided by a narrow limestone syncline, generally with a SW–NE trending, which reaches Ezeriş.

The gneisses west of the limestones, contacting the Bocşa massif, present a less strong tectonics with general dips towards limestones, occupying a zone called by C o d a r c e a "Bocşita–Drimoxa". The "obvious schistosity, the biotite and muscovite predominance and the tourmaline ubiquity" is the main feature of this zone. The same author points out also that, from E to W, there occur deeper facies, therefore progressing towards the mesozone; the paragneisses, previous to the Upper Carboniferous, constitute the representative rocks. Within them, there also occur thin aplite bands and lenses, injected pegmatites and gneisses, as well as small lenses of amphibolites. Such a zone is found in the Tilva Drenii, too, where C o d a r c e a describes the ocular gneisses, connected with a probable orthogneissic mass existing in the depths.



As regards the banatitic rocks, the same author considers the Bocșa massif a large laccolith, formed predominantly of granodiorites pierced by numerous aplites and micropegmatites in the zone of the Bischisitin Brook.

There are no other studies on this area till 1953, when Constantinoiu begins his mappings on the Bocșa body. In Constantinoiu's reports, deposited in the archives of the Institute of Geology and Geophysics (1953³, 1954⁴, 1955⁵) there are presented partial maps of the massif on which one can notice some differentiations both as regards the crystalline schists — amphibolites, ocular gneisses, biotite-muscovite paragneisses and micaschists — and within the banatitic rocks — granodiorites, pyroxene-bearing granodiorites, quartz monzonite, hydrothermalized rocks and various vein rocks.

At the confluence of the Bărbosul Valley with the Pogăniș Brook, the author outlined a more developed zone of porphyries, considered also in the banatite sequence.

Constantinoiu (1972) publishes the results previously mentioned in geological reports, distinguishing, within the Bocșa massif, hornblende and biotite granodiorites, constituting most of the massif, granites, pyroxene granodiorites, quartz syenites, quartz monzonites, quartz syenodiorites, diorites, as well as granodiorite porphyries, diorite and quartz monzodiorite porphyries, the last developed especially on the Pietrii and Bărbosului Valleys.

Russo (1971)⁶ begins a detailed petrologic study of the Bocșa massif, separating, towards NW, a "border facies" with monzonites and more basic schlieren (monzodiorites and diorite-gabbros) which stands in contrast with the granodiorites developing eastwards.

Further, Russo et al. (1973) distinguish, in the western half of the Bocșa massif, two units which seem to represent consanguineous, but independently emplaced, intrusions : a border unit (A) and a granodiorite, central unit (B). Within the former unit, considered the older one, two zones can be distinguished : an alkaline, marginal zone (A₁) with a schlieren structure, where segregation syenite rocks, diorite-gabbros or monzodiorites occur against a monzonite background, and a transition zone (A₂), predominantly monzodiorite, whose appartenance to the border unit is pointed out by the presence of the monoclinic pyroxene with orthopyroxene exolutions.

Tiepach et al. (1972)⁷ carry out a geochemical study of radioactive elements on 113 samples of banatites. He finds out, for the various petrographic types separated by Russo (1971)⁸, a normal content in uranium, the content in thorium being higher than the values known from the relevant literature for the respective types.

Russo et al. (1973)⁹ map the south-eastern part of the massif (Bocșa Montană-Zorlențu) pointing to the presence, up to the limit with the Bocișta-Drimoxa crystalline rocks, of only granodiorites. For this

^{3-4,5,6,7,8,9} Arch. I.G.G.București.



reason, the terminology is revised ; thus it is distinguished a western unit (the former border unit) characterized by the presence of the schlieren structure, by a subalkaline chemism with basic influences and by the presence of pyroxenes, and an eastern unit (the former central unit) formed of hornblende and biotite granodiorites.

Russo-Săndulescu et al. (1974)¹⁰ end the mapping of the Bocşa massif investigating the Firliug-Valea Mare zone. On this occasion, the two units featured previously are found again. Parallel to the petrologic studies, a great importance is granted to the study of the hydrothermal alteration phenomena, the barytine occurrence being noticed on a zone larger than that pointed out in 1972.

Summing up their researches on the entire Bocşa banatitic massif, Russo-Săndulescu et al. (1975)¹¹ distinguish three distinct units (B_1 , B_2 , B_3 equivalent to A_1 , A_2 , B — Russo et al., 1973) and consider them as representing distinct intrusions of a complex magmatic body.

3. Regional Geological Setting

The geological formations, in which the Bocşa intrusive massif is encompassed, have been assigned by Streckeisen (1934) to the "upper nappes" unit, by Codarccea et al. (1967) to the "supragetic" unit, and by Săndulescu (1975) to the "supragetic nappe".

Metamorphic formations, sedimentary formations and antebanatitic eruptive rocks — components of the "supragetic nappe" — appear near by the massif. The sedimentary formations of the Neogene posttectonic cover were deposited subsequently to the overthrusts and emplacement of the massif.

3.1. Metamorphic Formations

The crystalline schists occur both in the north and the south of the Bocşa massif, in two zones whose connection is masked by the massif and by the Pannonian deposits. According to Măier (1974), the northern zone is compared with the Precambrian Sebeş-Lotru Series, and the southern zone with the Locva-Series, Ordovician-Silurian in age.

The crystalline rocks, in the north of the Bocşa massif, appear on the lower-valley of the Grini, Arinies and Arinieşel brooks (left affluents of the Pogăniş), in the Pogăniş Valley, as well as on its right affluents — the Iuga, Cheii and Vişagului valleys.

The main petrographic types met with are feldspathic quartzites, micaceous ± garnet quartzites, micaceous ± garnet paragneisses and garnet micaschists (Plate III, Fig. 1), as well as crystalline limestones, calcschists and actinolite schists.

Excepting the last three types, the other metamorphites are constituted of variable proportions of quartz, oligoclase, microcline, biotite,

¹⁰⁻¹¹ Arch. I.G.G. Bucureşti.



muscovite and garnet; sometimes the variability is outstanding, the transitions being noticeable from the size of the outcrop to that of the thin section.

Crystalline limestones and calcschists are formed of carbonates and variable amounts of quartz, An_{30} plagioclase, potash feldspar and phlogopite. Actinolite schists found only in one single outcrop, are constituted of actinote and quartz (Plate III, Fig. 2). Actinolite occurs as elongated prisms, reaching 1 mm, with $-2V = 82^\circ$, $c : \alpha = 16^\circ$ and a pleochroism with green and greenish yellow hues.

The crystalline schists, characterized by the above-mentioned petrographic features, represent the metamorphosed equivalent of a gritty-clayey complex with carbonatic intercalations. These intercalations, which appear north and south of the Pogăniș Valley, seem to represent the same stratigraphic level, of about 100 m thick, visible in the flanks of a major fold.

The initial metamorphic facies of the crystalline schists in the Pogăniș zone is very difficult to establish due both to the subsequent retrograde processes and the thermic influence of the Bocea massif. For this reason, we consider only the parageneses encountered on the right affluents of the Pogăniș, more than 1 km from the visible limit of the massif and, therefore, with no thermic influences. Thus, the oligoclase + biotite + almandine paragenesis is found in metapelitic rocks, and the calcite + An_{30} plagioclase + phlogopite paragenesis in metacarbonatic rocks. The almandine occurrence in metapelitic rocks points obviously to at least T conditions of the quartz-albite-epidote-almandine subfacies of the greenschist facies; the presence of the oligoclase in metapelitic rocks and of the An_{30} plagioclase + calcite paragenesis in metacarbonatic rocks indicates, according to Winkler (1966, 1970), the P and T conditions of the initial amphibolite facies.

Overlapping the mentioned parageneses, a lower temperature association, replacing in different degrees the minerals formed previously, has been noticed in numerous cases. Due to the retromorphism, plagioclase decalcifies, garnet and biotite chloritizes and phlogopite serpentinizes. The regional appearance of the retromorphic phenomena, correlated with the presence of some Hercynian metamorphites (Maior, 1974) north of the zone we are dealing with (south of the Buziaș isle of crystalline schists), indicates that this diaphthoresis represents an echo, in the infrastructure, of the Paleozoic metamorphism in the greenschist facies; nevertheless, this aspect has been described by Rădulescu et al. (1962)¹² north of the epimetamorphic zone of the Buziaș isle.

The parageneses due to the thermic flux resulted from the intrusion of the Bocea massif have been identified south of the Pogăniș, both in metapelitic and in carbonatic rocks, being more evident as we come near to this pluton. Thus, the formation of a new biotite, with a pleochroism with reddish brown hues, and of andalusite has been noticed in the meta-

¹² Arch. I.G.G. București.



pelitic rocks. In the potash feldspar-rich rocks, it is observed a reduction of potash feldspar triclinicity pointed out by the disappearance of the cross twin, a common phenomenon in the batholiths aureola (Wright, 1967); this thermic effect can be evidenced also on the Pogăniș right affluents.

In the metacarbonatic rocks in close vicinity of the massif, forsterite ($\text{Fo}_{100}\text{Fa}_0$, in general serpentinized — Plate III, Fig. 3), minerals of the spinel group, phlogopite, brown-yellowish garnet (grossular?), a clinopyroxene with a pleochroism with light green hues with $+2V = 62^\circ$ and $c \perp n_g = 49^\circ$ (salite?), as well as An_{80} plagioclase have been identified.

Unlike the regional metamorphic phlogopite identified in the limestones N of the Pogăniș, which occurs as submillimetric plates, generally disposed on a schistosity plane, the phlogopite in the vicinity of the Bocea massif has casual orientation and larger sizes (1–5 mm), similar to the above-mentioned minerals, except plagioclase.

In the metacarbonatic rocks, there have been found intercalations of paraamphibolites in which the green hornblende, which can reach 1 mm, is replaced by actinote. Decalcified plagioclase, chlorite, calcite, pistacite, clinzoisite, pyrite and pyrrhotine occur in these rocks, as well.

Part of the potash feldspar, not cross-twinned, from the quartz-feldspathic rocks located in close vicinity of the contact, as well as the more frequent appearance of tourmaline in the zone south of the Pogăniș, as compared to the northern one, can be attributed to the allochemical metamorphic phenomena.

On the basis of the lithostratigraphic constitution, we assign, like Mäier (1974), the crystalline rocks in the Pogăniș zone to the Sebeș-Lotru Series, metamorphosed, in this region, in the staurolite-almandine subfacies of the amphibolite facies, but affected subsequently by retrograde and thermic metamorphic phenomena.

South of the Bocea massif, the crystalline schists appear in two outcropping zones separated on some kms by the southern prolongation of the body as well as by more recent deposits.

Between the Bichiștin and Medveș brooks in the Drenii Hill, Codarcea (1931) describes crystalline schists mainly represented by ocellar gneisses, revealing also the existence of eclogitic amphibolites.

In this zone develop biotite \pm muscovite gneisses in which the omnipresent potash feldspar occurs sometimes in fairly large amounts and having ophtalmitic aspects; the potash feldspar ocelli, reaching centimetric sizes, confer a characteristic aspect to these rocks. Potash feldspar can also occur concentrated as fine small beds, parallel to the rock schistosity, however pointing out a plagioclase substitution. Although plagioclase usually occurs albited, oligoclase ($\text{An}_{17}\text{-}\text{An}_{30}$) could be also identified in places.

As there are no more edifying parageneses, the oligoclase presence, the appearance of potash feldspar megablasts as well as some blocks of eclogitic amphibolites quoted in this zone become arguments in favour of a metamorphism in the amphibolite facies, the subfacies being not specified.



As results of the contact metamorphism due to the intrusion of the Bocșa massif, these gneisses undergo iso- and allochemical alterations. The thermic effects are evidenced by the formation of andalusite and of a contact biotite with characteristic pleochroism colours in reddish brown hues as well as by the decrease of the microcline triclinicity which occurs as a potash feldspar without cross-twinning. The allochemical alterations are represented by the insinuation, on the schistosity planes of the rocks, of the untwinned and finely crystallized potash feldspar (Plate IV, Fig. 1). The supply of the hydrothermal solutions leads to the albitionization of the plagioclase, the chloritization of the biotite and the deposition of metallic minerals, such as hematite and chalcopyrite, from the alteration of which there occur crusts of malachite and azurite.

Taking into account the presence of ocellar gneisses, the Tilva Drenii crystalline schists zone is assigned to the Sebeș-Lotru Series. It is to be mentioned that, in the west of the Banat Mountains, similar ocellar gneisses are found also at Tincova-Poiana Ruseă (K r à u t n e r et al., 1968)¹³ and in the Virșet crystalline isle (S e h a f a r z i k, 1913), but in different tectonic units (S ă n d u l e s c u, 1975).

Crystalline schists of the Bocișta-Drimoxa zone belonging to the micaceous gneiss complex (C o d a r c e a , 1931) occur among Bocșa Montană, Ezeriș and Zorlențu, on the southern border of the Bocșa massif.

As mentioned also by C o d a r c e a (1931), the micaceous gneiss complex is characterized by an extremely fine and graded alternance of rocks in which the ratios of micas, plagioclase and quartz vary considerably, so that all transitions among micaschists, paragneisses, albite gneisses and quartzites can be noticed. Besides the three main minerals, there are found frequently garnets, especially in micaschists, and tourmaline, this characterizing the Bocișta-Drimoxa zone.

Micaschists are characterized by an obvious schistosity determined by the lepidoblastic structure; they are constituted of muscovite, biotite, quartz, little albite and accessory minerals among which tourmaline is the most significant. Micas occur frequently intergrown, constituting millimetric flakes; biotite is often pseudomorphosed by a pennine with an extremely low birefringence.

The micaceous paragneisses form the background against which one features out the other petrographic types. The banks of paragneisses have smooth and bright schistosity surfaces due to the mica abundance and a fine ophtalmitic aspect in the breakings perpendicular to schistosity. The cause of this texture is noticed under the microscope: plagioclase ocelli of about 1 mm are surrounded by micas and they border on with fine-grained quartz covers. Garnet occurs frequently as small rounded crystals either included in plagioclase or independent in the micaceous covers. It is seldom fresh, generally being pseudomorphosed by chlorite.

From the quantitative viewpoint, there are numerous variants, rich or poor in quartz or micas, with more abundant biotite than muscovite, or

¹³ Arch. I.G.G. București.



viceversa, etc. Nevertheless two types are more frequent, both having an obvious microophtalmitic texture: a micaceous paragneiss rich in biotite and muscovite and poor in quartz, with a plagioclase at various albitization stages; an albite paragneiss, constituted of small poikiloblastic ocelli of plagioclase, moulded by small biotite and muscovite. These ocelli, usually untwinned, fresh and limpid, with a strong negative relief, are pierced through by innumerable quartz inclusions and they often have a dendritic aspect, plagioclase skeletal forms with common extinction surrounding the quartz globules. The ocelli are elongated, the big diameter being 1.5–2 times bigger than the small one and the disposition of the micas covering it points to a rhombic network in whose albite ocelli grows.

Quartzites are very rare; they constitute subordinated intercalations in which beside quartz small amounts of albite plagioclase, biotite and muscovite are found, as well.

In this region, the metamorphites cannot be accurately assigned to the greenschist facies or to the amphibolite facies as the An_{25} plagioclase + hornblende paragenesis (Codarcăea, 1931) is situated at the limit between these two facies (Winkler, 1970).

The chloritization of garnet and biotite, as well as the decalcifying of plagioclase attest also in this zone the presence of retro-morphism, identified by Codarcăea (1931), too.

Nearby the Bocşa massif, up to about 400–600 m from the contact, the thermic influence appears by the formation of a contact red biotite, of andalusite and cordierite (Plate III, Fig. 4).

As regards the appartenence of this zone to a metamorphic cycle, there are different opinions, thus Drăgulescu et al. (1967) assign it to a Precambrian cycle, whereas Maier (1974) compares it to the Locva Paleozoic Series.

In the latter case, the frequent presence of garnet indicates the reaching, in the Birzava zone, of the P T conditions that belong to the quartz-albite-epidote-almandine subfacies of the greenschist facies, which would point to an increase of the intensity of the Paleozoic metamorphism from the south northwards.

3.2. Sedimentary Formations

In the neighbourhood of the Bocşa massif, sedimentary formations pertaining to the Supragetic nappe (Sandulescu, 1975) appear at Valeapai, in the Forunga Hill as well as on some right affluents of the Pogăniş. They have been mentioned also by Halavat and assigned to the Jurassic.

Codarcăea (1935) shows that sandstones and conglomerates appear under the limestones considered by him as Dogger, and indicates that these limestones are overlain by the Upper Cretaceous deposits represented by red marly-limestones with Rosalina.



S o i g a n (1957)¹⁴ assigns the limestones and the marly limestones to the Upper Jurassic-Lower Cretaceous. He confirms the existence of the Senonian red marls from the Iuga Valley, the organogenous limestones overlying them representing the Tortonian, of the Leitha type, with *Lithothamnium*.

Năstaseanu and Boldur (1964) reach the conclusion that the sedimentary deposits in the Valeapai region constitute a syncline trending NNE—SSW, with a periclinal closure southerly, where the flanks consist of Carboniferous conglomerates and very micaceous sandstones and the filling of Middle Jurassic limestones. They also point out the existence of a fault which would divide this syncline into two compartments, the northern compartment overthrusting the southern one. The conglomerates and the sandstones are assigned to the Carboniferous on the basis of the similarity with the Stephanian deposits in the Reșița zone, and the Echinid-bearing spathic limestones to the basal part of the Dogger in the marginal facies, known in the Reșița zone.

In the Forunga Hill, between the Firciuga quarry in the south and the Pascaru quarry in the north, situated at about 600 m one another, on the right bank of the Pogăniș, there appears a small graben with Paleozoic and Mesozoic deposits.

Orthoquartzites and quartzitic microconglomerates, slightly cemented with a siliceous matrix of precipitation with reworked fragments of metaquartzites and more rare paragneisses, can be assigned to the Upper Paleozoic. Between them there are intercalated coaly clayey black schists and two levels of dacites, pointed out by Russo et al. (1973), who identified them as "porphyries". The absence of thermic effects in the neighbouring sedimentary rocks and the fact that in the deposits among which dacites are "intercalated" dacitic pyroclastites occur too, make us consider that these eruptive rocks could be of the same age, that is Carboniferous.

The existence of dacites in the sedimentary rocks in the Valeapai zone differentiates it from the Reșița zone, where only intercalations of cinerite products of the Carboniferous magmatism are to be found.

The only place where effusive rocks are found in the Permo-Carboniferous of the South Carpathians is the Danubian Autochthon: the Sfinița and Presacina zone, therefore having, from the structural point of view, an entirely different position.

In the Firciuga and Pascaru quarries there appear grey massive limestones, conferred by various researches to the Jurassic. These limestones are disposed either on the orthoquartzites attributed to the Upper Carboniferous, or directly on the crystalline schists. More detrital levels, where elements of metaquartzites and quartz very slightly rolled abound, appear always at the ground level of the limestones.

Examined in thin sections¹⁵, these limestones are constituted of fragments of limestone, reworked metaquartzites, rare grains of tourma-

¹⁴ Arch. I.G.G. București.

¹⁵ The microfacies have been studied by M. Sandulescu.



line and flakes of muscovite, cemented with a microcrystalline matrix of carbonate. The limestones are often penetrated by fissures filled with calcite on which films of iron oxides are also noticed. Organic leavings represented by *Orbitolina* and calcareous algae of the *Arhaeolithothamnium* type are found, as well. Their presence allow us to assign the limestones to the Lower Cretaceous, the Urgonian respectively.

In a quarry situated half distance between the Firciuga and Pascaru quarries, clayey schists with lenticular intercalations of conglomerates appear crushed in a small graben approximately striking NW—SE. Globotruncanides indicating the Cretaceous age (Săndulescu, in Russo et al., 1973) could be identified in the clayey schists, in thin sections.

Taking into account some features of the sedimentary rocks in the Valeapai zone, such as :

a) the presence of the dacite intercalations in the Carboniferous ;
b) the transgressive character of the Urgonian and the lack of the entire Mesozoic-pre-Cretaceous sequence ;

c) the development of an Upper Cretaceous in pelagic facies, this zone can be considered different from the Reşiţa zone (a sedimentary zone corresponding to the westernmost part of the Getic domain) featuring a characteristic of the inner part of the supragetic unit, according to Săndulescu (1975).

Sedimentary formations subsequent to the banatitic intrusions appear in the western, northern and eastern parts, advancing to the top of the hills from the periphery of the Bocşa massif. They are represented by Tortonian limestones of the Leitha type, found in the Forunga Hill (Sogian, 1957)¹⁶, in the hill north of the Vornic Valley and at Zorlenţu, as well as by Pannonian deposits constituted mainly of sands and sandstones, more or less friable, and clays and marls, subordinately.

The Quaternary deposits appear both on the lower tops in the vicinity of Birzava and Pogăniş, where they are represented by terrace gravels, and along the main water flows, where the alluvial deposits strongly advance towards the interior of the massif.

3.3. Antebanatitic Eruptive Rocks

Hornblende dacite metrical intercalations were identified in the deposits assigned by Năstăseanu and Boldur (1964) to the Carboniferous in the Forunga Hill. The presence of some piroclastites with dacite elements, noticed also in the Forunga Hill, allow us to consider them as products of a Carboniferous volcanism.

Similar dacites occur even along the Pogăniş Valley course as well as on its left slope, in the area of the villages of Bărboşu and Dulău. In these zones, they can be mapped on surfaces of about 1 sq. km, but no age relationships with the surrounding rocks can be noticed. It is only in a single place, namely a brook at the bridge between the Dulău and Valea Mare localities one could observe that the dacites come into contact with

¹⁶ Quoted papers, point 14.



the crystalline schists, according to an approximately vertical plane with an E-W trend. The absence of some exposures good enough at the limit between the two rock types does not allow us to clear out the origin of this contact which can be either tectonic or intrusive.

It is to point out that the outcropping areas of dacites in the left slope of the Pogăniș are relatively large, but the thicknesses on which they have been noticed do not exceed some tens of metres. Their petrographic identity with dacites interbedded in the Carboniferous sediments in the Forunga Hill, although having smaller thicknesses, allow us to assign them to the Carboniferous, as well. The different thicknesses on either slope could be due to a fault situated in the Pogăniș River zone.

Dacites are rocks with a porphyric structure evidenced by hornblende and plagioclase phenocrysts which reach 2–3 mm, in a micro-crystalline matrix very often hydrothermally altered (Plate IV, Fig. 2); however, even the plagioclase feldspar is often kaolinized and calcitized, and the opacitized hornblende preserves only the specific hexagonal basal outlines. For this reason, fairly strict mineralogical determinations were very difficult to carry out, the two gathering places of the chemical analyses (Table 5, samples 262 and 1341) being the only spots where the dacites offered favourable conditions for determinations.

Although quartz has never been noticed in phenocrysts, it seems that it does exist in the matrix (now recrystallized), as the chemical analyses of these rocks permitted the calculation of a remarkable amount of normative quartz. The plagioclase phenocrysts, twinned according to the albite Ala-B, pericline and albite-Karlsbad laws, are zoned, with very narrow recurrent zones, the anorthitic average being of 40–45 %. On the QAP diagram (Streckeisen, 1967), one could notice that the analysed rocks correspond to dacites.

Projecting the chemical parameters of these rocks into the variation diagrams of the rocks of the Bocșa massif, one could identify the deviation of the figurative points from the banatitic median lines, a fact which confirms the appartenance of dacites to another petrologic province.

It is to point out that these dacites in the Pogăniș Valley present intense hydrothermal alteration phenomena, whereas the rocks of the Bocșa massif in their close neighbourhood (the Bârbosu Valley) remain practically fresh; this fact pleads also for their age previous to the emplacement of the banatitic body.

4. The Structure of the Bocșa Massif

Since 1953, Constantinoiu noticed that in the zone of the Bârbosu and Pietrii Valleys, the rocks of the Bocșa massif show mineralogical features different from the typical granodiorites, differentiating pyroxene granodiorites, quartz monzonites and syenodiorites.

Our researches from 1971–1975, based on numerous point-count analyses (220), which covered relatively homogeneously the outcropping surface of the massif (the fields of this projections are rendered in



Fig. 1), accompanied by the microscopic examination of about 800 thin sections and supported by 50 chemical analyses carried out on the massif rocks, allowed us to individualize and outline three distinct units.

Previously (Russo et al., 1973) they were separated as "the border unit", in which one could distinguish "the marginal zone — A₁", "the transition zone — A₂", and a "central unit — B", then as "the western unit" with a marginal and a transition zone and "the eastern unit"

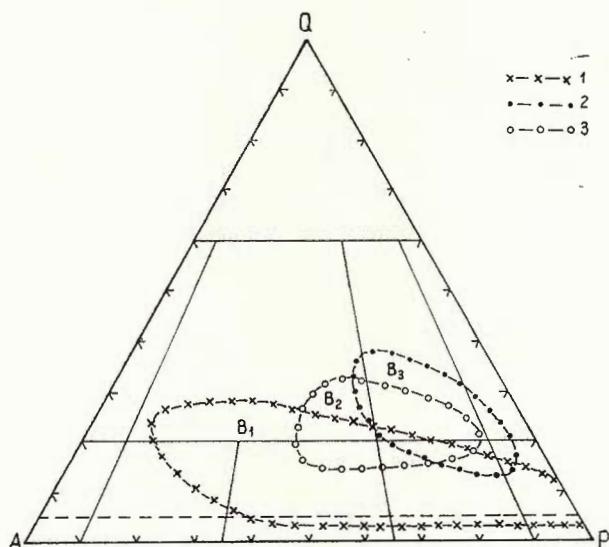


Fig. 1. — Limits of the projection fields of the rocks of the B₁(1), B₂(2) and B₃(3) units in the Bocşa massif on the modal QAP diagram.

(Russo et al., 1973¹⁷, 1974¹⁸). In order to simplify this structural set-up of the Bocşa unit, we use for the three sectors mentioned before the denominations, as follows : "Bocşa 1 western unit" (B₁), "Bocşa 2 middle unit" (B₂), and "Bocşa 3 eastern unit" (B₃).

It is to be pointed out that in the B₁ and B₂ units with schlieren differentiation characters they could be represented on the geological map on the scale 1 :50 000 only simplified, in many cases the modal composition being extremely variable, sometimes on the scale of the outcrop or even of the specimens. We also point out that although the cartographic limits separating the schlieren of the B₁ and B₂ units have been traced peremptorily (in order to render more suggestive the geological map of the Bocşa massif), in the field the passings are progressive, sometimes even imperceptible with the naked eye.

¹⁷ Quoted papers, point 9.

¹⁸ Quoted papers, point 10.

The separation of the three units mentioned above has been possible due to the specific features of each of them from the structural, chemical and mineralogical point of view.

The Bocșa 1 western unit develops in the western part of the massif as a continuous strip between the Pogăniș and the Bîrzava rivers, on a length of 13 km and a width, noticeable at the surface, of maximum 3 km. Westwards, this unit is in direct contact with the crystalline formations of the Valeapai-Dulău zones and the dacites (considered Carboniferous in age), south of the Bârbosu Valley its westernmost part being covered by the Pannonian Depression deposits. Eastwards, the B_1 unit comes into contact, on its entire length, with the B_2 median unit. It is to be pointed out that in the juxtaposition zone of the two units, the hydrothermal alteration phenomena, on the one hand, and the superposition of the weathering, on the other hand, made the distance among the fresh outcrops at the limit between the two units to be of the order of tens of metres (sometimes hundred of metres), so that the limit traced on the map has an interpolation character.

The characteristic features which permit the individualization of the B_1 unit are, as follows :

- a very strong schlieren structure ranging from the order of centimetres to that of hundred of metres. Although the extremely reduced degree of exposure of the region does not permit the detailed observation of the forms and positions of these schlieren, in some cases, the occurrence of rocks with identical mineralogical and chemical characteristics on fairly close section pointed out the elongated forms of the schlieren according to a NE—SW trending. By extrapolation, also when such schlieren have been found only on isolated section, they have been outlined according to the same trending. In the absence of any indications as regards the direction of the dip of the schlieren, the limits have been traced regardless of the relief ;

- another characteristic of the B_1 unit is given by the subalkaline chemism, the rocks having small to moderate amounts of SiO_2 and high contents in alkalies, generally accompanied by appreciable amounts of calcium and siderophile elements (especially Fe, Ti, V, Sc) ;

- the variety of petrographic types (diorite-gabbros, quartz monzodiorites, quartz monzonites and granites) with a relatively low content in quartz and a high content in mafic minerals (excepting granites) ;

- finally, another feature of the B_1 unit is rendered by the frequent presence of a clinopyroxene with exsolutions of ferromagnesian phase and of orthopyroxene, as well as the frequent appearance of some nuclei or even crystals of basic plagioclase of the bytownite type.

The B_1 unit, having the above-mentioned characteristics, develops from the northern part of the massif, on the Iula Brook, the Gherghei, Cărpiniș and Arinieș Valleys, then towards the south-east, in the Bârbosu Valley basin, the lower basins of the Simizilor and Vornic Valleys, on the Burău Brook and the Pietrii Valley, disappearing under the Neogene and Quaternary deposits in the vicinity of the Bocșa Română locality.



In the southern part of this unit, the quartz monzonites clearly predominate, the more basic quartz monzodiorite schlieren being subordinated both as regards the number and the sizes; the granitic schlieren, although thin, are extremely frequent. In the northern part, in the Bărbosu and Arinieşului Valleys basins, the quartz monzodiorites occupy important surfaces; schlieren of diorite-gabbros also occur and the granitic schlieren are less conspicuous. The most important schlieren of diorite-gabbros occurs on the Arinieş Brook and its right affluents; it can be traced on a length of over 500 m and a width of about 100 m.

In the contact zone with the crystalline rocks or with the Carboniferous dacites, there is a porphyric facies of the quartz monzonites and the quartz monzodiorites, given by the wide development of the grey plagioclases (up to 7–8 mm) and by the submillimetric size of the potash feldspar and quartz crystals of the mesostasis.

The Bocşa 2 median unit. This unit has a length of about 13 km and a width ranging within 1–3 km; it outcrops in the upper basins of the Nucului Brook, the Cărpiniş, Arinieş, Bărbosu and Reiban valleys, in the middle basin of the Simizilor and Vornic valleys, at the springs of the Pietrei Valley to the south, on the left tributaries of the Birzava, in front of the Bocşa Română locality. Westwards, the Bocşa 2 median unit is adjacent to the B₁ unit, the nature of this contact being mentioned above. Eastwards, the B₂ unit comes into contact with the B₃ unit according to a much better defined line, which could be followed especially on the Valea Mare and the Smida Valley; southwards, this limit has been interpolated largely, the distance between the outcrops with fresh rocks which can be identified being of the order of hundreds of metres.

Intense hydrothermal phenomena, among which the kaolinizations, accompanied by circulations of solutions which deposited pyrite, have been noticed very frequently in the contact zone between the B₂ and B₃ units. In this contact zone there have been also noticed, on a width of some hundreds of metres, rocks of the B₂ median unit in which quartz shows undulatory extinctions on mosaic structures, the more obvious the closer the contact is, thus pointing out that these rocks have undergone dynamic stresses. This effect increases proportionally to the quartz amount in the rock, so that monzogranites present such quartz more frequently than granodiorites.

The characteristic features which allowed us to separate this unit are, as follows:

- a large schlieren structure, generally easy to map, the petrographic variations occurring on much larger areas;
- a calco-alkaline chemism characterized by moderate to high contents in SiO₂, moderate contents on alkalies and relative small in ferromagnesian elements;
- a moderate petrographic variety, most of the rocks belonging to the monzogranites and granodiorites group, monzonitic or monzodioritic rocks occurring only subordinately; all these rocks have in common a moderate content in quartz and a low content in melanocrates;



— the frequent presence of some relicts of pyroxene in hornblende and of a xenomorphic biotite, finely crystallized and with a pleochroism in reddish brown hues, more obvious in monzogranites.

Within the B_2 unit, there have been separated some monzogranite schlieren, which develop chiefly in the south, while granodiorites predominate in the north. On the left affluents of Valea Mare, a thin schlieren of more acid rocks, whose chemical and mineralogical composition resembles that of real granites with almost equal shores of quartz, potash feldspar, and plagioclase, has been encountered.

On the right affluents of the Smida Valley there appears a monzogranitic schlieren where the porphyric character of the rock structure, given by the plagioclase phenocrysts encompassed in a mesostasis of potash feldspar and finely crystallized quartz, is very striking.

The monzogranitic zone in the south of the B_2 unit is interesting because relicts of fresh clinopyroxenes with exsolutions of ferromagnesian phase have been found.

The B_3 eastern unit occupies two thirds of the visible part of the massif, north of the Birzava Valley, on a length of about 12 km and a width of 6–9 km, among Firliug, Zorlențu, Ezeriș, Bocșa Montană and Bocșa Română. Westerly, the B_3 unit borders on the median unit and south-easterly it comes into contact with the crystalline schists of the Bocișta-Drimoxa zone. North-eastwards, the Neogene sedimentary formations are extended towards the top, and the alluvia of the Pogăniș River, as well as those of the Birzava River, limit the outcropping zone of the unit. South of the Birzava flood plain the B_3 unit extends over 13 km, growing narrower in the zone of crystalline schists of Ocna de Fier-Dogenecea. The western boundary of the B_3 unit has been already discussed, however, we have to specify that the undulatory extinctions, as well as the quartz granulation, have not been noticed any more in the rocks of the B_3 unit.

The main characters which led to the separation of this unit are, as follows :

- the fairly advanced petrographic homogeneity, determined by the extension on more than 100 sq. km of the hornblende biotite granodiorites, north of the Birzava River ;

- a calco-alkaline chemism characterized by moderate contents in SiO_2 , relatively low in alkalies and moderate in calcium and siderophile elements (especially Mg, Cr, Ni) ;

- from the mineralogic point of view, a constant composition of plagioclase, An_{40-44} , with very numerous recurrent zones which do not imply significant anorthitic variations. We have also to point out the conspicuous idiomorphism and the large size of hornblendes and biotite, the latter with pleochroism colours in dark hues of olive brown ;

- the constant presence of the centimetric enclaves of porphyric monzodiorites.

Within the rocks of the B_3 unit, porphyric structures have been noticed, given by the development of plagioclase and melanocrates as phenocrysts in a fine-grained potash feldspar and quartz matrix. These struc-



tures, which can be identified in places within the whole unit, appear more frequently on the border, both in the southern part of the limit towards the B_2 unit and at the contact with the crystalline schists in the Hotarului Valley. In the latter zone, a certain enrichment in mafic minerals is noticed, some rocks corresponding to melagranodiorites.

The above-mentioned facts point out the specific features of each of the units separated within the Bocşa massif, rendered in Table 1. One can notice that, although some features can occur in two of the three units (which are usually adjacent), no feature is common for the whole Bocşa banatitic massif, each unit having its individuality.

TABLE 1
The Main Characteristics of the Units of the Bocşa Massif

	B_1	B_2	B_3
Structure	marked in schlieren	large schlieren	homogeneous
Chemism :	subalkaline	calc-alkaline	calc-alkaline
SiO_2	little	moderate	moderate
alkalies	much	moderate	little
siderophile elements	much (Fe, Ti, V, Sc)	moderate little	moderate (Mg, Cr, Ni)
Petrographical variability	large : diorite-gabbros quartz monzodiorites quartz monzonites granites	medium : granodiorites monzogranites	small : granodiorites
Minerals	orthopyroxene clinopyroxene hornblende biotite	clinopyroxene relicts hornblende biotite	hornblende biotite

5. Petrography of the Massif Rocks

As the units previously described have a conspicuous individuality, the petrography of the Bocşa massif will be dealt with differentiately on each unit.

5.1. Description of the Rocks of the Bocşa 1 Unit

Subalkaline rocks, represented by diorite-gabbros, quartz monzodiorites, quartz monzonites and granites, have been found in this unit (For details see annex to Table 2).

D i o r i t e - g a b b r o s. Both macro- and microscopically, these rocks present characteristics proper to diorites and gabbros; the differentiation between the two types would be possible only on the basis of plagioclase feldspar which in diorites is more acid than 50 % An, and in gab-

bros it exceeds this amount (Streckeisen, 1967). Nevertheless, we assigned them to one type as within these schlieren with basic characters there appear rocks in which plagioclase is ranging around values of 50% An.

The diorite-gabbro schlieren are obvious by their colour contrast, due to the increase of mafic minerals. The characteristic features of these rocks, besides the high mafic content, are as follows :

- the equigranular structure which differentiates them from several types of rocks of the B₁ unit that, generally, have porphyric structures ;

- under the microscope, one can notice glomeroporphyric associations of pyroxene or biotite and hornblende which give them a special character ;

- the plagioclase feldspars, very finely polysynthetically twinned, occur less zoned as compared to other types of rocks (Plate IV, Fig. 3).

Besides plagioclase, which usually ranges within 1—2 mm and corresponds to an andesine-labrador with rare bytownitic nuclei, some percentages of untwinned potash feldspar and quartz occur, too.

The melanocrate minerals are represented by clinopyroxene with exsolutions of ferromagnesian phase (pigeonite?), orthopyroxene, biotite, sometimes hornblende, too. It is to be pointed out that some diorite-gabbros are formed only of pyroxene and little biotite, while others contain also significant amounts of hornblende, pyroxenes being only leavings in the latter.

Quartz monzodiorites. These rocks present the most different aspects within the Bocsa massif as they appear as a link between diorite-gabbros, on the one hand, and quartz monzonites, on the other hand. That is why, the passings between the before mentioned types are practically invisible in the field, they being separated only by the microscopic study.

The quartz monzodiorites are rocks of a dark grey colour but they can also present other colours due to these transition types : when the amount of potash feldspar increases there appears a pink hue and when plagioclase is very abundant the rock becomes light grey.

The microscopic characters of the quartz monzodiorites are dominant by the existence of a finely crystallized mesostasis formed chiefly of quartz, plagioclase and untwinned potash feldspar, constituting a matrix typical of the porphyric rocks (Plate IV, Fig. 4).

The plagioclases of the quartz monzodiorites are quite interesting ; they have often nuclei (sometimes occupying even 2/3 of the crystal) with 80% An, surrounded by more acid zones of An₅₂₋₄₄, sometimes with an external zone of An₃₀. As the global anorthitic composition of these plagioclases, as well as of diorite-gabbros, varies around 50 % An, the denomination of the rocks would be, according to Streckeisen, of quartz monzodiorite-gabbros, shortly quartz monzodiorites.

Quartz monzonites are the rocks with the most striking characters, which gave the specific feature of the Bocsa 1 western unit. Although these rocks have been grouped, from a petrographical, and chemical viewpoint, under the name of quartz monzonites, they can present varieties both of the potash feldspar/plagioclase feldspar ratio



and of the quartz content, their field being large enough on the *QAP* triangular diagram. We have also to point out a structural variability, equigranular or porphyric types, with extremely different granulations occurring, as well. The decrease of the *Q* content below 5 % leads to the projection of some rocks — usually with a porphyric structure — in the monzonites field (Streckeisen, 1974).

Thus, porphyric monzonites, ranging from grey to black, due to the development of some smoky plagioclase phenocrysts, appear in the Bărbosu-Arinies zone. These feldspar crystals can have millimetric sizes; they correspond to a labrador, sometimes with bytownitic nuclei and andesine external rings. A dynamic effect, represented by bendings of the twin planes in the centre of the crystal — effects which cannot be found in the more acid zones from the edge of the crystals — has also been noticed.

According to the way of development of the potash feldspar, there are two types of quartz monzonites: the first type, in which the poikilitic structure of the potash feldspar gives specific „monzonitic” features to the rock (Plate V, Fig. 1), and the second type, in which the potash feldspar crystals are fine, equigranular, with mesostasis characteristics.

Accompanying the omnipresent orthopyroxene, clinopyroxene is also frequently found but in reduced amounts; its characteristics are similar to that from diorite-gabbros. There is a negative correlation between the orthopyroxene presence and the hornblende amount, the latter being more abundant when orthopyroxene is missing.

A final remark on the quartz monzonites refers to the aspects of the rocks in the apophyses that penetrate into the crystalline schists in the north of the Grini Valley, in which the phenocrysts are practically represented only by smoky plagioclase with numerous basic nuclei and the ground-mass, constituted of very small crystals of potash feldspar and biotite, is reduced as compared to the other types within the massif (Plate V, Fig. 2).

Granites of the B_1 western unit have a segregation character; they occur as schlieren of thicknesses varying from some centimetres to some tens of metres. Within them one can notice a significant increase of the amount of potash feldspar and, to a less extent, of quartz, simultaneously with a decrease of the amount of mafic minerals and plagioclases. It is to be emphasized that the mafic minerals are usually represented only by biotite and seldom by hornblende.

The segregation granitic rocks are finely crystallized, often with aplitic aspects, continuous passings between them and the surrounding monzonitic rocks, without clear contacts, being noticed.

On the *QAP* diagram these rocks are projected at the bottom of the granites field; there is, however, a passing from the granites field towards the quartz monzonites field, especially at the limit with quartz syenites.

As a matter of fact, the gradual passings from one type of rock to another are characteristic on the *QAP* diagram of the B_1 western unit (Fig. 2). Thus, it is noticed that the differentiation of schlieren from rocks with subalkaline features takes place with small to moderate amounts of quartz, with a change of the potash feldspar/plagioclase feldspar ratio.



Except the granitic schlieren mentioned before, diorite-gabbros, quartz-monzodiorites and quartz monzonites of the B_1 unit have similar quantitative and qualitative contents of biopyriboles, and plagioclases with common features given by the existence of some smaller or larger nuclei of labrador or bytownite caught in a plagioclase with andesine content.

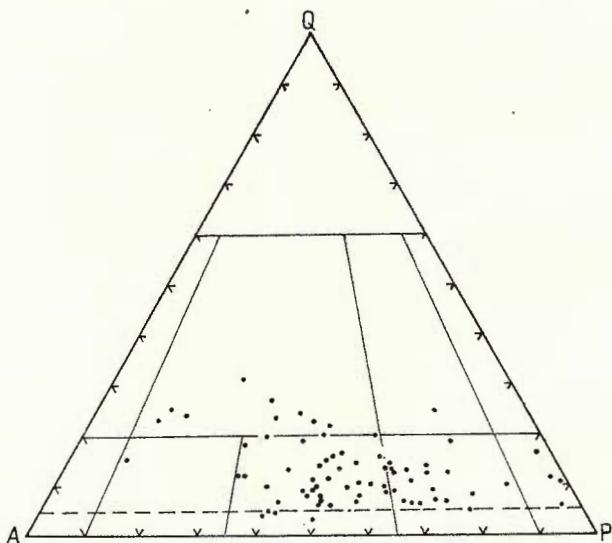


Fig. 2. — Modal QAP diagram of the rocks of the B_1 unit.

5.2. Description of the Rocks of the Bocsa 2 Unit

Within the Bocsa 2 unit the petrographic types are less varied, being represented by granodiorites and monzogranites. On the QAP diagram (Fig. 3) one may notice that the projections of the point-count analysed rocks exceeds little the fields of granites and granodiorites, by more reduced contents in quartz.

Granodiorites of the B_2 units are equigranular, gray or greenish gray rocks; the sizes of the minerals do not exceed 1–3 mm. With the naked eye one may observe that both hornblende and biotite do not build up agglomerations; they are most often spread among the leucocratic minerals, the colour index of the rocks being relatively low.

Under the microscope, it has been often noticed a preferential disposition of the plagioclase crystals, which gives a weakly oriented texture to the rock (Plate V, Fig. 3).

Plagioclase feldspar, corresponding to an An_{35-40} andesine, with rare more basic nuclei of An_{50} , is very intensely polysynthetically twinned, a specific feature of the rocks of the B_2 unit. As the potash feldspar is an intermediary microcline, it may or may not present cross twinning. The

quartz of these rocks occurs frequently with undulatory extinctions, a characteristic which becomes more conspicuous towards the contact with the B_2 unit.

In the granodiorites of the B_2 unit there occur regularly within hornblende, which have an extremely low idiomorphism and is frequently

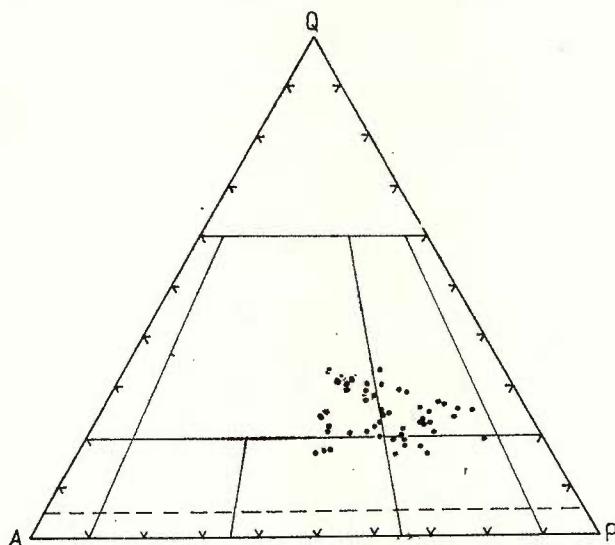


Fig. 3. — Modal QAP diagram of the rocks of the B_2 unit.

pennitized, small calcite or uralite nuclei considered as formed on clinopyroxene remains, as a result of their pseudomorphosis by hornblende. Such aspects are found also in the monzogranites in the south of the B_2 unit where the nonhydrothermalized pyroxene remains, included in hornblende could be determined as augites with exsolutions of ferromagnesian phase (pigeonite?). We point out that hornblendes with pyroxene nuclei, transformed or not, which appear in the rocks of the B_2 unit, remind of those in the rocks of the B_1 unit.

Monzogranites of the B_2 unit are rocks of a light colour, with a medium to small granulation (1–2 mm), with a low content in mafic minerals, among which biotite predominates.

Under the microscope there appear both equigranular and porphyric structures, with plagioclase phenocrysts; the latter are particularly frequent in the monzogranitic schlieren on the Smida Valley and its right affluents.

Plagioclases from monzogranites keep a high anorthitic content — An_{34-40} — and potash feldspar is an intermediary microcline, cross twinned or not. The characteristic feature of these rocks is given by the undulatory extinctions and the quartz granulations which can reach real paving structures (Plate V, Fig. 4).



Biotite from monzogranites is also characteristic as against the other rocks of the Bocșa massif, appearing as small xenomorphic crystals with a pleochroism in reddish hues. Hornblende has uralitized or chloritized clinopyroxene nuclei which have also been found in the south of the B_1 unit.

Sometimes the amount of hornblende is extremely reduced, biotite being practically the only mafic mineral; the percentage of potash feldspar and quartz increases so that there occur metrical-sized schlieren, which cannot be mapped, of real biotite granites (left affluents of Valea Mare). These rocks, with relative equal ratios of potash feldspar, quartz and An_{30} plagioclase, represent schlieren of more acid rocks, mineralogically and structurally different from the aplites of the dyke sequence of the massif.

The high percentage of accessory minerals, among which sphene predominates, constitutes another characteristic of the monzogranites of the B_2 unit.

The QAP diagram of the B_2 unit (Fig. 3) shows that the rocks of this unit are projected on either part of the granite-granodiorite limit, occupying a field more reduced than that of the B_1 unit, and situated at a higher level of the Q rate (18–25 per cent).

5.3. Description of the Rocks of the Bocșa 3 Unit

On the QAP diagram (Fig. 4), the rocks of the B_3 unit are projected on a reduced field, centred on granodiorites, exceeding a little towards monzogranites and monzodiorites.

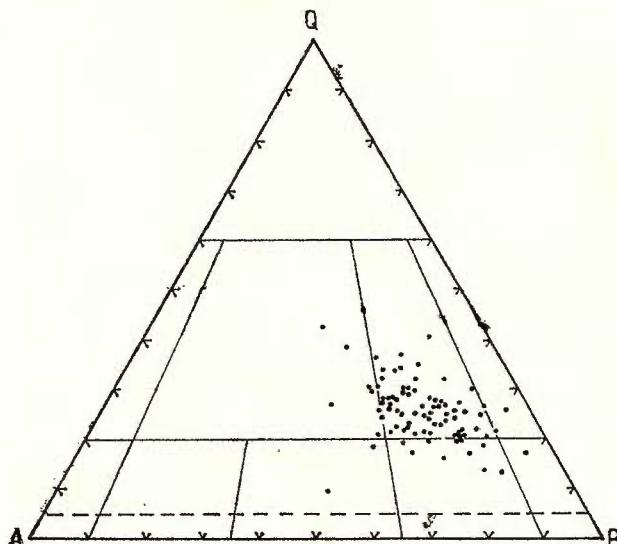


Fig. 4. — Modal QAP diagram of the rocks of the B_3 unit.



Granodiorites of the B_3 unit are rocks of a light gray colour due to the predominance of feldspars and present a variegated aspect because of the hornblende black prisms, which may reach 1 cm, as well as of the millimetric "rolls", of pseudohexagonal biotite. The small variations of the amount of plagioclase, potash feldspar and quartz ratios are hard to identify in the field, however, zones enriched in melanocrate minerals are noticed macroscopically in the south of the B_3 unit, near the limit with the crystalline schists; an excellent outcrop of such rocks (melagranodiorites) occurs in the Hotarului Valley, when entering the village of Ezeriș. The porphyritic structure of some granodiorites in the south-west of the B_3 unit or in the Crementa Brook-Dosului Valley zone, in which quartz and potash feldspar crystals, with a submillimetric size, form a mesostasis surrounding millimetric phenocrysts of plagioclase, biotite and hornblende, is noticed macroscopically, too (Plate VI, Fig. 2). The large granulation (5–8 mm) of the zone with monzogranitic tendency in the upper basins of the Strîmba and Satului valleys (Plate VI, Fig. 1) constitutes another characteristic which is easily noticed. The almost permanent presence of some monzodioritic centimetric enclaves which, in some outcrops, are one on a square metre is also specific to the granodiorites of the B_3 unit.

The microscopic examination helps us to identify some peculiarities of the minerals forming the granodiorites of the B_3 unit. Thus, plagioclases are strongly zoned, generally recurrently, with compositions varying between An_{45-35} usually presenting a narrow margin with An_{35-20} .

Potash feldspar corresponds to an intermediary microcline in which the cross twinning is extremely rare, normally when the quartz of the rock presents undulatory extinctions, probably due to some tectonic compressions.

Quartz is a significant constituent of the granodiorites of the B_3 unit where it is generally more abundant than in the B_1 and B_2 units. It forms xenomorphic grains of 0.5–2 mm which are polycrystalline when larger. Its extinction is normal, sometimes undulatory. In the latter case a stressed polycrystalline character of the grains occurs with intergrowth of the individual crystals, also due to the stress.

Biotite and hornblende appear constantly; however, their ratios vary very much so that varieties, in which either biotite or hornblende predominates, could be separated if these inversions were not at random.

Biotite is uniform as regards the colour, being characterized by a strong pleochroism: Ng, Nm — dark brown, Np — light yellow. The absence of clinopyroxenes is specific to the B_3 unit. No pyroxene relicts have been found in the thin sections examined in this unit.

Apatite, opaque minerals and sphene are the most frequent accessory minerals, zircon appearing far more seldom; the opaque minerals and sphene may sometimes form grains large enough to include small hornblende idiomorphous crystals. Alanite, as large crystals, occurs more rarely (Plate VIII, Fig. 4).

The enclaves which appear in the B_3 unit have been considered by Codarcea (1931) as "melanocrate separations", there-



fore early crystallized mineral agglomerations; however, they have to be studied in detail as there are at least two distinct types.

— A first category is given by the small enclaves, generally under 5 cm, round, formed of poikilitic potash feldspar crystals of about 1 cm which may be easily noticed in samples due to the reflexes on the cleavages, filled with submillimetric crystals of hornblende, biotite, plagioclase and accessory minerals (Plate VI, Fig. 3). Sometimes these enclaves may have a porphyric tendency, some hornblendes reaching 2–3 mm. The transition towards the host rock takes place rapidly, on about 1 mm, but the granodiorite minerals advance a little more in the enclave, this tendency being very conspicuous for the potash feldspar which seems to extend itself directly in the enclave. The homogeneous nature of segregation of these enclaves (Didier, 1964) is obvious, they occurring as parts in which the broadly developed minerals of the main phase of crystallization are absent, the potash feldspar of the final stage including directly the microcrystals of the first phase.

— A second category of enclaves, which may exceed 1 dm in diameter, more seldom even 2 dm, is monzodioritic; it differs from the first one by a much smaller amount of potash feldspar which appears as little crystals, as well as by the presence of quartz (10–20 % of the rock), also xenomorphic, encompassed in the spaces among the plagioclase, hornblende and biotite microcrystals. The rare millimetric idiomorphic phenocrysts of plagioclase and the appearance of the hornblende phenocrysts of larger sizes (Plate VI, Fig. 4) represent other characteristics of these enclaves.

Although Codarcea (1931) also considered these enclaves as simple melanocrate separations, the peremptory character of their limit and their striking uniformity within the massif, made us have our doubts about this explanation (Russo et al., 1973)¹⁹. The recent mapping of the continuation of the B_3 unit, south of Birzava, pointed out the existence of some porphyric monzodiorites, identical as concerns the structure and the composition with the above mentioned enclaves.

One of the most accessible and valid outcrops is that located on the left bank of the Birzava River, on the road between the localities Bocșa Montană and Bocșa Română, 200 m upstream the gas station. Here, the crystalline schists, intruded by porphyric monzodiorite dykes, are penetrated by granodiorites which, using the same ways of access as the dykes, succeed to catch monzodiorite blocks of various sizes — metric to decimetric enclaves (Plate II, Fig. 1, 2, 3).

The remarks show clearly that the porphyric monzodiorites are previous to the granodiorites of the B_3 unit; the latter broke and carried along kilometres, such enclaves did not succeed to digest.

The missing of such enclaves within the B_1 and B_2 units attest the emplacement of the mentioned porphyric monzodiorites in the time interval between the formation of the B_2 and B_3 units. The absence of pyroxenes

¹⁹ Quoted papers, point 9.

in these enclaves of relative basic rocks (minerals characteristic of the B_1 and B_2 units), as well as the nature of plagioclase, hornblende and biotite, brings them near the mineralogic composition of the B_3 unit.

The homogeneous field of the rocks of the B_3 unit could be noticed from the QAP diagram of the B_3 unit. In a single place, on the Valea Mare, in the zone of contact between the eastern and median units of the Bocşa massif, there has been found a metric outcrop of quartz monzodiorite, fairly rich in biotite and hornblende, with numerous extremely melanocratic "patches" and pierced by aplitic veins. As there is no outcrop to permit us study the nature of the limits of this petrographic type with the surrounding rocks, the equigranular quartz monzodiorite could be equivalent to the monzodioritic enclaves mentioned before. In this case, its occurrence on the contact of the B_2 and B_3 units is in favour of the hypothesis of the formation of these rocks during the time interval between the emplacement of the two before mentioned units.

6. Microscopic Description of the Main Rock-Forming Minerals

In order to point out the particular or general mineralogic characteristics of the three units constituting the Bocşa massif, the most important minerals from the petrogenetic viewpoint (feldspars, amphiboles, pyroxenes) have been studied in detail using the universal stage method and the opaque minerals have been studied chalcographically.

6.1. Plagioclase feldspars present features common to all units as well as certain features specific to each unit. Thus, the common features are : the stressed idiomorphism with a prismatic habit and the permanent existence of the twins. The variation of the anorthitic composition, zoning type and the character of the twins differentiate the plagioclases in the rocks of the three units of the massif.

— In the quartz monzodiorites and monzonites of the B_1 unit one can notice two crystallization generations of the plagioclases. A first generation, quite obvious in the rocks near the contact with the crystalline schists, forms the phenocrysts of these porphyric rocks ; towards the interior of the B_1 unit, the dimensional contrast with the plagioclases of the second generation decreases.

Macroscopically, the plagioclases of the first generation occur as smoky, idiomorphous, large crystals (3–7 mm). Under the microscope, their fairly high anorthitic composition (60–80 % An), corresponding to labrador-bytownitic terms, has been determined. A peripheral zone, and some corosions checked by cleavages, occurring in the very interior of the crystal, have a content of 44–40 per cent An ; a narrow zone with An_{30} is pointed out sometimes at the edge of the crystal (Plate VII, Fig. 1). As mentioned before, in the interior of the B_1 unit, these plagioclases of the first generation occur less obviously, often being only centres of the plagioclases of the second generation ; in this case one can notice that the ben-

ding of the twins, a characteristic very frequent with the plagioclase of the first generation, do not occur any more in the second generation (Plate VII, Fig. 2).

The plagioclases of the second generation usually present smaller sizes (1–3 mm) and a composition of 40–50% An corresponding to the external zone and to the corosions of the basic plagioclases of the first generation. These crystals do not show dynamic effects, even when strong bendings of the twins, at the crystals of the previous generations, occur in the same sections.

In the diorite-gabbros of the B_1 unit, the plagioclases have the same size as those of the second generation found in the quartz monzonites. Their anorthitic composition varies between An_{48} — An_{55} , thus justifying the compound petrographic denomination. A very fine polysynthetic twinning and the absence of some more basic nuclei as well as of zoning are noticed, too.

In the granitic differentiated rocks, of the B_1 unit, the plagioclases correspond to a weakly zoned andesine which forms most of the crystal, within a thin oligoclase rim.

— In the B_2 unit, both in granodiorites and in monzogranites plagioclases correspond to an andesine 34–40 per cent An, only in the granitic rocks going down to 30 per cent An.

The plagioclase crystals, with sizes varying usually between 0.5–3 mm, present basic nuclei, with an An_{50-60} composition, much more rarely than in the rocks of the B_1 unit.

Very often, especially at the contact with the B_3 unit, the plagioclases of the rocks of the B_2 unit have a preferential orientation which can be noticed microscopically.

— The plagioclases of the B_3 unit take part in the group of the "granodioritic plagioclases" separated by Ghikă-Budești (1931) and Codarcea (1931); they have a central zone with a composition of 45–35 per cent An, most frequently 42 per cent An, often recurrently zoned, with a variation of the anorthitic component of about 5 per cent An, which passes suddenly to a narrow marginal zone with 25–20 per cent An (Plate VII, Fig. 3). A small nucleus of about An_{67} which shows also a rapid passing to the main zone with An_{45} may be also noticed rare enough.

The most frequent twins are albite Ala B, followed by albite, Karlsbad and albite-Karlsbad, the most rare being the pericline ones. We have also identified a right Baveno twin, a type not found by Ghikă-Budești (1931). The polysynthetic twins are generally fine and more often cross the zones, except the extremely fine ones which gradually become wedge-shaped. The discordant aspect of the external zone — which is uniform round the crystal in crossed nicols — is due to the fact that the plagioclases extinction with about 20 per cent An is almost straight in the sections parallel to (100), so that the two albite twinned individuals have a common extinction.

6.2. *Potash feldspars* occur, as plagioclases, in all the three units of the Bocsa massif; however, they present peculiar colours and structural and textural aspects in the various types of rocks.

In the B₁ unit, potash feldspars are to be found in quartz monzonites and monzodiorites, where they may show both poikilitic structures, including crystals of pyroxenes, hornblende and plagioclase, and fine equigranular ones, with mesostasis features. We have also to point out that in some quartz monzodiorites the poikilitic potash feldspar presents dark colours (dark gray, as found on the southern affluents of the Vornic Valley), whereas in other quartz monzodiorites it has a light colour, usually pink, as that encountered round the village of Bărbosu.

In the granitic differentiated rocks, potash feldspar is always more finely crystallized, equigranular and pink-coloured.

The measurements of the optic angle indicated, for the rocks of the B₁ unit, values ranging from 50° to 60° no matter the petrographic type, and the angle of extinction Ng : $\perp(010)$, varying between 4° and 12°, points to a triclinicity of 0.2 to 0.7. This value of Δ justifies the denomination of these potash feldspars as intermediate microclines.

The cross-twinning is practically missing in the potash feldspars of the B₁ unit. However, the perthitic exsolutions occur frequently, but they are extremely fine and can be noticed only when highly magnified (Plate VII, Fig. 4).

In the B₂ unit, potash feldspar is a customary constituent. In this case, it appears in the thin sections as small interstitial masses, generally submillimetric. It presents frequently a cross-twinning, sometimes incipiently developed, other times even obvious, and perthitic exsolutions, especially as films. A measurement of the optic parametres pointed to $-2V = 62^\circ$ and Ng : $\perp(010) = 11^\circ$.

Potash feldspar in the granodiorites of the Bocsa 3 unit has the Ng : $\perp(010)$ angle varying between 5° and 16°, most frequently between 9° and 13° corresponding, according to M a r f u n i n (1962), to an intermediate microcline with Δ between 0.3 and 0.9, more frequently 0.5 and 0.7. The angle of the optical axes is constant enough, $-2V$ being of 50°—56°, exceptionally 64°.

The cross-twinning is more rare, occurring only in some sections. It cannot be correlated with the variation of the triclinicity or with the petrographic nature of the rock (it appeared also in the poikilitic potash feldspar of the segregation homogeneous enclaves); nevertheless it appears in zones where quartz shows undulatory extinctions, probably due to the tectonic compressions.

The perthitic exsolutions are extremely fine and occur as films subparallel with (001); the mirmekitic intergrowths occur frequently but weakly developed, being well noticed when strongly enlarged in the reaction rim from the contact of plagioclases with potash feldspar.

6.3. *Amphiboles* are almost permanent constituents of the rocks of the Bocsa massif; they do not occur in some quartz monzonites or diorite-gabbros of the B₁ unit and are very rare in the granites of the same unit.



— In the B_1 unit there are several types of amphiboles which differ due to the pleochroism colours. Some of them present a pleochroism in greenish hues, from light green to a green specific to the common hornblende (usually in porphyritic monzonites and granites); their extinction angle is $c : Ng = 15 - 18^\circ$, the angle of the optical axes ranging from 70° to 80° .

Other amphiboles, occurring in quartz monzodiorites and diorite-gabbros, are more intensely coloured, presenting after Ng and Nm olive-green (sometimes even brown green after Nm), and after Np yellowish green pleochroic colours; their extinction varies between $16 - 24^\circ$, and the angle of the optical axes — $2V$ between 56° and 64° . This type of amphiboles forms both independent crystals and pseudomorphoses after the clinopyroxenes they often mantel.

A final remark on the amphiboles of the B_1 unit refers to the coexistence, sometimes within the same crystal (e.g. quartz monzonites from the Pietrii Valley), of a pale bluish green colour centre and of an olive-green external zone.

— Within the B_2 unit, although present both in granodiorites and in monzogranites, amphiboles are less significant as regards the diversity, in monzogranites being also very reduced quantitatively. Generally, they show a very low idiomorphism, having a normal pleochroism for common hornblende. The optic features are $c : Ng = 28^\circ$ and $-2V = 60 - 78^\circ$. As mentioned before, in the constituent rocks of the B_2 unit, hornblendes have small nuclei of uralitized or calcitized clinopyroxenes (Plate VIII, Fig. 3).

— In the granodiorites of the B_3 unit, hornblende is a permanent constituent; it has remarkable sizes reaching 1 cm in length and is characterized by a very high idiomorphism. Pleochroism slightly varies after Ng , some hornblendes having an olive-green one, others green, whereas after Nm and Np they have similar colours, yellow-greenish. The extinction angle of these hornblendes varies, independently of pleochroism, between $16 - 21^\circ$, whereas $-2V$ ranges from 60° to 70° , more frequently $66 - 68^\circ$.

6.4. Pyroxenes represent a mineralogical feature of the B_1 and B_2 units. Unlike the B_1 unit where there occur both clinopyroxenes and orthopyroxenes either as free crystals or as glomeroporphyrhic agglomerations, in the B_2 unit one can notice only leavings of clinopyroxenes within the amphibole crystals which are rarely identified due to the undergone changes (uralitization, calcitization).

Orthopyroxene appears frequently in diorite-gabbros, monzodiorites and quartz monzonites, but in small amounts. It develops usually as prismatic crystals, frequently pseudometamorphosed by a blastitic aggregate (Plate VIII, Fig. 1). When fresh, its $-2V$ angle is of 50° ; as the pleochroism is missing, it corresponds to a hypersthene $En_{42} Fs_{58}$. There have been also determined angles $-2V$ to 68° pointing to the presence of some more magnesian terms, reaching the bronzite-hypersthene limit.



Clinopyroxenes, which sometimes have phenocryst developments (in porphyry monzonites), show interference colours dominated by an absorption of the green hues; the optical constants ($+2V = 52-48^\circ$ and $c:N_g = 38-42^\circ$) allow their affiliation to the augite group. An obvious feature of the clinopyroxenes is granted by the exsolutions of ferromagnesian phase (probably pigeonite) after a plane which forms an angle of $2-10^\circ$ with the (001) face (Plate VIII, Fig. 2). In a single case it has been noticed that the exsolutions occur from the centre of the crystal towards the edge, with various angles as against (001): in the centre, the exsolutions are very fine, forming an angle of 2° with (001), whereas on the margins they reach 7° as against (001), at the same time being more marked as regards the thickness.

6.5. Opaque minerals. The polished sections carried out on the fresh rocks of the Bocşa massif, which are not hydrothermally altered, pointed out different opaque components within each unit.

In the B_1 unit, no matter the petrographic composition of the rocks (diorite-gabbros, monzodiorites or quartz monzonites), the opaque mineral is represented by titanomagnetite with ilmenite exsolutions lamellae. The ilmenite lamellae are sometimes fine, disposed, within the magnetite crystal, according to three directions, other times they are thicker, clearly differentiated, but without separating from magnetite as independent grains.

Rare „drops” of chalcopyrite and, more seldom pyrrhotine included in the transparent minerals have also been found in the rocks of the B_1 unit.

In the rocks of the B_2 unit there occur both titanomagnetite and magnetite in which ilmenite exsolutions lamellæ are not found. Ilmenite, when exsolved, occurs with certain contours, but also within the magnetite crystal.

In the granodiorites of the B_3 unit, titanomagnetite has never been found, the opaque mineral being represented only by magnetite which usually presents a beginning of martitization.

7. The Chemism of the Massif Rocks

In order to discuss the chemism of the rocks occurring within the Bocşa massif, we have 50 chemical and spectral analyses, rendered in the tables 2, 3, 4, 14, 15, 16, in which one can notice the oxides and trace elements concentrations for the petrographic types of the B_1 , B_2 , and B_3 units.

On the basis of the values from the tables 2, 3 and 4 we calculated the Niggli parametres (Tables 6, 7, 8) and the C.I.P.W. normative composition (Tables 10, 11, 12).

The oxides and trace elements contents and the calculation of the Niggli parametres and of the C.I.P.W. norm of the enclaves and the dyke



rocks subsequent to the consolidation of the Bocșa massif are given in the tables 5, 17, 9, 13.

In order to point out more clearly the chemical features of the rocks of the units separated within the Bocșa massif, the data given in these tables have been projected on various diagrams. Thus, the de la Roche diagram (1964) confirms the field and microscopic conclusions, grouping in distinct fields the rocks of the three units (Fig. 5).

This "chemical-mineralogical" diagram, very useful for the granitoid rocks, refers the $K-(Na+Ca)$ parameter, symbolizing the potash feldspar/plagioclase ratio, to the $Si/3-(Na+K+2Ca/3)$ parameter, representing the amount of quartz in the rock (the bottom of the diagram), then to the $Fe+Mg+Ti$ parameter, which is proportional to the amount of melanocrates (the top of the diagram).

The projection of the chemical analyses from Bocșa on this diagram (Fig. 5) indicates that the direction of the increase of the quartz content is $B_1 \rightarrow B_2 \rightarrow B_3$, whereas the direction of increase of the amount of melanocrates is $B_2 \rightarrow B_3 \rightarrow B_1$.

On the basis of the C.I.P.W. normative composition we drew up the QAP normative diagram (Fig. 6) which shows, like the QAP modal diagrams of the three units (Figs. 1, 2, 3, 4) and the de la Roche diagram (Fig. 5), the increase of the quartz content at the B_2 and B_3 units, as compared to the B_1 unit.

Because of the C.I.P.W. calculation method, on the QAP diagram the norms of the biotite-rich rocks appear shifted to the left, as compared to the projections of the modal compositions of the same rocks, potash from biotite being recalculated as potash feldspar.

The Niggli diagrams are rendered in Figure 7. The *al-alk* diagram (Fig. 7 a) points to the intermediate character in alkalis of the B_3 unit, intermediate to rich of the B_2 unit and poor, intermediate or rich of the rocks of the B_1 unit. The *k : mg* diagram (Fig. 7 b) differentiates the B_3 unit from the B_1 and B_2 units, whose projection fields are superposed. On the *al : fm* diagram (Fig. 7 c) the figurative points of all analyses of the Bocșa massif are disposed on a unique femic-izofal-salic median line, whereas the *mg : c/fm* diagram (Fig. 7 d) differentiates well the B_3 unit, with $mg > 0.5$, from the B_1 and B_2 units, with $mg < 0.5$.

The QML diagram (Fig. 8) points out the supersaturated characteristic of the B_2 and B_3 units and the saturated characteristic of the B_1 unit. The rocks of the B_3 unit are projected as groups, whereas those of the B_1 and B_2 units are aligned on different lines, the supersaturated feature being much more increased in the B_2 unit.

The evolution of the concentrations of major and trace elements within the different petrographic types of the three units can be noticed on the Nockolds-Allen variation diagrams (Figs. 9, 10, 12, 18). A first remark on these diagrams is about the broad variation domain of the B_1 unit (I.N.A. ²⁰ 0—16), as against the B_2 unit (I.N.A. 6—13) and especially against the B_3 unit (I.N.A. 4—9).

²⁰ I.N.A. — Nockolds-Allen index.

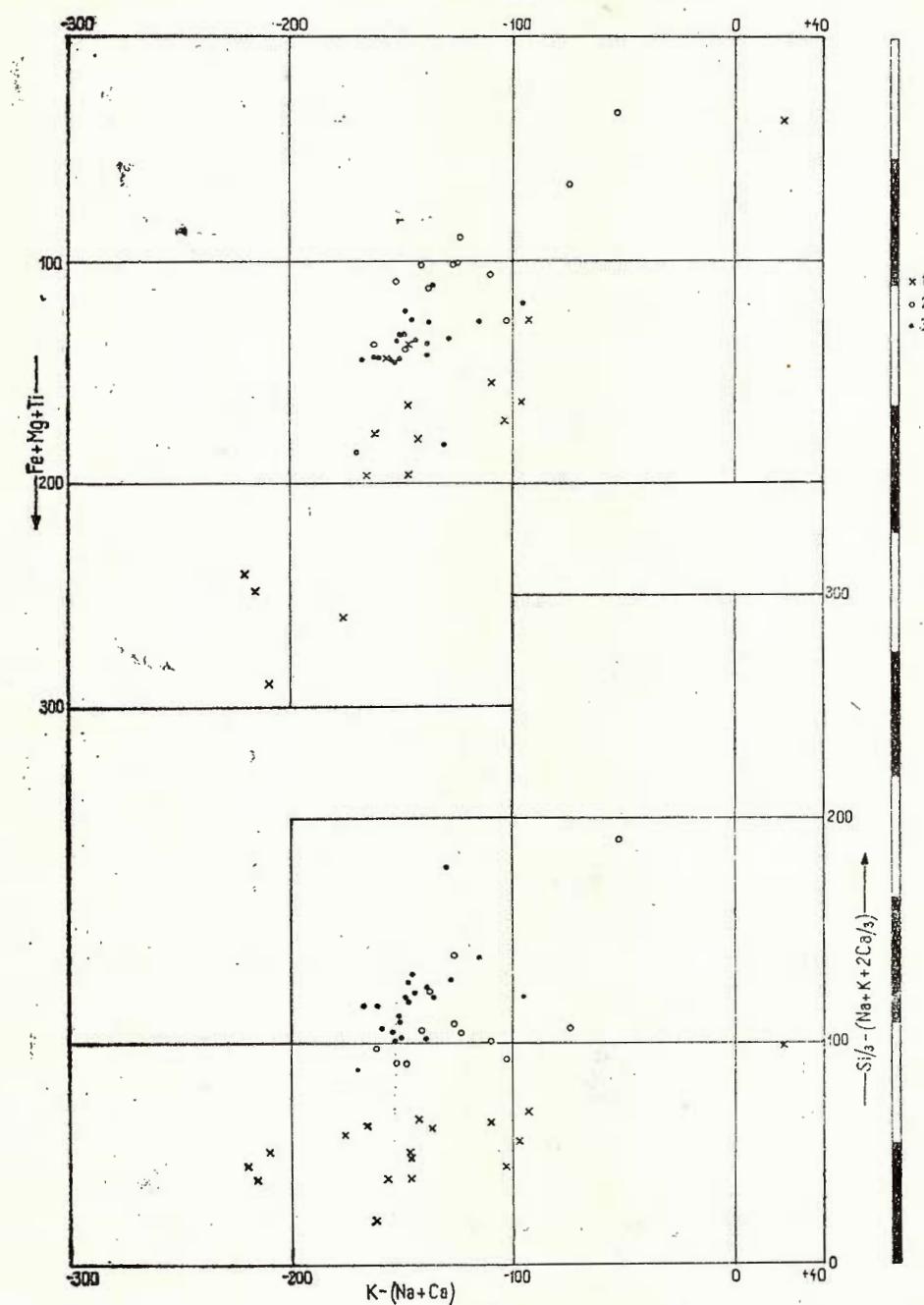


Fig. 5. — De la Roche diagram of the rocks in the Bocşa massif : 1, B_1 unit ; 2, B_2 unit ; 3, B_3 unit.



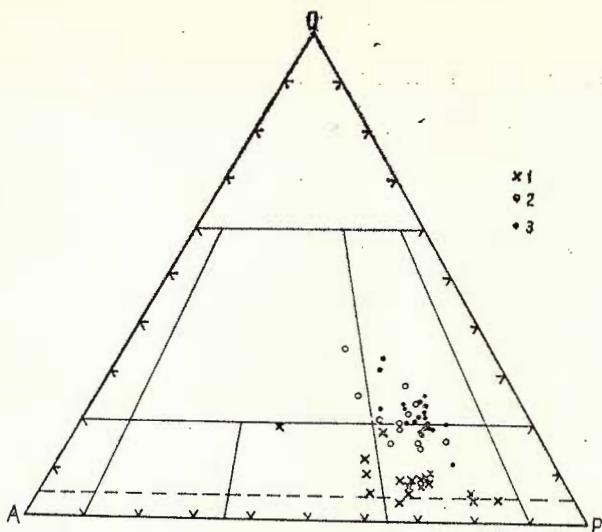


Fig. 6. — Normative QAP diagram of the rocks in the Bocsa massif. The same legend as Fig. 5.

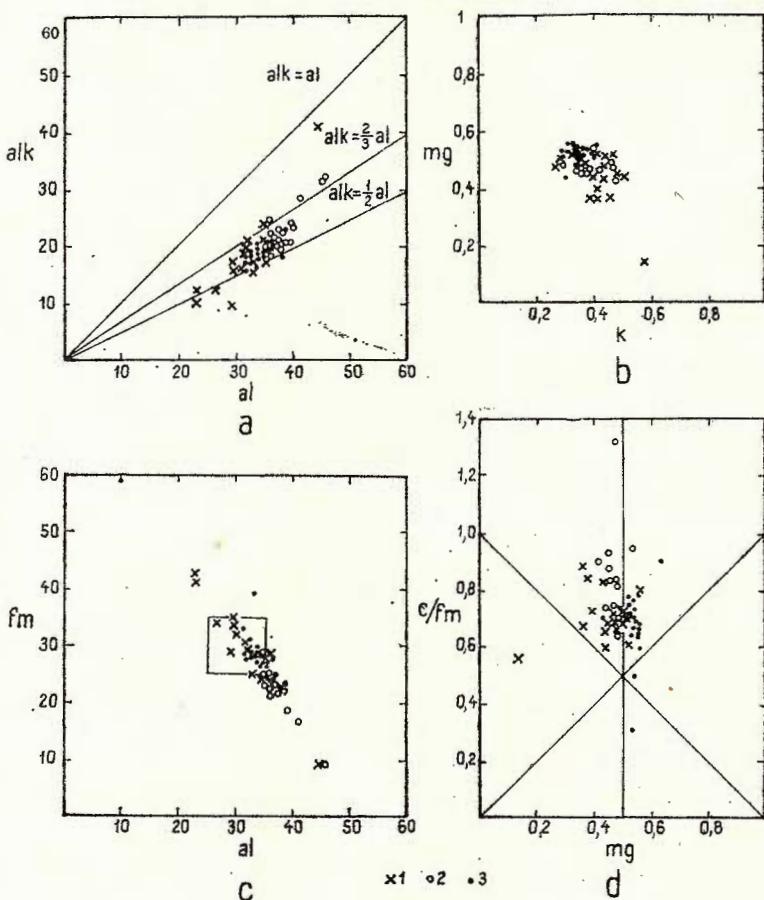


Fig. 7. — Niggli diagrams of the rocks in the Bocsa massif : a) $al:alk$ diagram ; b) $k:mg$ diagram ; c) $al:fm$ diagram ; d) $mg:c/fm$ diagram. The same legend as Fig. 5.



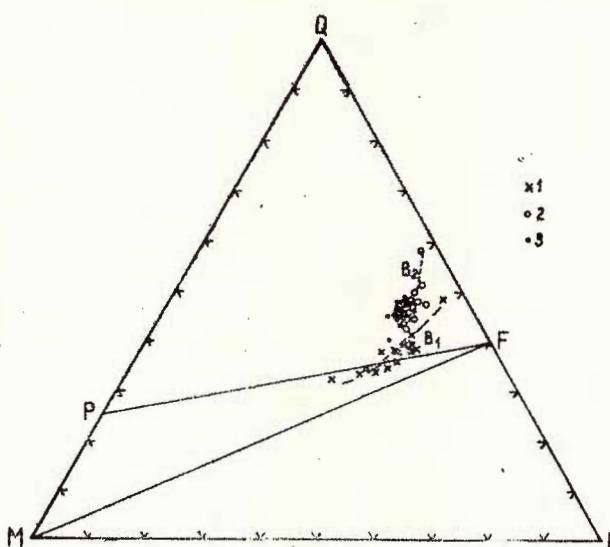


Fig. 8. — QLM diagram of the rocks in the Bocşa massif. The same legend as Fig. 5.

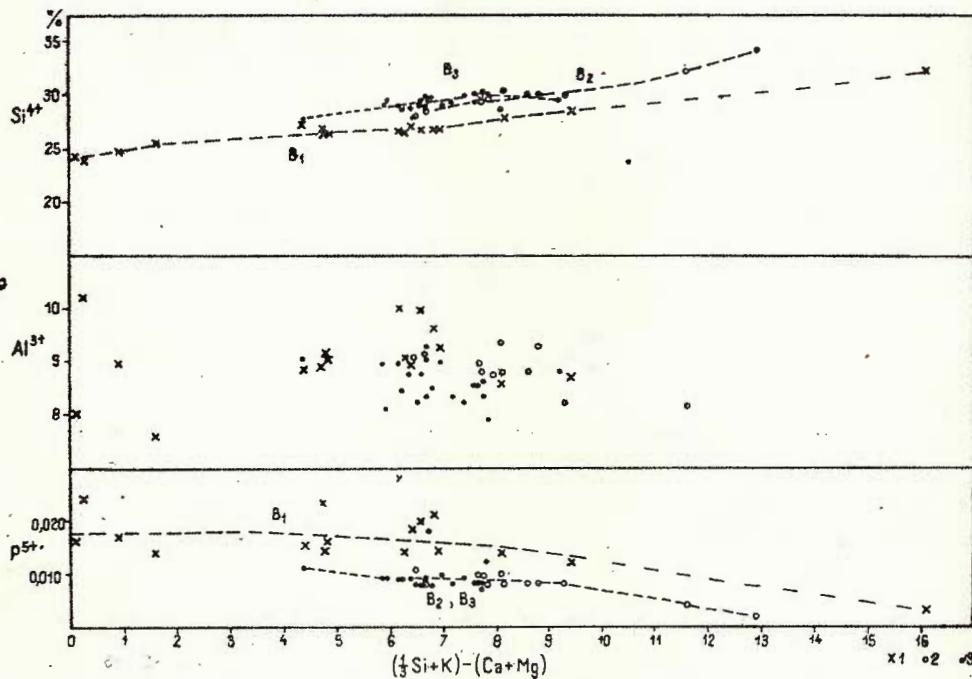


Fig. 9. — Nockolds-Allen diagram for Si, Al and P of the rocks of the Bocşa massif. The same legend as Fig. 5.

The existence of an I.N.A. domain (between 4–13) common to two or even all the structural units of the Bocșa massif allows the direct comparison of the contents in different elements of the units.

Thus, Figure 9 shows the lower values in Si^{4+} of the B_1 unit as against the B_2 unit and especially the B_3 unit, the conclusions drawn from the modal analysis being thus confirmed (Fig. 1).

The variation of the content in Al^{3+} does not allow the drawing of median curves; however, in the superposition zone a grouping of the projection points of the analyses from the B_3 unit, lower than those from the B_2 and B_1 units, can be noticed.

The contents in P^{5+} also individualize the B_1 unit, with values higher than those of the B_2 and B_3 ; the latter could not be separated on this diagram.

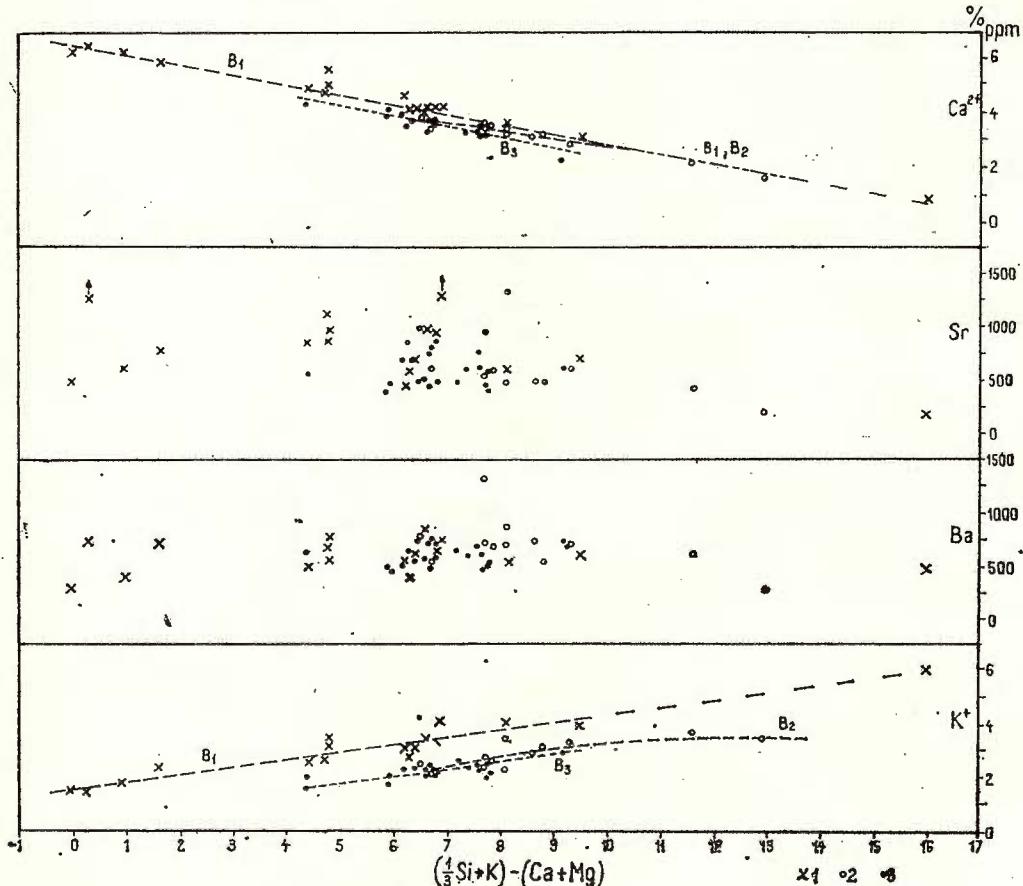


Fig. 10. — Nockolds-Allen diagram for Ca, Sr, K and Ba of the rocks in the Bocșa massif.
The same legend as Fig. 5.

Calcium obviously decreases, simultaneously with the increase of the N.A. index (Fig. 10), for all the units; the B_3 unit differs as it has more reduced contents. In exchange, K^+ shows a clear tendency of increase (Fig. 10); the median curve of the B_1 unit appears at K^+ concentrations higher than those of the B_2 and B_3 units whose curves are almost superposed.

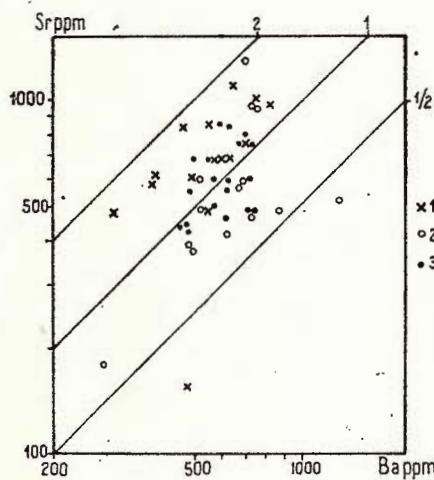


Fig. 11. — Sr/Ba diagram of the rocks in the Bocșa massif. The same legend as Fig. 5.

The Sr and Ba behaviour, simultaneously with the increase of the N.A. index, is also rendered in Figure 10. For both elements, the variations are high in all three units, the contents in Sr ranging generally between 500–1000 ppm and the contents in Ba between 500–800 ppm, no matter the petrographic type. For this reason, the Ba–K and Sr–Ca classical correlations cannot be identified in the Bocșa massif, except the Sr–Ca one, from the N.A. index 6 to 16. A Sr/Ba diagram (Fig. 11) shows this situation, the projects occupying a wide field, but it permits a relative separation of the rocks of the B_1 unit, with the Sr/Ba ratio ranging most frequently between 1–2, from those of the B_2 and B_3 units, which have the Sr/Ba ratio between 1 and 1/2.

The behaviour of the siderophile elements is presented in Figure 12. One can notice that Fe^{tot} , Ti^{4+} , V and Sc have a similar behaviour, with higher values for the B_1 unit and lower for the B_2 and B_3 units, for which the differences are small. On the contrary, for Mg^{2+} , Cr and Ni the median curve of the B_3 unit occurs at higher contents than the curves of the B_1 and B_2 units, thus proving a more magnesian feature of the B_3 unit, also pointed out by the diagram of the $mg : c/fm$ Niggli parameters. Co and Li do not differentiate the three units of the Bocșa massif having similar values in the superposition zone.

The Ni/Co (Fig. 13) ratio generally ranges between 1–2 for the B_3 unit and between 1–2/3 for the B_1 and B_2 units.



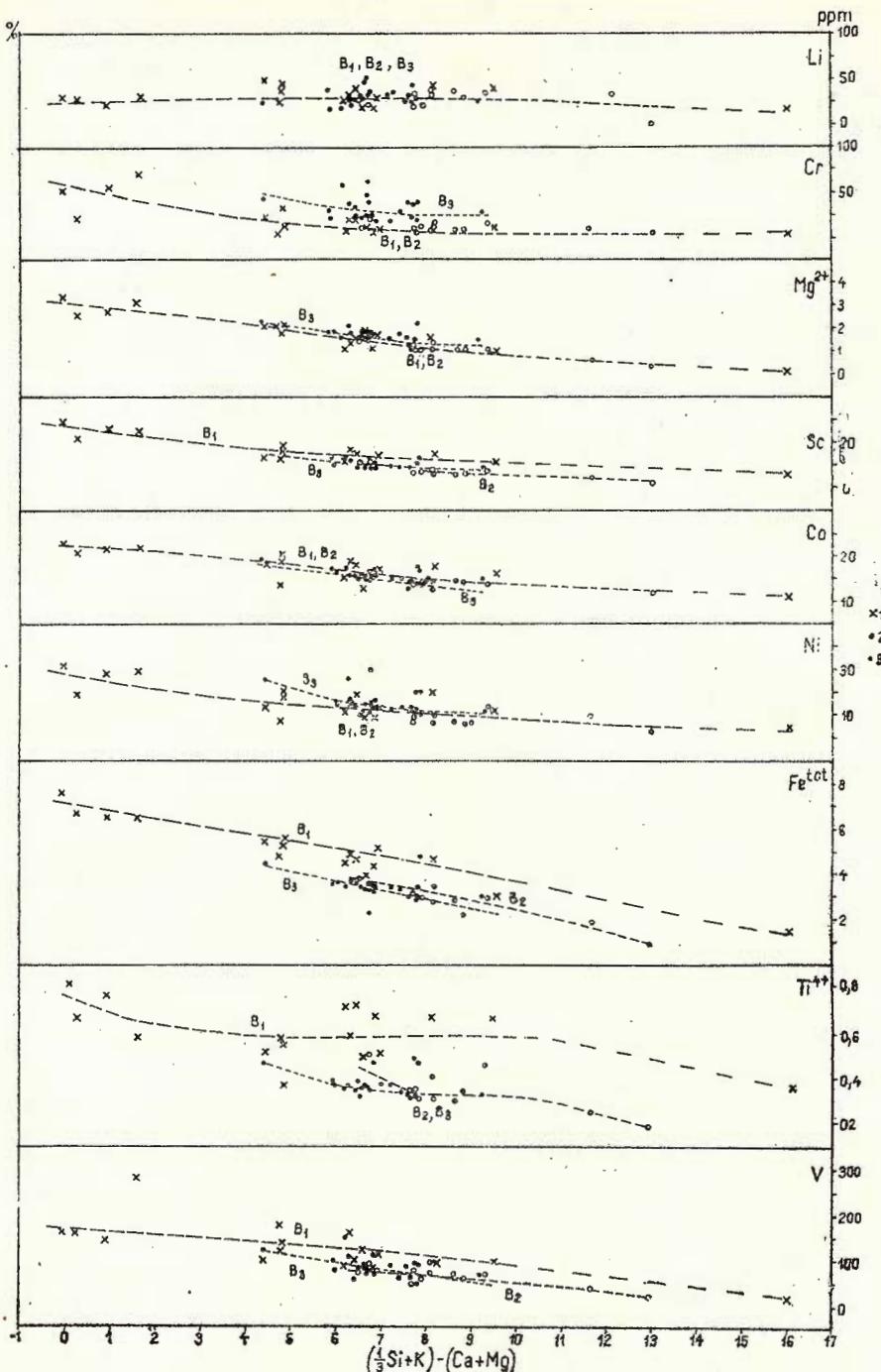


Fig. 12. — Nockolds-Allen diagram for the siderophile elements of the rocks in the Bocșa massif. The same legend as Fig. 5.

The Ni/V ratio (Fig. 14) ranges between 1/5 — 1/10 for most of the rocks of the Bocsa massif, a clear grouping of the constitutive units being not possible.

The Ni-Cr ratio (Fig. 15) varies much for the B_1 unit (from 2 to 1/3) and it ranges between 1 — 2/3 for the B_2 unit and between 2/3 — 1/3 for the B_3 unit.

The Cr/V ratio (Fig. 16) varies very much for the B_1 unit, ranging between 2/5 — 1/20; it points out the B_3 unit whose variation is around the value 2/5 and never decreases below 1/5.

The V/Sc ratio (Fig. 17) varies within close limits for all the rocks of the Bocsa massif, ranging between 5—10.

The projection of the Zr, Be, Y, Yb contents of the rocks of the three units is rendered in Figure 18. Zr does not vary concomitantly with the increase of the N.A. index and presents generally lower values in the B_3 unit, as compared with the B_1 and B_2 units.

The comparison of the projection areas of the three units shows that, for Y and Yb, B_1 generally indicates higher values than B_2 and B_3 .

The Y/Yb correlation is close (Fig. 19), varying from 6 to 10. The tendency noticed on diagram 18 is proved, most of the rocks of the B_1 unit being projected at higher concentrations as compared with B_2 and B_3 units.

The Fe^{tot} , Mg, Alk ternary diagram (Fig. 20) presents the alignment of the projections of the B_1 and B_2 units on distinct curves and a strong grouping of the points of the B_3 unit for which, however, a weakly defined median line can be traced. The three median lines are quasiparallel indicating that the differentiation points to an enrichment in alkalies at constant Fe/Mg ratios; they are situated in the decreasing order of the iron weight in the $B_1 > B_2 > B_3$ succession, similar to the situation presented in Figure 12.

The K, Na, Ca diagram (Fig. 21) points to the weak differentiation of the B_3 unit and two parallel median lines for the B_1 and B_2 units, the latter having the same position as the projection zone of the B_3 unit. The straight disposition of the median lines of the B_1 and B_2 units differentiates them from most of the magmatic series, where a recurring of the lines towards the K corner can be noticed.

The analyses of the dyke rocks subsequent to the emplacement of the Bocsa massif have not been projected on the variation diagrams as the affiliation of some of them is not clear and the projection points could not have been integrated with the median lines of the separated units.

As shown on the diagrams mentioned before, the chemism confirms the existence, within the Bocsa massif, of the three units separated on the basis of mapping and microscopic study. Thus, although the three units do not appear distinctly on all the diagrams, one can notice a frequent association of the B_2 unit either with the B_1 unit or with the B_3 unit. The study of the diagrams points out the individuality of each of the three units, the B_2 unit representing the link element, from the chemical point of view, between the B_1 and B_3 units, for some elements being similar to B_1 and for others to B_3 .



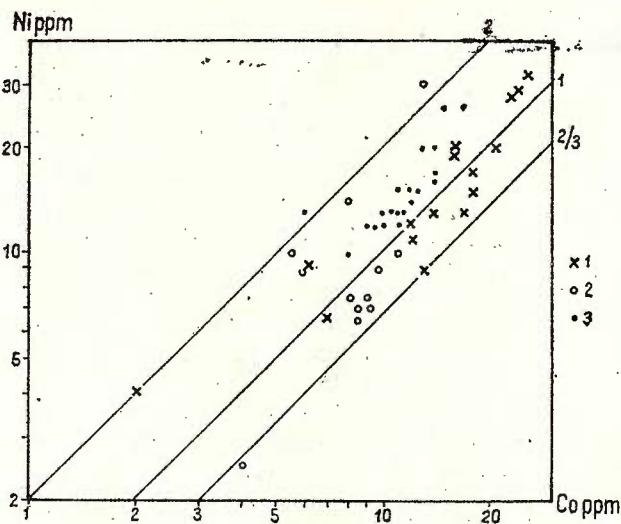


Fig. 13. — Ni/Co diagram of the rocks in the Bocsa massif. The same legend as Fig. 5.

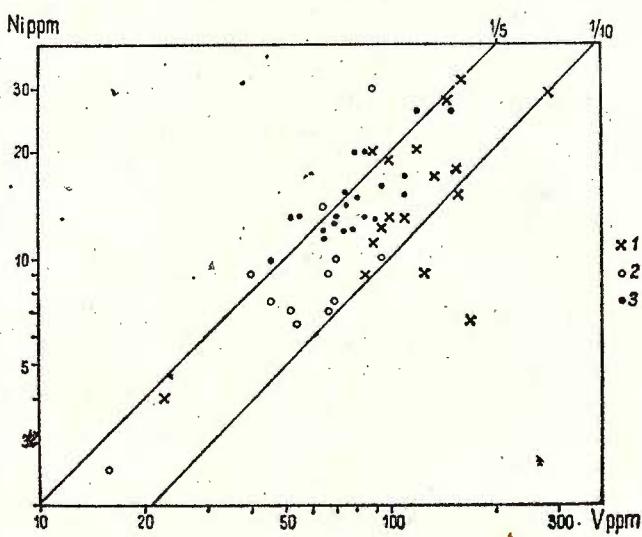


Fig. 14. — Ni/V diagram of the rocks in the Bocsa massif. The same legend as Fig. 5.

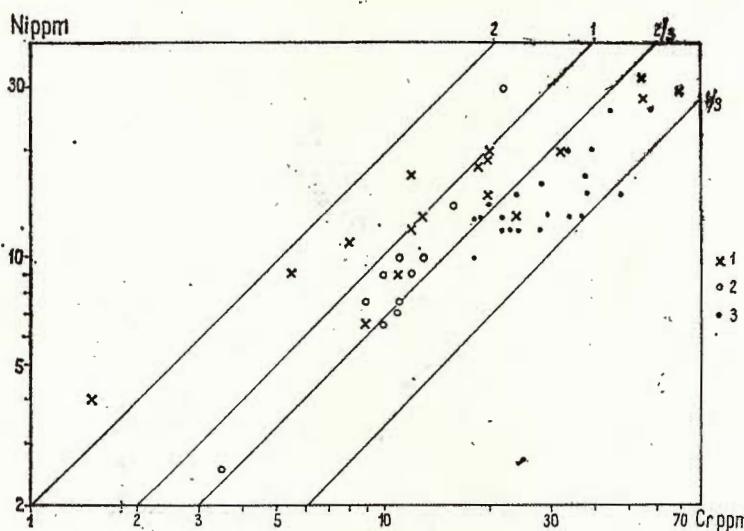


Fig. 15. — Ni/Cr diagram of the rocks in the Bocşa massif. The same legend as Fig. 5.

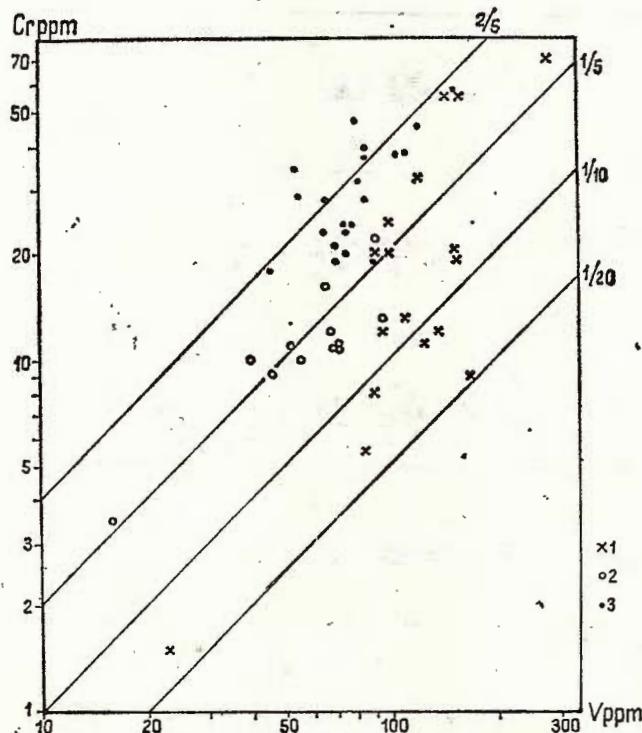


Fig. 16. — Cr/V diagram of the rocks in the Bocşa massif. The same legend as Fig. 5.



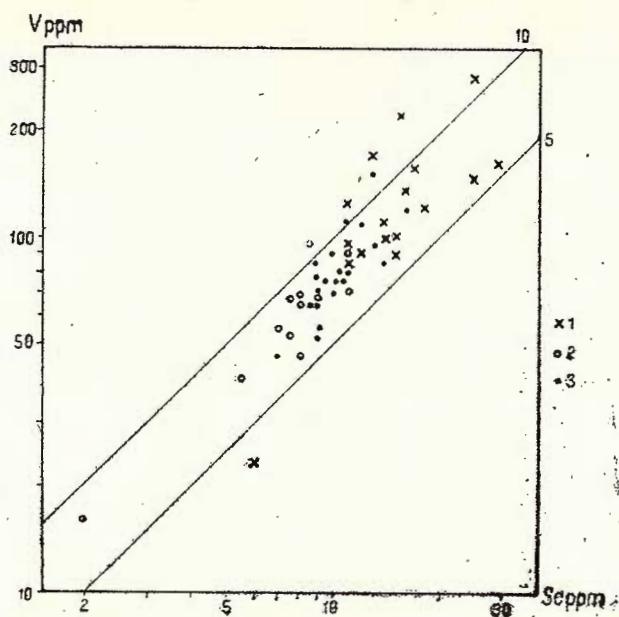


Fig. 17 — V/Sc diagram of the rocks in the Boča massif. The same legend as Fig. 5.

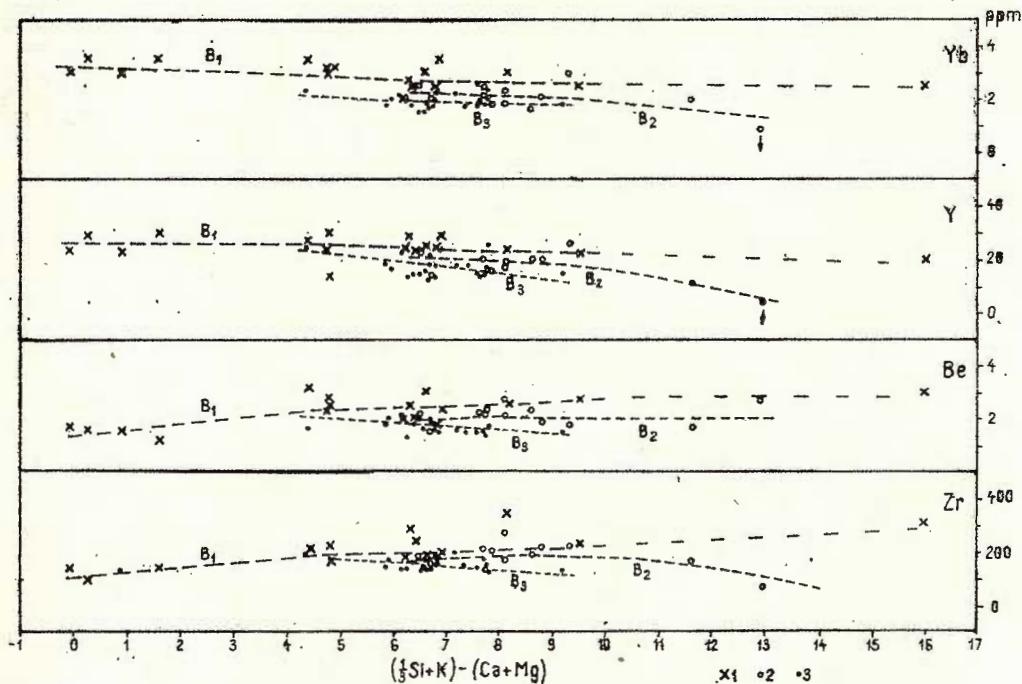


Fig. 18. — Nockolds-Allen diagram for Zr, Be, Y and Yb of the rocks in the Boča massif. The same legend as Fig. 5.



Fig. 19. — Y/Yb diagram of the rocks in the Boeşă massif. The same legend as Fig. 5.

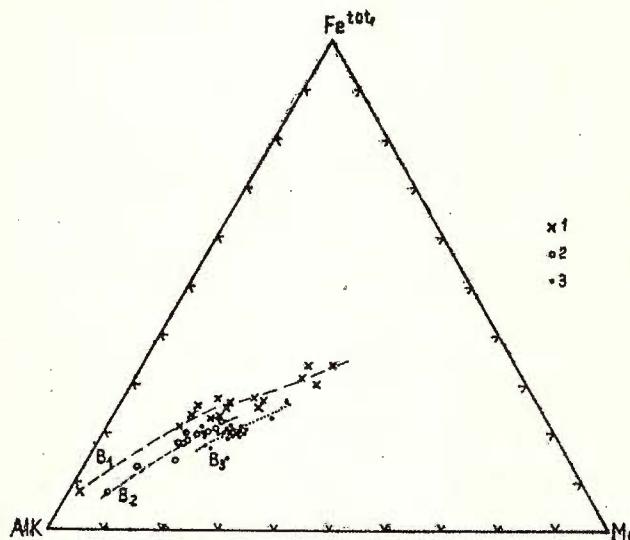
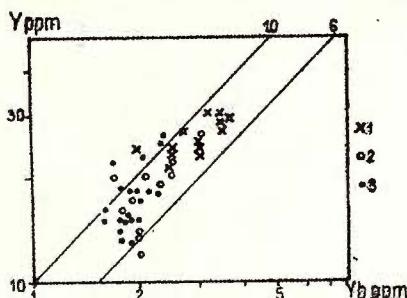


Fig. 20. — Fe^{tot} , Mg, Alk diagram of the rocks in the Boeşă massif. The same legend as Fig. 5.

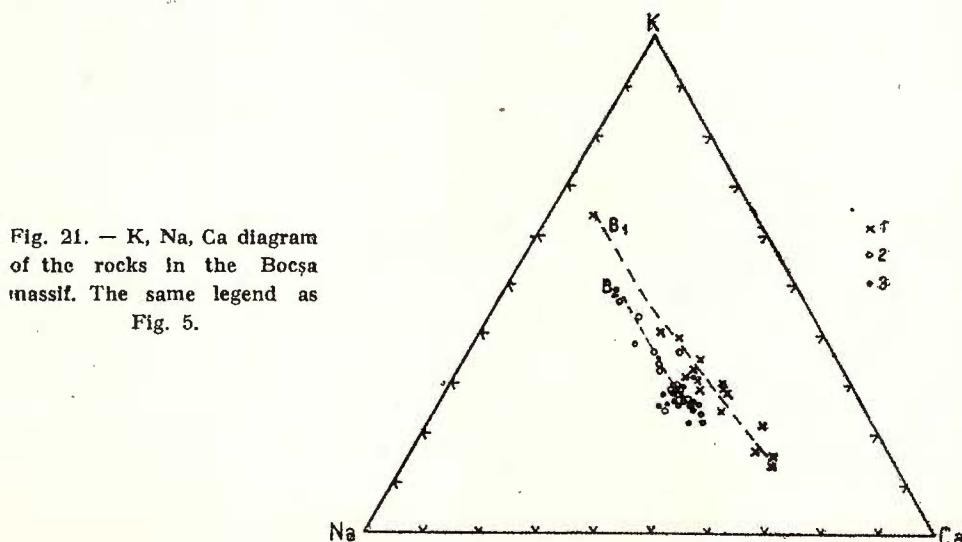


Fig. 21. — K, Na, Ca diagram of the rocks in the Boeşă massif. The same legend as Fig. 5.



TABLE 2
Chemical Composition of the Rocks of the Bocea 1 Unit

No.	Sam- ple no.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O ⁺	Total
1	151	69.22	15.20	1.35	0.59	0.15	0.18	0.97	3.65	7.36	0.61	0.08	0.00	0.00	0.57	99.93
2	118	61.13	16.46	2.13	3.22	0.10	1.66	4.24	3.69	4.79	1.12	0.27	0.00	0.04	0.85	99.70
3	1258	59.25	16.62	2.82	3.40	0.10	2.66	4.93	3.50	4.85	1.13	0.31	0.00	0.00	0.32	99.89
4	119	57.80	16.93	2.48	3.71	0.13	2.71	5.62	3.88	3.69	1.20	0.32	0.30	0.03	0.89	99.69
5	142	57.36	18.10	3.02	2.82	0.11	1.92	5.91	3.89	3.95	1.13	0.47	0.00	0.00	1.00	99.68
6	444	57.23	16.74	3.15	4.10	0.09	3.62	6.80	3.41	3.05	0.86	0.35	0.00	0.03	0.46	99.89
7	150	57.20	18.78	2.12	3.14	0.12	2.98	5.60	3.08	4.17	0.83	0.45	0.00	0.03	1.14	99.80
8	406	57.15	17.48	3.13	3.72	0.00	2.86	5.97	3.10	4.83	0.85	0.32	0.00	0.00	0.47	99.86
9	195	56.72	18.84	3.03	3.12	0.11	1.91	6.39	3.76	3.69	1.20	0.65	0.00	0.03	0.52	100.02
10	1210	56.70	17.15	3.28	3.28	0.08	2.27	5.75	3.41	3.55	0.98	0.39	2.16	0.03	0.69	99.72
11	411	56.56	17.30	2.32	4.99	0.00	3.46	6.99	3.16	3.72	0.91	0.32	0.00	0.06	0.54	100.33
12	199	56.21	18.69	2.63	3.66	0.15	3.41	6.67	2.98	3.38	0.96	0.53	0.00	0.08	0.17	99.89
13	231	56.20	16.99	3.49	3.53	0.00	2.95	7.84	3.42	4.14	0.90	0.36	0.00	0.03	0.64	100.94
14	300	54.49	14.36	3.80	5.01	0.18	5.24	8.38	2.66	2.76	0.96	0.31	0.00	0.00	1.52	99.67
15	197	52.42	16.91	4.38	4.48	0.16	4.61	8.68	3.27	2.07	1.27	0.38	0.00	0.00	1.12	99.75
16	200	51.89	15.14	4.03	6.10	0.18	5.55	8.89	2.83	1.87	1.37	0.36	0.16	0.11	1.21	99.69
17	193	50.94	19.29	4.57	4.44	0.00	4.31	9.05	2.93	1.67	1.12	0.54	0.00	0.10	0.71	99.67

151. Graite. Bârbosu Valley; 118, Quartz monzonite. Pietri Valley; 1258, Quartz monzonite (Pl—35.6, FK—35.5, Ch—8.9, Bi—5.4, Ho+Px—12.7, Acc—5%). Vornic Valley; 119, Quartz monzodiorite (Pl—50.3, FK—11, Q—13, Px—5.5, Ho—6.5, Bi—11, Acc—2.6%). Pietri Valley; 142, Quartz monzodiorite. Bârbosu Valley; 444, Quartz monzodiorite. Left affluent of the Vornic Valley; 150, Quartz monzonite (Pl—47.3, FK—29.8, Q—8.5, Px—0.7, Ho—9, Bi—0.9, Acc—3.7%). Bârbosu Valley; 406, Quartz monzonite (Pl—30.1, FK—44.4, Q—3.3, Px—12.5, Ho—3.7, Bi—5.9%). Bârău Brook; 195, Quartz monzodiorite (Pl—54.6, FK—20, Q—7.1, Px—4, Ho—4.4, Bi—7.4, Acc—2.3%). Muscariu Brook; 1210, Quartz monzonite (Pl—33.6, FK—44.2, Q—5.5, Ho+Px—9.0, Bi—5.0, Acc—2.8%). Affluent of the Nucul Brook; 411, Quartz monzodiorite (Pl—35.5, FK—31.5, Q—4.2, Px+Ho—16, Bi—10, Acc—3%). Piatra Valley; 199, Quartz monzodiorite (Pl—55.5, FK—25, Q—5.5, Px—7.8, Bi—3.9, Acc—1.9%). Botul Brook; 231, Monzodiorite (Pl—33, FK—35.6, Q—6.6, Px—6.8, Ho—6.9, Bi—8.9, Acc—2%). Reiehan Brook; 300, Melamondzodiorite (Pl—35.5, FK—9.6, Q—15.2, Px—15.5, Ho—8.7, Bi—12.9, Acc—2.2%). Arinies Valley; 197, Diorite-gabbro (Pl—63, FK—1.9, Q—8.5, Px—8.7, Ho—5.6, Bi—10.5, Acc—1.8%). Muscariu Brook; 200, Diorite-gabbro (Pl—51.7, FK—0.7, Q—6, Px—7.4, Ho—22.5, Bi—7.4, Acc—4%). Botul Brook; 193, Diorite-gabbro (Pl—64, FK—2.5, Q—4, Px—10.3, Ho—3, Bi—13.3, Acc—2.7%). Arinies Valley.



TABLE 3
Chemical Composition of the Rocks of the Boșca 2 Unit

No.	Sample no.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₃	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O ⁺	Total
1	1172	73.24	14.13	0.92	0.32	0.03	0.58	2.27	3.14	4.19	0.32	0.05	0.00	0.04	0.55	99.78
2	1266	69.02	15.38	1.57	1.08	0.06	1.03	3.06	3.52	4.42	0.43	0.09	0.00	0.00	0.38	99.93
3	1164	64.83	16.65	2.34	1.54	0.08	1.81	4.49	3.36	2.80	0.52	0.19	0.54	0.02	0.63	99.80
4	1112	64.27	17.49	1.55	1.41	0.04	1.79	4.42	3.80	3.66	0.57	0.18	0.00	0.00	0.49	99.67
5	1232	64.22	16.74	2.22	1.65	0.00	1.83	4.41	3.78	3.47	0.50	0.18	0.00	0.03	0.61	99.64
6	1284	64.00	15.48	1.62	2.37	0.09	1.77	4.02	3.80	3.96	0.77	0.18	0.65	0.00	0.91	99.62
7	1135	63.90	16.66	2.42	1.78	-0.00	2.03	4.76	3.52	2.84	0.58	0.20	0.34	0.05	0.65	99.73
8	282	63.49	16.51	2.49	1.54	0.08	1.74	5.06	3.66	3.16	0.52	0.17	0.69	0.03	0.49	99.63
9	328	63.01	16.94	1.26	2.80	0.07	1.92	5.05	4.06	3.21	0.58	0.21	0.00	0.11	0.60	99.82
10	123	61.18	17.67	2.55	2.15	0.11	2.32	4.71	3.25	4.06	0.69	0.24	0.00	0.00	0.56	99.62
11	1336	61.08	17.19	2.39	2.44	0.39	2.55	4.79	4.06	2.54	0.85	0.19	0.00	0.00	1.16	99.63
12	341	59.95	17.17	2.12	3.08	0.00	2.49	5.36	3.59	2.97	0.63	0.25	0.54	0.10	1.40	99.65

1172, Granite (Pl—31.1, FK—34.5, Q—31.2, Bi—3.6, Acc—0.8%). Left affluent of Valea Mare; 1266, Monzogranite (Pl—39.2, FK—36.1, Q—24.7, Bi—2.8, Ho—2.8, Acc—1.7%). Right affluent of the Smida Valley; 1164, Granodiorite *(Pl—48.7, FK—17.3, Q—27.3, Bi—3.6, Ho—2.7, Acc—1.4%). Left affluent of Valea Mare; 1112, Monzogranite (Pl—38.4, FK—27.7, Q—26.7, Bi—3.6, Ho—2.2, Acc—1.4%). Valea Mare; 1232, Granodiorite. Muschiatul Spring; 1284, Monzogranite. Simiză Valley; 1135, Granodiorite (Pl—49.9, FK—17.9, Q—23.3, Bi—4.7, Ho+Px—3.7, Acc—1.5%). Left affluent of Valea Mare; 282, Granodiorite (Pl—44.1, FK—18.5, Q—26.3, Bi—4.7, Ho—4.5, Acc—1.8%). Smida Valley; 328, Granodiorite (Pl—60.2, FK—19, Q—20.8, Bi—8.1, Ho—8.2, Acc—1.6%). Right affluent of the Simizi Valley; 123, Monzogranite (Pl—40, FK—23.5, Q—18, Bi—4.7, Ho—11, Acc—2.7%). Birzava Valley; 1336, Quartz monzodiorite. Left affluent of Valea Mare; 341, Quartz monzodiorite (Pl—46.3, FK—16.2, Q—18.9, Ho+Px—8, Acc—2.6%). Cărpiniș Valej spring.



TABLE 4
Chemical Composition of the Rocks of the Boșca 3 Unit

No.	Sample no.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	C.O ₂	S	H ₂ O ⁺	Total
1	765	64.80	16.26	1.90	1.96	0.00	2.43	4.83	3.70	3.10	0.52	0.17	0.00	0.00	0.57	100.24
2	87	64.25	16.09	1.84	2.26	0.09	2.70	4.65	3.02	3.07	0.53	0.19	0.00	0.00	0.63	99.66%
3	693	63.98	15.56	2.22	2.26	0.10	2.82	4.74	3.30	3.00	0.56	0.21	0.00	0.00	0.91	99.66
4	127	63.86	15.62	2.34	2.15	0.33	1.92	4.30	3.75	2.45	0.82	0.18	0.42	0.16	1.34	99.64
5	651	63.62	14.89	2.20	4.03	0.09	3.62	2.92	2.61	2.63	0.79	0.28	0.00	0.05	2.01	99.74
6	1079	63.61	16.07	2.46	1.93	0.12	2.92	4.83	3.31	2.56	0.63	0.19	0.00	0.04	1.00	99.67
7	241	63.54	17.58	0.53	2.30	0.00	2.76	5.42	3.41	2.77	0.62	0.18	0.00	0.00	0.72	99.83
8	171	63.28	16.53	2.40	2.14	0.00	2.69	5.44	3.40	2.71	0.60	0.18	0.00	0.00	0.72	100.09
9	1009	63.12	16.65	1.97	2.09	0.08	2.40	3.08	3.61	3.61	0.55	0.18	0.56	0.00	2.00	99.90
10	1086	62.95	15.78	2.28	2.23	0.09	2.79	5.17	3.65	2.72	0.58	0.42	0.00	0.00	1.00	99.66
11	1026	62.88	15.31	2.75	2.03	0.10	2.97	5.80	3.44	2.52	0.62	0.20	0.69	0.03	0.84	100.18
12	671	62.63	16.11	2.20	1.96	0.16	2.06	4.40	3.60	2.75	0.52	0.19	2.14	0.00	1.13	99.79
13	1121	62.74	15.83	2.67	2.01	0.09	2.63	5.10	3.63	3.19	0.62	0.19	0.19	0.00	0.79	99.68
14	1218	62.27	16.92	2.23	2.44	0.07	3.02	5.37	3.68	2.23	0.65	0.21	0.00	0.00	0.62	99.71
15	873	62.23	16.96	2.38	2.31	0.10	2.68	5.25	3.43	2.85	0.61	0.20	0.00	0.03	0.82	99.85
16	1074	62.16	15.54	2.60	1.98	0.05	2.68	5.31	3.55	2.74	0.55	0.19	1.06	0.03	1.18	99.62
17	852	61.69	16.93	2.41	2.26	0.08	2.71	5.51	3.62	2.60	0.60	0.20	0.00	0.03	0.99	99.63
18	784	61.43	17.14	2.85	1.80	0.10	2.72	4.65	3.91	2.60	0.60	0.20	0.70	0.00	1.57	100.27
19	517	61.37	16.01	2.57	2.32	0.09	3.38	4.91	3.83	2.71	0.61	0.20	0.41	0.00	1.26	99.67
20	1007	61.34	16.50	2.60	2.10	0.07	3.00	5.18	3.63	2.86	0.59	0.21	0.64	0.00	1.13	99.85
21	1128	58.41	17.11	3.14	2.84	0.13	3.91	6.13	3.49	2.45	0.78	0.25	0.00	0.03	0.96	99.63

765, Granodiorite (Pl—42.6, FK—16.9, Q—24.6, Bi—8.0, Ho—6.6, Acc—1.6 %). Satul Valley; 87, Granodiorite (Pl—38.8, FK—20.7, Q—23.6, Ho—10.4, Bi—5.6, Acc—0.9 %). Simizi Valley; 693, Granodiorite (Pl—51.0, FK—14.2, Q—23.8, Ho—6.6, Bi—3.9, Acc—0.5 %). Vldrăşău Brook; 127, Granodiorite (Pl—50, FK—15, Q—22.8, Ho—5.5, Bi—6, Acc—0.7 %). Birzava Valley; 651, Melagranodiorite (Pl—47.8, FK—5.4, Q—19.3, Bi—8.3, Ho—16.3, Acc 2.9%). Hotarul Valley; 1079, Granodiorite (Pl—39.7, FK—17.7, Q—19.7, Bi—14, Ho—8.8, Acc—2.9 %). Bradul Valley; 241, Granodiorite. Strimba Valley; 171, Granodiorite (Pl—49.7, FK—19.5, Q—18.7, Bi—3.7, Ho—7.2, Acc—1.2 %). Vater Valley; 1009, Granodiorite (Pl—30.7, FK—27.5, Q—21.3, Bi—11, Ho—7.8, Acc—1.2 %). Satul Valley; 1086, Granodiorite (Pl—50.4, FK—14.1, Q—19.3, Bi—4.9, Ho—10, Acc—1.2 %). Affluent of the Brad Valley; 1026, Granodiorite (Pl—47.7, FK—13.9, Q—23.8, Bi—4.6, Ho—6.9, Acc—3 %). Frânțon Brook; 671, Granodiorite (Pl—50.8, FK—13.9, Q—25.1, Bi—7.6, Ho—1.4, Acc—1.1 %). Pasul Valley; 1121, Granodiorite (Pl—52.4, FK—13.6, Q—20.4, Bi—2.9, Ho—9.9, Acc—0.4 %). Left affluent of Valea Vare; 1218, Granodiorite (Pl—52.4, FK—8.7, Q—17.4, Bi—9.1, Ho—10.2, Acc—1.9 %). Firliug; 873, Granodiorite (Pl—48.8, FK—13.2, Q—18.9, Bi—8.9, Ho—9.3, Acc—0.9 %). Ojetari Brook; 1074, Granodiorite (Pl—33.6, FK—18, Q—22.5, Bi—7.9, Ho—15.6, Acc—2.2 %). Uncă Brook; 852, Granodiorite (Pl—53.7, FK—13, Q—7.3, Ho—11.2, Acc—1.2 %). Ganza Valley; 784, Granodiorite (Pl—54.7, FK—13.5, Q—16.2, Bi—5.1, Ho—8.9, Acc—1.7 %). Valea Mică (Ezeriș); 517, Granodiorite (Pl—37.7, FK—25.5, Q—35.5, Bi—11.3, Ho—11.4, Acc—2.8 %). Medveș Brook; 1007, Quartz monzodiorite (Pl—51.9, FK—14.5, Q—16.5, Ho—10.6, Bi—5.4, Acc—1.2 %). Boeșa Montană; 1128, Quartz monzodiorite (Pl—47.1, FK—9, Q—8.7, Bi—6.3, Ho—27.5, Acc—1.9 %). Valea Mare.



TABLE 5
Chemical Composition of the Rocks Prior and Subsequent to the Emplacement of the Bocea Massif

No.	Sample no.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	Total
1	262	64.40	18.64	1.25	1.90	0.00	1.28	4.76	3.31	2.74	0.45	0.17	0.00	0.00	1.41	100.31
2	1341	62.42	17.49	2.96	2.35	0.13	1.15	5.76	3.02	2.84	0.67	0.21	0.00	0.00	1.01	100.01
3	979	53.82	16.81	3.42	4.02	0.14	5.49	7.45	3.33	2.17	0.98	0.45	0.00	0.00	1.76	99.84
4	745	52.01	17.28	3.98	4.28	0.20	5.87	8.29	3.62	1.65	1.08	0.21	0.00	0.00	1.73	100.20
5	261	77.03	12.02	0.54	0.19	0.09	1.30	0.56	3.04	5.05	0.18	0.00	0.00	0.00	0.10	100.10
6	742	75.06	13.52	0.70	0.26	0.00	0.49	1.30	2.89	4.88	0.11	0.00	0.00	0.00	0.45	99.66
7	156	76.68	13.05	0.69	0.27	0.08	0.31	0.21	3.21	4.38	0.18	0.03	0.00	0.00	0.85	99.94
8	5	75.12	13.25	0.54	0.28	0.02	1.00	1.23	2.85	4.20	0.18	0.03	0.00	0.00	0.80	99.50
9	17	60.70	16.98	2.05	2.78	0.13	4.20	4.90	3.51	3.02	0.63	0.20	0.00	0.03	1.12	99.12
10	752	55.42	15.82	2.74	4.15	0.03	6.84	7.48	2.15	2.32	0.72	0.23	0.00	0.13	1.68	99.71
11	184	52.71	19.19	3.71	2.38	0.10	2.97	6.39	4.24	3.40	1.18	0.53	1.53	0.00	1.31	99.64
12	1239	50.45	15.39	3.36	3.71	0.00	6.22	8.81	3.49	2.44	1.24	0.28	0.59	1.23	1.40	99.68

262, Dacite (Carboniferous?). Left affluent of the Pogăniș; 1341, Dacite (Carboniferous?). Pietriș Brook; 979, Monzodioritic enclave. Timic Brook; 745, Monzodioritic enclave. Ezerișanul Brook; 261, Pegmatite, Bârbosu; 742, Aplitite. Ezerișanul Brook; 156, Rhyolite. Bârbosu; 5, Rhyolite. Bîrzava Valley; 17, Latite-andesite. Right affluent of the Bîrzava; 752, Latite-andesite. Sudoma-



TABLE 6
Niggli Parameters of the Rocks of the Boșca 1 Unit

No.	Sam- ple no.	si	al	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>tt</i>	<i>p</i>	<i>qx</i>	<i>c/fm</i>	<i>Q</i>	<i>M</i>	<i>L</i>
1	151	343.91	44.49	9.46	5.16	40.89	0.57	0.14	2.28	0.17	80.36	0.55	48.29	3.55	48.16
2	118	220.53	34.98	24.72	16.38	23.92	0.46	0.36	3.04	0.41	24.86	0.66	41.30	12.60	46.10
3	1258	193.84	32.04	29.48	17.27	21.21	0.48	0.44	2.78	0.43	8.99	0.59	38.23	16.22	45.55
4	119	185.14	31.95	29.19	19.28	19.58	0.38	0.44	2.89	0.43	6.83	0.66	37.77	16.82	45.41
5	142	185.85	34.55	24.57	20.51	20.37	0.40	0.38	2.75	0.64	4.36	0.83	37.88	14.33	47.79
6	444	170.02	29.30	33.47	21.64	15.59	0.37	0.48	1.92	0.44	7.65	0.65	37.39	20.22	42.39
7	150	181.79	35.16	27.84	19.06	17.93	0.47	0.51	1.98	0.61	10.05	0.68	39.04	13.84	47.12
8	406	175.84	31.69	29.92	19.67	18.72	0.51	0.44	1.97	0.42	0.97	0.66	36.69	17.36	45.96
9	195	178.56	34.94	24.64	21.54	18.88	0.39	0.36	2.84	0.87	3.06	0.87	37.71	14.38	47.92
10	1210	185.97	33.14	28.40	20.20	18.26	0.41	0.39	2.42	0.54	12.93	0.71	39.14	15.63	45.24
11	411	165.46	29.82	32.39	21.90	15.90	0.44	0.47	2.00	0.40	1.88	0.68	36.34	19.99	43.68
12	199	168.08	32.93	30.63	21.36	15.08	0.43	0.50	2.16	0.67	7.77	0.70	38.13	16.81	45.06
13	231	163.70	29.16	29.04	24.46	17.34	0.44	0.44	1.97	0.44	-5.66	0.84	34.77	20.67	44.56
14	300	148.16	23.00	40.80	24.40	11.79	0.41	0.52	1.96	0.36	0.99	0.60	34.35	29.10	36.55
15	197	138.71	26.36	37.16	24.60	11.88	0.29	0.49	2.53	0.43	-8.79	0.66	32.81	26.27	40.92
16	200	133.30	22.92	42.52	24.46	10.11	0.30	0.50	2.65	0.39	-7.12	0.58	32.10	31.17	36.72
17	193	132.21	29.50	35.22	25.15	10.13	0.27	0.47	2.18	0.59	-8.32	0.71	33.55	23.25	43.20



TABLE 7
Niggli Parameters of the Rocks of the Boeza 2 Unit

No.	Sample no.	<i>st</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>qz</i>	<i>e/fm</i>	<i>Q</i>	<i>M</i>	<i>L</i>
1	1172	309.80	45.44	10.09	13.27	31.19	0.47	0.47	1.31	0.12	175.04	1.31	57.62	3.29	39.09
2	1266	310.39	40.75	16.50	14.74	28.01	0.45	0.42	1.45	0.17	98.34	0.89	51.02	6.09	42.89
3	1164	254.53	38.51	22.82	18.88	19.79	0.35	0.46	1.53	0.32	75.36	0.83	49.14	8.71	42.15
4	1112	246.26	39.48	19.33	18.14	23.05	0.39	0.53	1.64	0.29	54.06	0.94	46.25	8.11	45.64
5	1232	244.78	37.59	22.01	18.00	22.39	0.38	0.47	1.43	0.29	55.21	0.82	46.22	9.54	44.24
6	1284	250.54	35.70	23.15	16.85	24.30	0.41	0.45	2.27	0.30	53.35	0.73	45.50	10.96	43.54
7	1135	241.43	37.09	23.93	19.26	19.73	0.35	0.48	1.65	0.32	62.52	0.81	47.32	10.12	42.55
8	282	239.34	36.67	21.94	20.43	20.96	0.36	0.45	1.47	0.27	55.48	0.93	46.24	10.43	43.33
9	328	228.48	36.19	22.51	19.61	21.69	0.34	0.46	1.58	0.32	41.74	0.87	44.21	11.11	44.68
10	123	214.99	36.58	25.53	17.73	20.16	0.45	0.48	1.82	0.36	34.34	0.69	43.23	11.29	45.49
11	1336	212.25	35.19	27.68	17.83	19.30	0.29	0.48	2.22	0.28	35.06	0.64	43.10	12.66	44.24
12	341	205.96	34.75	27.07	19.72	18.46	0.35	0.47	1.63	0.36	32.14	0.73	42.69	13.15	44.15



TABLE 8

Niggli Parameters of the Rocks of the Boșca 3 Unit

No.	Sample no.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	qz	c/fm	Q	L	M
1	765	239.98	35.48	24.77	19.16	20.60	0.36	0.54	1.45	0.27	57.60	0.77	46.39	11.34	42.26
2	87	240.50	35.48	27.59	18.64	18.28	0.40	0.55	1.49	0.30	67.38	0.68	47.91	11.40	40.69
3	693	235.23	33.71	28.84	18.66	18.79	0.37	0.54	1.55	0.33	60.08	0.65	46.64	12.98	40.39
4	127	248.48	35.81	26.06	17.92	20.22	0.30	0.43	2.40	0.30	67.61	0.69	47.68	11.07	41.25
5	651	239.19	32.98	39.45	11.76	15.81	0.40	0.51	2.23	0.45	75.94	0.30	48.89	18.86	32.25
6	1079	232.19	34.56	28.89	18.88	17.66	0.34	0.55	1.73	0.29	61.53	0.65	47.03	12.46	40.51
7	241	229.67	37.44	23.25	20.98	18.33	0.35	0.64	1.68	0.28	56.37	0.90	46.66	10.19	43.15
8	171	224.49	34.55	26.97	20.67	17.82	0.34	0.53	1.60	0.27	53.22	0.77	45.86	12.69	41.45
9	1009	244.84	38.05	26.66	12.80	22.50	0.40	0.52	1.60	0.30	54.86	0.48	46.21	11.91	41.88
10	1086	225.49	33.30	27.98	19.83	18.88	0.33	0.53	1.56	0.64	49.97	0.71	45.20	13.66	41.14
11	1026	221.05	31.71	29.09	21.84	17.37	0.33	0.53	1.64	0.30	51.59	0.75	45.25	15.22	39.54
12	671	241.89	36.66	24.90	18.20	20.24	0.33	0.48	1.51	0.31	60.92	0.73	47.02	10.40	42.58
13	1121	223.89	33.28	27.42	19.49	19.81	0.37	0.51	1.66	0.29	44.65	0.71	44.30	13.70	42.00
14	1218	214.85	34.40	28.55	19.84	17.21	0.29	0.54	1.69	0.31	46.02	0.69	44.82	13.19	41.98
15	873	217.94	34.99	27.31	19.69	18.00	0.35	0.51	1.61	0.30	45.93	0.72	44.86	12.53	42.61
16	1074	224.61	33.08	27.63	20.55	18.74	0.34	0.52	1.49	0.29	49.64	0.74	45.08	13.84	41.08
17	852	213.85	34.58	27.06	20.46	17.90	0.32	0.52	1.56	0.29	42.23	0.76	44.25	13.02	42.73
18	784	216.99	35.67	27.50	17.59	19.24	0.30	0.52	1.59	0.30	40.04	0.64	44.01	11.96	44.03
19	517	210.79	32.40	30.86	18.06	18.68	0.32	0.56	1.57	0.29	36.07	0.59	42.93	14.98	42.10
20	1007	212.62	33.70	28.56	19.23	18.51	0.34	0.54	1.54	0.31	38.57	0.67	43.53	13.79	42.68
21	1128	181.06	31.25	33.08	20.35	15.32	0.32	0.55	1.82	0.33	19.76	0.62	40.03	17.64	42.33



TABLE 9
Niggli Parameters of the Rocks Prior and Subsequent to the Emplacement of the Bocea Massif

No.	Sam- ple no.	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>qz</i>	<i>c/m</i>	<i>Q</i>	<i>M</i>	<i>L</i>
1	262	252.85	43.12	17.41	20.02	19.45	0.35	0.43	1.33	0.28	75.05	1.15	49.72	8.53	41.75
2	1341	229.28	37.85	22.09	22.66	17.40	0.38	0.28	1.85	0.33	59.68	1.03	47.24	9.94	42.83
3	979	146.56	26.97	38.75	21.73	12.55	0.30	0.57	2.01	0.52	-3.66	0.56	34.31	24.88	41.01
4	745	133.00	26.04	39.60	22.70	11.66	0.23	0.56	2.08	0.23	-13.63	0.57	31.50	27.11	41.39
5	261	468.99	43.12	15.69	3.65	37.54	0.52	0.75	0.82	0.00	218.84	0.23	59.50	4.19	36.31
6	742	448.30	47.57	8.80	8.32	35.31	0.53	0.50	0.49	0.00	207.06	0.94	59.41	3.11	37.49
7	156	508.12	50.95	8.44	1.49	39.12	0.47	0.36	0.90	0.08	251.66	0.18	61.63	4.27	34.10
8	5	449.55	46.72	12.85	7.88	32.55	0.49	0.69	0.81	0.08	219.34	0.61	60.54	4.80	34.66
9	17	200.46	31.29	33.79	17.33	17.59	0.36	0.61	1.56	0.28	30.10	0.51	41.82	16.46	41.72
10	752	151.26	25.44	42.97	21.86	9.72	0.42	0.65	1.48	0.27	12.37	0.51	37.32	26.10	36.57
11	184	156.34	33.53	27.55	20.30	18.61	0.35	0.48	2.63	0.67	-18.12	0.74	33.17	16.76	50.07
12	1239	131.61	23.65	38.85	24.61	12.88	0.32	0.62	2.43	0.31	-19.91	0.63	29.49	30.10	40.41

TABLE 10

C.I.P.W. Normative Composition of the Rocks of the Boșca 1 Unit

No.	Sample no.	cc	ap	fl	mt	hm	or	ab	an	C	di	hy	q	Q	A	P
1	151		0.34	1.22	1.28	43.37	30.92	3.27		0.46	0.43	17.94	18.8	45.4	35.8	
2	118		0.67	2.13	3.02		28.36	31.44	13.90		4.44	4.38	10.32	12.3	33.7	54.0
3	1258		0.67	2.13	4.18		28.36	29.34	15.57		5.78	5.95	7.50	9.3	35.1	55.6
4	119	0.70	0.67	2.28	3.71		21.68	33.01	17.79		5.16	7.24	6.54	8.3	27.4	64.3
5	142		1.01	2.13	4.41		23.35	33.01	20.29		5.07	3.46	6.0	7.2	28.3	64.5
6	444		0.67	1.52	4.41		17.79	28.82	21.41		8.50	8.74	7.14	9.0	24.0	67.0
7	150		1.01	1.52	3.02		24.46	26.20	25.02			10.44	6.66	8.1	29.7	62.2
8	406		0.67	1.52	4.41		28.36	26.20	19.74		6.48	7.01	4.80	6.0	36.0	58.0
9	195		1.68	2.28	4.41		21.68	31.96	23.63		3.12	4.66	6.12	7.3	26.0	66.7
10	1210	4.90	0.90	1.90	3.10		20.40	28.80	12.30	3.20		7.40	13.80	18.3	27.2	54.5
11	411		0.67	1.67	3.25		21.68	26.72	22.24		8.84	10.22	4.26	6.0	29.0	65.0
12	199		1.34	1.82	3.71		20.02	25.15	27.52		1.79	10.8	7.02	8.8	25.1	66.1
13	231		1.01	1.67	5.10		24.46	28.82	18.90		13.96	2.76	3.94	4.0	32.0	64.0
14	300		0.67	1.82	5.57		16.12	22.53	19.18		16.68	9.90	5.70	9.0	25.0	66.0
15	197		1.01	2.43	6.26		12.23	27.77	25.30		12.17	8.38	3.06	4.5	17.9	77.6
16	200	0.40	1.01	2.58	5.80		11.12	24.10	23.07		14.15	12.90	3.36	5.4	18.1	76.5
17	193		1.34	2.13	6.79		10.01	24.63	34.47		55.3	10.58	3.54	5.0	14.0	81.0



TABLE 11
C.I.P.W. Normative Composition of the Rocks of the Bocea 2 Unit

No.	Sample no.	cc	ap	il	mt	hm	or	ab	an	C	di	hy	q	Q	A	P
1	1172	—	0.1	0.6	0.1	0.8	24.7	26.6	10.9	0.4	—	1.4	33.3	35.0	25.8	39.2
2	1266	—	0.34	0.76	2.32	—	21.63	29.87	13.07	—	1.11	2.20	23.94	25.7	28.1	46.2
3	1164	1.2	0.4	1.0	2.2	—	16.2	28.4	17.7	1.6	—	4.6	24.2	28.0	18.7	53.3
4	1112	—	0.4	1.1	1.5	—	21.6	32.1	19.6	—	1.0	4.4	16.5	18.4	24.0	57.6
5	1232	—	0.4	1.0	2.1	—	20.5	32.0	18.5	—	1.8	4.1	17.6	19.8	23.2	57.0
6	1284	1.5	0.34	1.52	2.32	—	23.35	31.96	13.62	—	1.11	5.72	17.22	20.0	27.1	52.9
7	1135	0.7	0.5	1.1	2.3	—	16.8	29.8	20.2	0.4	—	5.1	20.7	23.6	19.2	57.2
8	282	1.6	0.4	1.0	2.4	—	18.7	30.9	19.3	—	0.2	4.2	19.1	21.7	21.3	57.0
9	328	—	0.34	1.22	1.86	—	18.90	34.58	18.35	—	4.76	5.64	13.44	1.6	22	62
10	123	—	0.67	1.37	3.71	—	23.91	27.25	21.68	—	—	6.72	13.68	15.8	27.6	56.6
11	1336	—	0.34	1.67	3.48	—	15.01	34.06	21.41	—	1.11	7.62	13.74	16.3	17.8	65.9
12	341	—	0.34	0.91	3.02	—	17.79	30.39	21.96	—	2.94	7.94	12.06	15	22	63

TABLE 12
C.I.P.W. Normative Composition of the Rocks of the Boșca 3 Unit

No.	Sample no.	cc	ap	il	mt	or	ab	an	C	di	hy	q'	Q	A	P
1	765	—	0.34	0.91	2.79	18.42	31.55	18.70	—	3.53	5.64	18.12	20.9	21.2	57.9
2	87	—	0.34	1.06	2.78	18.35	25.68	21.13	—	0.89	7.98	20.52	23.9	21.4	54.7
3	693	—	0.34	1.07	3.29	18.02	28.12	19.14	—	3.12	7.21	19.69	23.2	21.2	55.6
4	127	1.0	0.34	1.52	3.48	14.46	31.44	17.79	0.31	—	5.86	21.78	25.5	16.9	57.6
5	651	—	0.68	1.56	3.33	15.94	22.53	13.10	3.13	—	13.68	26.05	33.6	20.5	45.9
6	1079	—	0.4	1.2	2.3	15.1	28.0	21.4	—	1.1	7.4	20.4	24.0	17.8	58.2
7	241	—	0.34	1.22	0.70	16.68	28.82	24.46	—	1.11	9.04	16.68	19	19	62
8	171	—	0.34	1.22	3.48	16.12	28.82	21.68	—	3.49	5.99	18.18	21	19	60
9	1099	1.33	0.35	1.08	3.09	21.59	31.05	11.07	2.92	—	7.48	20.04	23.9	25.8	50.3
10	1086	—	1.0	1.1	2.2	16.6	30.9	18.6	—	3.4	6.8	17.5	21	19.9	59.1
11	1026	1.6	0.5	1.3	2.6	14.9	29.1	18.9	—	3.3	6.4	19.5	23.7	18.0	58.3
12	671	4.98	0.34	0.92	3.30	16.37	30.86	7.34	4.66	—	6.26	24.98	31.4	20.6	48.0
13	1121	0.4	0.4	1.3	2.5	18.9	30.7	17.5	—	4.3	5.2	16.5	19.8	22.7	57.5
14	1218	—	0.5	1.2	2.1	13.1	31.1	23.1	—	1.7	8.4	16.6	19.8	15.6	64.6
15	873	—	0.34	1.23	3.52	16.86	29.14	23.05	—	1.99	7.07	16.80	19.6	19.6	60.8
16	1074	2.4	0.4	1.0	2.5	16.2	30.0	21.2	—	—	7.2	18.8	21.8	18.8	59.4
17	852	—	0.34	1.24	3.53	15.80	30.84	22.57	—	3.35	6.56	15.77	18.6	18.6	62.8
18	784	1.62	0.34	1.24	4.24	15.78	33.46	18.03	1.35	—	6.79	17.15	20.3	18.7	61.0
19	517	—	0.34	1.22	3.71	16.12	31.96	18.63	—	3.73	7.62	14.4	18	20	62
20	1007	1.52	0.34	1.23	3.75	17.43	30.72	20.52	—	0.70	8.08	15.71	18.6	20.7	60.7
21	1128	—	0.6	1.5	3.0	14.5	29.5	23.8	—	3.9	9.3	8.5	11.1	19.1	69.8

TABLE 13
C.I.P.W. Normative Composition of the Rocks Prior and Subsequent to the Emplacement of the Bocea Massif

No.	Sample no.	cc	ap	il	mt	hm	or	ab	an	C	di	hy	ol	q	Q	A	P
1	262	—	0.34	0.61	1.86	—	16.19	27.77	22.80	1.84	—	4.95	—	21.26	25.0	18.0	57.0
2	1341	—	0.34	1.22	4.41	—	16.68	25.68	25.85	—	1.54	3.09	—	20.16	22.8	18.9	58.3
3	979	—	1.03	2.02	4.97	—	13.05	28.87	24.95	—	7.88	13.37	—	3.86	5.5	18.4	76.1
4	745	—	0.35	2.16	5.88	—	9.58	30.82	26.78	—	11.18	12.82	—	0.43	0.6	14.2	86.2
5	261	—	0.30	0.46	0.16	30.02	25.68	2.78	0.51	—	3.20	—	36.78	38.6	31.5	29.9	
6	742	—	—	0.15	0.71	0.16	29.19	24.87	6.45	1.03	—	1.21	—	36.23	37.4	30.2	32.4
7	156	—	—	0.30	0.70	0.16	25.58	27.25	1.11	2.65	—	0.80	—	40.44	42.8	27.2	30.0
8	5	—	—	0.30	0.46	0.16	25.02	24.10	6.12	1.73	—	2.50	—	38.16	40.9	26.8	32.3
9	17	—	0.34	1.22	3.02	—	17.79	29.87	19.18	—	3.30	11.48	—	12.00	15.2	22.6	62.2
10	752	—	—	0.15	0.71	0.16	29.19	24.87	6.45	1.03	—	1.21	—	36.23	37.4	30.2	32.4
11	184	3.50	1.34	2.28	4.41	0.64	20.02	35.63	18.63	1.73	—	7.40	—	2.76	3.6	26.0	70.4
12	1239	1.30	0.70	2.40	2.60	0.70	14.40	29.50	19.10	—	14.7	6.00	1.8	—	—	22.8	77.2



TABLE 14

Trace Elements (ppm) in the Rocks of the Bocșa 1 Unit

Sample no.	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Sr	Ba	Li	Be	Zr	Y	Yb	La
151	18	4	17	4	2	1.5	23	6	155	480	17	3	310	20	2.5	<30
118	23	75	20	12	12	12	95	11	680	600	40	2.8	230	23	2.5	34
1258	17	65	17	20	16	20	90	15	600	520	43	2.6	340	24	3	<30
119	18	60	21	19	16	20	100	15	680	600	40	2	240	24	2.5	32
142	16	28	21	9	13	5.5	85	11	680	630	18	1.8	170	24	2.5	<30
444	20	78	22	13	17	24	100	14	840	470	50	3.2	210	27	3.5	42
150	17	48	18	9	6	11	125	11	980	830	22	3	180	25	3	42
406	27	53	19	13	14	13	110	14	>1000	720	27	2.3	195	28	3.5	42
195	15	22	20	11	12	8	90	12	480	550	26	1.9	180	24	2	<30
1210	28	90	28	15	18	20	155	17	570	380	35	2.5	280	28	2.7	40
411	20	86	21	20	21	32	120	18	850	550	43	2.5	170	13	3.2	37
199	16	46	17	6.5	7	9	170	13	>1000	650	27	2.3	165	23	3	30
231	19	73	19	17	18	12	135	16	950	750	43	2.8	225	30	3.2	45
300	15	56	19	29	24	70	280	25	750	700	28	1.2	140	30	3.5	30
197	10	75	19	28	23	55	145	25	600	390	24	1.5	135	23	3	<30
200	10	85	19	32	26	55	160	29	480	300	30	1.7	130	24	3	<30
193	11	73	24	18	22	19	155	22	>1000	700	30	1.5	95	29	3.5	34

TABLE 15

Trace Elements (ppm) in the Rocks of the Bocșa 2 Unit

Sample no.	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Sr	Ba	Li	Be	Zr	Y	Yb	La
1172	17	7.5	15	2.5	4	3.5	16	2	180	280	3	2.8	75	<4	<1	<30
1266	22	7	16	9	6	10	40	5.5	420	630	37	1.7	160	12	2	<30
1164	14	18	18	7.5	9	11	70	8	490	860	42	2.1	170	17	1.9	38
1112	13	43	21	6.5	8.5	10	55	7	490	520	27	1.8	205	20	2.1	44
1232	16	14	20	7	9	11	67	7.5	480	730	38	2.3	190	20	1.7	38
1284	11	22	17	14	8	16	65	8	600	700	35	1.8	220	26	3	35
1135	14	17	19	9	9.5	12	67	9	530	1300	20	2.1	210	20	2.1	30
282	18	17	20	7	8.5	11	53	7.5	570	670	16	2.2	200	16	1.8	40
328	15	20	22	7.5	8	9	46	8	950	720	35	2.2	130	20	2.5	40
123	16	90	17	10	5.5	13	95	8.5	>1000	700	32	2.7	275	19	2.3	35
1336	7	65	19	30	13	22	90	11	600	530	22	1.5	150	14	2	<30
341	16	30	24	10	11	11	70	11	950	750	28	2.2	195	22	2.5	40



TABLE 16
Trace Elements (ppm) in the Rocks of the Boeșa 3 Unit

Sample no.	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Sr	Ba	Li	Be	Zr	Y	Yb	La
765	22	13	18	10	8	18	46	7	550	490	28	1.3	115	15	2	42
87	14	43	15	13	6	37	85	9	750	670	28	1.5	135	15	1.8	42
693	14	12	18	13	10	29	55	9	600	580	36	1.5	150	18	1.8	55
127	14	34	19	20	13	32	80	11	440	480	24	1.6	150	15	2	33
651	9	78	25	20	14	39	85	14	370	500	42	1.7	150	26	2.4	38
1079	19	13	19	13	11	22	70	9	480	740	32	1.7	160	14	1.8	<30
241	19	15	18	12	9.5	24	78	9	800	700	43	1.5	150	18	2	42
171	14	78	20	15	11	24	75	9.5	500	560	28	1.6	140	16	1.6	42
1009	14	93	20	12	10	28	65	9	600	720	27	1.5	145	15	1.8	42
1086	15	11	18	13	10	19	70	10	430	490	30	2	140	13	1.8	30
1026	11	11	20	14	12	20	75	10	440	460	18	2	160	17	2	45
671	17	20	19	12	9	23	65	9	600	620	30	1.5	125	14	2	42
1121	18	16	21	13	11	19	90	10	460	620	30	1.6	200	18	2.2	40
1218	9	15	18	16	14	28	95	13	390	490	38	1.8	140	18	1.9	38
873	16	14	18	15	12	47	80	11	750	720	50	1.5	155	22	1.7	34
1074	15	10	18	12	11	23	75	10	490	740	28	2	135	15	1.6	<30
852	12	13	19	26	15	57	150	13	680	500	20	2.2	135	23	2.1	40
784	13	14	18	17	14	38	110	11	850	600	34	1.5	170	18	2.3	47
517	12	44	20	15	12	38	110	12	840	630	28	1.3	140	14	2	37
1007	14	83	18	13	11	34	53	9	680	550	24	1.8	160	15	1.8	42
1128	12	100	18	26	17	45	120	16	550	630	27	1.7	180	25	2.4	38

TABLE 17

Trace Elements (ppm) in the Rocks Prior and Subsequent to the Emplacement of the Bocşa Massif

Sample no.	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sr	Sc	Ba	Li	Be	Zr	Y	Yb	La
262	14	5	20	7.5	5.5	8	50	6.5	580	720	40	1.5	140	16	2	<30
1341	34	10	20	6	9	14	67	8.5	630	600	30	1.7	160	20	2	<30
979	11	58	18	20	25	76	90	20	650	340	26	1.3	135	24	2.7	<30
745	14	54	19	25	25	57	110	30	410	210	28	1.9	140	23	3.2	37
261	16	2	15	3.5	<2	<2	10	1.5	20	12	7	3.5	95	15	2.5	<30
742	26	7	13	<3	2	<2	18	1.5	110	180	3	1.2	40	<4	<1	<30
156	24	3.5	15	6	2	3	17	1.5	190	730	18	1.6	120	7.5	1	<30
5	12	25	12	3	<2	7	18	1.5	230	750	12	2.4	80	7	1	<30
17	25	100	16	28	8	70	140	11	1000	660	18	2.2	140	15	2	<30
752	8	100	16	72	19	210	100	20	680	500	24	<1	135	18	2.7	<30
184	18	140	19	25	15	39	110	11	800	700	26	2.3	220	19	2	<30
1239	4.5	130	21	27	34	45	220	28	490	1000	36	1.3	145	26	2.4	<30

8. Dyke Rocks Subsequent to the Consolidation of the Bocşa Massif

Numerous dykes have been found within the Bocşa massif emplaced after its consolidation. As the limits of the dykes were often not visible in the outcrop, the specification of the spatial positions being thus impossible, the number of the dykes noticed is much larger than that of the dykes represented on the geological map of the Bocşa massif (Plate I), on which there occur only the dykes with a measured strike.

According to the genetical relations with the massif rocks the dykes subsequent to its consolidation can be classified into two categories : with clear differentiation relations (aplates-pegmatites); with non-specified relations (lamprophyres porphyric andesites-microdiorites, rhyolites-granophyres). If, for the former, the emplacement immediately after the consolidation of the massif is obvious, for the latter we can only ascertain that they are previous to the Neogene sedimentary deposit in which they have never been mentioned.

A p l i t e s - p e g m a t i t e s form numerous dykes of decimetric, more seldom centimetric or metric sizes, very frequently found in certain zones of the B_3 unit (at Dezeşti and Firliug) or of the B_2 unit (the Birzava bend at Bocşa Română) and much more seldom in the B_1 unit. Their granulation is generally around 1 mm, but they can reach, especially within the metric dykes, 5–10 mm, in this case pegmatitic structures appearing, as well.

The aplite-pegmatite dykes are formed of potash feldspar (usually Karlsbad twinned but which do not present cross-twins, with $-2V = 50^\circ$ and $Ng : \perp(010)$ angle of 7° corresponding to $\Delta = 0.4$ and with fine

perthites disposed as subparallel „films” with (001), plagioclase (oligoclase or albite), quartz and some biotite; in micropegmatites and pegmatites, potash feldspar and quartz show typical graphical intergrowths (Plate IX, Fig. 1).

The chemical composition of a pegmatite of the B_1 unit (261) and an aplite of the B_3 unit (742) is presented in Tables 5 and 17. One can notice the typical granitic composition of both analysed rocks, the Niggli parameters (Table 9) and the C.I.P.W. normative composition (Table 13) confirming this conclusion.

Lamprophyres are relatively equally distributed in the three units of the Boeșa masif; they form a lot of dykes with decimetric or metric thickness, which have sometimes been found again, on successive parallel sections, to distances of kilometric range. Unlike aplite-pegmatites, preferentially distributed after a NW—SE trending, therefore disposed perpendicular to the contacts of the units and the schlieren, most of the lamprophyre dykes (also of porphyric andesites-microdiorites) have a NE—SW trending, parallel to the structural elements mentioned before.

Lamprophyres of the Boeșa massif are represented only by spessartites, but they can be grouped as hornblende spessartites, hornblende and clinopyroxene spessartites, and hornblende and biotite spessartites, the last including also quartz crystals (xenocrysts?). These rocks have a porphyric structure, hornblende and pyroxene phenocrysts of 1—4 mm occurring in a submillimetric mass of plagioclase + hornblende + pyroxene + biotite ± quartz and accessory minerals, the idiomorphous habit of the minerals being the characteristic element. More seldom, however, the structure is equigranular, the hornblende and plagioclase crystals (with An_{72-56} nuclei and An_{37-26} marginal zones), with an obvious idiomorphism tendency, having sizes of about 0.5 mm.

The chemical composition of two lamprophyres — a porphyric one encompassed in the crystalline rocks on the right bank of the Pogăniș, at Dulău (184), and an equigranular lamprophyre, on the Valea Mare (1239) — is similar, being specific to spessartites (Tables 5,9,13,17).

Porphyric andesites-microdiorites appear more seldom, only in the B_3 unit, where they form several dykes. The most important dyke of this type is about 10 m thick and can be followed on 3 km, on the affluents of the Satului and Simizilor valleys. The rock is constituted of plagioclase and hornblende (sometimes biotite, too) seriate phenocrysts, which float in a microlitic matrix constituted of plagioclase and hornblende (Plate IX, Fig. 4). The chemical analysis of a specimen from the middle of the dyke (752) pointed to its latite-andesitic nature (Tables 5,9,13,17).

On the western margin of the Boeșa massif, the appearance of some rhyolite-granophyre dykes could be noticed on an alignment trending approximately NE—SW. Although on the map these rocks appear only in the outcrops where their strike could be measured, the rhyolites have also been identified on the Pietrii Valley, on an affluent of the Vornic Valley, on the southern margin of the B_2 unit and on the Grinilor Valley.

Rhyolite-granophyres, of white-cream colours, occur as dykes of decimetric to decametric thickness, with a massive or fluidal texture and, generally, porphyric structures. In thin sections, these rocks present phenocrysts of corroded quartz or plagioclase feldspar, usually idiomorphous, corresponding to a oligoclase (Plate IX, fig. 2).

A phenomenon almost always found in these rhyolites is the tendency of radial crystallization, marked by the existence of some spherulites, constituted of potash feldspar, whose prisms are radially disposed (Plate IX, Fig. 3).

It is to be pointed out that these dykes have sometimes fluidal textures (found in the village of Bărbosu and on the Grinilor Valley), which become more obvious by alteration as the kaolinite formed on the potash feldspar-rich bands alternates with those constituted of recrystallized silica; in these dykes, quartz has never occurred as phenocrysts.

The chemical analyses carried out on such rocks (No 5 and 156 from Tables 5,9,13,17) point to their rhyolitic nature.

9. Petrogenetic Considerations

As a result of the investigations carried out within the Bocşa massif, we have drawn up a structural model of this massif based on three distinct units called, for simplification — the western unit — Bocşa 1, the median unit — Bocşa 2, and the eastern unit — Bocşa 3.

This structure has been identified especially on the basis of minute field and microscopic study and thoroughly proved by the data on the distribution of the major and trace elements.

The individuality of each unit is given by the features concerning the intimate structure, the petrographical, mineralogical and chemical composition (Table 1).

Based on the data presented in the previous chapters, we shall try to comment the genetical implications of our structural model.

Considering the peculiarities and sizes of each unit, we can hardly admit their emplacement concomitantly with the differentiation of the Bocşa massif as units at the intrusion level. In this case we have to discuss the elements which allow the reconstitution of the units building-up sequence.

Although the denominations of the B_1 , B_2 and B_3 units have been used in order to simplify the description of the massif, for lack of direct proofs, the logic of the magmatic phenomena points up that the most likely sequence is B_1 older than B_2 , followed by B_3 . The most significant arguments in favour of this idea are given by the parageneses of the melanocratic minerals and by the plagioclase nature. Thus, the preservation of orthopyroxene and clinopyroxene with exsolutions, as well as of relics, or even entire crystals, of labrador-bytownite in the B_1 unit points to a rapid rising of the magmas. The pyroxene presence as relics in the hornblendes of the B_2 unit rocks and the much more advanced homogeneity of plagioclase in this unit show, on the one hand, that an increase of the water



content of the magma occurs and, on the other hand, that plagioclase crystallizes under closer conditions of equilibrium.

In the B_3 unit, the absence of pyroxenes as well as the homogeneous characteristic of plagioclases, which have only exceptionally labrador nuclei, make us admit that the ascent of the magma which gave rise to the B_3 unit has been preceded by a longer period of resting within an intermediate magmatic reservoir, situated somewhere between the place of the magma formation and that of emplacement. The mineralogical similarities between the rocks of the B_1 and B_2 units determine us to consider the two intrusions as pulsations of the same magma basin in course of differentiation, whereas the characteristics of the rocks of the B_3 unit suggest the origin of this unit from a distinct magma chamber. In this case it is sound to presume also a time difference smaller for the interval between the B_1 and B_2 intrusions and larger as regards the emplacement of the B_3 unit, for which we admit another source, as well.

Another element which proves the existence of a considerable time interval of the emplacement of the B_1 and B_2 units, on the one hand, and the B_3 unit, on the other hand, is given by the appearance of an intrusion phase materialized by porphyric monzodiorite dykes. These dyke rocks never occur as enclaves in the B_1 and B_2 , but they occur very frequently as enclaves in the granodiorites of the B_3 unit, with which they are probable genetically connected.

The nature of the contact between the B_2 and B_3 units is visible on almost its entire length, in the basins of Valea Mare and the Smida Valley, and, in the south, on the Birzava. Thus, the frequent occurrences of some porphyric facies, both within the B_2 and the B_3 units, indicate that, in this zone, both units went rapidly cold. This may be interpreted either as a succession of the intrusions at a considerable time interval as the first unit (B_2) is already consolidated when the second one (B_3) intrudes it, either by the previous existence of a septum of crystalline schists, subsequently shifted tectonically and eroded, or by the combination of both situations. Moreover, some rare enclaves with preferred orientation found in the basin of the Vornic Valley, near the B_2-B_3 contact point to their detachment from this septum. On the Valea Mare, also in the B_2-B_3 contact zone, the presence of a megaenclave of quartz monzodiorite similar to the dykes previous to the granodiorites of the B_3 unit recall situations often found at the contact of the B_3 unit with the crystalline schists, south of the Birzava.

The interpretation of that contact (between B_2 and B_3) as being a tectonic one is also based on the existence of some dynamic effects and a specific hydrothermal alteration, as well as on its linear nature. Thus, quartz granulations, which induce a mosaic texture, and the frequent appearance of the potash feldspar cross twin, have been pointed out in the B_2 unit almost on the whole length of the contact with the B_3 unit. In this zone one can also notice intense hydrothermal alterations, represented by almost entire kaolinizations of the rock and the appearance of chalcopyrite and pyrite (in only one case bornite, too) on fissures.



Considering the above mentioned facts, we may ascertain that the Valea Mare-Smida Valley-Bîrzava fracture was subsequent to the B_2 unit emplacement, constituted a way of access for the monzodioritic dyke, today enclaved in the B_3 unit at Valea Mare, and probably was also active after the emplacement of the B_3 unit, leading to the disappearance of the crystalline septum between the B_2 and B_3 units (Fig. 22); it constituted also a way of access for the hydrothermal solution which led to the intense pyritization mentioned before.

The origin of the magmas which generated the three units constitutes another problem in the discussion on the genesis of the Bocșa massif.

The banatites (Paleocene magmatites from Western Romania, Yugoslavia and Bulgaria) are considered, in general, of an exclusive calco-alkaline (lithogene) origin, the more basic dykes being the separations appeared by the differentiation of a granodioritic initial magma (Giușcă et al., 1966); however, at least for some of the rocks of the Bocșa massif there are indications related to the different nature of the magmatic meltings. The elements proving this statement are of mineralogical and chemical nature and we noticed them especially in the B_1 unit.

The ubiquity of clinopyroxenes and the frequent presence of orthopyroxene, minerals specific to the basic rocks, which occur within this unit in diorite-gabbros, quartz monzodiorites and quartz monzonites, constitute the most significant mineralogical characteristic. The exsolutions of ferromagnesian phase (pigeonite ?), subparallel to the (001) plane, mentioned in the pyroxenes of the basic rocks (Hess, 1960), are customary in the Bocșa clinopyroxenes, being noticed even in the nonhydrothermalized clinopyroxene relics in the hornblendes of the monzogranites from the B_2 unit.

Another mineralogical feature specific to the rocks of a subcrustal origin is the first plagioclase generation with bytownitic chemism, occurring as corroded nuclei, sometimes even as entire crystals, in the rock series of the B_1 unit.

The chemical data support the mineralogical observations mentioned above, indicating, for the studied rocks, high contents in Fe, Ti, V, a triad typical of some series of basic rocks. Moreover, the high contents in P_2O_5 (in the B_1 unit the average of the values is double as against the B_2 and B_3 units), which occur in rocks as apatite, are also common in the gabbroic rocks.

From the above mentioned elements, in the B_2 one can notice only pyroxene with exsolutions of ferromagnesian phase and in B_3 none of those characteristics is found.

The structural similarities (schlieren) and, partly, the mineralogical ones of the B_2 unit with the B_1 unit, point to a highly probable direct genetic connection between them. Due to the massive presence of monzogranites against the granodioritic background, the characteristics common to the basic rocks, more obvious in the B_1 unit, become less striking or even disappear in the B_2 unit; in exchange, the amount of silica is clearly superior in B_2 as against B_1 . These data point to a more acid and more hy-



drated nature (hornblende replaces pyroxene) of the B_2 magmas as compared to the B_1 ones.

We have to point out that there are thin schlieren of granitic rocks in the B_1 unit, too, but they represent local acid differentiations, at the level of the unit emplacement. The B_2 unit, as a rule, with a thickness of the kilometric order and with unitary features on some tens of sq. km, represents the result of a profound magmatic differentiation.

The B_3 unit, with a very striking homogeneity and with magmatic differentiation trends similar to most of the banatites of Romania, described by Giuşcă et al. (1966), differs from the B_1 and B_2 units, with which a direct genetical link can be hardly established.

Certainly, we have not exhausted all the problems in connection with the origin of the magmas which gave rise to the units of the Bocşa massif, but, lacking more conclusive data, such as those of the Sr isotopes, any other details would be too speculative.

Using the plate tectonics concept, Rădulescu and Sandulescu (1972) suppose the existence of a subduction of the simatic basement of the origin zone of the Severin nappe under the sialic crust of the Getic domain. Figure 3, in the above mentioned paper, shows that the magmatic meltings resulted from the subduction migrate upwards, producing banatitic massifs (the section shows the Bocşa banatitic massif).

According to this conception, the B_1 unit represents the first deep-seated meltings, with basic-subalkaline characteristics, migrated before reaching the equilibrium conditions, so that they kept a good part of the original features. The B_2 unit, which shows a more acid differentiation and an increase of the water content seems to succeed at a short interval.

The characteristic features of the B_3 unit and its great homogeneity on considerable volumes point to the independent origin of the magma which generated it — either at different depths or by the nature of the melted material. The phase of dykes and veins of quartz monzodiorites preceding the B_3 granodiorites, considered as consanguineous with the latter, represents the first more basic differentiation products of this magma. In order to explain the homogeneity of the B_3 unit one can formulate the hypothesis of an intermediate magmatic chamber, in a more quiet zone.

Based on petrographical, mineralogical and chemical data, the genetic model presented before is obviously a hypothesis. Nevertheless, at least for some aspects of our supposition, there are geophysical indications. Thus, the presence of two positive aeromagnetic anomalies (ΔT_a)²¹, one of them located on the western border of the massif (approximately on the whole width of the B_1 and B_2 units) and the other on the south-eastern border of the B_3 unit, points to the existence of two distinct conduits, a characteristic pointed out by Kräutner and Kräutner (1972)²², as well. This situation, strange for a homogeneous massif ("the Bocşa laccolith") is logical in our interpretation, the B_1 and B_2 units having dyke characteristics, whereas the B_3 unit, formed independently, has a proper zone of enracinement (Fig. 22).

^{21,22} Arch. I.G.G. Bucureşti.

In conclusion, we shall stress some points on the banatitic magmatism in the west of the South Carpathians in order to be able to locate the units of the Boeşă massif within its stages of development.

A general view on the Paleogene — Upper Cretaceous magmatites of Banat allows the differentiation of an effusive magmatic activity (in the Poiana Ruscă Mts), previous to the main Getic (Laramian) over-thrust, and of a mainly intrusive activity subsequent to the formation of the overthrust nappes, representing the banatitic magmatism *sensu stricto*.

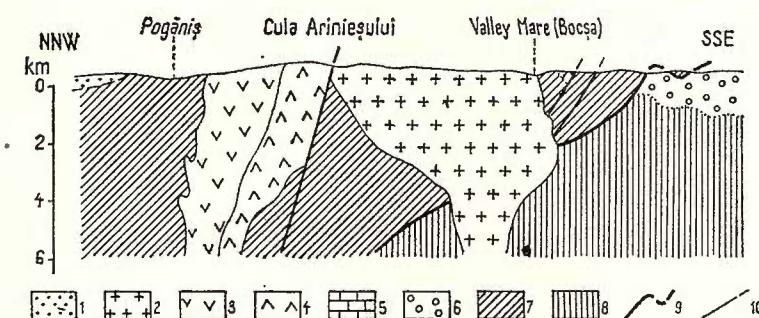


Fig. 22. — Geological section in the Bocşa massif zone (according to the 1 :200.000 scale map of the Geological Institute, with changes).

1, Pannonian deposits ; 2, Bocşa 3 Unit ; 3, Bocşa 1 Unit ; 4, Bocşa 2 Unit ; 5, Mesozoic limestones ; 6, Carboniferous conglomerates ; 7, crystalline schists of the Getic Nappe ; 9, nappe ; 10, fault.

On the Banat territory, the intrusive activity is marked by the existence of some plutons, sometimes with batholith sizes, and by the appearance of some smaller bodies. Batholiths are located west of the Reşiţa—Moldova Nouă synclinorium (Nădrag—Tincova—Găvojdia—Bocşa, with the southern prolongation Ocna de Fier—Dognecea, Surduc). Also west of the above-mentioned synclinorium there occur small bodies with a sub-volcanic aspect, better developed south of the Danube, in the Ridan-Krepoljin zone.

On the basis of the data from the zones : Bocşa-Ocna de Fier-Dognecea (Codarcea, 1931; Radu-Mercus, 1962; Vlad, 1974; Russo-Sandulescu et al., 1976²³), Surduc (Constantinof, 1956²⁴; Russo, 1968²⁵), Oraviţa—Sasca (Constantinof, 1972), Moldova Nouă (Georgehiță, 1975) and Poiana Ruscă (Krăutner, 1972²⁶) the Paleogene magmatism products (banatites *sensu stricto*) in this area can be distributed, from the chemical, petrographical and structural point of view, into three stages :

The first stage, mainly subalkaline, is characterized structurally by schlieren differentiation and mineralogically by the presence of pyro-

^{23,24,25,26} Arch. I.G.G. Bucureşti.

xenes (clinopyroxenes with exsolutions of ferromagnesian phase and, more seldom, orthopyroxenes), sometimes of olivine and frequently of plagioclases with bytownitic corroded nuclei, parallel to the existence of some significant amounts of potash feldspar; the chemism of these rocks points out relative high contents in K, Fe, Ti, V, Sc, Ca and moderate contents in Si, the Fe/Mg ratio being high. The products of this stage occur in the Surduc area and the western and central units of the Bocșa massif, being emplaced in two intrusion phases, a first basic one being closely followed by a more acid one.

The second stage, calc-alkaline, is featured structurally by the homogeneity of the bodies and mineralogically by the recurrently zoned plagioclases (banatic plagioclases), hornblende and biotite; chemically, one can notice high contents in Si, Mg, Cr, Ni and lower in K, the Fe/Mg ratio being smaller.

Within this stage, we also distinguish two intrusion phases: the first one, with a more basic chemism (gabbros, diorites, monzodiorites), more obvious in the Ocna de Fier-Dogenecea zone, where small bodies of this type occur, is often found as enclaves in the rocks of the second one, represented by the Moldova Nouă-Oravița, Dognecea-Eastern Bocșa (B_3), Tincova-Nădrag and Vîrciorova-Ruschița granodioritic batholiths.

The third stage is represented by dyke rocks with a very varied chemism (rhyolites-granophyres, lamprophyres, andesites-microdiorites) which do not seem to represent the dyke sequence of the granodioritic batholiths.

REFERENCES

- Codarcea A.I. (1931) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier — Bocșa Montană (Județul Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV, p. 1—424, București.
- (1935) Sur la présence du Crétacé supérieur à Valeapai (district de Caraș). *Bull. Soc. Roum. Geol.* II, p. 37—40, București.
 - Lupu M., Dessila-Codarcea Marcela, Lupu Denisa (1967) Unitatea supragetică în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.*, 12, 2, p. 387—392, București.
- Constantinof D. (1972) Considerații asupra rocilor metamorfice și eruptive din Banatul de vest (zona Firliug — Moldova Nouă). *Stud. cerc. geol. geogr. seria geol.* 17, 2, p. 177—194, București.
- Didier J. (1964) Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, 23, p. 1—254, Clermont-Ferrand.
- Drăgulescu Adela, Hinculov Luciana, Mihailă N. (1968) Notă explicativă la harta geologică la scara 1 : 200.000, foaia Timișoara. București.
- Gheorghita Ioana (1975) Studiu mineralologic și petrografic al regiunii Moldova Nouă (zona Suvorov — Valea Mare). *St. tehn. econ. seria I*, 11, p. 7—188, București.
- Ghiaka-Budești Ş. (1931) Les plagioclases des Banatites étudiés par la méthode Feodoroff. *Bull. Suisse Minér. Pétr.* XI, 1, p. 11—26.

- ✓ Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatice. *An. Com. Stat. Geol.* XXXV, p. 13–45, Bucureşti.
- Hess H. H. (1960) Stillwater igneous complex. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 80, p. 1–230, New York, Tulsa.
- ✓ Măier O. W. (1974) Studiul geologic și petrografic al masivului Locva. *St. tehn. econ. seria I*, 5, p. 1–173, Bucureşti.
- Mariunin A. C. (1961) Zavisimosti opticheskoi orientirovki kali-natrievih polevih spatoval razlicinenih faktorov. *Izv. Acad. Nauk SSSR, ser. gheol.*, 2, p. 59–79, Moskva.
- Năstaseanu S., Boldur C. (1964) Observații în legătură cu prezența Carboniferului și Doggerului la Valeapai (Banat). *D. S. Com. Stat. Geol.* L/2, p. 317–324, Bucureşti.
- ✓ Radu-Mercus Anna (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Dogenecea, *Bul. IPGG*, VIII, p. 23–46, Bucureşti.
- Rădulescu D., Sandulescu M. (1973) The Plate-Tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155–161, Amsterdam.
- Russo Doïna, Berza T., Ianç Rosette (1973) Petrologia zonei de vest a masivului banatitic de la Bocşa. *D.S. Inst. Geol.* LIX/1, p. 65–100, Bucureşti.
- Sandulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpates. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVII, 3, p. 300–358.
- Schafarzik F. r. (1914) Revision der Kristallinischen Schiefer des Krassószörényer Grundgebirges in petrographischer und tektonischer Beziehung. *Jahresber. d. k. ung. geol. R. A. f. 1913*, p. 195–221.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, p. 327–418, Bucureşti.
- (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 107, 2–3, p. 149–240, Stuttgart.
- Vlad S. N. (1974) Mineralogeneza skarnelor de la Dogenecea. Ed. Acad. R.S.R. Bucureşti.
- Winkler H.G.F. (1966) La genèse des roches métamorphiques. Ed. Ophrys, Paris.
- (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks. *N. Jb. Miner.* 5, p. 189–248.
- Wright T. L. (1967) The microcline-orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldora stock, Colorado. *Am. Miner.* 52, p. 117–136, Washington.

QUESTIONS

- H. Savu : 1. What information does the section in this region offer?
 2. Provided the intrusions come from different magmas, then could we consider them all consanguineous (banatitic)?
 3. How do you explain the emplacement of magmas, from different chambers, in the same place of the crust?

Answer : 1. In the paper, it is rendered a section through the Bocşa massif (Fig. 22), drawn up on the basis of the field and geophysical data, which points out the character of dyke with a NW dipping of the B_1 and B_2 units, and the encratiment of the B_3 unit in the south-eastern margin of the massif. In the central part of the massif, there is a tectonic contact between the B_2 and B_3 units, the latter having a reduced thickness.



2. As the Paleocene plutonic magmatites make up the banatite petrographic province, the units of the Bocșa massif belonging to this province are considered consanguineous. Some differences as regards the chemism between the B_1 and B_2 units, on the one hand, and the B_3 unit, on the other hand, point to their derivation from independent magmatic chambers. However, this matter has to be looked upon carefully. Explaining the origin of the banatitic magmas by consumption of simatic crust, Rădulescu and Săndulescu (1973) point to the idea that the banatites in the western Banat could be of a double origin: the melting of the oceanic floor of the Severin Nappe as well as the melting of a part of the basement of the Vardar zone. However, the matter is still open to discussion.

3. The aeromagnetic map of the northern Banat evidences the existence of some positive anomalies between Surduc and West Bocșa, which represent the effect of banatitic plutonic bodies having a NE-SW trending; towards E, there occurs another series of plutonites, generally intruded on a N-S direction, in the Dognecea—Ocna de Fier—East Bocșa. These two main directions of intrusions intersect one another between the Birzava and the Pogăniș, in the zone of the present Bocșa massif. The occurrence of enclaves of crystalline schists in the central zone of the massif (where the western intrusions are at present close to the eastern one) allows us to consider that the two intrusive bodies had been separated by a septum of crystalline schists which later disappeared due to tectonic movements.

O. Maier: Have the authors arguments in favour of the western dipping of the fault separating the B_2 and B_3 zones?

Answer: The slightly broken relief and the strongly hydrothermal alteration in the zone of the tectonic contact did not allow the direct observation of the fault dipping. The particular development of the hydrothermal phenomena west of the contact between the B_2 and B_3 units determined us to assign a western dipping to it, the circulation of the solutions affecting therefore the „hanging wall” zone.

DISCUSSIONS

O. Maier: I agree to the authors' opinion that the B_1 and B_2 units would represent an older phase of encratiment of some more basic rocks, whereas B_3 is a younger intrusion. In the massif of Jdioara granodiorites, more basic rocks are enclaved by granodiorite, a fact pointing also to the existence of two phases. The fault between B_2 and B_3 could represent the prolongation towards SW of the Teliuc-Vadul Dobrii-Tincova fault, with south-eastern dipping.

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

Fig. 1. — The outcrop on the Bocșa Montană-Bocșa Română road (200 m upstream the gas station). The ocular gneisses (1) are pierced by the porphyry granodiorite of the Bocșa 3 Unit (4).

Fig. 2. — The same outcrop, detail in the easternmost part. Ocular gneisses (1) and porphyry micromonzodiorite (2), pierced by the porphyry granodiorite (4).



Fig. 3. — In the same place, one can notice that the porphyry micromonzodiorite (2) is dislocated and enclosed into the porphyry granodiorite (4), giving the enclaves typical of these granodiorites (3).

Plate III

Fig. 1. — Garnet micaschist. Dulău, N II, $\times 10$.

Fig. 2. — Actinolite schist, Dulău. N II, $\times 25$.

Fig. 3. — Partly serpentinized forsterite from thermally metamorphosed Precambrian limestones of the Bocşa massif contact, left affluent of the Arinieş Valley. N +, $\times 10$.

Fig. 4. — Hornfels with andalusite (A), cordierite (Co) and plagioclase (Pl), Ezeriş. N II, $\times 25$.

Plate IV

Fig. 1. — Untwinned potash feldspar (FK) insinuated on a paragneiss foliation, Tilva Drenii. N II, $\times 10$.

Fig. 2. — Antebanatitic (Carboniferous?) dacite, Pogăniş Valley. N II, $\times 10$. Rocks of the Bocşa 1 unit.

Fig. 3. — Diorite-gabbro, Arinieş Valley. N II, $\times 10$.

Fig. 4. — Porphyry quartz monzodiorite, Grini Valley. N II, $\times 10$.

Plate V

Rocks of the Bocşa 1 unit (continuation)

Fig. 1. — Quartz monzonite, Bocşa Română-Ramna road. Poikilitic potash feldspar (FK), plagioclase (Pl), orthopyroxene (Opix), clinopyroxene (Cpix). N II, $\times 25$.

Fig. 2. — Porphyry monzonite (marginal facies), Grini Valley. N II, $\times 10$.

Rocks of the Bocşa 2 unit

Fig. 3. — Granodiorite, Simizi Valley. Hornblende with a calcitized clinopyroxene nucleus (Ho). N +, $\times 10$.

Fig. 4. — Monzogranite with granulated quartz, Smida Valley. N +, $\times 10$.

Plate VI

Rocks of the Bocşa 3 unit

Fig. 1. — Hornblende and biotite granodiorite, Vornicul Valley. N +, $\times 10$.

Fig. 2. — Hornblende and biotite porphyry granodiorite, Birzava Valley, at the contact with the B₂ unit. N +, $\times 10$.

Fig. 3. — Homeogeneous enclave, Valea Rea (Ezeriş). Plagioclase, biotite and hornblende in poikilitic potash feldspar (FK). N +, $\times 10$.

Fig. 4. — Enclave of hornblende and biotite porphyry micromonzodiorite, Ezeriş (when entering the village, the Bocşa Montană-Ezeriş road). N +, $\times 10$.



Plate VII

Minerals of the Bocșa Massif rocks.

- Fig. 1. — Plagioclase in a quartz monzonite of the B_1 unit, Muscariu Brook. An_{80} bytownite (in extinction), surrounded and corroded by An_{52-44} andesine; An_{31} thin external zone. N +, $\times 10$.
- Fig. 2. — Bytownite with dynamic effects in a quartz monzodiorite of the B_1 unit, Reiban Brook. N +, $\times 25$.
- Fig. 3. — Recurrent zoned plagioclase (An_{44-38}) in a granodiorite of the B_3 unit, the Vidraslăul Mare Valley. N +, $\times 10$.
- Fig. 4. — Perthitic potash feldspar in a monzonite of the B_1 unit, Reiban Brook. N +, $\times 25$.

Plate VIII

Minerals in the rocks of the Bocșa massif (continuation).

- Fig. 1. — Partly bastitized orthopyroxene in a quartz monzonite of the B_1 unit, Ciurani Brook. N +, $\times 40$.
- Fig. 2. — Clinopyroxene with exsolutions of ferromagnesian phase (pigeonite?), perpendicular to elongation, in a quartz monzodiorite of the B_1 unit, Reiban Brook. N II, $\times 40$.
- Fig. 3. — Hornblende (Ho) with clinopyroxene relics (CPix) in a monzogranite of the B_2 unit, Barbu Brook. N +, $\times 40$.
- Fig. 4. — Zoned orthite in a granodiorite of the B_3 unit, source of the Smida Valley. N II, $\times 25$.

Plate IX

Dyke rocks subsequent to the Bocșa massif.

- Fig. 1. — Pegmatite with graphic structure, the village of Bărbosu. N +, $\times 25$.
- Fig. 2. — Rhyolite, the Birzava Valley. N +, $\times 10$.
- Fig. 3. — Rhyolite with a spherulitic structure, Grini Valley. N +, $\times 25$.
- Fig. 4. — Biotite and hornblende andesite, Satul Valley, N +, $\times 10$.



DOINA RUSSO-SĂNDULESCU, TUDOR BERZA
GEOLOGICAL MAP OF THE BOCȘA MASSIF

0 1 2Km

LEGEND

QUATERNARY

1 Terrace gravels, alluvia

NEogene

2 Limestones, marls, sands

PALEogene BANATITES-MAGMATITES

3 Rhyolites, granophyres, andesites-microdiorites, λ lamprophyres

4 A Aplites - pegmatites

B₃ 5 Quartz monzonodioritesB₃ 6 MelagranodioritesB₃ 7 GranodioritesB₂ 8 Granites ++B₂ 9 Quartz monzonitesB₂ 10 Quartz monzodioritesB₂ 11 Diorite gabbros

UPPER CRETACEOUS

LOWER CRETACEOUS

UPPER CARBONIFEROUS

LOWER PALEOZOIC(?)

PRECAMBRIAN

15 Crystalline schists ~~~

16 Contact metamorphism

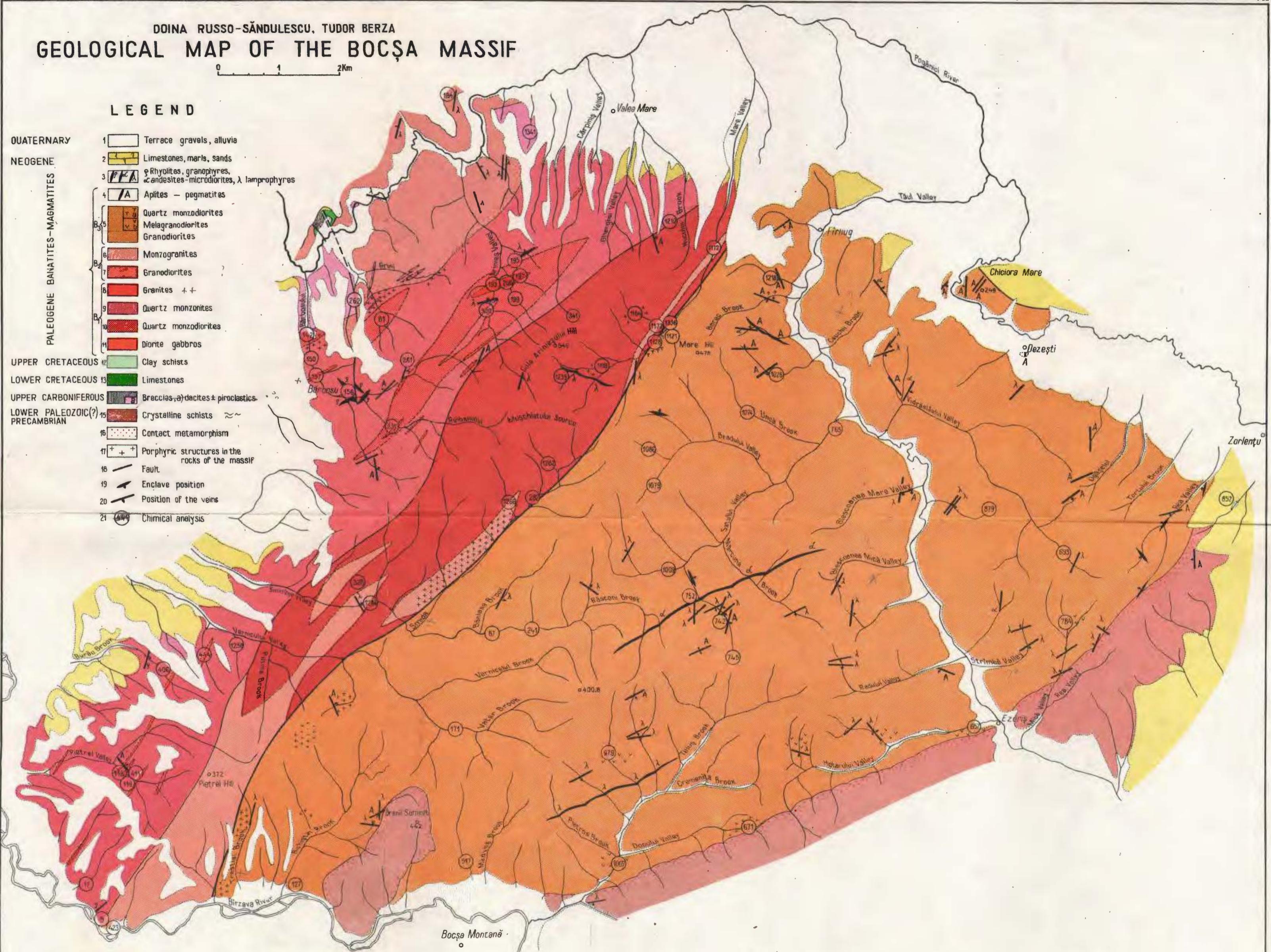
17 + + Porphyric structures in the rocks of the massif

18 Fault

19 Enclave position

20 Position of the veins

21 Chemical analysis





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

Project 39: Ophiolites of continents and comparable oceanic rocks

STRUCTURE AND ORIGIN OF BUNEŞTI GABBROIC BODY
(METALIFERI MOUNTAINS)¹

BY

HARALAMBIE SAVU², ION BERBELEAC², ERNA CĂLINESCU², RODICA
FLORESCU², ALLA ZĂMÎRCĂ²

Sommaire

Structure et origine du corps gabbroïque de Buneşti (Monts Métallifères). La région de Balşa-Techereu des Monts Métallifères est constituée de roches ophiolitiques effusives et intrusives de la première et de la deuxième étape d'évolution du magmatisme ophiolitique de la zone du Mureş. Dans les roches effusives (bazaltes) de la première étape est cantonné le corps de gabbros (gabbros à diopside, gabbros à olivine, gabbros à titanomagnétite et gabrodiortites) de Buneşti à aspect de dyke. Sur le diagramme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) — SiO_2 les roches baziques se répartent tant dans le domaine des bazaltes du fond des océans, que dans le domaine des bazaltes riches en Al_2O_3 ; seulement un nombre réduit des roches tendent à s'approcher du domaine des bazaltes alcalins. Les données pétrochimiques et géochimiques (Ti, Zr, Y) démontrent que les roches ophiolitiques ont dérivé d'un magma tholéïtique, formé dans le manteau supérieur ou dans la couverture bazaltique. Les roches effusives et intrusives sont affectées par de nombreux systèmes de fractures, qui ont déterminé leur milonitisation et qui ont été traversés par des roches banatitiques et affectées par des solutions hydrothermales, reliées aux intrusions laramiques et aux vulcanites néogènes.

Introduction

The reaserches we carried out in 1976 in the Metaliferi Mountains covered a wider area with ophiolitic rocks, located within Ardeu, Poienița, Vălișoara and Almașul de Mijloc localities (H. Savu et al., 1977)³.

¹ Received on April 12 1977, accepted for publication on April 13 1977, presented at the Meeting on April 22 1977.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

³ Arch. I.G.G. București.



During these researches a special attention was paid to the Bunesti gabbroic body. The study of the basic intrusive rocks which made up this body was continued in laboratory; these rocks underwent different kinds of analyses. The results of the investigations we present in this paper.

Previously the region had been researched for sulphide mineralizations by Ghițulescu and Socolescu (1941) and by Berbeleac (1975) who pointed out the Bunesti gabbros.

General remarks on the geology of the region

The researched region is located in the buckling part of the Mureș mobile zone. It is located east of the Metaliferi Mountains, being separated from the Trascău Mountains only by Zlatna-Almașu Mare Neogene basin.

Within the present geological framework the Balșa-Techereu region, which made up the ophiolitic basement of the Mesozoic sedimentary formations and of Neogene volcanites, appear as an uplifted, horst-like zone, comprised between the Brad-Săcărîmb Neogene basin westward and Zlatna-Almașu Mare basin eastward. These basins are elongated as the Balșa-Techereu horst, trending NW—SE, and are made up of sedimentary deposits (Badenian-Sarmatian) and Neogene volcanites.

Within the Balșa-Techereu region the Mesozoic primary structures are trending WNW—ESE. They were intersected by two different fracture systems (Berbeleac, 1975): (1) Laramian fractures, which are trending N 70° E; (2) Neogene fractures, along which the mentioned Neogene basins sunk and the Balșa-Techereu region uplifted; they are disposed on the N 45° W direction, thus intersecting both the ophiolitic and Laramian structures.

The region is mostly made up of ophiolitic rocks. Northward (Oprișești-Poienița), the younger ophiolitic volcanites associated with the red jaspers with depositions of manganese oxides, and bear sandstones, clays and calcareous conglomerates, which belong to the Curechi beds (Ghițulescu, Socolescu, 1941). Southward the ophiolitic rocks of the second stage bear Upper Jurassic organogene limestones, which pass in the upper part to Neocomian limestones. These limestones form steep ridges in the Almașu Mic-Cheile Cibului zone, at Pleașa and Pleașa Ardeului. The southern boundary of the ophiolitic rocks and of the associated formations, with Upper Cretaceous deposits, follows an important fracture plane, trending E—W and located between the Ardeu Valley and Mada Valley.

Petrographically the Balșa-Techereu region is made up of ophiolitic rocks, intruded by veins and dykes of Laramian (Banatitic) magmatic rocks.

a) The ophiolitic rocks are mainly represented by volcanic rocks belonging to the first two stages of evolution of the initial magmatism (south of the Apuseni Mountains).



The ophiolitic rocks of the first stage (Jurassic-Preoxfordian) develop especially in the central part of the region, between Balșa and Poiana. They are made up of basalt submarine flows, sometimes associated with pyroclastic products with a basaltic composition. The main petrographic types are represented by basalts, augite-bearing porphyric basalts, amygdaloid basalts, hyalobasalts, rarely anamesites. The pyroclastic rocks generally represented by agglomerates, volcanic breccias and stratified tuffs, are made up of elements which correspond to the mentioned basalt types. As a characteristic we point out the presence of tachylites intercalated in pyroclastites.

The effusive ophiolitic rocks are intruded by the main Bunești gabbroic body, which also belong to the first stage of evolution of the ophiolitic magmatism. Both the gabbros and the effusive rocks are intruded by vein rocks, during the first and the second stage of the evolution of magmatism.

North and south of the region the volcanic products-especially pyroclastic ones of the second stage (Oxfordian-Neocomian) rest over the ophiolitic rocks of the first stage. These associate with the mentioned Jurassic and Neocomian deposits and are made up of agglomerates, volcanic breccias and seldom lava flows. They are made up of pyroxene-bearing basaltic andesites, augite and hornblende-bearing andesites, sometimes with a brown hornblende, hornblende and augite-bearing quartziferous andesites, hornblende augite and biotite, bearing quartziferous andesites, dacite and rhyolites (quartziferous porphyres). The vein rocks of the second stage noticed in the region, are represented by oligophyres, albitophyres and orthophyres (Berbeleac, 1975).

Bunești gabbroic body

The Bunești gabbroic body develops between the Mosoru Hill, Bunești Valley and Micoti Valley. It is elongated and appears as a dyke with N 70° W trend and rooted towards SSW under an angle of about 80° (Plate I). Its length is about 3.5 km and its maximum width of 1.250 m. On the Plop Brook and Frunții Hill — the western part of the body — as well as on the Micoti Valley — within and on the gabbroic mass — rocks are still preserved as remnants of the roof of the intrusive basic body.

The petrographic composition of the body is rather various, being made up of numerous types of gabbros. As shown, numerous rock veins of the first and second evolution stage of the ophiolitic magmatism pierce the gabbroic body, which certifies that it was emplaced during the development of the first stage. Thus vein rocks are frequently met on the Plop and Oprișoaia Valleys from the western part of the body, and on the Dolcesc Brook from the eastermost part of the body. The veins seem to have been gathered in the middle zone of the body. The vein rocks are represented by basalts, anamesites, dolerites, augite-basaltic andesites, hornblende-andesites, oligophyres and albitophyres.



The systems of Laramian and Neogene fractures also affected the gabbroic body, determining the formation of numerous faults, along which the gabbros had been strongly brecciated in places. On these fracture systems the small bodies of banatic rocks (quartz diorites) from the south-east part of the gabbroic body were emplaced, and Laramian or Neogene hydrometasomatic alterations were formed, with which the sulphide mineralizations sometimes associated.

Within the petrographic composition of the gabbroic body the diopside gabbros, diopside and quartz gabbro-diorites, olivine gabbros and magnetite gabbros are noticed. Melagabbros also appear but with a reduced development.

1. Diopside gabbros made up the central and south-east part of the gabbroic body. They have intermediary granulation and are mainly made up of plagioclase and diopside. The plagioclase (An_{80-85}) is rather fresh and have twins according to the albite, albite-Karlsbad and pericline laws. It presents sometimes a weakly zonal structure, in which the zones are harder to be distinguished at the microscope as the compositional differences among them are insignificant.

The xenomorph clinopyroxene crystallized after plagioclase, which it includes; it is sometimes replaced by chlorite. One may notice, within these rocks, the presence of rare fine lamellae of dark brown biotite associated with pyroxene crystals. Magnetite is seldom found in these gabbros; magnetite is a mineral of the first generation of crystallization, as it usually appears included in plagioclase.

A variety of diopside gabbro is that from the Oprișoaei Valley, in which beside clinopyroxene the biotite appears as a melanocratic mineral. Biotite lamellae usually develops round some magnetite grains, which points out the fact that it was the last to crystallize. In these rocks the diopside is replaced by a secondary hornblende with the following optical properties: Ng = green-yellowish; Nm = brownish-green; Np = yellowish; $c \wedge Ng = 21^\circ$. Besides these minerals apatite and xenomorph magnetite are found.

2. Gabbrodiorites are more frequently found in the north-western extremity of the body and on its north-eastern border. South-west they appear more seldom, forming separations of smaller dimensions. These rocks have a middle granulation and are made up of plagioclase, partly altered, clinopyroxene, quartz and secondary minerals.

Plagioclase is polysynthetically twinned, has a weak zonal structure and appears sometimes fissured. Pyroxene, a diopside, is sometimes altered in uralite. Other secondary minerals are represented by pistacite and rare masses of calcite. Skeleton-like crystals of magnetite also appear. The quartz forms irregular grains, located in the interstices of the other minerals from the rock, and especially between the plagioclase crystals. It is slightly deformed and after its general aspect it seems to have crystallized from the last magmatic solutions.

3. Olivine gabbros associate with the diopside gabbros, but they can appear separately at the springs of the Plopul Brook. They are rocky



with fine to intermediate granulation which are made up of plagioclase, olivine and clinopyroxene, minerals which probably crystallized in this order. Plagioclase is generally fresh and presents weakly zonal structure, having up to 3 marginal zones. In the composition of these zone the anortitic component varies as such : 90% An within the nucleus ; 73% An in the first zone ; 54% An in the marginal zone.

The pre-existent olivine is replaced by talc lamellae, bowlingite, and magnetite, minerals which made up pseudomorphs and within which they dispose in concentric zones. Olivine appears sometimes included in pyroxene.

Pyroxene, generally fresh, is a diopside with the extinction angle $c\wedge Ng$ of about 38° . In the olivine gabbroic rocks and with fine granulation, the clinopyroxene has the extinction angle $c\wedge Ng$ of about 41° , which indicate an augite (Winchell and Winchell, 1951). In places it is replaced by a secondary amphibole with separation of iron oxides in fine grains irregularly distributed around the hornblende crystals. The pyroxene associates sometimes with the pleochroic lamellae of a biotite. The biotite lamellae are more frequent and develop wider when they form around some magnetite grains. This mica is sometimes replaced by chlorite. Xenomorph magnetite is found in small quantities in these rocks.

4. Magnetite gabbros, which represent a variety of diopside gabbros but which appear in a reduced quantity, were met in the marginal parts of the body, on the Bunești and Oprișești Valleys and on the Păsculeșc Brook, as well as in some small drillings from the Bunești Valley and Oprișoaei Valley. They are rocks with middle granulation, made up of plagioclase and diopside, in which magnetite represents 5–15% from the rock volume. They form xenomorph crystals, in the structure of which one may notice lamellar separations of ilmenite according to the 111 face.

5. Melagabbros made up the small body from the springs of the Podișoarele Brook, where they associate with diopside gabbros. Inwards the main body of gabbros such rocks appear only on a small left tributary of the Oprișoaei Valley, a place which could be located in the western prolongation of the body from the Podișoarele Brook.

Melagabbros are holocrystalline rocks with a porphyritic structure given by some pyroxene crystals or olivine replaced by secondary minerals. These are usually developed wider than the plagioclase crystals which form the groundmass.

Plagioclase has sometimes a weak zonal structure, in which one may notice a wider developed nucleus and up to 8–9 marginal zones but the composition of which does not differ very much from that of nucleus, which contains 72–80% anorthite. The pyroxene forms large crystals, some idiomorph and rather numerous, presenting the twinning according to 110. It seems that in these rocks it crystallized before plagioclase. There also appear pseudomorphoses after olivine, resulted from bowlingite talc, carbonates and iron oxides, mineral disposed in concentric zone. Large lamellae of biotite, in places transformed in chlorite, appear in association with these alteration products. The brown hornblende seldom

TA

Chemical Analyses of the Bunești Gabbroic

No.	Sample no.	Rock type	Location	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	41	Porphyry melagabbro	Podișoarelor Brook	45.75	0.54	11.56	4.10	4.31	0.25
2	4*	Diopsidic microgabbro	Chilieei Brook	46.22	0.75	21.88	4.35	4.80	0.19
3	46	Porphyry melagabbro	Dîmbul Podișoarelor	46.42	0.56	13.47	2.78	5.12	0.15
4	5*	Porphyry melagabbro	Podișoarelor Brook	46.52	2.40	16.42	3.65	4.00	0.36
5	7*	Porphyry melagabbro	Podișoarelor Brook	46.55	0.85	20.60	5.30	3.16	0.39
6	29	Uralitized gabbro	Teiușului (Plopului) Brook*	46.80	0.68	15.28	4.86	4.81	0.19
7	19	Porphyry melagabbro	Oprișoaia Valley	47.27	0.76	13.93	3.28	5.05	0.14
8	53	Diopsidic gabbro	Meșteroaia Valley	47.97	0.94	19.16	5.32	4.02	0.12
9	5	Diopsidic gabbro	Oprișoaia Valley	48.22	0.65	22.39	2.47	2.97	0.08
10	43	Porphyry melagabbro	Podișoarelor Brook	48.38	0.40	13.69	3.19	4.00	0.11
11	12*	Diopsidic melagabbro	Ursului Brook	48.48	1.04	19.77	7.28	2.36	0.20
12	13*	Diopsidic gabbro	Oprișoaia Valley	48.52	2.35	19.20	3.73	4.93	0.32
13	32	Augite basalt	Plopului Brook	48.88	0.70	12.72	5.40	3.33	0.13
14	93	Porphyry melagabbro	Zirnei Brook	49.00	0.56	9.02	5.16	3.34	0.18
15	44	Melagabbro	Podișoarelor Brook	49.20	0.55	11.76	2.29	5.02	0.10
16	56	Gabbro	Micoti Brook	49.74	0.93	20.32	4.27	3.66	0.14
17	18*	Diopsidic gabbro	Bitis Brook	49.80	0.90	13.50	6.15	0.90	0.18
18	49	Augite basalt	Mesteroaia Valley	49.88	0.86	18.19	4.98	4.32	0.21
19	19*	Diopsidic and quartz gabbro	Dîmbul Frunții	51.10	0.73	17.46	2.59	5.36	0.14
20	62	Diopsidic and quartz gabbro	Micoti Valley	50.60	1.30	19.48	5.33	2.25	0.12
21	50	Splitized basalt	Meșteroaia Valley	51.60	0.80	16.19	3.95	4.35	0.11
22	34	Diopsidic gabbro	Plopului Brook	51.60	0.97	20.07	4.68	2.83	0.11

* According to Berbeleac, 1975.

appears. It forms large crystals, partly replaced by a secondary green actinolitic hornblende. This hornblende forms on the account of pyroxene, which in other cases is replaced by an uralitic fibrous hornblende. Grains of magnetite and long crystals of apatite are also found in melagabbros.

On the Zirnei Brook, in the melagabbros which are affected by mylonitization processes, the biotite develops round the skeleton-like crystals of magnetite. The biotite is bent in places due to the tectonic deformation and contains inclusions of magnetite grains. A blue chlorite forms sometimes on its account.

6. The gabbros, breccified and affected by hydrothermal alteration, present fissured and sericitized crystals of plagioclase feldspar, and the pyroxene is usually replaced by uralite. In these rocks calcite and epidote (pistacite) sometimes associated with a fibrous actinolitic hornblende of neoformation appear. The rocks are sometimes impregnated with pyrite. Nests of chlorite associated with opaque grains of secondary iron oxides also appear. On the fissures and breaks of the bracciated rocks, zeoliths do form, the crystals of which are perpendicularly disposed on rock walls.



BLE 1

Body and of Some Basalts (%)

MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	PC	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	S	Fe(S)	Total	Fe ₂ O ₃ total	Tl
14.09	13.70	0.09	0.90	0.13	1.75	—	—	1.71	1.20	0.09	0.08	100.24	8.96	0.32
4.40	12.74	1.67	0.31	0.11	0.28	urme	—	0.61	—	—	—	99.51		
14.13	10.05	0.16	1.46	0.16	1.77	—	—	4.07	—	0.05	0.05	100.40	8.52	0.33
8.70	11.90	1.65	0.39	0.12	—	0.20	—	3.50	0.22	—	—	100.03		
5.09	13.40	0.75	0.39	0.10	—	0.27	—	3.00	0.22	—	—	100.05		
10.17	10.92	0.47	1.68	0.16	1.25	—	—	2.32	—	0.03	0.03	99.65	10.23	0.40
12.05	11.86	0.19	1.38	0.18	1.33	—	—	2.74	—	0.04	0.04	100.25	8.94	0.45
4.25	11.18	0.56	2.45	0.16	1.10	—	—	2.58	—	0.11	0.10	100.02	9.88	0.56
4.64	12.80	0.49	2.71	0.18	0.47	—	—	1.49	—	0.16	0.15	100.07	6.12	0.39
11.07	14.10	0.15	1.39	0.11	0.59	—	—	2.71	—	0.15	0.05	99.99	7.68	0.24
4.08	10.04	2.90	0.77	0.15	1.17	0.07	2.44	0.78	0.49	—	—	99.51		
4.60	10.02	2.97	0.75	0.42	—	0.16	—	2.11	0.18	—	—	100.26		
8.82	10.78	1.38	1.66	0.33	3.05	—	—	3.82	—	0.16	0.15	100.31	9.25	0.42
14.28	13.53	0.94	1.12	0.29	0.75	—	—	1.97	—	0.03	0.03	100.20	8.90	0.33
13.17	13.59	0.37	1.51	0.13	0.78	—	—	1.84	—	0.02	0.02	100.35	7.88	0.33
3.19	10.07	0.84	2.75	0.27	1.54	—	—	2.26	—	0.03	0.03	100.04	8.36	0.55
2.90	13.35	2.60	3.30	0.15	—	—	—	2.83	3.65	—	—	100.21		
5.06	8.89	1.31	2.88	0.26	0.17	—	—	3.09	—	0.02	0.02	100.14	9.80	0.51
6.85	8.42	3.02	1.49	0.14	1.37	0.10	2.10	1.24	0.49	—	—	99.89		
3.42	9.90	0.65	3.63	0.33	0.72	—	—	1.60	—	0.03	0.03	100.39	8.97	0.78
5.47	7.82	1.76	4.31	0.23	0.30	—	—	2.70	—	0.07	0.06	99.62	8.84	0.48
3.50	9.88	1.25	2.63	0.29	0.39	—	—	1.71	—	0.11	0.10	100.21	7.92	0.58

Petrochemistry and geochemistry of the basic rocks

Berbeleac (1975) in his paper on the Vălișoara region is dealing with the petrochemistry of the ophiolitic rocks from the region; he establishes the types of magma and the direction of differentiation of the ophiolitic magmas.

Our data (Table 1) on the gabbro chemism of the Bunești body and of the surrounding basalts show that the parental ophiolitic magma, from which the rocks of the first stage of evolution of the initial magmatism resulted, was a tholeitic magma saturated with SiO₂ (Savu et al., 1970), the direct products of which could be diopside gabbros. During the differentiation of this magma, magmas richer in MgO separated into a direction, from which melagabbros resulted (Fig. 1), and into another direction magmas richer in iron, resulting gabbros with vanadiferous titanomagnetite. Those which differentiated later and those from the Drocea Mountains show a tendency of enrichment in alkalis, especially in Na₂O (Savu, 1962).



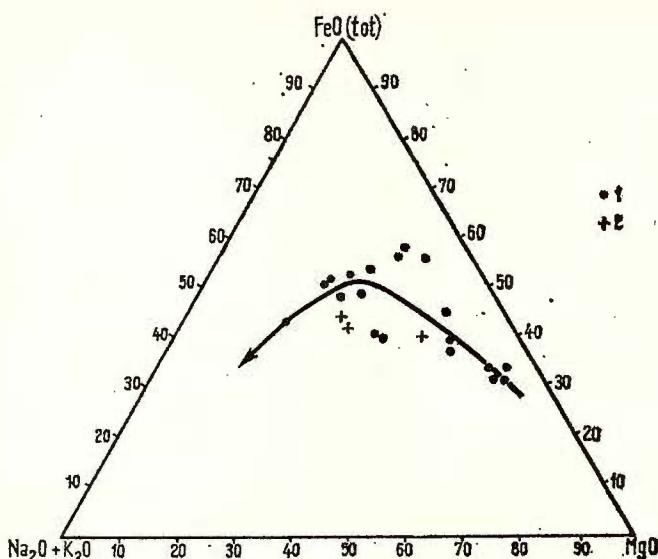


Fig. 1. — Differentiation diagram of ophiolitic magmas. 1, intrusive rocks; 2, effusive rocks.

As we may notice in the diagram of figure 1, the separation of the ophiolitic magma is close to the evolution of the magma generator of the rocks, from which the Shikoku greenschists resulted. One may suppose (Sawaada, 1973) that they come from a thin continental crust or from the oceanic crust. During its evolution, the tholeitic magma saturated with SiO_2 followed the direction of differentiation of the calcoalkaline magmas. The magmatic parameters and the various types of magma differentiated from the parental magma (Table 2) belong to this series of magmas.

The distribution of trace elements in the gabbroic and basaltic rocks from the region (Table 3) is characteristic of the ophiolitic rocks from the Mureş mobile zone (Savu et al., 1970; Savu, Urescu, 1973, 1977). The most characteristic trace elements from this series of ophiolitic rocks are Ni, Co, Cr, and V (Turekian, Wedepohl, 1961), which show contents similar to other tholeiitic rocks, as for example the Almăşel gabbroic body.

The Zr, Y, Sc and Ti contents are characteristic of the ocean floor basalts (Pearce and Cann, 1971), with which most of the rocks of the Bunesti gabbroic body are similar. From this point of view few rocks are similar to the andesites from the island arcs. Within this group we may include the basaltic andesites, porphyric basalts with augite phenocrystals and some gabbros from the Balşa-Techereu region.

The scandium content of the tholeiitic rocks from the Balşa-Techereu zone ranges between narrow limits, 19 and 48 ppm, values characteristic of the ophiolitic rocks.

Strontrium and barium, trace elements especially connected with feldspars, show contents which ranges between the limits characteristic of the basic rocks. We may find out from the table 3 that the values of

TABLE 2
Niggli Parameters for Ophiolite Rocks

No.	Sam- ple no.	Qz	st	al	c	fm	c/fm	mg	alk	k	ti	p	Q	L	M	Magma type
1	41	-16.81	90.83	13.59	29.08	55.06	0.53	0.75	1.91	0.06	0.71	0.12	24.52	22.39	53.12	Pyroxenitic
2	4*	-7.60	108.84	30.49	32.19	32.62	0.95	0.47	4.11	0.10	1.27	0.14	33.21	29.58	37.44	Leucogabbrooid-ossipitic
3	46	-15.73	97.35	16.62	22.54	57.30	0.39	0.76	3.27	0.077	1.0	0.12	26.40	27.35	46.38	Gabbroid-eukritic
4	5*	-14.20	102.28	22.14	29.16	43.75	0.66	0.67	4.12	0.13	4.52	0.13	29.04	33.94	37.21	Leucogabbrooid-acmahaitic
5	7*	-22.76	83.72	21.62	25.86	28.35	0.91	0.55	1.62	0.26	1.08	0.10	36.63	25.77	39.86	Piroxenite-arleptic
6	29	-11.61	105.27	19.76	25.56	50.06	0.51	0.66	4.22	0.16	1.18	0.13	28.95	31.19	39.48	Gabbroid
7	19	-12.34	100.38	17.32	26.88	52.48	0.51	0.72	3.18	0.08	1.27	0.12	27.66	27.65	44.67	Gabbroid-eukritic
8	53	-6.36	120.88	28.44	30.26	34.34	0.88	0.46	6.81	0.13	1.66	0.15	33.31	40.98	25.70	Leucogabbrooid-ossipitic
9	58	-11.76	116.72	31.98	33.14	27.62	1.20	0.60	7.12	0.10	1.16	0.14	32.90	45.59	21.10	Leucogabbrooid-helugitic
10	43	-9.08	103.20	17.16	32.14	47.50	0.68	0.74	3.07	0.04	0.64	0.12	28.71	27.06	44.23	Gabbroid-eukritic
11	12*	-5.13	129.07	30.88	28.48	35.52	0.80	0.45	8.80	0.14	2.08	0.16	30.25	40.50	33.38	Leucogabbrooid-helugitic
12	13*	-10.84	122.12	28.70	27.17	34.80	0.78	0.50	8.24	0.13	4.42	0.45	39.62	33.38	28.76	Leucogabbrooid-helugitic
13	32	-6.78	117.46	18.04	27.85	47.91	0.58	0.65	6.06	0.36	1.30	0.28	30.31	29.70	39.98	Gabbroid-hawaiitic
14	93	-14.85	98.67	10.64	29.14	56.47	0.52	0.75	3.38	0.36	0.97	0.24	24.72	19.64	55.66	Hornblende-dialagitic
15	44	-0.7	115.02	16.29	34.13	45.50	0.75	0.69	3.93	0.14	0.84	0.14	31.10	25.23	43.10	Gabbroid-hawaiitic
16	56	-0.16	134.20	32.25	29.17	29.82	0.98	0.43	8.59	0.17	1.78	0.32	36.63	43.43	19.99	Leucogabbroic-helugitic
17	18*	-14.29	136.35	21.71	38.82	26.32	1.47	0.44	12.66	0.45	1.81	0.12	19.59	37.80	31.81	Diorite-orbitic
18	49	-9.4	128.24	27.47	24.54	38.12	0.64	0.64	9.41	0.23	1.70	0.30	33.41	41.37	25.90	Diorite-orbitic
19	19*	-13.33	113.39	19.79	28.97	44.44	0.65	0.56	6.18	0.27	1.54	0.38	26.61	30.86	43.11	Gabbroic
20	62	-6.53	134.23	30.41	28.18	31.05	0.91	0.43	10.19	0.094	2.55	0.31	34.00	43.81	22.11	Leucogabbroic-helugitic
21	50	-19.03	136.13	25.20	22.03	38.83	0.57	0.55	13.79	0.22	1.58	0.15	30.31	42.22	27.45	Diorite-lamprodioritic
22	34	-4.38	140.22	32.88	28.83	28.99	0.99	0.49	8.96	0.24	2.12	0.31	36.78	43.44	19.73	Lamprodiorite-belugitic



TABLE 3
Distribution of Trace Elements (ppm) within the Ophiolitic Rocks

No.	Sample no.	Rock type	Location	Cu	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Zr	Ba	Sr
1	41	Porphyry melagabbro	Podișoarelor Brook	150	220	60	950	210	38	11	33	50	31
2	46	Porphyry melagabbro	Dimbul Podișoarelor	40	190	63	1100	180	34	13	90	80	42
3	29	Uralitized gabbro	Teiușului (Plopuului) Brook	33	160	42	470	240	46	16	50	73	40
4	19	Porphyry melagabbro	Oprișoara Valley	80	240	95	950	320	48	17	70	75	42
5	53	Diopside gabbro	Mesteroia Valley	76	40	55	30	360	20	21	55	260	82
6	5	Diopside gabbro	Oprișoara Valley	60	30	44	50	230	27	19	90	165	82
7	43	Porphyry melagabbro	Podișoarelor Brook	30	132	60	660	150	34	9	30	100	50
8	32	Augite basalt	Plopuului Brook	150	125	46	440	275	40	21	110	550	130
9	93	Porphyry melagabbro	Zărnei Valley	24	160	33	650	135	36	14	55	560	145
10	44	Melagabbro	Podișoarelor Brook	31	185	75	780	210	43	14	60	130	62
11	56	Gabbro	Micoti Brook	82	18	40	10	290	19	16	80	280	100
12	49	Augite basalt	Mesteroia Valley	65	27	31	56	195	20	23	50	530	180
13	62	Diopside and quartz gabbro	Micoti Valley	6	29	37	ndt	390	23	28	110	480	140
14	50	Spilitized basalt	Mesteroia Valley	95	43	53	76	250	25	23	85	460	180
15	34	Diopside gabbro	Plopuului Brook	60	19	42	19	250	23	23	80	360	260

the contents of the two elements are in a positive correlation. Although the two elements are different from the value viewpoint, while the Ba content is increasing, the Sr content is increasing proportionally, too.

Copper, an element of less significance in the evolution of the ophiolitic magmas, shows low contents, which range between 6 and 150 ppm.

Origin of ophiolitic magmas

The magmas, from which the Balșa-Techereu basaltic rocks and the rocks of the Bunesti gabbroic body resulted, belong to the first stage of evolution of the Alpine ophiolitic magmatism from the Mureș mobile zone.

As previously shown (Savu, 1962; Savu et al., 1970) the magmas which generated the ophiolitic rocks from the Drocea Mountains and from the whole Mureș mobile zone are saturated tholeiitic magmas of sismic origin. These magmas were formed in the upper mantle or within the basaltic cover, as a result of the development of a pyrolith, the magmas of which was subsequently contaminated by the acid magmas resulting from the melting of some portions from the sialic crust, and especially from the granitic cover, which is sinking under the mobile zone.

Later, Rădulescu and Săndulescu (1973), Herz and Savu (1974), Bleahu (1974), Savu and Udrăescu (1977) considered that the Mureș mobile zone developed in an oceanic trough, which evaluated into a subduction zone. Recently, Herz et al. established that these ophiolitic magmas of the first stage of evolution of the ophiolitic magmatism formed in the upper mantle or in the subcrustal basaltic cover, as resulted from the $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratio, which ranges between 0.7021 and 0.7056 within the ophiolitic rocks of the Drocea Mountains.

The similitude of the basic rocks from the Mureș zone and the Bunesti gabbroic body with the ophiolitic rocks from the Alps, Apennines and Dinarids studied by Burrini and Niggli (1945), appears very clearly from the mode of distribution of these rocks on the diagram of the figure 2. Most of the mentioned rocks are located on the diagram in the main projection field of ophiolites from the three classical regions mentioned; other rocks move towards the fields of ultramaphic rocks, which made up most of the ophiolites from these regions.

Having in view that the ophiolites from the Alps, Apennines and Dinarids formed in a first order Benioff zone (Savu, Niculae, 1975) located between the African and European plates (Chanel, Horvath, 1976) and that the magmas came from the upper mantle, it results that the gabbroic rocks from the Mureș and Balșa-Techereu zones have the same origin. Some differences are worth to be mentioned: (1) in the Mureș zone the schists with glaucophane or lawsonite do not appear-ophiolites are not affected by metamorphism processes; (2) the ultramaphic rocks are found in small quantities in the Mureș zone as against those formed in the Alps-Apennines-Dinarids zone; (3) in the three regions the alkaline and acid rocks of the second stage of evolution of the Mureș ophiolitic magmatism are not represented (Savu, 1976). These differences were determined by the geotectonic evolution of the two subduction zones.



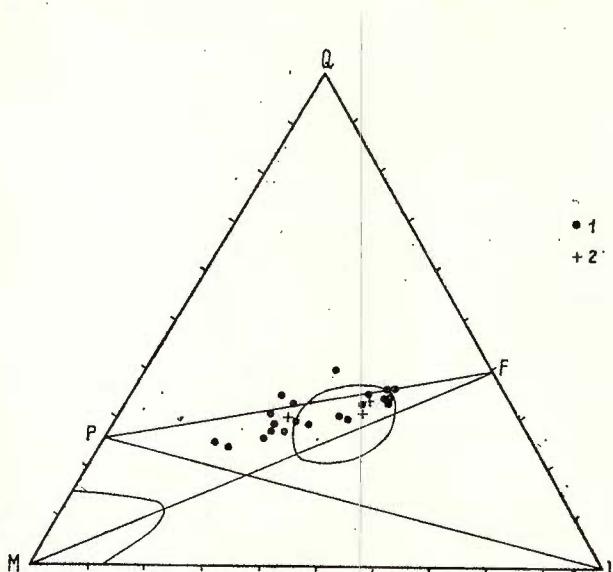
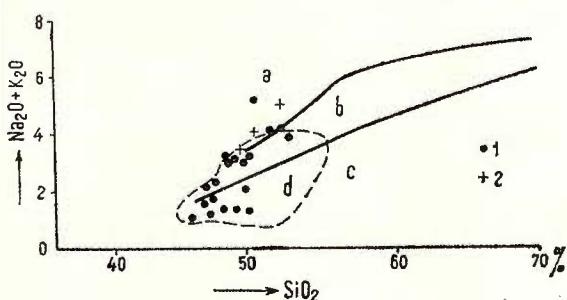


Fig. 2. — *QLM* diagram.
1, intrusive rocks; 2, effusive rocks.

It is remarkable the fact that the tholeiitic rocks saturated in SiO_2 belonging to the Bunești gabbroic body, as all those of the Drocea Mountains (Savu et al., 1970) are located on the diagram of figure 3, in the projection field of the Hawaiian oceanite-tholeite-granophyre series, studied by Kuno (1967). As a matter of fact this is the series of differentiation of the tholeiitic magmas all over the world. The Bunești rocks are distributed on the diagram both in the field of the ocean floor basalts, and in the field of basalts rich in Al_2O_3 ; this last characteristic would explain the preponderance, at some rocks, of plagioclase as against mafites, as well as the crystallization of this mineral before the other minerals, both in the gabbroic rocks and in some basaltic rocks.

Fig. 3. — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ diagram. a, alkaline basalt domain; b, rich in aluminium basalt domain; c, ocean floor tholeite domain; d, projection field of Hawaiian oceanite-tholeiite-granophyre series.
1, intrusive rocks; 2, effusive rocks.

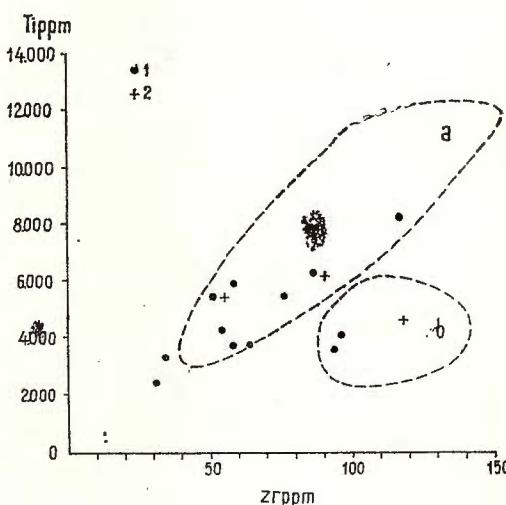


In a recent paper on the ophiolites of the Carpathians Lomite (1976) compares the chemistry of these rocks with the one of the oceanic

and continental basalts. From the table presented by this author it results that the average values for SiO_2 , TiO_2 , MgO and K_2O , tholeiites are much closer to the ones of the middle Atlantic ridge than to the continental basalts.

Only three basaltic rocks from Bunești are located outside the field of Hawaiian tholeiitic series. They show a tendency to move towards the field of alkaline basalts, in which the Hawaiian ankaramitic basalts are situated peculiarity which explains the evolution of ophiolitic magmas of the second evolution stage, in Mureș zone, towards alkaline rocks as for example oligophire, trahandesites and trahites (orthophyres), among which some are also found in the Balșa-Techereu region.

Fig. 4. — Ti—Zr correlation diagram.
a, domain of ocean floor basalts;
b, andesite domain of the island arches.
1, intrusive rocks; 2, effusive rocks.



The genetic peculiarities of the ophiolitic magmas from which the Bunești gabbroic body and the basalts of the region resulted, are also pointed out by their geochemical characteristics. Depending on the Ti, Zr and Y contents, the rocks, which are analysed by us, are mostly located in the projection field of the ocean floor basalts (Pearce and Cann, 1971); this is the case of the gabbros which resulted from the simatic magma (Fig. 4 and 5).

The basalts, from the magma of which the alkaline and acid rocks and some gabbros resulted during the second stage, are located on the diagram of the figures 4 and 5 in the andesite field from the island arcs, fact which presumes a modification of the composition of magmas from the Mureș zone towards the first stage and during the second stage, to alkaline and acid products.

This tendency was explained (Savu, 1976; Savu, Udrăescu, 1973, 1977) by the contamination of the tholeiitic magma made up in the

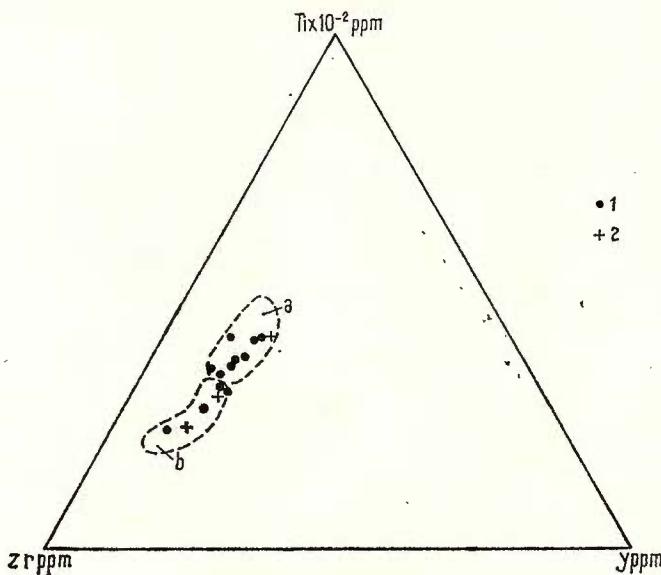


Fig. 5. — Ti—Zr—Y diagram for magma types. a, ocean floor basalt domain; b, andesite domain of island arches.
1, intrusive rocks; 2, effusive rocks.

upper mantle or in the subcrustal basaltic cover with acid material resulted from the melting of the northern and southern sialic plates, which underwent a subduction phenomenon and sank under the Mureş zone.

Hydrothermal alterations of the ophiolitic rocks

The researched region includes numerous outcrops with sulphide mineralizations and zeolith depositions, the formation of which is related to the activity of the ophiolitic and Laramian magmatism and of the tertiary volcanism. These outcrops are included in zones hydrometasomatically altered.

1. *Hydrometasomatic alterations.* Within the researched zone, as already mentioned, the hydrometasomatic activity belongs especially to the banatitic and tertiary postmagmatic manifestations. Their zone of distribution points out the direction of the postmagmatic manifestations towards the inner part of the main enrooted structures and along the fractures, too. In such zones, due to the spatial superpositions, it is difficult to distinguish the associations of neominerals resulted during the two Laramian and tertiary metallogenetic stages.

The main association of neominerals found in the hydrometasomatic zones formed within a wide range of temperature. This interval is covered

by three characteristic associations of minerals (Meyer, Hemley, 1967) : propylitic, argillic and zeolitic.

The first association is characteristic of the enrooted structures — Buneşti and Poiana gabbroic bodies and the dykes of banatitic diorites between the Porcurea and Poiana Valleys. This association also extends in the ophiolitic rocks from the outskirts of the intrusive bodies, where epidote and actinolite frequently occur, especially in the vacuoles of the amigdaloid basalts and in the cement of the pyroclastic rocks. Within the propylitic association three parageneses of neominerals were recognized : (1) albite-epidote-actinolite-chlorite (\pm serpentine minerals-pyrite), (2) albite-epidote-actinolite-quartz-chlorite-carbonates-pyrite and (3) albite-chlorite-carbonates (+ argillaceous minerals-quartz-pyrite). Among these associations the first one is especially characteristic of the Buneşti and Poiana gabbroic body, and the others belong to both intrusive and effusive rocks.

As regards the argillic association we mention the area of extinction of neominerals to the zones intensly breccified, which are present both within the Buneşti gabbroic body, and the zones which delimit the main fractures. In such zones two types of neomineral associations may be noticed : (1) clayey minerals (montmorillonite-kaolinit-illite)-carbonates-pyrite (\pm quartz) and (2) clayey minerals-quartz-carbonates-pyrite. The first association is specific to the zones intensly breccified from the Buneşti and Poiana gabbroic body, and the last paragenesis usually accompanies the fracture zones met on the Podișoarele Brook, Oprișoaia Valley, Pragul Ardeului, Porcul Valley, Smreciul Brook, etc.

Within the Buneşti gabbroic body the argillization took place in its marginal parts, and especially the northern border. Here, the intensity of the argillization process was maximum and took place at the contact zone between the basaltic and pyroclastic rocks with the gabbros and gabbro-diorites of the Buneşti dyke.

The zeolitic association point out an important cooling of the solutions, which in the final stage of each metallogenetic phase became aqueous and lacking of mineralizers. Zeolites appear mainly on the Buneşti gabbroic body and in the banatitic intrusive rocks, but made up important accumulations in the ophiolitic rocks outside the Laramian eruptive bodies. In the mentioned rocks the zeolites appear in the basalt alveole and in the cement of the pyroclastic rocks.

2. Distribution of trace elements in the zones hydrometasomatically altered. A number of 11 samples, representing rocks hydrothermally altered were analysed (Table 4) by spectral analysis. The samples resulted from the surrounding zones. The analysed material represents altered rocks corresponding to the propylitic and argillic associations. In such rocks, during the hydrometasomatic process, the trace elements as compared to those from the fresh rocks (Table 3) behaved like that : Pb, Cu and Zr appear in higher concentrations ; Co, Ni, Cr and Y are partly levi-gated (Table 4) and V and Ti do not undergo important modifications. The argillized zones are mainly characterized by higher content of Pb



TABLE 4
Distribution of Trace Elements within the Hydrothermal Alteration Zones (ppm)

No.	Sample no.	Rock type	Location	Pb	Cu	Cd	Zn	Ga	Sn	Ti	Mn	Ni	Co	Cr	V	Y	Zr
1	22	Epidotized basalitic andesite with pyrite	Oprișoara Valley	26	650	ndt	ndt	24	ndt	5100	680	95	19	340	300	9	95
2	27	Pyrite and muscovite basalt	Teiușui Brook	11	22	ndt	ndt	17	ndt	3200	1700	190	32	510	185	7	65
3	28	Diopsidic and pyrite gabbros	Teiușui Brook	24	88	ndt	ndt	19	ndt	4600	1200	32	28	40	235	8	75
4	52	Pyritized basalt vein	Mesterovaia Valley	—	34	ndt	ndt	17	ndt	3600	520	130	25	350	230	8	65
5	54	Diopsidic and pyrite gabbro	Mesterovaia Valley	9	23	ndt	ndt	15	ndt	5800	820	155	46	350	270	8	90
6	65	Pyrite and epidote gabbro	Micoti Valley	—	55	ndt	ndt	18	ndt	4400	1050	32	18	86	185	10	145
7	66	Argillized gabbro with pyrite	Micoti Valley	—	10	ndt	ndt	20	ndt	5000	460	—	22	ndt	75	14	220
8	68	Epidotized basalt with pyrite	Micoti Valley	—	16	ndt	ndt	13	ndt	4100	950	26	19	59	170	9	90
9	538	Argillized gabbro with diopside and pyrite	Bitiș Brook	280	115	ndt	ndt	14	ndt	3600	370	220	48	610	200	7	75
10	584	Argillized gabbro with diopside and pyrite	Bitiș Brook	—	145	ndt	ndt	15	ndt	4800	260	90	44	390	250	8	115
11	588	Argillized gabbros with diopside and pyrite	Bitiș Brook	—	95	ndt	ndt	22	ndt	7000	270	38	17	78	250	9	135



and Cu. The highest content of Cu (650 ppm) was found in a basalt vein with epidote and actinolite, a rock hydrothermalized on the Oprișoala Valley (Table 4, sample 22).

Conclusions

We may draw the following conclusions:

The Balșa-Techereu region is made up of effusive and intrusive ophiolitic rocks from the first and second stage of evolution of the ophiolitic magmatism from the Mureș zone.

In the effusive rocks of the first stage the Bunești dyke-like body of gabbros (diopside gabbros, olivine gabbros, gabbros with vanadiferous titanomagnetite and gabrodiortites) is encompassed.

The petrochemical and geochemical data (Ti, Zr, Y) show that the ophiolites resulted from a tholeiitic magma, which formed in the upper mantle or in the basaltic cover.

The effusive and intrusive ophiolitic rocks are affected by numerous systems of fractures, which determined their mylonitization and which were cross-cut by banatitic rocks and affected by hydrothermal solutions, connected to the Laramian intrusions and Neogene volcanites.

REFERENCES

- Berbeleac I. (1975) Studiul petrografic și metalogenetic al regiunii Vălișoara (Porcurea) (Munții Metaliferi). *Ann. I.G.G.* XLVI, p. 5—190, București.
- Bleahu M. (1974) Zone de subducție în Carpații românești. *D.S. Inst. Geol.* LX/5, p. 6—25, București.
- Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogenes. I, Zürich.
- Channel J.E.T. and Horvath F. (1976) The African/Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the carpatho-balkan region. *Tectonophysics*, 35, p. 71—101. Amsterdam.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol.* XXI, București.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate tectonics history of Romania. *G.S.A. Bul.* 85, p. 1329—1440, Boulder, Colo.
- Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1975) Strontium isotope composition of ophiolitic and related rocks. Drocea Mountains, Romania. *Bull. Volc.* XXXVIII, p. 1110—1124, Napoli.
- Kuno H. (1968) Parental basalt magmas, Basalt II. The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition. New York.
- Lomițe M. G. (1976) C voprosu o carpatschih ofiolitah. Dok. Ak. nauk CCCP, 230, 6, p. 1410—1413, Moscova.
- Meyer Ch., Hemley J. (1967) Wall rock alteration. In „Geochemistry of hydrothermal ore deposits”, H. L. Barnes Ed. p. 166—235.



- Pearce J. A. and Cann J. R. (1971) Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y. *Earth and Planetary Sci. Lett.* 12, p. 339–349.
- Rădulescu D. P., Sandulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155–161, Amsterdam.
- Savu H. (1962) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenezei ofiolitelor din Masivul Drocea. *An. Com. Geol.* XXXII, p. 211–248, București.
- (1976) Considerations on display conditions and evolution of the alpine ophiolitic magmatism of the mobile Mureș Zone (Apuseni Mountains). *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géol.* 20, 1, p. 67–75, București.
 - Nicolae I. (1975) Evolution of ophiolitic vulcanism in the Vorța Region and its position in the Mureș-Zone tectogenesis (Apuseni Mountains). *D.S.I.G.G.* XLI/5, p. 179–196, București.
 - Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1970) Geochimia și petrografia ofiolitelor din prima etapă a evoluției magmatismului inițial alpin din masivul Drocea (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.* LVI/1, p. 219–252, București.
 - Udrescu Constanța (1973) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance Section IV. Mineralogy, Geochemistry, Metalogenesis-Proceedings of the Xth Congres CBGA Bratislava, p. 214–221.
 - Udrescu Constanța (1979) Geotectonic evolution of the Mureș Zone (Apuseni Mountains Romania) and the distribution of trace elements in its ophiolitic rocks. *Bull. Volc.* XXXIV, Napoli.
- Sawasaki K. (1973) Geochemistry of geosynclinal greenstones of the Chichibu and Sambagawa Belts in Central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Jap.* 79/10, p. 651–668.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 72, New York.
- Winchell A. N., Winchell H. (1951) Elements of optical mineralogy. New York.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Geological map of the Bunești-Metaliferi Mountains region.

1, alluvia, Laramian magmatite; 2, hornblende andesite; 3, diorite and quartz diorite. Initial magmatite-stage II : 4, hornblende andesite ; 5, augite andesite ; 6, oligophyre (01), albitophyre (al) ; 7, basalts (β) ; stage I : 8, basalts (veins in gabbros) ; 9, diopside and quartz gabbrodiorite ; 10, diopside gabbros ; 11, olivine gabbros ; 12, melagabbros ; 13, lavas (a) and pyroclastics (b) and basaltic rocks ; 14, breccias ; 15, fractures ; 16, hydrometasomatic alteration ; 17, magnetite concentrations ; 18, sulphide mineralizations ; 19, spectral and chemical analyses of silicates ; 20, spectral analyses on hydrothermally altered rocks ; 21, geological sections.



Plate II

Fig. 1. — Pyroclastite with microconglomerate groundmass in which rounded basalt blocks—10—30 cm in diameter—float. Oprișești Valley.

Fig. 2. — Basalt elements of 20—40 diameter, cemented with tuff in Oprișești pyroclastites.

Plate III

Fig. 1. — Cemented tuffs and agglomerates with basalt elements cross-cut by zeolite and calcite veinlets on Oprișești Valley.

Fig. 2. — Elements of massive basalt with cinerite matrix. Oprișești Valley.





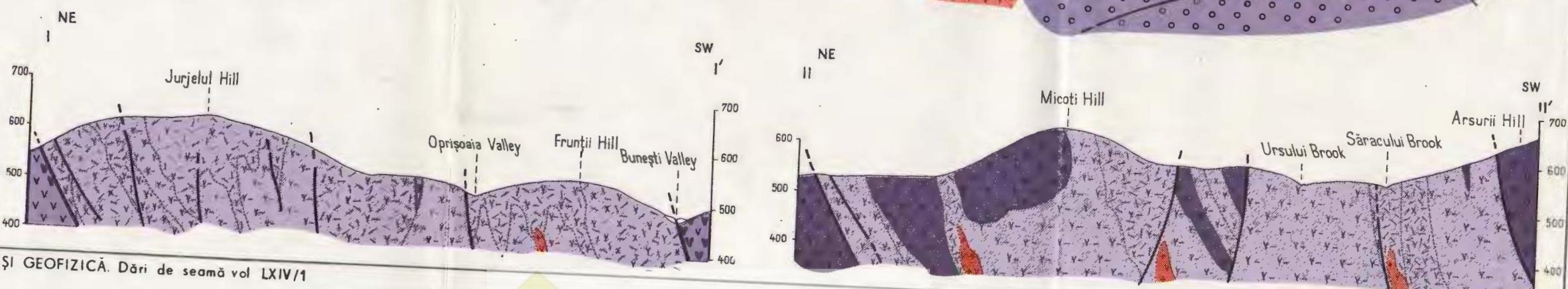
Institutul Geologic al României

GEOLOGICAL MAP OF THE BUNESTI REGION METALIFERI MOUNTAINS

0 50 100 m

LEGEND

- Alluvia
- Hornblende-bearing andesites
- Diorites and quartz diorites
- INITIAL MAGMATITES STAGE II**
- Hornblende-bearing andesites
- Augite-bearing andesites
- Oligophyre(ol), albityphre (al)
- Basalts (β')
- STAGE I**
- Basalts (veins in gabbros)
- Gabbrodiorites with diopside and quartz
- Diopside-bearing gabbros
- Olivine-bearing gabbros
- Melagabbros
- Lavae (a) and basaltic piroclastic rocks(b)
- Breccias
- Fractures
- Hydrometasomatic alterations
- Magnetite concentrations
- Sulphide mineralizations
- Silicate chemical and spectral analyses
- Spectral analyses on hydrothermally altered rocks
- Geological sections



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

CONTRIBUȚII LA CUNOĂSTEREA ALCĂTUIRII MINERALOGICE A AUREOLEI DE CONTACT A BANATITELOR DE LA BUDUREASA (MUNTII BIHOR)¹

DE

ALEXANDRU Z. MANEA², DUMITRU TODOR³, MARIA MIHAILĂ²

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Mineralogical Composition of the Contact Aureola of the Budureasa Banatites (the Bihor Mountains). In the Budureasa region (the Bihor Mountains) neof ormation products appear within the contact aureola of the subsequent Laramian magmatites with the Paleozoic and Mesozoic sedimentary formations. Within the different types of skarns and hornfelses it was pointed out the existence of some magnesium chlorites of sheridanitic, barito-celestite types, of the garnet from the andradite-grossularite series, chalcantite, cordierite, pinnite, amphiboles, as well as the series of mainly cupriferous mineralizations. The presence of magnesium chlorites of sheridanitic type was also confirmed by X-rays, thermo-differential and complex chemical researches, the results of which are presented in this paper.

Introducere

Prezentarea rezultatelor obținute în urma cercetărilor petrografice, termodiferențiale și chimice efectuate asupra produselor din aureola de contact a magmatitelor subsecvențe laramice de la Budureasa, formează obiectul lucrării de față.

Unele din aceste produse au strânsă legătură cu acumulările de substanțe minerale utile puse în evidență de Manea în anul 1972.

¹ Predată la 26 februarie 1977, acceptată pentru publicare la 14 mai 1977, comunicată în ședința din 20 noiembrie 1976.

² Întreprinderea geologică de prospectiuni pentru substanțe minerale solide. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.

Făcind parte integrantă din provincia magmatismului subsecvent laramic de tip banatitic, corporile intrusive din Munții Apuseni, în care se încadrează și corpul de la Budureasa, au constituit obiectul a numeroase cercetări.

Istoricul cercetărilor

Dintre vechile lucrări care prezintă interes pentru geologia și structura munților Bihor, trebuie remarcate cele aparținând lui Peters (1861).

La începutul secolului XX se efectuează cercetări de Jelinek (1937), Giușcă (1937, 1950), Kräutner (1938, 1941), Arabu (1941).

După anul 1950, se execută cercetarea amplă și complexă a masivului Bihor de către Bleahu (1957), Bleahu, Dimitrescu (1957), Bleahu și Mantea (1962), Dimitrescu (1959), Preda (1962), Rafalet (1963), Giușcă, Cioflica, Savu (1966), Cioflica (1967), Cioflica, Vlad (1967, 1968, 1970, 1972, 1973), Cioflica, Vlad, Stoici (1971), Giușcă, Istrate, Ștefan (1969), Herasi (1969), Mantea (1969), Istrate, Preda (1970), Manea (1973), Manea et al. (1975), Bordea et al. (1975), Istrate (1975).

În urma unor indelungate și minuțioase cercetări, Bleahu și Dimitrescu (1964) realizează prima imagine comprehensivă a geologiei și structurii munților Bihor prin foaia Arieșeni, scara 1:100.000, editată de Institutul geologic.

Aporturi importante privind cercetarea produselor de contact ale masivelor banatitice situate în partea de NW a masivului Bihor, au fost aduse de Giușcă (1950), Rafalet (1963), Cioflica, Vlad (1967, 1968), Herasi (1969), Cioflica, Vlad (1970), Cioflica, Vlad, Stoici (1971).

Datorită rezultatelor favorabile obținute referitor la aureola de contact a magmatitelor subsecvențe laramice, reprezentate prin corporile de Pietroasa și mai ales de la Budureasa cu formațiunile sedimentare mezozoice din regiune, Al. Z. Manea et al. (1973)³ emite ideea separării unui nou district metalogenetic în cadrul provinciei metalogenetice a banatitelor, independent de districtul Băița Bihor, pe care propune să fie denumit districtul metalogenetic Budureasa.

Geologia regiunii

Regiunea Budureasa este alcătuită din formațiuni sedimentare paleozoice, mezozoice și magmatite subsecvențe laramice.

Formațiunile sedimentare paleozoice și mezozoice au fost atribuite Permianului, Triasicului și Jurasicului.

³ Arh. I.G.P.S.M.S. București.



În partea de vest a regiunii Budureasa, la contactul dintre calcarele albe, ușor recristalizate atribuite Norianului, cu granodioritele care aflo-rează pe Valea Mare aproape de confluența cu valea Cohului apar skarne serpentinitice cu mineralizație preponderent pirotoasă. Această mineralizație prezintă frecvent cataclazări și filonașe neorientate umplute cu calcit. De asemenea, în masa pirotoasă a fost observată o invazie a unui mineral lamelar cu aspect de antigorit. În fapt acest mineral apare sub formă de agregate microcristaline, verzuie-cenușii cu dezvoltare lamelară, având birefringență scăzută de 0,007–0,011. Analizele mineralogice, termodiferențiale și chimice efectuate atestă prezența unui clorit magnezian, posibil sheridanit.

Pe versantul stâng al văii Zăpozilor, la contactul dintre corpul de meladiorite cu calcarele ladiniene apar skarne de care sunt legate acumulări de sulfuri metalice și de oxizi. Și în cadrul acestor skarne apar minerale lamelare de tipul cloritelor magneziene. Tot în acest punct s-a prelevat și analizat roentgenografic (analist T. Urca) o probă monominerală de granat. Pe baza valorii parametrului „*a*” al celulei elementare, precum și prin descifrarea diafractogramelor s-a identificat un granat din seria grossular-andraditului. Calculele efectuate în scopul determinării participării celor doi compoziții ne indică un termen cu cca 70% andradit și cca 30% grossular.

În partea de sud-vest a regiunii cercetate, pe cursul inferior al pîrului Pinului aflorează un orizont cornificat, negru. Acest orizont este constituit din gresii argilitice cornificate, calcare dolomitice skarnificate, negre, sisturi argilitice cornificate și hidrotermalizate. Orizontul menționat este străbătut de filoane și corpuri eliptice de riolite cu aspect piroclastic, fiind în apropierea acestora puternic impregnat cu pirotoasă.

Dintre compoziții litologice menționate, gresile argilitice cornificate apar ca roci cu granulație fină, de culoare cenușie-neagră, uneori cu tentă gălbui datorită unor cruste superficiale de limonit.

Analiza planimetrică ne relevă următoarea compozitie :

Mineralul	Conținut %	Dimensiuni mm
Cuarț	41–48	0,05–0,40–0,20
Minerale argiloase	19–37,5	—
Cordierit-pinnit	7–15	0,10–0,15–0,07
Muscovit	0–7	0,05–0,20–0,10
Hidromuscovit	3–5	0,05–0,20–0,10
Epidot + zoizit	0–7	0,02–0,07–0,05
Sheridanit	3–5	0,001–0,03–0,02
Turmalină	0–0,5	0,03–0,10–0,05
Zircon	sp.	0,02–0,07
Rutil + ilmenit	sp.–1	0,02–0,10–0,05
Substanță organică	0–5	—
Minerale opace	sp.–3	0,04–0,20–0,10
Limonit	0–0,5	—



Microscopic, roca este constituită din cuarț care apare în granule angulare, uneori rotunjite ceea ce denotă un material nesortat, de dimensiuni variabile, răspândite neuniform într-un ciment argilos. De asemenea, cuarțul umple și filonașe cu grosimi variabile. Masa principală este reprezentată prin minerale argiloase, care formează agregate pământoase, alteori prezintă zone de recristalizare cu forme de agregate microcristaline de cordierit sau agregate impurificate cu substanță organică, precum și zone cu cristale lamelare sau fibroase și agregate cristaline în care se dezvoltă lamele de hidromuscovit și de clorite magneziene, probabil sherdanit. În masa mineralelor argiloase apar lamele de muscovit și hidromuscovit cu dispozitie haotică.

Cordieritul formează microaggregate granulare sau apare sub formă de cristale cu contururi neregulate, impurificate, precum și cu dezvoltare de pînă la 0,20 mm. Uneori agregatele granulare sunt împînzite de lamele fine de pinnit, asociindu-se cu plagioclaz și formînd zone în benzi.

Sheridanitul apare sub formă de agregate microlamelare de culoare verde, cu o răspîndire neuniformă în masa mineralelor argiloase. Tot în masa mineralelor argiloase apar granule neregulate de epidot și zoizit sporadic de zircon. Uneori cu granulele de epidot apar asociații de granule de minerale opace, granule cu contururi neregulate de rutile adesea transformat în leucoxen, iar în cimentul rocii apar cristale lamelare de ilmenit.

Pe pîriul Pinului aflorează calcare dolomitice, skarnificate, negre. La microscop, roca apare construită dintr-o masă carbonatică granulară, reprezentată prin calcit și rari romboedri de dolomit, care uneori prezintă și granule cu contururi neregulate grupate în mase compacte, cu aspect mozaicat. La această masă carbonatică se asociază muscovit și minerale opace, iar în zonele skarnificate apare forsteritul și serpentina. De asemenea, mai apare blenda cu agregate pământoase de smithsonit și zone cu limonitzări.

Dintre mineralele lamelare este prezent muscovitul, care uneori apare ca un muscovit fengitic, de culoare verzuie, pleocroic, cu separații de hidroxizi de fier pe clivaje, precum și cloritul cu birefringență caracteristică celui magneziian-sheridanit și ca agregate microlamelare cărora li se asociază minerale metalice. Uneori în masă carbonatică compactă, cu aspect mozaicat apar diseminări de cristale mici de anhidrit. Aceasta este răspîndit în zonele de limonitzări intense sub formă de cristale tabulare. În unele cazuri a fost observat smithsonitul sub formă de borduri pe granulele de blendă. Tot în zonele cu limonitzări apar agregate de culoare roșie de lepidocrocit cu urme centrale, micronice de magnetit, pirită sau carbonați de fier. Au mai fost observate granule înconjurate de mase pământoase de limonit și lepidocrocit, care reprezentau fie granule de carbonați, fi de minerale opace.

Șisturile argilitice cornificate și hidrotermalizate apar ca roci fin cristalizate, dure, compacte, cu zone diferit colorate, de la cenușii-negre pînă la cenușii-verzui cu impregnații de pirită.



Analiza planimetrică a rocii, prezintă următoarele rezultate :

Mineralul	Conținut %	Dimensiuni mm
Minerale argiloase	35–39	0,001–0,10–0,03
Cordierit-pinnit	17–35	0,001–0,20–0,03
Biotit	0–35	0,01–0,07–0,03
Albit	0–5	0,05–0,15–0,07
Cuarț	0–8	0,05–0,15–0,10
Sheridanit	0–5	0,01–0,07–0,05
Epidot	0–3	0,02–0,10–0,05
Turmalină	0–0,5	0,03–0,10–0,05
Carboanați	1–2	0,02–0,10–0,05
Amfiboli	sp.	0,05–0,15–0,07
Minerale opace	3–5	0,01–0,30–0,20

Mineralele argiloase formează agregate amorfice, compacte care în frecvențe rare se recristalizează în agregate fibroase orientate, în care apar lamele de sheridanit. În cadrul acestor mase criptocristaline apare cordieritul, care uneori se dezvoltă în cristale mari atingând 20 mm și se asociază cu albitul, formând zone cu dispunere paralelă și chiar marginal transformat în pinnit. Mai apar cuiburi și filonașe de cuarț căroră li se asociază epidot și minerale opace. Uneori apar cristale de albit cu contururi neregulate și se asociază cu cuarțul recristalizat. În unele zone ale acestei roci apare epidotul în cristale prismatice și agregate granulare. De asemenea, apar granule de calcit dispuse în plaje cu contururi neregulate sau agregate microgranulare în jurul mineralelor opace în asociație cu epidot, clorit și sheridanit, iar în întreaga masă se observă frecvențe lamele de biotit care formează aglomerări lamelare. Cu totul sporadic apar cristale prismatice de turmalină.

Studiul calcografic al mineralizațiilor asociate rocilor prezentate mai sus a pus în evidență următoarele :

Pirotina (3,00% ; 0,001–0,25 mm) apare sub formă de granule și plaje cu contururi puternic corodate, precum și ca granule fine diseminată în masa rocii sau ca umplutură a unor goluri din pirită. Mai apare uneori, transformată în limonit și în acest mod umple fisuri sau bordează granulele de pirită. Au mai fost observate transformări ale pirotinei (total sau parțial) în marcasit (0,30% ; 0,05–0,20 mm).

Pirita (1,50% ; 0,01–0,30 mm) se prezintă sub formă de granule, cuiburi și granule alungite, avind o răspândire neuniformă în masa rocii și în cele mai multe cazuri este corodată de pirotină.

Ilmenitul (0,20 % ; 0,02–0,07 mm) apare sub formă lamelar-tabulară răspândit neuniform în masa rocii.

Blenda (urme ; 0,01–0,07 mm) apare sub formă de granule și este asociată cu pirotina pe care o corodează. În ea apar inclusiuni micronice punctiforme de calcopirită.



În cadrul faciesului de molasă atribuit Permianului și care aflorează la est de dealul Gorunaș, formind de fapt interfluviul dintre valea Burzii și valea Binșelului, Manea (1972)⁴ pune în evidență o intercalată de sisturi pelitice cornificate. Intercalația menționată are o grosime de 3,00 m și împreună cu întregul Permian este dispusă în contact direct cu intrusivul subsecvent laramic. Ea are o culoare verde datorită abundenței malachitului și este străbătută de rare filonașe centimetrice de calcit cu cuiburi de malachit, calcopirită, covelină.

Analiza planimetrică a rocii descrise prezintă următoarea situație care este redată în tabelul de mai jos.

Mineralul	Conținut %	Dimensiuni mm
Sheridanit	36	0,001 – 0,07
Barito-celestină	35	0,50 – 2,00
Cuarț	18	0,05 – 0,50
Calcit	6,2	0,50 – 2,00
Malachit	4,0	0,03 – 0,15
Calcantit	0,3	0,03 – 0,15
Minerale opace	0,5	0,02 – 0,10

Cloritul magnezian este de tipul sheridanitului și formează agregate microcristaline, solzoase, uneori lamelare, slab pleocroice verzuie cu birefringență de 0,007 – 0,013.

Barito-celestina apare în aggregate cristaline compacte și sub formă de cristale prismatice cu birefringență de 0,009 – 0,013, cu macle polisintetice, alungire pozitivă, biax pozitiv, cu unghi de extincție de 26,5 și clivaje pe două direcții. Frecvent ea se asociază cu carbonații de calciu și cu cantități infime de zeoloți. O analiză chimică efectuată asupra unei probe monominerale a relevat prezența doar a Ba = 10% și Sr = 10% (analist G. Apostolescu).

Cuarțul formează agregate granulare și care sunt străbătute de filonașe umplute cu calcit, înglobind adesea și cuiburi umplute cu calcit.

Malachitul și calcantitul apar sub formă de cristale dispuse perpendicular pe direcția filonașelor pe care le colmatează, precum și ca agregate pulberiforme (mai ales calcantitul) răspândite în masele de clorit magnezi-an-sheridanit.

Asociate rocii prezentate mai sus apare următoarea mineralizație, reprezentată de calcozină, covelină, bornit, pirită, calcopirită și malachit.

Calcozina (0,2 % ; 0,10 – 0,50 mm) apare în cristale tabulare cu borduri de covelină. Ea este asociată cu malachitul și calcitul.

Covelină (0,3 % ; 0,03 – 0,30 mm) formează agregate lamelar-tabulare și mai apare sub formă de substituție marginală a cristalelor de calcozină și de bornit, asociindu-se frecvent cu filonașele de malachit.

⁴ Arh. I.G.P.S.M.S. București.



Bornitul (urme; 0,05–0,20 mm) apare în granule transformate marginal în covelină, asociindu-se cu carbonații.

Pirita și calcopirita (urme; 0,01–0,03 mm) apar cu totul sporadic, în granule micronice observate doar în imersie și sunt dispuse sub formă de diseminări haotice în masa rocii.

Malachitul (2,00 %; 0,01–0,10 mm) formează agregate fibroradiare verzi, uneori cu birefringență în verde-gălbui, dar se remarcă în majoritatea cazurilor că el posedă birefringență caracteristică carbonaților. Adesea malachitul constituie umplutura filonașelor din rocă fiind dispus pe marginile acestora, centrul fisurilor fiind umplut cu calcit.

Din intercalată menționată ca și din alte locuri au fost prelevate o serie de probe, care au fost analizate termic și prin raze X. Probele analizate prezintă, în ansamblu, un amestec de clorite magneziene de tip sherdanic, cu cuart și impregnație de barito-celestină, care este mai bogată pe fisuri. Masa rocii ca și amestecul amintit sunt impregnate cu malachit și în cazuri sporadice apar și sulfuri de cupru.

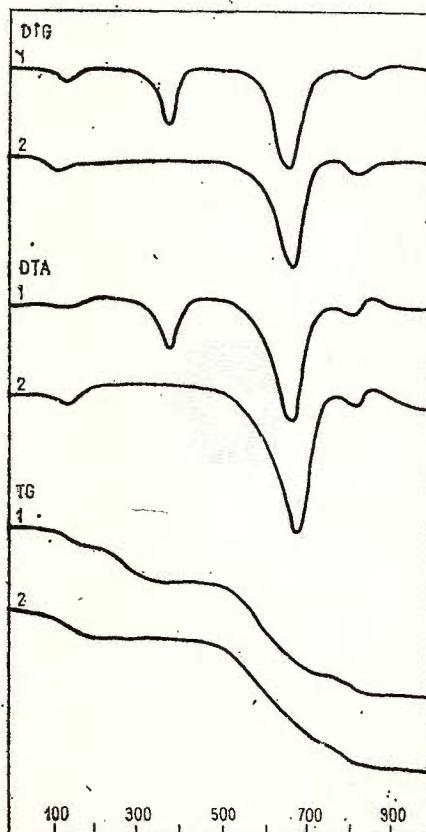


Fig. — Curbele termice ale sherdanitului.

1, sherdanit în care se găsește malachit ;
2, sherdanit după îndepărțarea malachitului în mediul acid.

Courbes thermiques du shéridanite.

1, shéridanite où se trouve la malachite ;
2, shéridanite après l'élimination de la malachite en milieu acide.



Prin analiza termică, sherdanitul prezintă două domenii de transformare termică bine definite. Astfel, între 500–700°C, a fost obținut un efect endotermic pronunțat care este însoțit de o pierdere în greutate, ca urmare a eliminării unei părți de grupe OH din stratul de tip mică a sherdanitului.

Al doilea efect este situat între 750–850°C și apare ca un efect dublu: endo-exotermic pe curba ATD, în timp ce curbele TG și TGD indică faptul că acesta este însoțit de o pierdere în greutate. Pe de o parte, acest efect este cauzat de eliminarea totală a grupelor OH din sherdanit respectiv a celor din stratele de tip brucit, iar pe de altă parte este cauzat de o nouă reorganizare structurală (vezi fig.).

Deoarece eșantioanele analizate au prezentat efectul endotermic situat între 360–400°C specific malachitului, de descompunere și eliminare a grupelor OH și CO₂, probele au fost tratate cu acid, în scopul eliminării carbonaților și apoi rezidiul a fost reanalizat termic. Curbele termice obținute prezintă și în acest caz, foarte concluziv efectele termice ale sherdanitului.

Analiza chimică a unei probe de rocă care prezintă conținuturi de clorit magnezian de tip sherdanic ne furnizează următoarele valori: SiO₂ = 57,90%; TiO₂ = 0,80%; FeO = 3,70%; Al₂O₃ = 17,40%; Fe₂O₃ = 0,25%; CaO = 0,95%; MgO = 6,96%; Na₂O = 0,80%; K₂O = 2,25%; umiditate = 0,30%; Cu = 1,00%.

Prin raze X apar distanțele interreticulare (d/n) și intensitățile relative (I_R) de asemenea specifice sherdanitului și anume:

$$d/n = 7,04; 4,68; 3,509; 2,82; 2,57.$$

$$I_R = 4; \quad 4; \quad 5; \quad 5; \quad 7.$$

Procesele care au avut loc în zona de contact a intrusivului subsecvent laramic cu rocile sedimentare și care au condus la formarea compușilor minerali identificați sunt de natură pirometasomatică și hidrotermală, precum și de oxidare.

BIBLIOGRAFIE

- A r a b u N. (1941) La géologie des environs de Băița. *D.S. Inst. Geol.* XXV, București.
- B l e a h u M. (1957) Cercetări geologice în regiunea Padeș-Cetățile Ponorului. *D.S. Inst. Geol.* XLI, București.
- D i m i t r e s c u R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *An. Rom. Sov. Geol.* 2, București.
 - M a n t e a G. (1962) Le Rhetien de Monts Apuseni (Carpates Roumaines). Com. des Congr. de Mesozoïque, Luxemburg.
 - (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, III, 1, București.



- Dimitrescu R. (1964) Harta geologică scara 1 :100.000, foaia Arieșeni. Ed. Inst. Geol. București.
- Borcoș M., Savu H. (1968) Notă explicativă pentru harta geologică, scara 1 :200.000. foaia Brad. Ed. Inst. Geol. București.
- Patrulius D., Tomescu Camelia, Bordea Iosefina, Panin Ștefana, Rădan S. (1970) Date noi asupra depozitelor triasice din Munții Apuseni. *D. S. Inst. Geol. LVI/4*, București.
- Bordea S., Bordea Iosefina (1973) Date noi stratigrafice și structurale în nord-vestul Munților Bihor. *D.S. Inst. Geol. LIX/5*, București.
- Bleahu M., Bordea Iosefina (1975) Date noi stratigrafice și structurale asupra Bihorului de vest. *D.S. Inst. Geol. Geof. LXI/5*, București.
- Cioflica G. (1967) Die Entwicklung des Laramischen Magmatismus in Rumänien. *Acta geol. Ac. Sc. Hungaricae*, 11, Budapest.
- Vlad S. (1967) Granații din skarnele de la Băița Bihorului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XXI, 1, București.
- Vlad S. (1967) Observații asupra skarnelor de la Băița Bihorului. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* XIII, 1, București.
- Vlad S. (1970) La nature polyascendante des métasomatites laramiques de Băița Bihorului (Monts Apuseni). *Acta. Geol.* 14.
- Vlad S. (1972) Strukturnile tipi laramiiskih pirometasomatitov Ruminii. *Com. a la Conf. Metasomatism i rudoobrazovanie*. Leningrad.
- Vlad S., Stoici S. (1971) Repartition de la mineralisation dans les skarns de Băița Bihorului. *Rev. Roum. Géol. Géof. Géogr. Ser. Géol.* 15, 1, București.
- Vlad S. (1973) Contribution à la connaissance des types structuraux de pyrometasomatites laramiennes de Roumanie. *Rev. Roum. Géol. Géof. Géogr. Ser. Géol.* 17, 1, București.
- Vlad S. (1973) The correlation of laramian metallogenetic events belonging to the Carpatho-Balkan area. *Rev. Roum. Géol. Géof. Géogr. Ser. Géol.* 17, 2, București.
- Dimitrescu R. (1959) Kratkij ocerk gheologhii. *Zapadniy gor. Sov. Geol.* 5, Moskva.
- (1959) Le vulcanism permien en Roumanie. *Geologische Rundschau*, 48, Stuttgart.
- Gherasim N. (1969) Microfaciesuri, metamorfism termic și metasomatic în bazinul superior al Crișului Negru. *D.S. Inst. Geol. LIV/3*, București.
- Giuşcă D. (1937) Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoïques des Monts du Bihor. *Bul. Lab. Univ. Buc.* II, București.
- (1950) Contribution à la connaissance des corneennes du Bihor. *Ann. Com. Géol.* XXVII, București.
- (1952) Le massif éruptif de Vlădeasa. *Ann. Com. Géol.* XXVIII, București.
- Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.* XXXV, București.
- Istrate G., Stefan A. (1969) Le complex volcano-plutonique de la Vlădeasa (Roumanie). *Bull. volcanologique*, XXXIII, 4, Napoli.
- Hauer F., Stache O. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Istrate G., Preda I. (1970) Prezența rocilor spilitice în valea Peșterii-Meziad (Munții Pădurea Craiului). *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 15, 1, București.
- (1975) Formațiunea riolitelor ignimbritice din partea vestică a masivului Vlădeasa (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol. Geof. LXI/1*, București.



- Jelinek I. (1937) Les roches éruptives banatitiques de Monts du Bihor. *Bull. Lab. Miner. Univ. Buc.* II, Bucureşti.
- Kräutner Th. (1941) Etudes géologiques dans la Pădurea Craiului. *C.R.D.S. Inst. Géol. Roum.* XXV, Bucureşti.
- (1941) Observations géologiques dans les Monts du Bihor. *D. S. Inst. Géol. Roum.* XXVI, Bucureşti.
- Manea A.I. Z. (1973) Asupra prezenței unei formațiuni cristalofiliene în baza pînzei de Arieseni (Munții Bihor). *D. S. Inst. Geol.* LIX/1, Bucureşti.
- Covaci Stanca, Samoilă I. (1975) Mineralizațiile legate de masivul intrusiv banatitic din Munții Bihor. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LX/2, Bucureşti.
 - (1976) Petrologia magmatitelor din regiunea valea Crișului Pietros-valea Sighiștel (munții Bihor). *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXIII/1, Bucureşti.
- Mantea G. (1969) Geologia părții de nord-vest a Munților Bihor (Reg. Ferică) *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 14, 2, Bucureşti.
- Peters K. (1861–1862) Geologische montainstische Studie der Erzlagerstätten von Rezbanya (Băița). *Ref. in Verh. d.k.k. geol. R.A.* Budapest.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului). *Ed. Acad. R.P.R.* Bucureşti.
- Rafael Angel (1963) Asupra rocilor de contact din regiunea Pietroasa-Budureasa (Munții Bihor). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, 1961, II, Bucureşti.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE L'AURÉOLE DE CONTACT DES BANATI- TES DE BUDUREASA (MONTS BIHOR)

(Résumé)

A la suite des recherches pétrographiques, thermodifférentielles, de rayons X, roentgenostructurales et chimiques complexes sur quelques produits de transformation de l'auréole de contact des magmatites subséquentes laramiques de la région de Budureasa (Monts Bihor), a été mise en évidence la présence des chlorites magnésiennes du type shéridanitiques, barito-célestine et un grenat de la série grossulaire-andradite, tant dans les roches pélitiques cornifiées, que dans les skarnes attribuées au Permien, au Trias et au Jurassique.

Le shéridanite apparaît associé à barito-célestine, calcite, quartz et avec une minéralisation représentée par calcosine, covéline, bornite, pyrite, calcopyrite, malachite. Les associations susmentionnées sont caractéristiques aux intercalations pélitiques cornifiées de la molasse permienne disposée en contact direct avec les magmatites subséquentes laramiques.

Dans les calcaires noriens situés au contact avec le massif de Budureasa on a observé une invasion de chlorite magnésien-shéridanite de la masse pyriteuse qui apparaît sous forme de nid et de petits filons.

Egalement, on a observé le shéridanite et un grenat de la série grossulaire-andradite dans les skarnes à sulfures métalliques reliées au contact avec les calcaires ladinien à méladorites situées dans le versant gauche de la vallée des Zăpozilor.



Dans la partie sud-est de la région de Budureasa, sur le ruisseau du Pinului apparaît un horizon pélitique schisteux, cornifié, de couleur noire, qui a été attribué au Jurassique. Cet horizon est traversé par des filons et par des corps elliptiques de rhyolites qui présentent d'intenses pyritisations et de petits filons remplis de pyrite ; dans cet horizon apparaît le shéridanite, qui s'associe au cordiérite, au quartz, à l'épidote, à l'hydromuscovite ainsi qu'aux minéraux métallifères tout comme : pyrotine, pyrite, blende, calcopyrite.

L'analyse thermique du shéridanite a mis en évidence l'existence de deux domaines de transformation entre 500--700°C, comme effet endothermique accompagné d'une perte en poids due à l'élimination d'une partie de groupes OH de la couche du type mica du shéridanite.

Le deuxième domaine situé entre 750--850°C apparaît comme effet endo-exothermique sur la courbe ATD, alors que les courbes TG et TGD indiquent une perte de poids. Cet effet est déterminé, d'une partie par l'élimination totale des groupes OH du shéridanite, respectivement de ceux des couches du type brucite, d'autre part par une nouvelle réorganisation structurale.

Les analyses de rayons X indiquent les distances interréticulaires (d/n) et les intensités relatives (I_R) également spécifiques au shéridanite, ainsi :

$$d/n = 7,04; 4,68; 3,509; 2,82; 2,57.$$

$$I_R = 4; \quad 4; \quad 5; \quad 5; \quad 7.$$





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

CONCREȚIUNI FERUGINOASE DIN PONȚIANUL DIN PARTEA DE VEST A BANATULUI¹

DE

GRIGORE ALEXANDRESCU², ELENA ROGGE-ȚĂRANU²

Abstract

Remarks on the Pontian Ferrouginous Concretions from the West Part of Banat. The paper deals with the goethitic concretions which present inward the voids filled with sand. The mineralogical study (X-rays and D.T.A.) pointed out the preponderent presence of goethite with small amounts of hydrogoethite to which the detrital material adds too. The iron was brought at the concretions place in colloidal form and the local conditions determined the precipitation of iron hydroxide around some corpuscles.

1. Introducere

Cu ocazia cercetării geologice a formațiunii sedimentare de vîrstă pliocenă (Pontian superior), din partea de vest a Banatului, în vederea întocmirii hărții geologice a țării, în această formățiune s-au identificat concrețiuni goethitice, care formează obiectul prezentei lucrări.

2. Considerații istorice și stratigrafice sumare

Între localitățile Tirol (la N) și Grădinari (la S), peste un fundament constituit din rocă cristalofiliene, intruziuni banatitice și o cuvertură de rocă sedimentare mezozoice, se dispun formațiuni neozoice (Sarmățian și Ponțian).

Informații geologice asupra depozitelor ponțiene din această parte, posedăm încă de la sfîrșitul secolului trecut și primele decenii ale secolului nostru. Ele se datorează lui H a l a v à t s (1883, 1887, 1913), H o e r n e s (1901) și D r e v e r m a n (1915).

¹ Predată la 18 IV 1977, acceptată pentru publicare la 21 IV 1977, comunicată în ședință din 29 IV 1977.

² Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București, 32.



Necesitatea întocmirii hărții geologice a impus lucrări de cartare și revizuire, în special a formațiunii ponțiene, lucrări efectuate de unul din autorii prezentei lucrări (Alexandrescu, 1956, 1959, 1960)³.

a) *Caractere litologice și vîrstă.* În cadrul formațiunii ponțiene dintre Tirol și Grădinari se pot separa două subdiviziuni: un orizont inferior argilo-nisipos, constituit din argile nisipoase cenușii sau negricioase și nisipuri fine în strate metrice sau submetrice, cu dezvoltări locale de pietrișuri; și un orizont superior constituit din secvențe de argile nisipoase și nisipuri gălbui, albicioase sau roșcate care domină la partea mijlocie și superioară.

Nisipurile sunt mai grosiere în zona fostului țărm, putind ajunge chiar la pietrișuri, cu structură încrucișată și devin mai fine și mai curate cu cât ne depărtăm de zona țărmului, prezentând și un grad mai avansat de maturitate. Grosimea formațiunii ponțiene este de aproximativ 180—250 m.

La Tirol, pe Valea Lupului, se găsește punctul fosilifer devenit clasic, din care H. alava, H. orene și D. revermann au determinat forme de lamelibranhiate și gasteropode. Pe baza asociațiilor analizate, H. alava ajunge la concluzia că depozitele din partea de vest a Banatului aparțin Pontianului superior (Obere pontische Schichten). Cercetări mai recente (Floréi, 1958; Marinescu, 1973) confirmă acest punct de vedere.

b) *Pozitia stratigrafică și puncte de ocurență.* Concrețiunile goethitice apar cu precădere în partea superioară a formațiunii ponțiene, constituită preponderent din nisipuri. Ele se întâlnesc pe o arie destul de mare (fig.) în jurul localităților Tirol, Docolin, Surduc, Forotic, Comoriște, Ticvaniu Mare, Lătuñași, Clopodia, etc. În locurile unde deschiderile naturale sunt rare, concrețiunile se găsesc în zăcămînt secundar, de obicei, în sol sau chiar în depozitele deluviale sau proluviale.

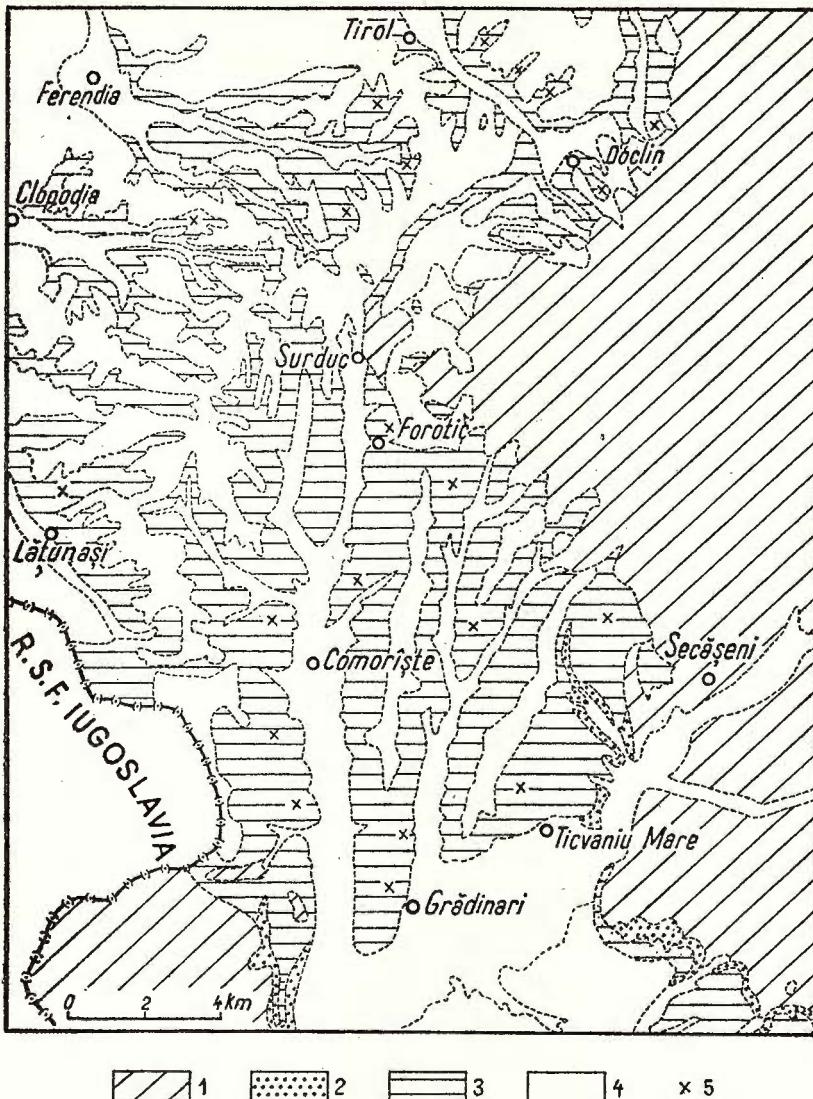
c) *Mod de prezentare, formă și dimensiuni.* Concrețiunile goethitice nu prezintă o dispunere ordonată, uniformă, ci apar răspîndite neuniform. În același strat de nisip se găsesc concrețiuni de mărimi și forme diferite. S-a constatat că în locurile unde sunt concentrate concrețiunile, nisipurile sunt feruginoase, prezentând o colorație roșcată-ruginie.

După cum se poate vedea în fotografiile din planșele anexate, concrețiunile îmbracă forme variate. Unele au forme de ciupercă (pl. I, fig. 1); forme oval-alungite (pl. I, fig. 2; pl. II, fig. 3, 4); forme ovale (pl. I, fig. 3, 4; pl. II, fig. 1), iar altele au forme sferice sau elipsoidale (pl. I, fig. 4) etc.

Referitor la dimensiunile concrețiunilor acestea variază între 3 cm diametrul mic și 9,3 cm diametrul mare.

Toate concrețiunile prezintă în interior o cavitate umplută cu nisip albicios sau ruginiu, uneori slab cimentat cu oxizi de fier, dar în cele mai multe cazuri nisipul este necimentat (pl. I, fig. 3). Nisipul din interiorul

³ Arh. I.G.G. București.



Schiță geologică parțială cu localizarea punctelor cu concrețiuni goethitice (după harta Inst. Geol. Foaia Reșița).

1. formațiuni cristalofiliene, eruptive și sedimente mezozoice ale fundamentului; 2, Sarmatian; 3, Pontian; 4, Cuaternar; 5, puncte cu concrețiuni goethitice.

Esquisse géologique à l'amplacement des concrétions goethitiques (selon la Carte d'Inst. Géol. La feuille de Reșița).

- 1, Formations cristallophyliennes, magmatiques et dépôts sédimentaires de subbasement; 2, Sarmatiens; 3, Pontien; 4, Quaternaire; 5, Amplacements des concrétions goethitiques.

concrețiunilor este identic cu cel din stratul de nisip în care concrețiunile se găsesc încorporate.

Asemenea concrețiuni cu goluri au fost numite de Pettijohn (1957) „voidal concretions”, și ele se întâlnesc — după afirmația autorului — în mod obișnuit, în nisipuri de vîrstă pleistocenă, precum și în formațiuni terțiare mai vechi sau chiar în nisipuri cretacice.

Crusta concrețiunilor este constituită dintr-un strat cu grosimi variabile, de 2—10 mm, alcătuit dintr-un amestec intim de goethit și hidrogoethit. Această crustă este indurată și a prins în interiorul său granule detritice (cuarț, feldspați, mice și fragmente de roci). La exteriorul erustei concrețiunilor, după cum se poate observa din fotografiile din planșele alăturate, se găsesc prinse de asemenea granule detritice cu dimensiuni de ordinul a 0,1—2 mm.

3. Compoziția mineralologică a concrețiunilor

a) Secțiunile subțiri executate în vederea studiului microscopic al crusei concrețiunilor au pus în evidență următoarele: în masa fundamentală de natură goethitică se găsesc diseminat granule detritice de cuarț, feldspați plagioclazi (proaspăți sau alterați), microclin, foile de muscovit și biotit (rar) și fragmente litice (cuarțite, gnaisse cu microclin).

Majoritatea granulelor elastice sunt fisurate și se observă cum oxizii de fier pătrund pe aceste fisuri și crăpături, ceea ce dovedește în mod clar că oxizii de fier au precipitat ulterior depunerii granulelor pe care le încorporează în masa lor (pl. III, fig. 1—4).

b) Examensul microscopic asupra nisipurilor din cavitățile concrețiunilor a condus la conturarea unor parageneze caracteristice. Au fost puse în evidență următoarele minerale:

- turmalina este prezentă în toate probele examineate și se prezintă în granule de formă prismatică, colțuroasă, intens pleocroice, cu nuanțe care variază de la galben-pal, la brun-închis;

- mineralele opace participă la alcătuirea fracției grele în procente ridicate (70%), fiind considerate global că aparțin mai ales oxizilor de fier, piritei și amfibolilor opacizați;

- hornblenda brună apare de asemenea în majoritatea probelor analizate, în granule colțuroase, uneori torsionate, cu alterări angulare accentuate;

- epidotul apare sub formă de granule subcolțuroase sau colțuroase, mai rar prismatice, a căror culoare este verzui-pal;

- staurolitul apare intotdeauna colțuros, cu spărturi aşchioase sau concoidale, pleocroic, cu nuanțe gălbui pină la brun-portocaliu;

- zirconul se prezintă sub formă de granule mai mult sau mai puțin prismatice, colorate în roz;

- rutilul a fost întâlnit într-o singură probă apărind sub formă de granule colțuroase sau subcolțuroase, frecvent maclate polisintetic;

- zoizitul apare în granule prismatice, colțuroase, uneori idiomorfe, incolore sau verzui-pal.



În urma analizei conținutului fracției grele din nisipurile aflate în cavitățile concrețiunilor goethitice, s-a constatat că variază între 0,5 și 2,1 %, iar speciile minerale aproximativ aceleași în toate eșantioanele analizate se găsesc în cantități apropiate.

Parageneza caracteristică a nisipurilor din cavitățile concrețiunilor este compusă din următoarele: minerale opace + turmalină + staurolit.

Materialul granular a fost furnizat în parte de cristalinul insulei Vișea, în care S. Chafarzik (1913) a semnalat prezența staurolitului, și în parte de sisturile cristaline și rocile eruptive ale insulei cristaline Bocșa-Oravița (Codarcea, 1930).

Se remarcă absența granatului în nisipurile din cavitățile concrețiunilor, mineral care apare din abundență în nisipurile în care sunt incorporate concrețiunile goethitice (Marinescu et al., 1976).

TABEL

Constituția mineralologică a crustei concrețiunilor după datele difractometrice (Rx)

Nr. probei	Compoziție mineralologică %			
	Goethit + hidrogoethit	Cuarț	Feldspat	Caolinit
1	72,8	19	3	3
2	74,5	17	2	—
3	73,6	20	3	—
4	75,0	13	5	—

c) În vederea determinării alcătuirii mineralogice a crustei concrețiunilor goethitice, au fost analizate 4 eșantioane (tab.) prin utilizarea metodei difracției de raze X, cît și a analizei termodiferențiale. În urma analizării difractogramelor și a curbelor D.T.A., s-a scos în evidență prezența preponderentă a goethitului (72,8–75%) cu mici adasuri de hidrogoethit. Alături de acestea, așa cum a scos în evidență și studiul microscopic (pl. III, fig. 1–4), participă cuarț (13–20%), feldspați (2–5%), lamele de biotit și muscovit, precum și fragmente litice (tab.). Într-o singură concrețiune s-a identificat un mic conținut de caolinit (sub 3%). În restul probelor, caolinitul nu a fost pus în evidență, rămînind probabil sub limita de detecție.

4. Asupra genezei concrețiunilor goethitice

Problema modului în care s-au format concrețiunile feruginoase cu cavități interioare („voidal concretions”) a format obiectul cercetării mai multor autori fără a ajunge însă, după opinia noastră, la formularea unei explicații pe de-a-ntregul satisfăcătoare. Într-o lucrare datind din anul 1948, Smith face o revizuire a opinioilor formulate pînă la această dată.



T o d d (1903) presupune că hidroxidul feric s-ar fi depus în jurul unor concrețiuni calcaroase care ar fi fost ulterior solubilizate.

B a t e s (1938) admite existența unor corpusculi sideritici în jurul căror hidroxizii ferici s-au precipitat, alcătuind o crustă în urma solubilizării carbonatului.

S h a w (1917) presupune că geneza lor a avut loc prin înlocuirea calcarului cu hidroxizii ferici sau prin concentrarea hidroxidului de fier în jurul unor corpuri mai mult sau mai puțin sferice de argilă.

T a r r (1935) consideră că materialul care formează concrețiunile nu ar fi trebuit să depășească volumul disponibil al porilor din sediment, concrețiunile fiind doar simple porțiuni cimentate ale materialului inclus în centrul lor.

În ceea ce privește opinia lui S m i t h (1948) consideră că aceste forme rezultă din „secreția intergranulară” a limonitului în exces, peste cel necesar umplerii golurilor dintre granule. Zona exteroară a depunerii ar primi adasuri superioare de oxid fieric și ar crește astfel mai rapid determinând golurile interioare.

Încercând acum să explicăm modul de formare a concrețiunilor din Pontianul superior din Banatul de vest, vom sublinia mai întâi faptul că în interiorul lor se găsește nișip de aceeași natură cu cel din nișip în care concrețiunile sănt incorporate. Aceasta ne conduce la concluzia că depunerea hidroxidului de fier după o anumită formă a fost determinată de o „barieră” locală în calea difuzării soluțiilor. În felul acesta sintem condusi la supozitia că inițial anumite porțiuni din nișip se găseau mai mult sau mai puțin cimentate cu alt material, poate cu carbonat de calciu. Soluțiile ferifere au fost obligate să se opreasca în difuzarea lor la aceste accidente și concentrându-se, au depus limonitul creând o crustă care a crescut apoi pe măsură ce difuziunea în nișip continua. Într-o a doua fază trebuie să admitem că ar fi avut loc decimentarea și pierderea substanței liante inițiale, eventual solubilizarea carbonatului de calciu inițial și îndepărțarea sa sub formă de bicarbonat. Pentru aceasta este necesar să admitem că crusta de limonit care a conturat începutul formării concrețiunilor era suficient de permeabilă pentru a permite solubilizarea calcitului din masa interioară și că apele care au determinat această solubilizare aveau pH-uri suficiente de scăzute pentru a dizolva calcitul, dar insuficiente pentru dizolvarea limonitului.

În precipitare, hidroxidul feric a prins masa cu granule detritice de quart, feldspat, mică, etc., astfel că peretele concrețiunii a luat caracterul unei gresii cu ciment feruginos.

Forma sub care a fost adus fierul la locul de concretionare a fost probabil cea coloidală, peptizată prin coloizii de protecție de natură organică. Condiții locale au determinat distrugerea acestor coloizi de protecție și precipitarea hidroxidului feric în jurul corpusculilor, ușor cimentați în prealabil din masa sedimentului nisipos.

Într-o fază diagenetică următoare a avut loc solubilizarea carbonatului din interiorul concrețiunii în care a rămas nișip de aceeași natură cu cel din masa în care concrețiunile sănt incorporate.



5. Concluzii

În formațiunea ponțiană, preponderent nisipoasă, din partea de vest a Banatului, se găsesc concrețiuni goethitice care apar de regulă către partea sa superioară.

Forma și dimensiunile acestor concrețiuni sunt destul de variate (ciupercă, oval-alungită, sferice, elipsoidale, etc.), cu diametrul mic de cca 3 cm, iar diametrul mare de cca 9 cm.

Toate concrețiunile prezintă în interior o cavitate care este umplută cu nisip albicioz-ruginiu, identic cu masa nisipului în care concrețiunile sunt incorporate.

Crusta concrețiunilor este constituită dintr-un amestec intim de goethit și hidrogoethit, indurată, care a prins în interiorul său granule detritice (cuarți, feldspati, mice) și fragmente litice (cuarțite, gnaisse, etc.). Granulele detritice sunt crăpate și fisurate probabil în urma procesului de precipitare a oxidului de fier.

Studiul mineralologic prin utilizarea metodei difracției de raze X și a analizei termodiferențiale a scos în evidență prezența preponderentă a goethitului (72–75 %) cu mici adăosuri de hidrogoethit, la care se adaugă granulele detritice.

Referitor la geneza acestor concrețiuni pînă în prezent nu s-au dat explicații satisfăcătoare. Am admis că depunerea hidroxidului de fier a fost determinată de o „barieră” locală, în calea difuzării soluțiilor. Soluțiile ferifere au fost obligate să se opreasă în difuzarea lor la aceste accidente și concentrîndu-se, au depus limonitul în jurul lor, creînd o crustă care a crescut pe măsură ce difuziunea continua prin nisip.

Forma sub care a fost adus fierul la locul de concretionare a fost probabil coloidală, peptizată prin coloizi de protecție de natură organică. Condiții particulare, locale, au determinat distrugerea acestor coloizi de protecție și precipitarea hidroxidului feric în jurul corpusculilor, ușor cimentați în prealabil în masa sedimentului nisipos.

BIBLIOGRAFIE

- Bates R. L. (1938) Occurrence and origin of certain limonite concretions. *Journ. Sedimentary Petrology*, 8, New York.
- Codarcea A.I. (1930) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa-Montană (jud. Caraș-Banat). *An. Inst. Geol. Rom.* XV, București.
- Dreverman Fr. (1915) Bemerkungen über die Fauna der pontischen Stufe. *Verh. d.k.k. G.R.D. Jg.* Wien.
- Florei N. (1958) Alte cîteva forme de Gasteropode din fauna ponțiană de la Tirol. *St. Univ. Babeș-Bolyai*, III, 5, 1, Cluj.
- Hála vász J. (1883) Bericht über Geologischen Detailaufnahme im Jahre 1883. *Földt. Közl.* XIV, Budapest.



- (1887) Paleontologische Daten Kenntnis der Fauna der Neogen Ablagerungen. *Mitt. A. d. Jahr. d.k.G.A.* VII, Budapest.
- (1913) Die Umgebung von Dognacia und Gataja. Blatt zone 24, Budapest.
- H o e r n e s R.** (1901) Congeria oppenheimi und Hilberi zwei neue Formen der Rhomboidea — Gruppe aus neuen oberen pontischen Schichten. *Sitz. d. k. Akad. d. Wiss.*, CX, Wien.
- M a r i n e s c u F l.** (1973) Les mollusques Pontiens de Tirol (Banat Roumain). *Inst. Géol. Mémoires*, XVIII, Bucarest.
- **O l t e a n u R., R o g g e - T ā r a n u E l e n a, P o p e s c u A g a p i a** (1976) Pannonianul din Banat. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXIII/4, Bucureşti.
- P e t t i j o h n F. J.** (1957) *Sedimentary Rocks*. New York.
- S c h a f a r z i k F r.** (1913) Revision der Kristallinischen Schiefer des Krassó-Szöremyer Grün-dgebirges in petrographischer und tectonischer Beziehung. *Jb. Ung. Geol. RA*, Budapest.
- S h a w E. W.** (1917) The Pliocene history of northeastern and central Mississippi. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 108, New York.
- S m i t h L. L.** (1948) Hollow ferruginous concretions in South Carolina. *Journ. of Geol.* 56, New York.
- T a r r W. A.** (1935) *Treatise on sedimentology*. New York.
- T o d d J. E.** (1903) Concretions and Their geological effects. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 14, New York.

ÎNTREBĂRI

- O. M a i e r :** 1. Care este aria de răspândire a orizontului superior cu concrețiuni? 2. Staurolitul, prezent în miezul concrețiunilor, apare și în nisipurile înconjurătoare? 3. Precizați natura barierelor locale care, în concepția autorilor, a intervenit în geneza concrețiunilor.

Răspuns : 1. Orizontul superior al Ponțianului superior, cu nisipuri și concrețiuni goethitice, are o răspândire apreciabilă de la Tirol pînă aproape de Oravița.
2. Staurolitul din nisipul din interiorul concrețiunilor apare și în nisipul în care sunt incorporate concrețiunile.

3. Natura „barierelor” locale este greu de stabilit. S-a presupus că ar fi fost de natură carbonatică (calcaroasă).

C. L a z ā r : 1. În toate cazurile examinate, concrețiunile prezintă o umplutură formată din nisip care găzduiește concrețiunile?

2. Care este raportul de mărime dintre crustă și miezul nisipos?
3. Nu aveți vreo observație care ar putea indica preexistența granaților în interiorul crustei?

Răspuns : 1. Toate concrețiunile goethitice examinate prezintă o cavitate umplută cu nisip, asemănător cu cel al stratului de nisip în care se găsesc incorporate.

2. Grosimea crustei este de cca 1 cm.
3. Nu există nici o indicație.

DISCUȚII

I o a n a P a n ă : În Ponțianul din zona Buzău au fost găsite, de asemenea, concrețiuni limonitice ovoidale, goale în interior, cu o crustă limonitică de cca 1 cm.



O. M a i e r : Aria de răspindire a șisturilor cu staurolit din vestul Insulei Vărădia-Vîrșet este relativ mică, iar în insula cristalină Dogenecea-Ocna de Fier staurolitul nu a fost citat. Ar fi posibil ca proveniența materialului sedimentar să fie aria munților Semenic.

C. V. P a p i u : Comunicarea și discuțiile ridică două probleme : a originii nisipului și a precipitării fierului. Nu s-au făcut încă studii sedimentologice asupra curenților și direcțiilor de transport pentru a stabili riguros originea materialului. Trei probleme se ridică privind geneza : a barierel unei substanțe care a indurat materialul din concrețiuni, a materialului sideritic în concrețiunea primară oxidat la periferie și apoi îndepărțarea carbonaților și substituirea calcarului din concrețiuni, în prealabil calcareoase, urmată de solubilizare. Autorii au admis opinia barierei eventuale calcareoase. Fierul a fost mobilizat fie sub formă ionică, fie macromoleculară sau coloidală, fiind poate precipitat în contact cu calcare sau prin amestec cu ape bicarbonatace.

CONCRÉTIONS FÉRUGINEUSES DU PONTIEN DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU BANAT

(Résumé)

Dans la formation pontienne de manière prépondérante sablonneuse, située dans la partie occidentale du Banat, on rencontre des concrétions goéthitiques, qui apparaissent tout spécialement vers la partie supérieure sablonneuse de la formation du Pontien supérieur.

Les concrétions se caractérisent par des formes et par des dimensions d'une grande variété (en champignon, ovale-allongées, sphériques, ellipsoïdales, etc.) dont le petit diamètre est d'environ 3 cm, et le grand diamètre d'environ 9 cm.

Toutes les concrétions présentent à l'intérieur une cavité remplie de sable blanchâtre-rouille, de la même constitution que le sable extérieur dans lequel elles se trouvent.

La croûte des concrétions est constituée d'un mélange intime de goethite et de hydrogoethite. Cette croûte est durcie et englobe des granules détritiques (quartz, feldspath, micas) et des fragments lithiques (quartzites, gneiss à microcline etc.). Les granules détritiques sont fissurées, probablement à la suite du processus de précipitation des oxydes de fer ultérieur au processus de l'accumulation des granules.

L'étude minéralogique (diffractométrique et thermo-différentielle) a mis en évidence la présence prépondérante de la goethite (72-75 %) à côté de faibles quantités de hydrogoethite et de granules détritiques.

En ce qui concerne la genèse de ces concrétions, on n'a pas réussi jusqu'à ces derniers temps de donner une explication satisfaisante. Les auteurs de la présente note considèrent que l'accumulation en hydroxyde de fer doit être déterminée d'une „barrière“ locale qui a empêché la diffusion des solutions. Les solutions ferrifères ont été de cette façon obligées d'arrêter leur diffusion vers ces accidents, de se concentrer en déposant la limonite autour d'eux, formant ainsi une croûte qui s'épaissit à mesure que la diffusion continue à travers le sable.

Le fer a été transporté probablement au lieu de concrétionnement sous forme colloïdale, peptisée par des colloïdes de protection de nature organique. Des conditions particulières locales ont déterminé la destruction de ces colloïdes de protection et la précipitation de l'hydroxyde de fer autour des corpuscules, faiblement cimentés aux dépens de la masse du sédiment sablonneux, engeandrant ainsi les concrétions goéthitiques.



EXPLICATIA PLANSELOR

Plansa I

Fig. 1. — Concrețiune goethitică în formă de ciupercă.

Concrétion goethitique en forme de champignon. Gr. nat.

Fig. 2. — Concrețiune goethitică oval-alungită.

Concrétion goethitique ovale-longée. Gr. nat.

Fig. 3. — Concrețiune goethitică de formă ovală — în care se observă umplutura de nisip.

Concrétion goethitique ovale dont on remarque la cavité remplie de sable. Gr. nat.

Fig. 4. — Concretiune goethitică de formă sferică.

(toate fotografiile sunt în mărime naturală).

Concrétion goethitique sphérique. Gr. nat.

Plansa II

Fig. 1,2,3,4. — Diverse concrețiuni goethitice.

(toate fotografiile sunt în mărime naturală).

Diverses concrétions goethitiques. Gr. nat.

Plansa III

Fig. 1,2,3,4. — Secțiuni microscopice prin crustă concrețiunilor goethitice în care se observă granule detritice ($\times 50$).

Sections minces par la croûte des concrétions goethitiques où on remarque la présence de matériel détritique ($\times 50$).

Dări de seamă ale ședințelor vol. LXIV (1976—1977). Pag. 215—250.

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR EXOGENE

STUDII PETROGRAFICE-MICROFACIALE ȘI GEOCHIMICE ÎN CUPRINSUL SERIEI CALCAROASE DIN CHEILE BABEI (NV TRANSILVANIEI)¹

DE

IOAN KALMÁR²

Abstract

Petrographical-Microfacial and Geochemical Studies in the Calcareous Series from Cheile Babei (North-West of Transylvania). The Upper Eocene-Lower Oligocene rocks are presented from petrographic point of view. They are represented by biocalcareites with micritic groundmass and alloigenic constituents resulting from the mesometamorphic crystalline schists. The remnants of organisms are represented by broken and re-crystallized algae, foraminifera, bryozoa, mollusca, coralloids, echinoderms and ostracods. There are described the processes which took place during the sedimentation, syn-genesis, diagenesis and epigenesis. The diagenesis took place at $64-80^\circ$, $12.3-137^\circ$, respectively, and led to the formation of dolomite, siderite, pyrite, apatite and authigenic celestine. The laws of distribution of some constituent elements are established by the chemical study. In the Vișneakov ternary diagram the analytical data of the rocks are projected on the field of limestones, argillaceous and dolomitic limestones. By the calculus of the normative minerals and by the projection in ternary diagrams, the components known from the mineralogical analysis are obtained—but in other proportions—due to the fact that a complete chemical-mineralogical equilibrium has not been reached yet.

Recent, cercetările geologice efectuate în zona de aflorare a seriei calcaroase din Cheile Babei (NV Transilvaniei) (I. Kalmár et al., 1974)³ au condus, pe lîngă cunoașterea în detaliu a structurii geologice, la obținerea unor date de observație privind caracterele petrografice-microfaciale ale rocilor carbonatice din zonă precum și repartizarea componentelor majori și minori în acestea. Prelucrarea acestor date, obiectul prezentei lucrări, a permis să se obțină o imagine supra modului în care a decurs sedimen-

¹ Predată la 14 august 1976, acceptată pentru publicare la 28 ianuarie 1977, comunicată în ședința din 25 februarie 1977.

² Întreprinderea de prospecționi și explorări, Maramureș—Baia Mare. Str. Victoriei nr. 146, județul Maramureș.

³ Arh. I.P.E.G. Maramureș—Baia Mare.



tarea, asupra proceselor ce au avut loc în materialul sedimentat și consolidat, asupra chimismului acestor roci și evoluția lor în cursul proceselor de litificare, asupra legăturii dintre compoziția petrografică și chimism și în sfîrșit, date privind caracterizarea geochemicală a rocilor carbonatice constituind seria calcaroasă.

A) Date generale asupra Cheilor Babei

Cheile Babei se localizează pe valea cu același nume, affluent drept al Someșului urmată pînă la obîrșie de șoseaua Gâlgău-Tg. Lăpuș.

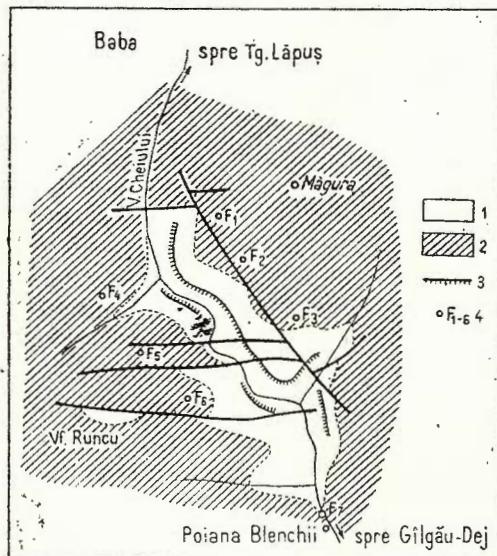


Fig. 1. — Schița amplasamentului zonei cercetate.

1. serie calcaroasă ; 2, depozite oligocene; 3, abrupturi ; 4, F_{1-6} , foraje. Esquisse de la position de la zone étudiée.

1, série calcaire ; 2, dépôts oligocènes ; 3, escarpement ; 4, F_{1-6} , forages.

La ieșirea din satul Poienile Blenchii (fig. 1) valea se îngustează brusc și în ambele versanți apar, pe abrupturi, aflaremente de calcare grosiere dispuse în bancuri groase, local acoperite de perdele întinse de grohotișuri, pe cca 3 km, pînă aproape de primele case ale satului Baba.

Intr-o lucrare recentă (Kalmár et al., 1977) s-a arătat că această zonă, integrată într-o structură ridicată descrisă anterior ca „Anticinalul Glod – N Poiana Blenchii”⁴ constituie un horst dublu cu un graben central, basculat și complicat prin intervenția unor fracturi transversale. Depozitele sedimentare ce iau parte la constituția acestei structuri sunt : seria vîrgată superioară, seria calcaroasă, stratele de Ciocmani, stratele de Buzuș, stratele de Ileana și stratele de Buzaș. Seria calcaroasă la rîndul ei a fost orizontală de noi pe baza unor repere locale în : orizontul biocalcarenitelor inferioare, nivelul cărbunos-foios, orizontul biocalcarenitelor superioare, orizontul cu *Nummulites fabiani* P. r. e. v. r., orizontul cu briozare și orizontul calcarelor de Hoia. În cele ce urmează vom menține această împărțire în orizonturi cu atât mai mult cu cît și caracterele lor microfaciale și cele geochemică o justifică.

⁴ V. Lăzărescu. Cercetări geologice între Someș și Lăpuș la NW de Dej (1965) (Teză de doctorat). Inst. Petrol, Gaze și Geol. București.

Studii geologice, în special cu profil stratigrafic au fost efectuate în zona cercetată de noi, în timpuri recente de I. Dumitrescu (1966)⁵, D. Iliescu et al. (1962)⁶, Mészáros et al. (1967).

B) Date privind caracterele petrografice și microfaciale

Pentru caracterizarea petrografică-microfacială s-au eșantionat sistematic atât cele 7 foraje executate cât și o serie de aflorimente. Studiul micrografic s-a efectuat atât asupra unor secțiuni subțiri cât și pe șifuri utilizându-se și reacții chimice de colorare pentru identificarea unor minerale carbonatice.

Mineralele insolubile au fost separate prin solubilizarea la cald, în acid acetic diluat (1 : 5) al unor probe măcinate la Ø 0,064 mm, filtrarea și spălarea reziduului, pe care apoi s-au efectuat determinări roentgenostructurale și termic-diferențiale, după metodologia recomandată de Savul et al. (1964 a) și Caver (1967).

1. Caracterizare petrografică

În totalitatea lor rocile carbonatice-calcaroase fac parte din categoria rocilor clastice, ele fiind „calcare allogenetică”, formate prin consolidarea unui detritus calcaros (bioacumulat). La o bună parte din rocile studiate, granulele clastice sunt predominant peste 0,2 mm și sunt constituite din fragmente de organisme calcaroase, deci rocile fac parte din categoria calcarelor scheletice (Bathurst, 1971) și anume sunt calcare bioclastice sau biocalcarene, termen utilizat de Carozzi (1960) și Misk (1967), respectiv grainstone-packstone și wackestone (SMF⁷ — 5,8 și 9). De asemenea, există și local, calcsiltite microbioclastice (SMF — 2) și calcare constituite din aglomerări de cochilii de moluște (coquinite) respectiv grainstone bioclastice (SMF — 12) sau wackestone cu fosile întregi (SMF — 8). Masa fundamentală abundantă, constituită inițial din mil carbonatic interstitial în decursul proceselor de litificare a suferit o recristalizare incipientă la dimensiuni de ordinul micronic, motiv pentru care se poate vorbi de o masă de bază, micritică, fie cu rol de masă fundamentală (wackestone), fie cu rol de ciment milos de umplutură (packstone). Sunt prezente și zonele cu recristalizare mai avansată (masă fundamentală sparitică). În ansamblu, rocile carbonatice din Cheile Babei sunt calcare recristalizate cu grad variabil de recristalizare de la incipient la avansat.

Biocalcarenele și calcsiltitele microbioclastice studiate sunt constituite astăzi din următoarele constituente petrografice:

- Constituenții detritogeni (clastici) necarbonatice (extraclaste): cuarțul, mica albă, feldspații, fragmentele de cuarțite micacee, mineralele grele, o parte din mineralele argiloase și o parte din oxizii de fier. Canticativ, acești constituente apar subordonat, rar depășind 5 % (fig. 2);

- Constituenții detritogeni carbonatice, care cuprind, predominant, fragmente de natură bioclastică (bioclaste) — resturi sfărimate de orga-

^{5,6} Arh. I.G.G. București.

⁷ Standard Microfacies Types, după Wilson, 1975.



nisme cu schelet calcaros (15—75 %). Subordonat (0—5 %) apar fragmente de natură chemogenă sau mixtă — ooide, microconcrețiuni calcaroase („pellets” și „lumps”);

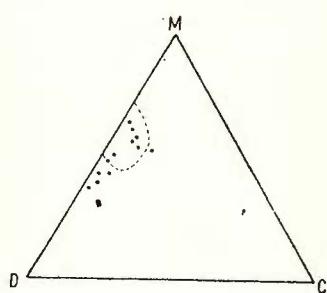


Fig. 2. — Diagrama ternară M (Masa de bază)—D (Material biodetritic)—C (Detritus de șisturi cristaline) pentru biocalcarenitele din Cheile Babei. Linia întreruptă conturează zona de proiecție a calcarenitelor eocrinacice din stratele de Comarnic, după J i p a (1961).

Diagramme ternaire M (Masse de base)—D (Matériel biodétritique)—C (Détritus de schistes cristallins) pour les biocalcarénites de Cheile Babei. Ligne interrompue marque la zone de projection des calcarénites éocrinacées des couches de Comarnic, selon J i p a (1961).

— Constituenții biogeni carbonatici, resturi întregi de organisme calcaroase fie de dimensiuni mari (cochilii de moluște, de echinoderme) sau foarte mici (testuri de foraminifere și carapace de ostracode);

— Constituenții biogeni necarbonatici caustobiolitici : resturi in-carbonizate și substanță bituminoasă (0—2 %);

— Constituenții chemogeni (ortocheme), cu grade variabile de recristalizare : masa de bază carbonatică micritică, subordonat sparitică, minerale autogene (dolomit, sideroză, o parte din pirită, apatit, celestină, gips, o parte din mineralele argiloase și mineralele epigenetice ; calcit, calcedonie, opal, pirită, o parte din oxizii de fier (0—6 %).

2. Constituenții petrografici

a) Constituenții detritogeni necarbonatici (extraclastele)

Constituenții detritogeni necarbonatici sunt reprezentați prin minerale și fragmente de roci : cuarț și cuarțite micacee, mică albă, feldspați, minerale grele și minerale argiloase.

a. Cuarț. Granulele de cuarț apar în masa rocii în cantități variabile, în general mici, sub 5 %, având dimensiuni reduse (sub 0,25 mm, frecvent sub 0,1 mm), cu contur angular și subangular.

Granulele de cuarț sint totdeauna intens corodate de masa de bază micritică. Fenomenul de coroziune pare să fie anterior recristalizării micriticului. Cuarțul conține adesea microinclusiuni idio- sau hipidiomorfice de magnetit, rutil, titanit, apatit, zircon, turmalină, foite micronice de mică albă și flocale de grafit. Microinclusiunile de magnetit apar la toate nivelele ; cele de turmalină numai în partea superioară a seriei calcaroase (pînă la baza orizontului cu briozare), iar cele de titanit în special sub nivelul cărbunos-foios (pl. III, fig. 1).

Cuarțul prezintă extincție ondulatorie, cu valoarea unghiului de extincție oscilind între 7—8° și 26—28° cu un maxim la 16—18°.

Fragmentele de cuarțite micacee (metacuarțite) apar sporadic, în special spre baza seriei calcaroase, în apropierea intercalărilor grezoase. Metacuarțitul este corodat intens și prezintă aceleași microincluziuni ca și granulele izolate de cuarț (pl. III, fig. 2).

β . *Mica albă*. Formează foișe de 15—80 μ , cu totul sporadice, acolo unde și cuarțul apare mai abundant. Coroziunea foișelor este slabă, dar se constată un proces intens de levigare a alcaliilor („leverrieritizare”) tradusă prin scăderea marginală a culorilor de birefringență. Transformarea este anterioară recristalizării masei de bază. Incluziunile micronice sunt reprezentate prin magnetit și rutil (pl. III, fig. 3).

γ . *Feldspați*. Au fost identificate cîteva granule de oligoclaz (25 % An) și de microclin, mijlociu corodate, foarte slab argilizate, argilizarea fiind anterioară recristalizării masei de bază.

δ . *Minerale grele*. S-au identificat cîteva granule rotunjite de turmalină în orizontul straturilor de Hoia și de zircon în orizontul biocalcarenitelor inferioare. Atât turmalina cât și zirconul sunt slab, dar vizibil corodate de masa de bază.

ε . *Mineralele fractiunii sub 2 μ* . În fractiunea fină (0,5—2 %) rămasă după îndepărțarea prin dizolvare a carbonaților solubili s-au identificat prin analize Roentgen pe material netratat, tratat cu etilenglicol și calcinat, următoarele minerale argiloase :

Caolinit	46—54 %
Illit (2 M)	14—18 %
Clorit (Chamosit)	prezent
Ca-Montmorillonit	5—10 %

În difractogramă apar de asemenea reflexe caracteristice pentru dolomit, siderit, cuarț, cristobalit, α -FeOOH (goethit) și pirită. Mineralele argiloase, goethitul, pirita și cuarțul au fost evidențiate și prin analiza termică diferențială; în plus apare efectul endoterm al dehidroxilării oxizilor liberi hidratați de aluminiu⁸.

ζ . Printre oxizi de fier, doar cîteva granule rotunjite intens corodate, marginal limonizate, de magnetit au origine sigur detritogenă, limonitzarea fiind anterioară recristalizării masei de bază.

Din examinarea naturii mineralogice a constituenților detritici ne-carbonatici, rezultă că acestea provin foarte probabil dintr-un fundament de sisturi cristaline cu grad mediu de metamorfism. Distribuția statistică a extincției ondulatorii a cuarțului cu cele trei maxime menționate este asemănătoare cu cea măsurată de noi în seria de Preluca (K a l m á r, 1974). Microinclusiunile din cuarț sunt, ca mod de prezentare, frecvență și forme cristalografice, identice cu cele din cuarțul sistemelor cuarțitice cu două mice din aceeași serie iar turmalina este un mineral accesoriu răspândit în paragnaise.

⁸ Analize executate la I.G.P.S.M.S. București de către dr. G. Neacsu, T. Urca și G. Enache.



Dimensiunile reduse ale granulelor, gradul lor nu prea avansat de rotunjire poate argumenta transportul lor eolian în acord cu Wilson (1975).

Alterarea mineralelor detritogene necarbonatice (feldspat, mică albă, magnetit) s-a petrecut înaintea consolidării prin recristalizare a rocii și reprezintă, foarte probabil, efectul unei alterații hipergene anterioare sedimentării.

Coroziunea mineralelor detritogene necarbonatice s-a produs anterior recristalizării masei fundamentale micritice, să cum rezultă din observații microscopice. Un fenomen similar a fost observat în calcarenitele stratelor de Comarnic de către Jipa (1961) dar însotit de redepunerea silicei ca agregate polisferulitice de chert ceea ce la noi nu se constată, silicea mobilizată intrînd probabil în fractiunea submicronică.

În ceea ce privește intensitatea fenomenelor de coroziune se observă că quarțul este mai puternic corodat ca feldspații, urmând miciile și apoi turmalina. Observațiile noastre concordă cu datele experimentale ale lui Correns (1950) asupra sistemului $\text{SiO}_2 - \text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ și precizează condițiile mediului în care s-a produs coroziunea: pH alcalin și presiunea parțială a CO_2 , redusă. Gradul de coroziune crește odată cu creșterea coordonăției ionului Si^{+4} să cum se observă în figura 3.

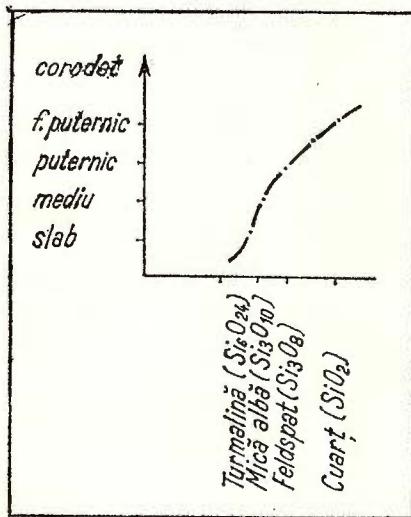


Fig. 3. — Variația intensității coroziunii în funcție de compozitia silicaților din fractiunea detritogenă a biocalcarenitelor din Cheile Babei.

Variation de l'intensité de la corrosion en fonction de la composition des silicates de la fraction détritogène des biocalcarénites de Cheile Babei.

b) Constituenții detritogeni carbonatici de natură bioclastică

O bună parte din constituenții detritogeni carbonatici sunt reprezentati prin fragmente de resturi organice. Studiul microscopic pune în evidență prezența resturilor sfărîmate de: alge, foraminifere, celenterate,

viermi, bryozăre, moluște, echinoderme și crustacee. O parte din corpusculii calcaroși se pot identifica cu microcoprolitele ⁹.

a. Alge. Fragmentele de thaluri de alge calcaroase sunt frecvente în special la baza orizontului biocalcarenitic superior și în partea mediană a orizontului biocalcarenitic inferior. Se identifică grătie structurii reticulare fine, caracteristice. Fragmentele sunt adesea rotunjite, slab corodate, slab recristalizate, impregnate cu material cărbunos sau bituminos, conținând granule micronice, ovoidale de sideroză. Thalul este constituit din calcit microgranular, iar locul celulelor este umplut cu material carbonatic micritic. Uneori thalul include granule de cuarț intens corodat.

b. Foraminifere. Sunt resturile organice calcaroase cele mai des întâlnite, pe toată secțiunea stratigrafică a seriei calcaroase lipsind doar în partea superioară a orizontului stratelor de Hoia. Se pot recunoaște forme de miliolide (care predomină): biloculine, triloculine, quinqueloculine, spiroloculine, robulide, textularide, globigerinide, lagenide iar în cadrul orizontului cu *N. fabiani* și spre baza orizontului biocalcarenitelor inferioare, testurile de macroforaminifere, în special de numulitide sunt deosebit de frecvente.

Cele mai multe foraminifere poartă urme evidente ale unui transport: patinări, șlefuiră, erodarea unor porțiuni din pereți etc. (pl. III, fig. 4).

Din punct de vedere al gradului de recristalizare foraminiferele constituie o grupă heterogenă, recristalizarea variind între slabă și foarte avansată. De exemplu, miliolidele sunt foarte slab recristalizate, testurile fiind constituite din calcit fin granular, asociat cu mici cantități de sideroză. La globigerinide și textularide se observă adesea o recristalizare avansată mergind pînă la stergerea completă a microstructurii inițiale (rotalidele). Macroforaminiferele prezintă o recristalizare medie, fiind constituite din calcit fibros cu incluziuni de sideroză și dolomit. Coroziunea testurilor de către masa fundamentală este concomitantă cu recristalizarea testurilor la miliolide și anteroiară recristalizării testurilor de globigerinide, textularide și macroforaminifere. Observațiile noastre concordă cu cele ale lui Loeble și Tupp (1964) fide Bathurst (1971).

Lojile sunt umplute în majoritatea cazurilor cu calcit larg cristalizat de tip „geopetal”, asociat cu cristale limpezi de dolomit și rar, de celestină; calcitul este depus ulterior formării masei micritice, care o corodează. Alteori, lojile sunt umplute cu pirită formată ulterior recristalizării masei de bază.

γ. Celenterate. Sunt prezente fragmente de theci de hexacoralieri în cîteva zone distințe (partea superioară a orizontului stratelor de Hoia, baza orizontului cu bryozăre, lentile izolate din orizontul biocalcarenitelor inferioare și.a.). Thecile sunt intens sfărîmate, pînă la dimensiuni de 0,5–

⁹ La identificarea resturilor de organisme ne-am servit de atlasul lui Carozzi (1960), Mišik (1966) și Bathurst, care ne avertizează că cercetătorul trebuie, în majoritatea cazurilor, să fie mulțumit cu identificarea claselor în studiu în secțiuni subțiri (1971).



20 mm. Recristalizarea este deosebit de intensă, cu stergerea completă a structurii inițiale. Theca este umplută cu material carbonatic micritic, recristalizat anterior recristalizării thecilor.

9. *Viermi*. Tuburile de viermi apar sporadic, îndeobsebi în partea mediană a orizontului biocalcarenitelor inferioare. Ele sunt sfârimate, moderat corodate, slab sau mediu recristalizate cu conservarea structurii radiare inițiale. Interiorul tubului este umplut cu material micritic a cărei recristalizare este concomitentă cu cea a masei calcitice din tub. Rare se observă piritizări, impregnații de sideroză sau cristale mici de celestină în interiorul tuburilor.

ε. *Briozoare*. Resturile sfârimate sunt frecvente în „orizontul cu briozoare” și apar sporadic în orizontul biocalcarenitelor inferioare (pl. IV, fig. 1). Fragmentele sunt mici, sfârimearea avansată, iar recristalizarea, slabă spre medie, concomitentă cu recristalizarea masei de bază. În pereții zoecilor se observă, alături de calcitul microgranular rare granule de 10—15 μ de apatit. Zoecii sunt umpluți cu calcit larg cristalizat, împede și mai rar cu pirită.

ζ. *Moluște*. Fragmentele sau cochiliile intregi dar evident transportate de moluște, în special lamellibranhiate formează nivele metrice de „coquinii” sau lumașel în orizontul stratelor de Hoia; în partea inferioară a orizontului biocalcarenitelor superioare și la baza seriei calcaroase apar de asemenea frecvent. Ca grad de recristalizare se constată o variație destul de mare între resturi total recristalizate (în special cardide, fragmente de cochilii de *Miltia* și *Lima* sp.), mijlociu recristalizate (unele ostreide, pl. IV, fig. 2; unele pectinide, ceritide mari) și slab recristalizate (vulsellide și naticidele). În cazul unei recristalizări avansate în masa de calcit apar romboedrii de dolomit; în cazul păstrării structurii inițiale fibroase se observă sideroză microgranulară și sporadic, apatit.

Coroziunea fragmentelor mari s-a produs înaintea recristalizării masei micritice. Unele goluri tubulare din ostreide, probabil canale săpate de organisme perforante, conservă o masă criptocristalină de natură calcilitică, probabil resturi din mîlul intersticial. Piritizările sunt frecvente. Uneori se observă fragmente încrustate de alge și briozoare.

η. *Echinoderme*. Fragmente de plăci și de radiole de echinoderme sunt prezente aproape în toată secțiunea stratigrafică a seriei calcaroase cu o concentrare deosebită în partea sa mediană unde, în cadrul orizontului cărbunos, foios, apare un adevarat lumașel de echinide. Sunt prezente plăcile de dimensiuni mari (0,5—5 mm) de culoare albă-lăptoasă și radiolele viguroase, bine conservate de echinide, iar plăcile subțiri, cu forme complicate (pl. II, fig. 3), radiolele fine, adesea sfârimate ar putea fi scleritele holoturidelor și asteridelor. Într-un eșantion apar și cîteva fragmente din pedunculi de crinoizi (cf. F r i z z e l și E x l i n e, 1955, fide B a t h u r s t, 1971).

Recristalizarea fragmentelor de echinoderme este totală precedind recristalizarea masei de bază. În masa cu orientare optică unică apar romboedrii de dolomit, impregnații cu material cărbunos și cu pirită. Coroziunea este intensă în special la fragmentele mai fine.

δ. *Crustacee*. Carapacele de ostracode sunt destul de frecvente în zona nivelului cărbunos-foios și în partea mediană a orizontului biocalcarenitelor inferioare. Sunt intens sfârimate, slab



corodate și slab recristalizate. În masa fin granulară de calcit a carapacei apar uneori granule ovoidale de apatit.

i. *Microcoprolitele sau pellele fecale*. Sunt corpusculi calcaroși ovali sau cilindrici, microgranulari, cu granule dispuse radiar, impregnați cu sideroză, material cărbunos și conținind uneori granule fine de apatit. Sunt slab sau deloc corodate.

Constituenții biotritici carbonatici prezintă grade de sfârșimare variabilă nu atât în funcție de apartenența lor la vreo încrengătură ci mai degrabă în funcție de mărimea inițială a scheletului.

Resturile scheletice mari (de moluște, echinoderme, coralieri, alge) sunt mai intens triturate decât testurile de foraminifere, zoecii de briozoare și carapacele de ostracode deși acestea sunt mult mai fragile. O bună parte din materialul biotritic a fost sedimentat după o sortare prealabilă decât în zone relativ îndepărtate de linia țărmului, în așa-zisă „mare liberă deschisă” (Wilson, 1975).

Din observarea aranjamentului spațial al constituenților biotritici rezultă că aceștia au o poziție oarecare (nu se păstrează poziția inițială a organismelor chiar dacă ele sunt aparent întregi) doavadă că ele au suferit

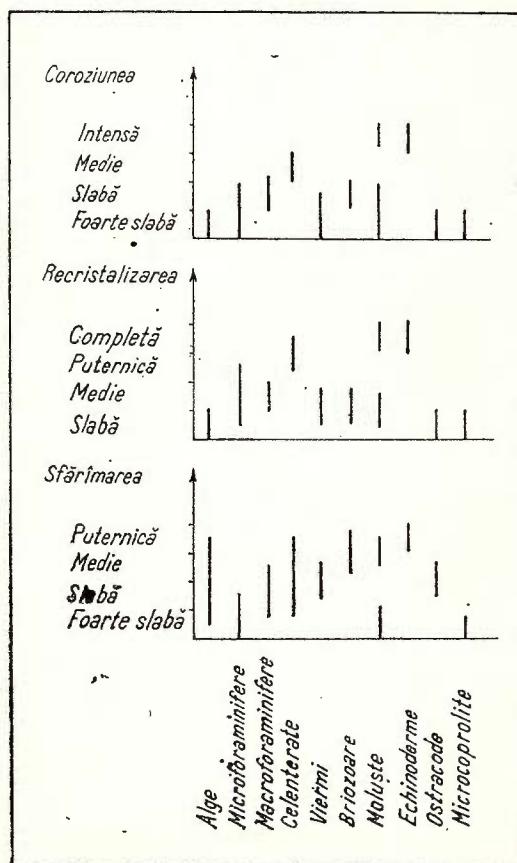


Fig. 4. – Variația intensității corozioni, a recristalizării și a gradului de sfârșimare a resturilor de organisme din biocalcarenitele din Cheile Babei.

Variation de l'intensité de la corrosion, de la recristallisation et du degré de cassage des restes d'organismes des biocalcarénites de Cheile Babei.

un proces de transport. În cazul wackestone-urilor, majoritatea fragmentelor nu se ating între ele (granule flotante), „plutind” în masa de bază micritică. Sunt rare zonele în care particulele bioclastice se ating și constituie suportul de rezistență a rocii (packstone).

Recristalizarea s-a produs în funcție de compoziția scheletului inițial: scheletul calcitic s-a recristalizat puternic devansind recristalizarea masei de bază iar cel aragonitic mai slab, cu păstrarea structurii inițiale. Umplerea cavităților inchise (loji, zoeci) cu calcit larg cristalizat s-a produs în general după recristalizarea masei de bază (recristalizare geopetală); la fel și piritizarea. Coroziunea resturilor este mai puternică la resturile calcitice și mai slabă la resturile aragonitice. Aceste observații concordă cu datele din literatură (Imreh și Imreh, 1961; Barthurst, 1968, 1971). În figura 4 se prezintă intensitatea relativă a sfârșimării, coroziunii și recristalizării resturilor de organisme.

c) Constituenții detritici de natură chemogenă

O parte din corpusculii calcaroși cu structura microgranulară sau zonară ar putea reprezenta fragmente de natură detritică din calcare chemogene sau oolite preexistente („pellets”, „lumps”). Ele sunt adesea intens corodate cu tendință de resorbire în masa micritică.

d) Constituenții biogeni carbonatici

Sunt prezenti, alături de testurile întregi, miliolide similare ca grad de recristalizare cu cele fărimate, fără urme de transport, slab corodate, adesea piritizate (îndeosebi spre baza seriei calcaroase) echinide întregi, alături de rare cochilii de moluște (în special vulselle) în poziție culcată, cu valvele inchise semn că s-au fosilizat fără să fi suferit vre-un transport. Cantitativ, masa acestor resturi netransportate este neglijabil. Sub acest raport biocenoza seriei calcaroase din Cheile Babei este foarte săracă în contrast cu bogăția formelor care constituie componenta allogenetică, o veritabilă thanatocozoă. Mediul de depunere, deci, nu este mediul de viață pentru o bună parte din resturile fosile.

e) Constituentul biogen necarbonatic (caustobiolitic)

Resturile vegetale carbonificate apar sporadic în jumătatea superioară a seriei calcaroase devenind foarte frecvente în cadrul nivelului cărbuno-foios. Fragmentele au forme neregulate și o structură vag celulară. În șlis se observă adesea o impregnație pirotoasă fină. Resturile cărbunoase sunt puternic corodate de masa micritică.

În partea bazală a orizontului biocalcarenitic inferior în calcarele relativ sărace în resturi de organisme determinabile apare bitumul în cantități notabile, ca picături fine brune-închise, albe-lăptoase în lumina reflectată.

f) Constituenții chemogeni (ortocheme)

a. *Masa de bază carbonatică.* O bună parte (20–95 %) din masa calcarelor este constituită din calcit fin cristalizat, la dimensiuni micro-



nice, granulele avînd contururi poligonale neregulate, adesea cu aspect de mozaic. Această masă calcitică include o pulbere foarte fină, a cărei natură poate fi precizată doar prin analize roentgenostructurale : e vorba probabil de minerale argiloase și hidroxizi de fier. Uneori masa de bază prezintă trenceri gradate spre zone insulare larg recristalizate de natură sparitică cu structuri de pseudobrecii (B a t h u r s t, 1959).

$\beta.$ *Dolomitul.* În masa de bază, în interiorul testurilor de foraminiferă, în plăcile de echinide sau în interiorul cochiliilor de moluște apar adesea romboedrii de dolomit limpezi, de dimensiuni reduse ($5-20 \mu$).

$\gamma.$ *Sideroza.* Apare atât în masa de bază cât și în interiorul thalurilor de alge, a testurilor de microforaminifere (în special, de miliolide ; pl. IV, fig. 4), în cochiliile de moluște și.a. că granule ovoidale roșcate, în cuiburi și ciorchini, adesea intens limonitizat (pl. V, fig. 3).

$\delta.$ *Pirita.* Apare fie în masa de bază, în special în cea bogată în material bituminos, ca de exemplu la baza seriei calcaroase, ca plaje neregulate sau idiomorfe, picături, cuiburi, fie în umplutura unor testuri de foraminiferă, în briozăre, săraguri de cubulețe în masa moluștelor din orizontul stratelor de Hoia și.a. Pirita autigenă este contemporană masei fundamentale și anterioară calcitului larg cristalizat, sparitic din masa rocii (pl. V, fig. 1).

$\epsilon.$ *Apatitul.* Apare ca rare granule de $10-15 \mu$ ovoidale, în pereții zoecilor de briozăre, a cochiliilor de moluște, a carapacelor de ostracode și în microcoprolite.

$\zeta.$ *Celestina.* Formează sporadic cristale mici ($5-50 \mu$) cu habitus prismatic, albăstrui limpezi, în goulurile foraminiferelor, în cochiliile de moluște și tuburi de viermi întocmai ca și în alte zone din NV Transilvaniei (I m r e h și I m r e h, 1961) (pl. IV, fig. 4).

$\eta.$ *Gipsul.* A fost identificat în reziduul insolubil în acid acetic sub forma unor microcristale lanceolate, sidefii.

$\delta.$ *Mineralele argiloase* formate prin levigarea micelor pot fi considerate în parte autogene. Probabil cloritul (chamosit) este și el autigen. Se pare că — local — există și goethit autigen.

Asupra condițiilor de formare a mineralelor autogene revenim la capitolul C.

g) Mineralele epigenetice

În masa seriei calcaroase se pot identifica minerale formate ulterior litificării rocilor. O caracteristică a lor este dispunerea, în general, în lungul unor filoane, vinișoare, fisuri, zone brecioase și.a. Belațiile marginale indică venirea lor ulterioară formării masei de bază micritice, inclusiv a recristalizării acesteia.

$\alpha.$ *Calцитul epigenetic.* Apare fie ca umplutura unor vinișoare, filonașe, goluri și geode (calcit larg cristalizat uneori rubanat) fie ca mase rustifiante, pe pereții unor crăpături sau la suprafața rocii („caliche”).

β. Calcedonia și opalul. Umplu vinișoarele, constituie benzi în filoanele de calcit larg cristalizat.

γ. Pirita. Apare fie ca vinișoare, fie ca mase compacte cu structură radiară, fie în plaje alungite și pelicule în filoane de calcit și calcedonie.

δ. Oxizi de fier. În masa filoanelor de calcit sau pe vinișoare fine apare goethitul și lepidocrocitul în cristale aciculare sau lamelare de 0,05–0,25 mm.

În masa rocii, îndeosebi în zonele fisurate, apare o masă limonitică fibroasă sau coloidală, ca flocule, vinișoare, pseudomorfoze după pirită și sideroză (pl. V, fig. 4).

Calcitul larg cristalizat, calcedonia și opalul, silicea, pirita, goethitul și lepidocrocitul sunt de origine hidrotermală. Dovadă, temperatura de omogenizare a incluziunilor bifazice din calcit¹⁰, de 330–358°. Calcitul de crustificație și limonitul coloidal-flocolat este hipergen, recent.

Distribuția diverselor constituenți în corelație cu variația chimismului rocii este prezentată pe planșa I.

C) Considerații genetice

Studiul petrografic-microfacial al seriei calcaroase permite obținerea unor date privind materialul original, condițiile de sedimentare și evoluția stadală a depozitelor de la sediment la rocă carbonatică.

1. Originea materialului clastic constitutiv

În mare parte, rocile calcaroase s-au format pe seama unui detritus (carbonatat și subordonat necarbonatat) transportat de către curenti de fund. În cazul extraclastelor nu este exclus transportul lor eolian.

Observațiile efectuate asupra cuartului (pct. 2a, α) și a celorlalte minerale detritogene necarbonatice indică, drept sursă, sisturile cristaline, a căror zonă de aflorare în Eocenul superior se situează în partea de N a masivului Preluca.

2. Condiții de sedimentare

Resturile sfârimate ale organismelor, împreună cu materialul erodat din țărm și mîlul calcaros au fost purtate de curenti înspre S. Pulsații în puterea de transport a curentilor de fund, variații în cantitatea și natura materialului transportat au determinat în final caracterul stratificat al calcarelor.

Mîlul calcaros bogat în substanță organică predomină în prima jumătate a intervalului, corespunzînd bazei orizontului biocalcarenitelor inferioare. Aici fauna de fund este săracă iar condițiile din sediment se apropie de cele din faciesul euxinic. Treptat începe să cîștige importanță detritusul mai grosier ca în final să se ajungă la îngămădiri de testuri de nummuliți (orizontul cu *N. fabiani*) și chiar la aglomerări de cochilii de moluște de tip coquinit depuse în regim sub-

¹⁰ Determinări efectuate de prof. dr. doc. V. Manilici, Institutul Politehnic, București.



tidal (orizontul statelor de Hoia). Cochiliile de moluște prezintă urme de transport, sunt aruncate de-a valma și numai în partea superioară găsim forme (în special cardiide, cyrene și ceriți mici) întregi care n-au suferit transport după moartea organismului. Rezultă deci o scădere continuă a adincimii apei sau altfel spus, absența subsidenței din timpul sedimentării.

Pe toată durata depunerii seriei calcaroase a fost posibilă existența unei faune de fund în zona Cheilor Babei dar în anumite momente limita $Eh = 0$ trecea foarte aproape de suprafața sedimentului; ca dovadă avem conservarea substanței caustobiolitice în special sub formă de bitum.

3. Evoluția stadiala a sedimentelor și procesul de litificare

Relațiile observate între mineralele și constituenții rocilor studiate permit reconstituirea succesiunii transformărilor suferite de rocă în timp. Aceste transformări se pot raporta la trei etape distincte corespunzător singenezei, diagenezei și epigenezei după L a r s e n și Ch i l i n g a r (1967) respectiv eogenezei, mezogenezei și telegenezei, după B a t h u r s t (1971).

Procesele petrecute în sedimentul neconsolidat au dus la apropierea granulelor, la coroziunea unor minerale detritogene necarbonatice și în parte a constituenților biodetritici carbonatici. Este foarte probabil că tot atunci se desăvîrșește evoluția substanței organice (în special bitumini-zarea și/sau carbonificarea, reducerea fierului din mîluri și treptat, compactizarea sedimentului. Sunt procese ce se raportează la etapa singenetică. Din cauza recristalizării relativ avansate a rocii, structurile singenetice în general nu au fost conservate. Mîlul carbonatic inițial a fost conservat doar în condiții speciale: ca inclusuni (relicte armate) în cristale de pirită sau în perforațiile moluștelor.

Odată cu compactizarea mecanică a sedimentului și creșterea presiunii parțiale a CO_2 din soluțiile interstițiale devine posibilă recristalizarea în masă a rocii (B a t h u r s t, 1971). Recristalizează întii mîlul calcaros (ibidem), apoi treptat resturile de organisme (notăm faptul că unele dintre acestea devansează recristalizarea mîlului interstițional ca de exemplu echinodermele, unele foraminifere etc.). În loji și cavități se infiltrează și se depune calcit larg cristalizat în condiții similare formării lentilelor geopetale. Prin nucleere, din mîlul calcaros și din masa biodetritică constituite din calcit magnezian, se separă, ca minerale de sine stătătoare, dolomitul, sideroza, pirlita, apatitul, celestina, gipsul. Formarea lor este condiționată de atingerea „pragului de mineralizare” în anumite situații de pH și Eh.

Dolomitul din aceste roci nu este rezultatul unor produse de dolomitizare (cf. P o p e s c u, 1976). Este vorba doar de o reorganizare mineralologică, redistribuire a carbonatului de magneziu conținut în resturile de organisme constituite din calcit magnezian și în mîlul calcaros. Ca resturi organice cu aport de magneziu cităm, în ordinea importanței: echinodermele, moluștele (în special cardiidele, milthidele și unele gasteropode), foraminiferele (în special miliolidele) și briozorele. Prezența constantă a dolomitului în zona Cheilor Babei, situată la distanțe relativ mari de țărm este în conformitate cu cele observate de S a v u l și I a n o v i c i (1959 a, 1959 b).



Sideroza este de asemenea rezultată în urma unui proces de redistribuire a fierului și precipitare în condiții de pH și Eh dat (așa cum rezultă și din studiul chimic). Fierul este adus în sistem de mijloc calcaros interstitial dar și dă unele resturi de organisme cu calcit magneziian ferifer ca : foraminifere (în special miliolide și textularide), moluște (în special ostreide), alge și briozăre.

Pirita autigenă se formează ca rezultat al unor condiții și mai reducătoare și în prezența sulfului (probabil biogen) care trebuie să apară în concentrații depășind „pragul de mineralizare”. Ca dovadă, piritizările din masa biodetritică sunt frecvente la aceleasi resturi de organisme ca și sideritizările.

Apatitul este cunoscut în resturile de briozăre, ostracode, moluște (pectinide, naticide) și în microcoprolite.

Celestina apare în cavitățile unor organisme inițial aragonitice așa cum se observă și în alte zone (Imreh și Imreh, 1961).

Temperatura la care au decurs procesele diagenetice a fost determinată prin metode dilatometric și decrepitometric. Au rezultat două intervale de temperatură (fig. 5) unul de 64–80° și altul de 123–137° corespunzător unor adâncimi de îngropare de cca 2000 respectiv 4000 m. Dacă, după Lăzărescu (1957) admitem formarea stratelor de Buzaș la o adâncime de cca 1000 m și acestea împreună cu depozitele oligocene-mediilor și inferioare subjaceante au o grosime totală de cca 1800 m, rezultă adâncimi de îngropare considerabil mai ridicate cu cele rezultate din măsurările de paleotemperaturi. Se pare că explicația trebuie căutată în ad-

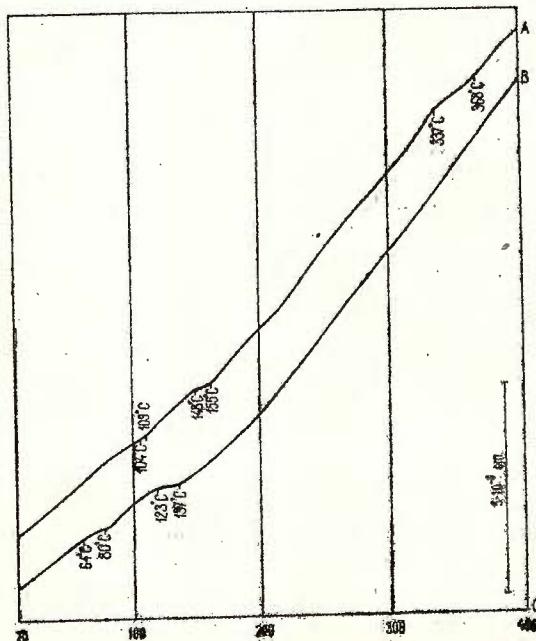


Fig. 5.— Dilatogrammele calcitului hidrotermal cu enclave de calcaré grossiers (A) și a unei probe de biocalcarénites cu foraminifere (B) din Cheile Babei.

Dilatogrammes du calcite hydrothermal à enclaves de calcaires grossiers (A) et d'un échantillon des biocalcarénites à foraminifères (B) de Cheile Babei.

miterea unui gradient geotermic mai mare, dat de prezența, în profunzime, a unor mase de roci magmatische.

După consolidarea completă a rocii datorită unor eforturi de natură tectonică, în masa acesteia s-au produs fisuri, iar în lungul lor a avut loc ascensiunea unor fluide hipogene. Acestea au depus calcit larg cristalizat, silice, pirit și în final goethit.

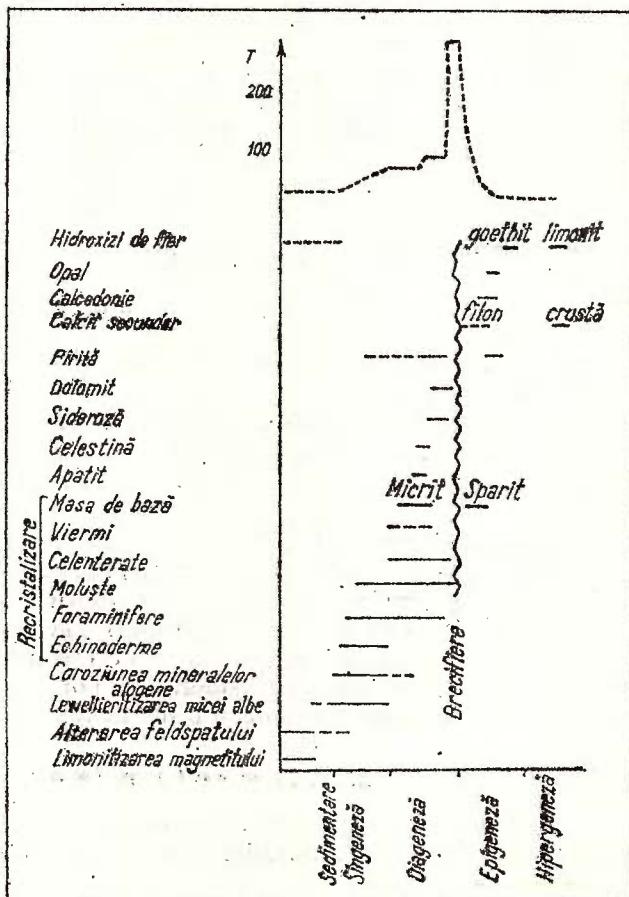
În apropierea acestor fisuri s-a produs și o ușoară recristalizare a rocii. Fluidele au fost purtătoare și a unor slabe sarcini metalice.

În prezent pe zonele fisurate se produce infiltrarea unor ape superficiale pînă la 50–60 m adâncime, producindu-se oxidarea piritei, a siderozei și depunerile de calcit de crustificație.

Toate aceste procese au importanță redusă neinfluentînd decît într-o măsură redusă compoziția rocii. Ele se pot raporta etapei de epigeneză.

Fig. 6. — Evoluția stadală a biocalcarenitelor din Cheile Babei și succesiunea formării mineralelor constitutive, cu indicarea variației temperaturii.

Evolution stadiale des biocalcarénites de Cheile Babei et succession de la formation des minéraux constitutifs, indiquant la variation de la température.



În figura 6 este redată succesiunea transformărilor stadiale suferite de rocile calcaroase și succesiunea formării mineralelor descrise mai sus.

D) Studiul chimic al rocilor calcaroase din Cheile Babei

Studiul chimic al rocilor calcaroase eocen-superioare-oligocen-inferioare din Cheile Babei a fost efectuat avându-se în vedere rezultatele a 150 analize executate pe probe prelevate din aflorimente și foraje¹¹.

Prin studiul chimic s-a urmărit stabilirea intervalului de variație a conținuturilor și legile de distribuție a elementelor sau a componentelor respective, după procedeul propus de Ianovici et al. (1965, 1970).

La stabilirea elementelor majore s-au avut în vedere 7 elemente: O, C, Ca, Mg, Si, Al și Fe. Acestea dău caracterele principale, esențiale ale rocii și apar în concentrații procentuale în general supraunitare. În clasificarea chimico-mineralogică a rocilor s-a avut în vedere tocmai raporturile reciproce ale acestor elemente.

În continuare s-a făcut un inventar al elementelor minore stabilindu-se intervalul de variație a conținuturilor, legile de distribuție și prin calcul corelațional, elementul major pe care-l însoțesc, modul în care iau parte la constituirea edificiilor minerale și de la caz la caz, resturile organice care le-au adus în sistem. Aceasta, pentru a se putea face precizări privind caracterizarea geochimică a rocilor studiate, cu specificarea proceselor care au dus la concentrarea sau dispersia unor elemente.

1. Elemente majore

În rocile calcaroase studiate elementele majore constituie peste 97 % din masa rocii.

Intervalul de variație a conținuturilor, conținutul mediu, dispersia, legile de distribuție (testate prin criteriul Pearson și Romanovski, fide Sarapov, 1966) sunt date în tabelul 1 și ilustrate pe planșa II și tabelele 2 și 3.

Comparind rezultatele obținute cu cele din literatură (Savul et al., 1959 a, b; 1961, 1964 a; Ianovici et al., 1965, 1970; McKee, 1969) se observă în general aceleași legi de distribuție, deși rocile carbonatice studiate de noi prezintă un grad de impurificare considerabil mai avansat. Legea de distribuție foarte apropiată de cea lognormală este proprie elementelor majore (în sensul considerat de noi) din calcare în care numărul mineralelor este în general mic și mineralele au o formulă chimică simplă.

2. Elemente minore

Elementele minore dozate în rocile calcaroase din Cheile Babei constituie maximum 3 % din masa lor. Doar unele din ele pot constitui minerale

¹¹ Analizele au fost efectuate la ICPDILA Brașov și I.G.P.S.M.S. București.



TABELUL 1

Componentele și elementele din seria calcaroasă din Cheile Babei

Componentul	Numărul de analize	Intervalul de variație $x_{\min} - x_{\max}$	Media aritmetică \bar{x}	Media logaritmica \bar{x}	Dispersia s	Testul Pearson		Testul Romanovskit < 3	Lege de repartitie
						x^2 admis	x^2 empiric		
1. Elemente majore									
SiO ₂	%	138	1,35 – 17,15	7,47	5,01	0,24	16,92	6,51	0,50
Al ₂ O ₃	%	138	0,15 – 1,74	1,74	1,35	0,24	12,59	4,78	0,35
Fe ₂ O ₃	%	138	0,12 – 3,60	0,87	1,14	0,31	16,66	15,01	2,14
MgO	%	138	0,10 – 4,92	2,08	0,95	0,35	15,51	6,90	0,26
CaO	%	135	38,93 – 55,45	49,24	—	3,22	14,07	14,05	1,88
CO ₂	%	135	32,25 – 43,60	40,00	—	2,38	12,59	24,74	1,90
2. Elemente minore caracteristice									
SO ₃	%	54	0,00 – 1,82	0,08	0,12	0,65	11,07	8,82	1,21
TiO ₂	%	59	urme – 0,78	0,05	0,11	0,29	11,07	6,55	0,19
Na ₂ O	%	62	urme – 0,95	0,11	0,19	0,22	14,07	2,72	0,86
K ₂ O	%	62	0,06 – 1,24	0,13	0,19	0,27	11,69	6,64	0,55
H ₂ O	%	83	0,02 – 2,05	0,24	0,26	0,44	12,59	20,91	4,02
P ₂ O ₅	%	68	urme – 0,25	—	—	—	—	—	—
Mn	p.p.m.	81	50 – 2400	—	316	0,34	7,82	7,40	1,80
Cr	p.p.m.	81	5 – 80	—	7,4	0,19	11,07	8,29	1,40
Ni	p.p.m.	81	5 – 40	—	—	—	—	—	Bimodală
V	p.p.m.	81	5 – 70	—	—	—	—	—	Hiperbolica
Pb	p.p.m.	72	urme – 700	—	85,4	—	—	—	Bimodală
Zn	p.p.m.	81	urme – 350	—	—	—	—	—	Trimodală
Cu	p.p.m.	81	0 – 300	—	6,6	0,29	9,43	23,36	6,80
Ba	p.p.m.	79	0 – 5000	—	589	0,56	11,07	4,17	0,26
Sr	p.p.m.	33	250 – 2700	—	540	0,50	9,43	4,16	0,91
Ga	p.p.m.	89	urme – 5	—	—	—	—	—	—
Li	p.p.m.	27	1 – 80	—	—	—	—	—	—
3. Elemente minore necaracteristice									
Cl	%	7(5)*	urme – 0,16	—	—	—	—	—	—
B	%	3(3)	0,001 – 0,004	—	—	—	—	—	—
Co	p.p.m.	89(9)	urme – 40	—	—	—	—	—	—
Mo	p.p.m.	89(17)	urme – 40	—	—	—	—	—	—
Zr	p.p.m.	12(6)	urme – 100	—	—	—	—	—	—
Ag	p.p.m.	89(17)	urme – 7,4	—	—	—	—	—	—
Sn	p.p.m.	89(9)	urme – 20	—	—	—	—	—	—
Rb	p.p.m.	8(3)	8 – 70	—	—	—	—	—	—
Cs	p.p.m.	8(3)	20 – 400	—	—	—	—	—	—
Sc	p.p.m.	8(1)	5	—	—	—	—	—	—
La	p.p.m.	2(1)	30	—	—	—	—	—	—
Nb	p.p.m.	7(2)	urme	—	—	—	—	—	—
Se	p.p.m.	6(2)	urme	—	—	—	—	—	—
Hg	p.p.m.	12(6)	0 – 16	—	—	—	—	—	—

* În paranteză s-a trecut numărul de analize cu rezultate peste limita de detecție.



TABELUL 2
Testarea distribuției lognormale pentru SiO_2

x_i	n_i	$x_i - a$	$n_i(x_i - a)^2$	$n_i(x_i - \bar{x})^2$	$x_i - \bar{x}$	$t_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s}$	$n'_i = n \frac{\Delta t}{s} Z_{ti}$	$n_i - n'_i$	$\frac{(n_i - n'_i)^2}{n_i}$
0,18	3	-0,55	-1,65	0,92	-0,52	21,26	0,0422	2,64	0,36
0,29	8	-0,44	-3,52	1,65	-0,41	16,77	0,0973	6,04	0,48
0,40	12	-0,33	-3,96	1,31	-0,30	12,27	0,1872	11,62	0,38
0,51	13	-0,22	-2,86	0,63	-0,19	7,77	0,2943	18,26	0,26
0,62	22	-0,11	-2,42	0,23	-0,08	3,271	0,3778	23,43	0,15
0,73	31	0	0	0	0,03	1,544	0,3945	24,36	2,41
0,84	20	0,11	2,20	0,24	0,14	5,722	0,3391	7,36	0,01
0,95	13	0,22	2,86	0,63	0,25	10,20	0,2371	14,71	0,56
1,06	8	0,33	2,64	0,87	0,36	14,71	0,1354	1,71	0,01
1,17	5	0,44	2,20	0,97	0,47	19,22	0,0632	8,38	0,45
1,28	3	0,55	+1,65	0,92	0,58	29,86	0,0047	3,49	0,04
								2,70	2,76
		138		-5,16	8,37				

$$\chi^2 = 6,51$$

$x_i = \log \% SiO_2$

$$a = 0,73$$

$$\bar{x} = \frac{6,16}{138} = 0,73 = 0,70$$

$$\bar{x} - a = 0,03$$

$$s^2 = \frac{8,37}{138} = 0,03^2$$

$$s = 0,24$$

$$\frac{\Delta i}{s} = \frac{620,8}{s}$$

Criteriul Pearson :

$$6,51 < 16,92$$

Criteriul Romanovski :

$$t = \frac{|6,51 - 9|}{\sqrt{18}} = \frac{2,49}{4,24} = 0,5 < 3$$

Distribuție lognormală



TABELUL 3
Testarea distribuției lognormale pentru Cr

x_i	n_i	$x_i - a$	$n_i(x_i - a)$	$n_i(x_i - \bar{x})^2$	$t = \frac{(x_i - \bar{x})}{s}$	$L_{ti} = \frac{(x_i - \bar{x})}{s}$	$n'_i = \frac{\Delta t_i}{n}$	$(n_i - n'_i)$	$(n_i - n'_i)^2$	$\frac{(n_i - n'_i)^2}{n}$
0,62	13	-0,32	-4,16	1,31	0,25	1,32	0,1669	10,72	2,28	5,20
0,78	26	-0,16	-4,16	0,67	0,09	0,47	0,3572	23,46	2,54	6,55
0,94	28	0	0	0	0,07	0,37	0,3725	24,47	3,53	12,46
1,11	6	0,17	1,02	0,17	0,24	1,26	0,1804	11,85	5,85	34,22
1,27	3	0,33	0,99	0,33	0,40	2,10	0,0440	2,82	0,18	0,03
1,44	1	0,50	0,50	0,25	0,57	3,00	0,0044	0,28	0,72	0,52
1,60	1	0,66	0,66	0,44	0,73	3,84	0,0002	0,91	0,98	0,98
		78	-5,51	3,17						$\chi^2 = 8,29$

$x_i = \log ppm Cr$

$$\bar{a} = 0,94$$

$$\bar{x} = -\frac{5,15}{78} + 0,94 = 0,87$$

$$\bar{x} - a = 0,07$$

$$s^2 = \frac{3,17}{78} = 0,07^2$$

$$s = 0,19$$

$$\frac{\Delta i}{n} = 65,68$$

Criteriul Pearson:

$$8,29 < 11,07$$

Criteriul Romanovski:

$$t = \frac{|8,29 - 5|}{\sqrt{10}} = 1,04 < 3$$

Distribuție lognormală



de sine stătătoare și aceasta doar în condițiile depășirii unei concentrații-limită („prag de mineralizare”). În general concentrația elementelor minore variază între fracțiuni de procente și fracțiuni de părți pe milion.

Intervalul de variație, conținutul mediu, dispersia și legile de distribuție testate prin criteriul Pearson și Romanovski sunt prezentate în tabelul 1 și ilustrate pe planșa II și tabelul 3.

Examinind lista elementelor minore inventariate, se observă că acestea pot fi împărțite în două categorii :

— Elemente minore ce apar în mod constant la peste 66 % din probele analizate, ele constituind însoțitori caracteristici, adesea cu corespondent mineralogic bine precizat, ai rocii carbonatice. Acestea sunt: alcaliile, S, Ti, H, Mn, Cr, Ni, V, Pb, Zn, Cu, Ba, Sr, P, Ga și Li ;

— Elemente minore ce apar accidental doar în cîteva din probele analizate sau pentru care numărul de dozări este insuficient. Ele constituie însoțitori necaracteristici, accidentalni ai rocilor carbonatice și cu excepția zirconului nu formează minerale de sine stătătoare. Acestea sunt : Cl, B, Co, Mo, Zr, Ag, Au, Sn, Rb, Cs, Sc, La, Nb, Se și Hg.

Comparînd lista elementelor minore dozate cu cele prezentate de Savul et al. (1964 a) pentru calcarele bituminoase din NV Transilvaniei observăm o concordanță bună în ceea ce privește prezența și concentrația Ba, Sr, Ga, Ni, Pb, Ti, Zn, Ag, Co și Cu, lipsa As și prezența Cr, Mn, V, Li, Mo, Zr, Au, Sn, Rb, Cs, Sc, La, Nb, Se și Hg în rocile carbonatice din Cheile Babei.

3. Substanța organică caustobiolitică

În rocile carbonatice de culoare închisă s-au dozat carbonul organic și bitumurile, rezultatele fiind cele din tabelul 4.

Se observă participarea redusă a substanței caustobiolitice, predominând net substanța organică insolubilă în CCl_4 , consecință a condițiilor de

TABELUL 4

Analiza substanței organice din rocile calcaroase din Cheile Babei

Nr. crt.	Locul probei	Roca analizată	Bitum A %	Carbon organic %
1	Foraj 1, m 70,50	Biocalcarenit cu alge	0,072	1,16
2	Foraj 2, m 71,00	idem	0,037	0,31
3	Foraj 3, m 72,80	Calcar cărbunos-foios, marnos	0,080	0,50
4	Foraj 3, m 77,30	idem	0,040	0,51
5	Foraj 3, m 80,00	idem	0,036	0,30
6	Foraj 3, m 86,00	idem	0,076	0,96
7	Foraj 3, m 90,00	idem	0,055	0,47
8	Foraj 4, m 60,00	idem	0,068	0,63
9	Foraj 4, m 73,00	idem	0,040	0,35

Analize efectuate la I.G.P.S.M.S. București.



litificare specifice și a gradului de evoluție (în special de alterație hiper-genă) avansat al rocilor. Nămă de asemenea conținuturile relativ ridicate în S și în V ale probelor mai bogate în substanță organică. În biocalcareni-te bogate în substanță organică resturile de alge sint adesea numeroase, astfel încit se poate presupune originea fitogenă a substanței caustobilite.

4. Legătura dintre compozitia petrografică-mineralogică și cea chimică

a) Clasificarea chimico-mineralologică a rocilor carbonatice din Cheile Babei

Pentru clasificarea chimico-mineralologică a rocilor carbonatice studiate rezultatele analitice au fost proiectate în diagrama ternară Vișneakov (fide Ruhin, 1966). Punctele de proiecție se grupează în jurul colțului stingerii $\text{CaCO}_3 = 100\%$ (fig. 7), având ca pol de maximă densitate punctul cu $\text{CaCO}_3 = 92\%$, $\text{CaMg}(\text{CO}_3) = 2\%$ și $\text{Ins} + \text{R}_2\text{O}_3 = 6\%$ corespunzător unui „calcar argilos-grezos”. Din acest punct de vedere rocile calcaroase studiate se apropie ca compoziție de calcarele bituminoase terțiare din NV Transilvaniei (Savul et al., 1964 a) și de unele calcare cretacice din Dobrogea de Sud (Savul et al., 1964 b), Moldova Nouă (Eldghen, 1975) respectiv de calcarele de Redwall-Arizona (McKee, 1969) cu mod de formare asemănătoare.

În scopul comparării compoziției mineralogice stabilite prin studiul petrografic cu cel normativ s-a calculat pentru cîteva probe „litonorma” (tab. 5, 6). Între compoziția mineralologică și cea normativă există o concordanță bună dar în același timp se observă și cîteva nepotriviri.

Astfel, în majoritatea probelor cantitatea de cuarț este considerabil mai mare decât cea calculată, ceea ce presupune, prin compensație, existența în fracțiunea argiloasă, a aluminei hidratate, fapt de altfel constatat și prin analiză termodiferențială.

Sideroza este de asemenea mai abundentă în realitate. Calculul siderozei normative făcindu-se prin „utilizarea” CO_2 disponibil după constituirea calcitului și a dolomitului, eroile analitice în dozarea CO_2 s-au răsfîrt în primul rînd asupra calculării FeCO_3 normativ.

Prezența în fracțiunea argiloasă a cloritelor și a smectitelor duce la imposibilitatea re-partizării exacte a fierului și a magneziului în minerale necarbonatice.

Dozarea imprecisă a CO_2 datorită în bună parte prezenței substanței caustobilite și prezenței carbonaților nestoichiometrici (calcite magnezice B at h u r s t, 1971), face ca în multe probe să apară un deficit de CO_2 . Prezența substanței organice și gradul variabil și necontrolabil de hidratare a unor minerale face ca să apară fie un exces, fie un deficit de $\text{H}_2\text{O}^{+105^\circ}$.

În fine, prezența în calcar de clorului (dozat doar în trei probe) pune problema prezenței clorurii de sodiu și mai puțin a albitului, dat fiind pe de altă parte frecvența redusă a feldspaților din rocă. Este posibil ca Na și K să apară și ca ioni schimbabili în mineralele argiloase ceea ce nu se evidențiază în calcul.

Prin calculul corelației dintre Al, Si, Fe și H_2O rezultă că fracțiunea necarbonatică a rocii ar fi un amestec de cuarț, feldspat alcalin, montmorillonit, illit, beydellit, chamosit și nontronit. Dintre acestea toate se regă-



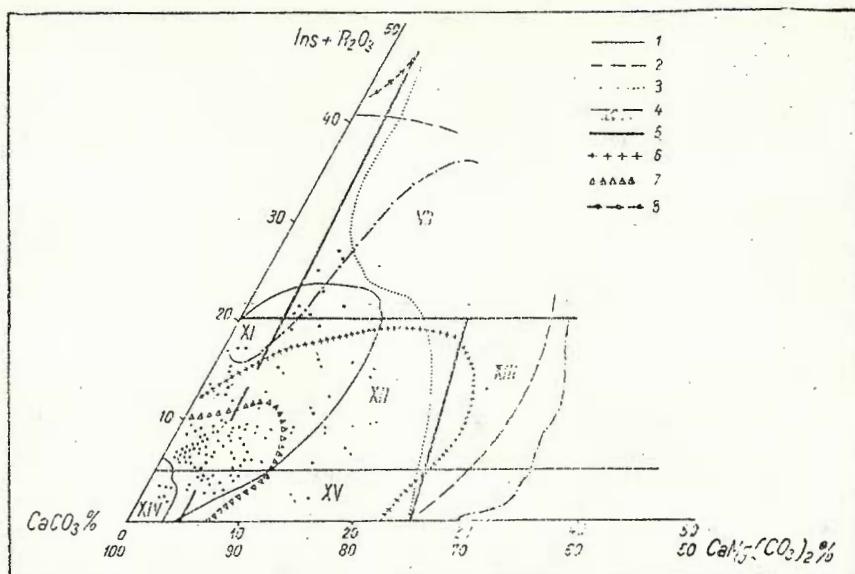


Fig. 7. — Diagramma Vișneakov pentru biocalcarele din Cheile Babei, colțul stâng inferior.
 1, calcare cristaline din Carpații Orientali (Savul, 1959 a); 2, calcar triasic din Carpații Orientali; 3, calcarele jurasice din R.S.R.; 4, calcarele cretace din R.S.R. (Savul și Ianovici, 1961); 5, calcar barremien din Dobrogea de Sud (Savul et al., 1964 a); 6, calcarele bituminoase eocene din NW Transilvaniei; 7, calcarele bituminoase tortoniene din NW Transilvanie (Savul et al., 1964 b); 8, roci marnocalcaroase triasice din regiunea Moldova Nouă (El Ghendy, 1975). VII, marnă dolomito-calcaroasă; XI, calcar argilo-grezos; XII, calcar argilo-grezos dolomitic; XIII, calcar dolomito-argilo-grezos; XIV, calcar; XV, calcar slab dolomitic (fide Ruhiin, 1966).

Diagramme Vișneakov pour les biocalcarénites de Cheile Babei, coin gauche inférieur.
 1, calcaires cristallins des Carpates Orientales (Savul, 1959 a); 2, calcaires triassiques des Carpates Orientales; 3, calcaires jurassiques de R.S.R.; 4, calcaires crétacés de R.S.R. (Savul et Ianovici, 1961); 5, calcaires barrémiens de la Dobroudja de sud (Savul et al., 1964 a); 6, calcaires bitumineux éocènes du NW de la Transylvanie; 7, calcaires bitumineux tortoniens du NW de la Transylvanie (Savul et al., 1964 b); 8, roches marnocalcaires triassi ques de la région de Moldova Nouă (El Ghendy, 1975). VII, marne dolomito-calcaire; XI, calcaire argileux-greux; XII, calcaire argilo-gréseux dolomitique; XIII, calcaire dolomito-argilo-gréseux; XIV, calcaire; XV, calcaire faiblement dolomitique (fide Ruhiin, 1966).

sesc în fractiunea insolubilă în acid acetic în afara beydellitului și a nontronitului. Cuarțul găsindu-se într-o proporție considerabil mai mare, illitul și montmorillonitul în cantități mult mai mici, rezultă că există un disponibil de Al_2O_3 ce se separă sub formă de caolinit și chiar ca aluminiu liberă hidratată. Fierul, la rîndul său este legat preponderent ca hidroxizi, carbonat și sulfură, cloritul ferifer fiind cu totul subordonat. În concluzie condițiile din rocă nu au permis atingerea echilibrului chimic aceasta pă-

TABELUL 5
Calculul mineralelor normative pentru cleava probă de roci calcaroase din Cheile Babei

Proba nr.	3—47 %	3—47,7 %	3—49,5 %	3—55,5 %	3—62,7 %	3—65,1 %	3—67 %	3—72,8 %	3—77,3 %	3—84,1 %	3—86 %	3—88 %	3—90 %
Calcit	90,91	80,02	90,54	91,30	81,48	76,06	88,96	87,79	87,20	90,80	90,52	80,28	82,62
Dolomit	4,04	6,27	1,58	1,98	5,39	16,74	3,96	2,92	3,46	4,52	4,06	3,38	3,82
Siderit	—	—	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	1,66	—
Gips	0,30	0,30	1,19	0,39	0,38	0,59	0,20	0,19	0,38	0,39	0,41	0,74	0,38
Milit	0,40	4,86	0,79	0,79	0,77	0,79	0,79	0,78	0,34	0,49	0,81	0,74	0,76
Caolinit	2,22	3,64	0,99	2,48	5,77	2,96	2,48	2,66	3,60	2,26	4,01	5,54	3,82
Albit	2,53	2,53	1,49	1,98	0,96	1,97	2,38	2,43	0,58	—	—	1,39	1,91
Titanit	0,10	—	0,20	—	—	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	—	—
Hematit	—	—	—	—	—	0,59	0,35	—	—	—	—	—	—
Goetit	0,71	—	—	0,39	0,38	—	—	—	—	—	—	—	—
Xantosiderit	—	—	0,79	—	0,63	—	—	—	0,77	—	—	—	—
Pirită	—	2,43	1,88	—	—	—	—	0,15	0,88	0,34	0,59	0,18	0,57
Alumogel	—	—	—	—	—	—	—	0,68	—	—	0,93	1,21	—
Cuarț	0,10	0,10	0,24	—	1,23	2,07	1,03	0,74	1,06	—	—	0,88	2,58
Apa liberă	—	—	—	—	—	2,98	—	1,85	2,79	0,26	—	6,51	3,73
Deficit H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Deficit CO ₂	—	1,52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Exces sulf	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
			0,20	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	0,24

TABELUL 6
Exemplu de calcul al mineralelor normative pentru probă 3—49,5, Cheile Babei

Minerale normative	Moli	Echivalenți	Tita-nit	Gips	Pirita	Iilit	Abit	Caolinit	Dolomit	Calcit	Siderit	Xanto-siderit	Cuarț	Apa liberă
SiO ₂	39	39	—	—	8	18	8	—	—	—	—	—	5	—
Al ₂ O ₃	6	12	—	—	2	6	4	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	9	18	—	—	13	—	—	—	—	—	—	—	4	—
MgO	8	8	—	—	—	—	—	—	8	8	—	—	—	—
CaO	930	930	2	6	—	—	—	—	—	914	—	—	—	—
Na ₂ O	3	6	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	1	2	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	931	931	—	—	12	—	—	—	16	—	—	—	—	—
H ₂ O	20	40	—	—	25	—	—	—	8	—	—	—	12	—
S	25	25	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	6	6	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sumă	—	2019	4	24	38	16	30	20	32	1828	2	16	5	12
% moleculeare	0,20	1,19	1,88	0,79	1,49	0,99	1,58	0,99	1,58	90,54	0,10	0,79	0,24	0,59



tindu-se atinge doar la temperaturi și presiuni mult mai ridicate. În figura 8 se observă aceeași tendință de grupare a proiecțiilor în cimpul cuarț liber-illit.

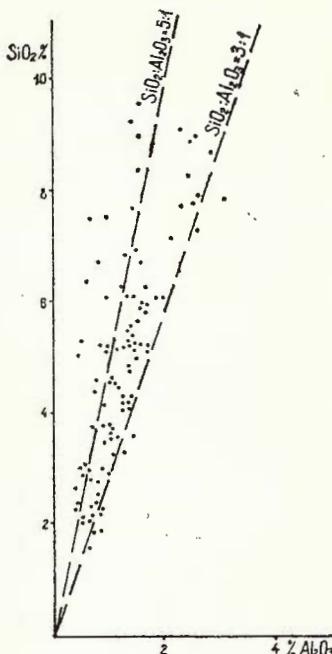


Fig. 8. — Diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ pentru biocalcarenele din Cheile Babei.

Diagramme $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ pour les biocalcarénites de Cheile Babei.

Se observă de asemenea gradul de hidratare destul de ridicat la unele probe rezultând hidroxizi de fier bogăți în apă, posibilitatea saturării cu apă a mineralelor argiloase și posibilitatea existenței hidrosilicătilor de fier aluminoși dintre care cloritul există efectiv în rocă.

b) Date geochimice privind cîteva elemente din rocile calcaroase din Cheile Babei

a. Calciul. Este principalul element constitutiv al rocii, legat în special în calcit. Aragonitul nu a fost identificat. Prezența unor cochilii de moluște, a unor testuri de foraminifere, a tuburilor de viermi și.a. inițial aragonitice ne face să presupunem că aragonitul a trecut în calcit încă înaintea recristalizării mișcării carbonatic intersticiu sau concomitant cu aceasta, fapt care a condus la separarea, prin nucleare, a unor elemente însoțitoare (Sr, P, Ba ?, Fe, Mn ?).

În cantități reduse calciul este legat în dolomit, apătit, Ca – montmorillonit, titanit, feldspați și gips.

b. Magneziul. Prezent în cantități mici, dar relativ constante magneziul pare să fi fost adus în rocă nu prin schimb metasomatic ci pe cale biogenă, de organismele cu cochilii calcitice (calcit slab magnezian cu 2–3,



respectiv calcitul magnezian cu 12—17 % mol MgO), aşa cum se observă în secțiunile subțiri (în special de unele foraminifere și de echinoderme). Nu avem, prin urmare, roci dolomitice în sensul dat de T e o d o r o v i c i (fide R u h i n, 1966) ci de calcare cu impurități de MgO, separarea dolomitului oglindind condițiile de pH și rezervă alcalină din apele intersticiale din timpul diagenezei timpurii (L a r s e n, C h i l l i n g a r, 1967). Pragul de mineralizare pentru formarea dolomitului este de cca 0,30 % MgO ceea ce presupune că aproape tot MgO din carbonații nestoichiometrice a fost convertit în dolomit.

Cantități reduse de Mg sunt legate de minerale micacee (mică albă-phengit ?) sau de minerale argiloase (smectite ?).

v. Fierul. Prezent în rocă sub formă de oxizi, carbonat și sulfură, fierul apare atât sub formă bivalentă cât și sub formă trivalentă.

Corelația dintre Fe_2O_3 și SiO_2 , respectiv Al_2O_3 , poate avea semnificația unui aport terigen de fier împreună cu materialul argilo-nisipos, alogen, dar prezența siderozei în numeroase resturi fosile (alge, foraminifere, moluște, briozoare etc.) ne face să presupunem și un aport biogen, în special de Fe^{+2} .

Dovada mineralologică a prezenței fierului alogen este dată în primul rînd de existența unor granule de magnetit în fracțiunea detritogenă-extraclastică.

În timpul evoluției stadiale a sedimentului, condițiile locale au determinat, în funcție de pH și Eh formarea fie a goethitului, fie a siderozei, fie a piritei autogene atât pe seama fierului alogen cât și pe seama celui biogen, acest proces fiind propriu după Tagaeva și Tihonova (fide J i p a, 1961) stadiului timpuriu al diagenezei.

Pirita autogenă, fie că apare dispusă în masa micritică, fie că apare inclusă în resturile organice (foraminifere, briozoare, echinoderme, moluște) sub raportul conținuturilor de elemente minore se deosebește de pirita hidrotermală aşa cum rezultă din analizele spectrale efectuate la spectrograful cu laser (cf. și P e t r e u ș, 1974). Cantitatea de pirită din rocă este dată de disponibilul de sulf, excesul de Fe fiind precipitat ca $FeCO_3$.

Pirita hidrotermală apare ca însoțitor constant al filonașelor de calcit și calcedonie cu tot cortegiul de elemente minore caracteristice (tab. 7) (I. K a l m á r et al.)¹².

Hidroxizii de fier de natură hidrotermală însoțesc și ei aceste filoane apărând la finele succesiunii de cristalizare probabil ca urmare a schimbării condițiilor de Eh (amestec cu soluții hipergene?).

În afloriment și în masivul calcaros în zonele fisurate este prezent limonitul hipergen ca efect al circulației descendente.

În cantități cu totul reduse, fierul este legat și de silicati (turmalină, mica, clorite etc.).

v. Siliciul. Principalul mineral care aduce SiO_2 în calcare este quartul detritogen, intens corodat în fază premergătoare recristalizării mîlului carbonatic intersticijal. Silicea rezultată din corozione și solubilizare se re-găsește, ca fază dispersă, în reziduul insolubil în acid acetic dînd reflexele caracteristice ale cristobalitului în difractogramă.

¹² Arh. IPEG Maramureș — Baia Mare.

TABELUL 7

Analiza spectrală a unor pirite din Cheile Babei

Proba Nr.	72 bis	721	1024	350	744
Descrierea	Pirită fin diseminată în calcare	Pirită în lojile de foraminifere	Pirită impregnând cochilii de ostreide	Plaje de pirită în calcit secundar	Depuneri sferulitice de pirită
Ti	—	—	—	500	1 000
Mn	—	—	urme	1 000	1 000
Cr	—	—	—	10	prezent
Ni	—	—	—	50	70
Co	—	—	—	30	10
Mo	—	—	—	prezent	—
V	—	urme	—	urme	10
Pb	—	—	—	500	300
Zn	—	—	—	350	100
Cu	—	—	—	50	25
Ag	—	—	—	0,3	3,0
As	—	—	—	100	300
Ga	—	—	—	5	—
In	—	—	—	prezent	—
Hg	—	—	—	80	50
Ca	>1 000	100	100	—	—
Al	100	—	—	—	—

Analize executate la I.G.P.S.M.S. Bucureşti (350,744) și la I.C.P.M.M.N. Baia Mare (72 bis, 721 și 1024) la spectrografen laser.

TABELUL 8

Calculul corelațional pentru cîteva elemente din calcarale din Cheile Babei

Elementele corelate	Nr. analizei	Coeficientul de corelație r	Testarea corelației prin criteriul Student		Observații
			t admis	t rezultat	
Al ₂ O ₃ — log Pb	69	+0,25	2,68	2,71	Există o corelație slabă
Al ₂ O ₃ — log Zn	46	+0,62	3,65	6,63	Există o corelație bună
MgO — log Zn	46	+0,44	3,65	5,96	idem
S — log Ni	34	+0,34	3,65	1,97	Nu există corelație
Al ₂ O ₃ — log Ni	62	+0,81	3,46	10,64	Există o corelație bună
Al ₂ O ₃ — K ₂ O	62	+0,92	3,46	24,22	idem
Fe ₂ O ₃ — TiO ₂	46	+0,73	3,65	11,21	idem
Al ₂ O ₃ — log V	32	+0,82	3,63	18,25	idem
Fe ₂ O ₃ — log Cr	54	+0,72	3,35	7,12	idem
Al ₂ O ₃ — log Cr	54	+0,40	3,35	1,12	Nu există corelație
MgO — log Ni	44	+0,69	3,65	7,16	Există o corelație bună
Al ₂ O ₃ — log Cu	46	+0,19	3,65	0,98	Nu există corelație
Al ₂ O ₃ — log Li	23	+0,49	3,85	4,02	Există o corelație slabă
Fe ₂ O ₃ — log Ni	62	+0,27	3,46	2,84	Nu există corelație
Fe ₂ O ₃ — log V	32	+0,47	3,63	1,99	idem
K ₂ O — log V	32	+0,70	3,63	8,12	Există o corelație bună
MgO — log Pb	69	+0,20	2,68	2,22	Nu există corelație



Silicea este legată de asemenea și de prezența unor silicati ca micle, feldspații, mineralele argiloase, turmalina etc. ceea ce dă o semnificație mineralologică și genetică corelației $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ din figura 8.

O mică parte din silice este de proveniență hidrotermală (calcedonie, opal).

ε. Aluminiu. Este legat în special de minerale argiloase, dintre care predomină illitul. Alumina legată de K_2O prin relații de covarianță (tab. 8) are semnificația prezenței illitului și a micelor albe. Cantități mai reduse de Al_2O_3 sunt legate de caolinit, feldspați, turmalină. O parte din Al_2O_3 apare ca gel hidratat în fractiunea insolubilă în acid acetic, întocmai ca și în cazul altor roci carbonatice (Savul, Iancovici, 1959 b; Savul et al., 1964 a).

ζ. Potasiul. Constituent al micelor și al illitului, K_2O apare constant și în corelație directă cu aluminiul (fig. 9).

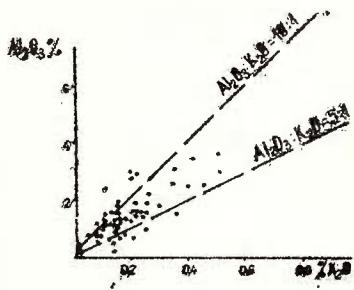


Fig. 9. — Norul de corelație al sistemului $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$.

Diagramme de corrélation du système $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$.

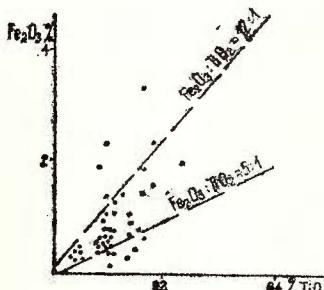


Fig. 10. — Norul de corelație al sistemului $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$.

Diagramme de corrélation du système $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$.

η. Sodiul. Este legat de prezența albitului și probabil ca clorură în soluțiile interstitiale respectiv ca ion schimbabil în minerale argiloase.

δ. Sulful. Principalul mineral purtător de S este pirita al cărui prag de mineralizare este situat la cca 0,28 % S.

Sulful legat ca sulfat este prezent în gips și celestină, minerale autogene identificate ca atare.

i. Fosforul. Prezența microinclusiunilor de apatit în cuarț explică doar în parte prezența P_2O_5 în calcare. O bună parte din fosfor este adus în rocă pe cale biogenă; drept dovadă avem prezența unor granule fine de apatit în resturile de moluște, briozoare, ostracode și în microcoprolite. Pragul de mineralizare pare să se situeze la 0,02 % P_2O_5 .

χ. Titaniu. Prezența microinclusiunilor de rutil și titanit explică în parte conținuturile reduse de TiO_2 din rocă. Titanul este legat de prezența fierului printr-o relație de covarianță evidentă (fig. 10), fiind, probabil, de origine alogenă. Pragul de mineralizare este în jur de 100 p.p.m.

TABELUL 9
Exemplu de calcul corelațional: corelația dintre Al_2O_3 și $\log p.p.m. Ni$

$Ni, \log p.p.m. \rightarrow$	0,7	0,8	1,00	1,12	1,30	1,60	1,70	1	n_1	$n_{1,1}$	$n_{1,1^2}$	$n_{k,k}$	$\sum n_{k,k}$	$k \Sigma n_{k,k}$
$Al_2O_3 \%$														
0,51 - 1,40	13	5	12	-	-	-	-	-1	30	-30	-30	-26 ; -5	31	31
1,41 - 2,30	6	1	10	2	1	-	-	0	20	-	5	-1 ; 2.	-	-
2,31 - 3,20	-	1	2	2	-	-	-	1	5	5	6	2 ; 2.	1	1
3,21 - 4,10	-	-	-	2	1	-	-	2	3	3	6	3 ; 4.	8	8
4,21 - 5,00	-	-	-	-	-	1	-	1	3	2	6	4	7	21
5,00 - 5,90	-	-	-	-	-	-	-	1	4	1	16	4	4	16
5,91 - 6,86	-	-	-	-	-	-	-	1	5	5	25	4	4	20
n_k	-2	-1	0	1	2	3	4	X	62	-9	106	-	-	97
$n_{k,k}$	19	7	24	6	2	1	3	62	62	62	62	$\hat{\mu}_{1X} = -\frac{20}{62} = 0,32$		
n_{k,k^2}	-38	-7	-	-	6	4	3	12	20			$\hat{\mu}_{1Y} = -\frac{9}{62} = -0,15$		
n_{1,k^1}	76	7	-	-	6	8	9	48	154			$\hat{\mu}_{2X} = -\frac{154}{62} = 2,48$		
$\sum n_{1,k^1}$	-13	-5; 1	-	2; 4	2	3	3; 4; 5	-				$\hat{\mu}_{2Y} = -\frac{106}{62} = 1,71$		
$k \sum n_{k,k}$	-13	-4	-	-	6	2	3	12	-			$\hat{\mu}_{2XY} = -\frac{97}{62} = 1,56$		

Coeficientul de corelație:

$$r = \frac{1,56 + 0,32 \times 0,15}{\sqrt{2,48 - 0,32^2} \sqrt{1,71 - 0,15^2}} = 0,81$$

Criteriul Student:

$$t = \frac{0,81}{\sqrt{1 - 0,81^2}} \sqrt{\frac{62 - 2}{62 - 2}} = 10,64 > 3,46$$



λ. Manganul. Nu avem date privind mineralele purtătoare de Mn din calcarele din Cheile Babei; este posibil ca Mn să apară sub formă de carbonat, rocile mai bogate în dolomit fiind în general mai bogate și în mangan.

μ. Cromul. O corelație bună ($r = +0,72$) între $\log Cr$ și Fe_2O_3 indică legătura cromului cu fierul (posibil în mineralele ferifere alogene).

ν. Nickelul. Între $\log Ni$ și MgO respectiv Al_2O_3 (tab. 9) corelația este bună ($r = +0,69$ și $+0,81$) ceea ce ne face să presupunem legarea nichelului în minerale argiloase (montmorillonit nichelifer de tip pimelit).

ξ. Vanadiul. Însoțește aluminiu ($r = +0,82$) respectiv potasiul ($r = +0,70$) ceea ce face probabilă legarea vanadiului în minerale micacee (roscoellit?).

ο. Plumbul. Apare în concentrații decelabile atât în roca neafectată de circulația hidrotermală cât și în zonele străbătute de vinișoare de calcit unde ajunge la 0,07 %. În calcare concentrația de Pb este mai mare în zonele mai bogate în fragmente de echinide. Cum pirita sedimentară este lipsită de plumb, este posibil ca Pb să apară în minerale argiloase illit prezentând o corelație slabă cu Al_2O_3 ($r = +0,25$) sau sub formă de carbonat.

π. Zincul. În zonele de circulație hidrotermală concentrația Zn ajunge la 350 p.p.m. În rest, există o corelație slabă între $\log Zn$ și MgO ($r = +0,44$) respectiv Al_2O_3 ($r = +0,62$) ceea ce ne face să presupunem existența unor montmorillonite zincifere (sauconit?).

ρ. Cuprul. Apare în concentrații notabile în zonele pirotoase și în apropierea filonașelor de calcit. Calcarul bogat în resturi de echinoderme este mai bogat în cupru.

σ. Bariul. Spre deosebire de zonele de la S și V de Cluj (I m r e h și I m r e h, 1961) în Cheile Babei baritina nu a fost identificată mineralologic. Stratele mai bogate în macroforaminifere, în special cele din bancul cu *N. fabiani* au un conținut crescut în Ba.

τ. Stronțiul. Apare individualizat mineralologic ca celestină în cavitatele unor resturi de organisme inițial aragonitice (foraminifere, viermi, moluște), întocmai ca și la Săndulești, Hoduș, Cluj-Napoca, Treznea și.a. (I m r e h și I m r e h, 1961). Este probabil ca precipitarea celestinei să fi fost mult frânată de disponibilul redus de SO_4 , conținuturile în Sr fiind suficient de ridicate. Pragul de mineralizare este situat la cca 350 p.p.m. Nu e exclus că o bună parte din Sr să fie legat de carbonat.

υ. Litiu. Între conținuturile de litiu și de aluminiu există o corelație slabă ($r = +0,49$) ceea ce ne face să presupunem prezența unor conținuturi de Li în mineralele micacee.

φ. Argintul. Apare în concentrații notabile în zonele cu circulație hidrotermală evidentă, unde uneori este însoțit de mercur și urme de aur.



X. Galiul. Este prezent în numeroase probe, cu preferință pentru cele cu conținuturi mai ridicate de aluminiu.

ψ. Zirconiul. Apare individualizat mineralologic ca zircon, adesea ca microinclusiuni în quartul detritogen.

3. Caracterizarea geochemicală a rocilor calcaroase din zona Cheilor Babei

Elementele majore și minore prezентate caracterizează calitativ și cantitativ rocile carbonatice din Cheile Babei.

Aceste elemente au apărut în constituția rocilor ca urmare a unor procese geologice în cursul genezei și evoluției acestora.

Astfel, procesele de sedimentare care au condus la formarea rocii au avut ca rezultat o acumulare biogenă de C, Ca, Mg, S, P, Pb ? Cu ? Ba și Sr și un aport alogen de Si, Al, Fe, K, Na, Ti, Cr, Ni, V, Zn, Ga, Li și Zr.

În timpul proceselor singenetice și în perioada diagenezei timpurii a avut loc concentrarea strict locală și individualizarea sub formă de minerale a Mg, Fe, S, P și Sr.

Procesele epigenetice, în sprijn circulația hidrotermală a condus la formarea unor microconcentrații locale de Si, Fe, Pb, Zn, Cu, Ag, Hg, Au.

TABELUL 10

Factorul de concentrare și pragul de mineralizare a unor elemente din seria calcaroasă — Cheile Babei

Elementul	Clarkul * p.p.m.	Concentrația în calcarele din Cheile Babei, p.p.m.	Factorul de concentratie	Prag de minera- lizare p.p.m.
C	320	108.800	340,00	—
Na	28.300	1.408	0,050	—
Mg	20.900	6.030	0,289	3 000
Al	81.300	7.142	0,089	—
Si	277.200	23.340	0,084	—
P	1.800	—	—	200
S	520	480	0,923	2 800
K	25.900	1.577	0,061	—
Ca	36.300	35.207	9,699	—
Ti	4.400	660	0,150	100
Cr	200	7,4	0,038	—
Mn	1.000	31,6	0,316	—
Fe	50.000	7.980	0,160	—
Cu	70	6,6	0,094	—
Sr	300	540	1,800	350
Ba	250	589	2,356	—
Pb	16	85,4	5,338	—

* După Rankama și Sahama, 1970.



În ansamblu, rocile carbonatice, ca mediu geochemical, au constituit sediul unor fenomene de concentrare pentru B, C, Ca, Sr, Mo, Cs, Ba și Pb și dispersia celorlalte elemente dozate, în special a elementelor „litogene” ca : Na, Al, Si, K etc. Este semnificativă comportarea similară a elementelor din grupa II, care împreună cu C, Pb, B, Mo pot fi considerate drept

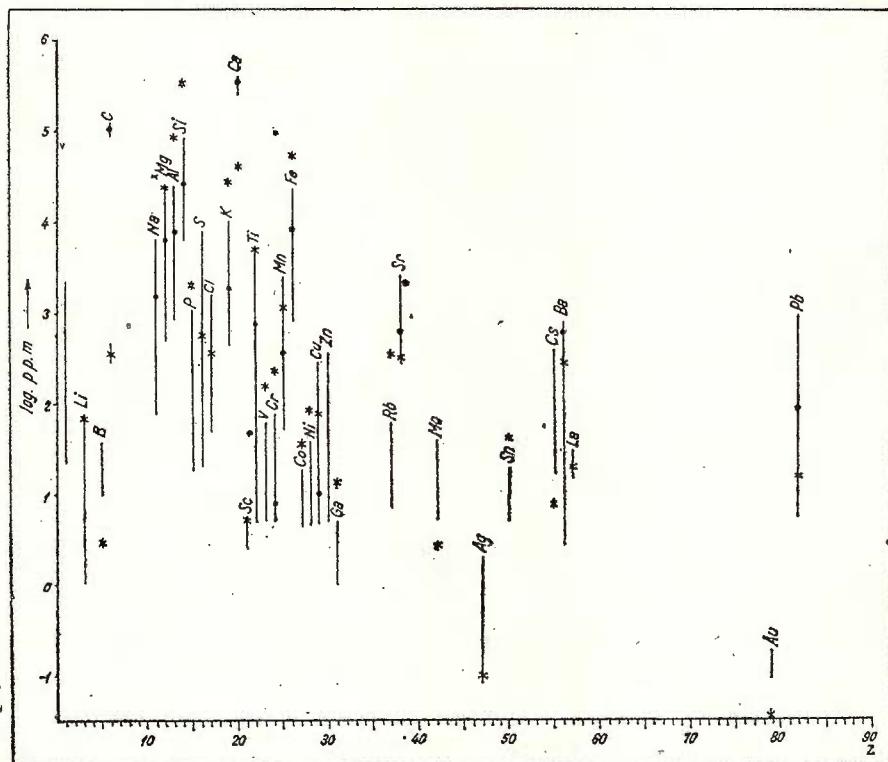


Fig. 11. — Intervalul de variație a concentrației elementelor majore și minore dozate în rocile calcaroase din Cheile Babei. Punctul marchează concentrația medie iar asteriscul, clarkul după Rankama și Sahama (1970). Z, numărul atomic al elementului.

Intervalle de variation de la concentration des éléments majeurs et mineurs dosés dans les roches calcaires de Cheile Babei. Le point marque la concentration moyenne, l'astérisque marque le clark selon Rankama et Sahama (1970). Z, nombre atomique de l'élément.

elemente „calcarofile”, în timp ce elementele „litofile” și „calcofile” sunt în majoritatea cazurilor sub clark. Sub acest raport elementele cu afinitate pentru calcare sunt o categorie intermediară între cele litofile și cele biofile (tab. 10 și fig. 11).

BIBLIOGRAFIE

- Bathurst R.G.C. (1959) Diagenesis in Missipian Calcilutites and Pseudobreccias. *J. Sed. Petrology*, 29, 3, p. 365–376.
- (1971) Carbonate sediments and their Diagenesis. Elsevier, *Developments in sedimentology*, 13, Amsterdam.
- Carver R. E. (1967) Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley Interscience Inc. New York, London, Sidney, Toronto.
- Correns K. W. (1950) Zur Geochemie der Diagenesis. I. Der Verhälten von CaCO_3 und SiO_2 . *Geoch. et Cosmoch. acta*, 1, 1, Dresden.
- El Ghendali Khalaf al Husseini (1975) Studiul geologic și petrografic al rocilor calcaroase din regiunea Moldova Nouă. Rezumatul tezei de doctorat. Fac. Geol. Geogr. Univ. București.
- Ianovici V., Dimitriu A.I. (1965) Lois de distribution de la concentration des éléments chimiques dans les roches carbonatées. I. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Série Géol.* IX, 2, p. 197–227, București.
- Dimitriu A.I., Andăr P. (1970) Legi de distribuție a concentrației elementelor chimice în roci carbonatice. III. Rocile carbonatice de la Hunedoara, Măhemudia, dealul Imalac, Băița și Troița – Crăciunești, Luminița, Mateiaș – Dragoslavele, Ohaba – Ponor și Suseni. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 15, 1, p. 4–22, București.
- Imreh I., Imreh Gabriela (1961) Contribuții la studiul genezei celestinei sedimentare. *Stud. cerc. geol.* VI, 2, p. 299–351, București.
- Jipa D. (1961) Calcarenите страти от Комарник: куренки, седиментація, диагенеза. *Stud. cerc. geol.* IV, 1, București.
- Kalmár I. (1974) Considerations sur la signification de l'extinction ondulatoire du quartz en roches métamorphiques. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr. Géol.* 18, p. 57–64, Bucarest.
- Angelescu I., Angelescu Doina (1977) Date noi asupra structurii geologice a Cheilor Babei (jud. Maramureș și Sălaj). *D.S. Inst. Geol.* LX, București.
- Larsen G., Chillingar G. V. (1967) Diagenesis in Sediments. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, London, New York.
- McKee E. d., Gutschich R. C. (1969) History of the Redwall Limestone of Northern Arizona. *Geol. Soc. Am. Mem.* 114, Boulder, Colorado.
- Mészáros N., Georgescu C., Roiban M. (1967) Eocenul și baza oligocenului în regiunea Illeanda Mare – Poiana Blenchi. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai” – Cluj, Series geol. geogr.* I, p. 37–49, Cluj-Napoca.
- Mišik M. (1966) Microfacies of the Mezozoic and Tertiary limestone of the west Carpathians. Minerva, Bratislava.
- Petreus I. (1974) Studiul cristalografic și mineralogic al piritei sedimentare. Rezultatul tezei de doctorat. Univ. București, fac. Geologie.
- Popeșcu B. (1976) Sedimentology of Priabonian Carbonate rocks, Jibou Area, NW Transylvanian Basin. *An. Inst. Geol. Geof.* XLVIII, Bucarest.
- Rankama K., Sahama Th. G. (1970) Geochimia. Ed. tehnica, București.
- Ruhin L. B. (1966) Bazele litologiei (Trad. lb. rusă). Ed. tehnica, București.



- Savul M., Ianovici V. (1959 a) Chimismul rocilor dolomitice de la Hunedoara. *Stud. cerc. geol.* IV, 1, p. 59–85, București.
- Ianovici V. (1959 b) Chimismul calcarelor și dolomitelor din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol.* IV, 1, p. 37–59, București.
 - Ianovici V. (1961) Geochimia elementelor majore în rocile carbonatate din R.P.R. *Stud. cerc. geol.* VI, 1, p. 101–121, București.
 - Ianovici V., Imreh G., Imreh Gabriela (1964 a) Chimismul unor calcare bituminoase terțiare din NV Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 9, 2, p. 371–399, București.
 - Movileanu A., Donos I., Donos Maria (1964 b) Chimismul, distribuția și rolul economic al rocilor carbonatice cretacice din Dobrogea de Sud. III. Rocile barremiene din regiunea Adamclisi, Băneasa și sectorul Poarta Albă. *Stud. cerc. geol. geof. geogr. seria geol.* 9, 2, p. 399–417, București.
- Sarapov I. P. (1968) Utilizarea statisticii matematice în geologie (Trad. lb. rusă). Ed. tehnică, București.
- Wilson L. J. (1975) Carbonate facies in geological history. Springer Verl. Berlin, Heidelberg, New York.

ÉTUDES PÉTROGRAPHIQUES-MICROFACIALES ET GÉOCHIMIQUES DE LA SÉRIE CALCAIRE DE CHEILE BABEI (NW DE LA TRANSYLVANIE)

(Résumé)

Cheile Babei sont localisées sur l'affluent droit du Someș, longeant la chaussée qui mène de Gâlgău à Tg. Lăpuș. On y affleure un paquet de roches calcaires d'âge éocène supérieur-oligocène inférieur (Série calcaire).

Les roches étudiées sont des biocalcarénites, roches détritiques constituées de débris d'organismes, de minéraux non carbonatiques détritogènes (allogènes), de masse fondamentale recristallisée (micritique et sparistique), de minéraux autigènes et épigénétiques, de substance organique caustobiologique.

Les débris d'organismes proviennent d'algues, de foraminifères, de coralliers de vers, de briozoaires, de mollusques, d'échinodermes et d'ostacodes. Sont présents des fragments d'ooïdes, des pellets, micro-coprolites etc.

Les minéraux détritogènes sont représentés par quartz, mica blanc, feldspaths, tourmaline, zircon, magnétite, minéraux argileux (kaolinite, illite, montmorillonite, chamosite) et par hydroxydes d'aluminium.

Dans la masse de la roche se sont formés des minéraux autigènes : dolomie, sidérite, pyrite, apatite et célestine.



Des fluides hydrothermaux qui ont circulé le long des fissures se sont précipités de la calcite, de la pyrite, de la calcédonie, de l'opale et du goethite. La limonite et la calcite de crustification sont le résultat des solutions hypergénées.

On y observe l'évolution stadienne des dépôts calcaires du moment de la sédimentation jusqu'à l'altération hypergène.

Les éléments mineurs sont inventariés, établissant par calcul corrélational les minéraux qui les accompagnent. Ainsi, K est relié à la présence de l'illite, P à l'apatite, Ni et Zn, à montmorillonite, V à micas, Sr à organismes initialement aragonitiques et Ba à nummulites. Dans les calcaires s'est produite la concentration de certains éléments (C, Ge, Sr, Mo, Cs, Ba, Pb) — éléments „calcarofiles” qui formeront une classe intermédiaire entre ceux biofiles et lithophiles.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Variation de la composition chimique, minéralogique de la participation des restes d'organismes et de la matière caustobiolitique dans quelques coupes qui ont traversé la série calcaire de Cheile Babei. F1—6 forages.

A) Fréquence (rare, moyen, fréquent, très fréquent). B) Minéraux accessoires (minéral accessoire en calcaires; minéral compris en feldspaths; minéral compris en quartz; minéral compris en micas). D) Colonne lithologique : 1, calcaire; 2, marne; 3, argile; 4, niveau gréseux; 5, niveau charbonneux; 6, mollusques; 7, coralliers; 8, algues; 9, nummulites; 10, échinodermes; 11, briozaires. 1, Couches de Hoia; b, horizon à briozaires; f, horizon à *N. fabiani*; bs, horizon des biocalcarénites supérieures; c, niveau charbonneux; bi, horizon des biocalcarénites inférieures; RG 1—3, repères gréseux. Q, quartz; M, micas; F, feldspaths; L, fragments de roches; Ap, apatite; Ru, rutile; Ti, titanite; Tu, tourmaline; Zr, zircon; Mg, magnétite; Mi, micas; Gr, graphite; Dol, dolomie; Sid, Sidérite; Cel, célestine; Py, pyrite; Ap, apatite; Alg, algues; For, foraminifères; Col, coralliers; Ver, vers; Br, briozaires; Mol, Mollusques; Ech, échinodermes; Cru, Ostracodes; Vert, microcoprolithes; Lim, limonite; Cc, calcite; Si, silices (calcédonie et opale); Carb, restes non-carbonisés; Bit, bitume. C) Recristallisation : faible, moyenne, intense.

Planche II

Polygones de fréquence pour quelques éléments des biocalcarénites de Cheile Babei.

Sur abscisse : nombre de cas, sur ordonnée : contenus en % (logarithme décimal des contenus) par classes; ligne continue — distribution empirique; ligne interrompue, distribution théorique (normale ou lognormale); x_{\min} , contenu minimum; x_{\max} , contenu maximum; N, nombre d'échantillon; d, intervalle de classe.



Planche III

Fig. 1. — Intercalație grezoasă („RG-2'') din orizontul biocalcarenitelor inferioare. Granule de cuarț cu microinclusiuni de magnetit (mg), apatit (ap) și de mică albă (m), de oligoclas acid (ol) argilizat și de zircon (zr) într-o masă micritică-microsparitică. Forajul 5, m 70, N+ ; $\times 272$. Săgețile indică puncte de coroziune a mineralelor.
Intercalation gréaseuse („RG-2'') de l'horizon des biocalcarénites inférieures. Granules de quartz à microinclusions de magnétite (mg), d'apatite (ap) et de mica blanche (m), d'oligoclase acide (ol) argilisé et de zircon (zr) dans une masse micritique-microsparitique. Forage 5, m 70, N+ ; $\times 272$. Les flèches indiquent des points de corrosion des minéraux.

Fig. 2. — Fragmente de șisturi cuarțitice micacee (q) cu mici decolorate (m) cu exsoluții de magnetit (mg). În cuarț, microinclusiuni de magnetit, titanit (ti). Alături un thal de algă coralinacee, evident rulată (1) și resturi de briozare într-o masă micritică. Orizontul biocalcarenitic inferior. Forajul 1, m 80, $\times 70$.

Fragments de schistes quartzitiques micacés (q) à micas décolorés (m) à exsolutions de magnétite (mg). En quartz, microinclusions de magnétite, de titanite (ti). A côté un thalle d'algue coralinacée, évidemment roulée (1) et des restes de briozaires dans une masse micritique. L'horizon biocalcarénitique inférieur. Forage 1, m 80, $\times 70$.

Fig. 3. — Din aceeași intercalation, foiță (m) de mică albă (ferimuscovit?) puternic levigată („leverrieritizată'') cu exsoluții de magnetit (mg) și inclusiuni de rutil (r), cu zona centrală netransformată (fm), înconjurată de o aureolă sideritică (S) într-o zonă bogată în pirită (py) anteroară sideritzăril produse probabil pe seama disponibilului de Fe⁺⁺ din ferimuscovit. Se mai observă granule de cuarț (q), plăci de echinoderme pyritizate (e), sfârînmături de testuri de foraminifere (f) într-o masă micritică. Forajul 5, m 70, N+ ; $\times 141$.

De la même intercalation, papier (m) de mica blanche (ferrimuscovite?) fortement léviguée („leverriéritisée") à exsolutions de magnétite (mg) et inclusions de rutile (r), à zone centrale non transformée (fm), entourée d'une auréole sidérétique (S) dans une zone riche en pyrite (py) antérieure à la sidéritisation produite probablement à base du disponible de Fe⁺⁺ du ferrimuscovite. On observe encore des granules de quartz (q), des plaques d'échinodermes pyritisées (e), des débris de testes de foraminifères (f) dans une masse micritique. Forage 5, m 70, N+ ; $\times 141$.

Fig. 4. — Calcar bioclastic (biocalcarenit, packstone SMF 4) avind ca „suport de rezistență” fragmente de organisme tritatute: alge (l), foraminifere (f), echinide (e), prisme din cochilii de moluște (m), granule de cuarț (q); sus, un textularid sideritzat (s) parțial limonitizat. Flocule de limonit. Ciment micrito-microsparitic. Orizontul biocalcarenitic superior. Forajul 6, m 22, N+ ; $\times 17$.

Calcaire bioclastique (biocalcarénitique, packstone SMF 4) ayant comme „support de résistance” des fragments d’organismes triturés : algues (l), foraminifères (f), échinides (e), prismes de coquilles de mollusques (m), granules de quartz (q) ; en haut, un textularide sidéritisé (s) partiellement limonitisé. Concentrations de limonite. Ciment micrito-microsparitique. Horizon biocalcarénitique supérieur. Forage 6, m 22, N+ ; $\times 17$.



Planche IV

Fig. 1. — Fragment de briozoar (br) cu zoecii umpluți cu calcit sparitic de natură geopetală.

Se observă cîteva mici granule de apatit (ap), pellete fiscale (p) fragmente de foraminifere (f), granule de cuarț (q), flocule de limonit într-o masă de bază micritică (wackestone, SMF 8). Orizontul cu briozoare. Foraj 4, m 73. N + ; × 17.

Fragment de briozoaire (br) remplis de calcite sparistique de nature géopétale. On observe quelques petites granules d'apatite (ap), pellettes fiscales (p), fragments de foraminifères (f), granules de quartz (q), petites concentrations de limonite dans une masse de base micritique (wackestone, SMF 8). Horizon à briozaires. Forage 4, m 73. N + ; × 17.

Fig. 2. — Calcar bioclastic (wackestone, SMF 9) cu sclerite de holoturide (h), fragmente de foraminifere (f), granule de cuarț (q) și romboedri de dolomit (d). Masă de bază micritică. Orizontul biocalcarenitic superior. Foraj 6, m 58,2. N + ; × 50.

Calcaire bioclastique (wackestone, SMF 9) à sclérites de holoturides (h), fragments de foraminifères (f), granules de quartz (q) et rhomboèdres de dolomie (d). Masse de base micritique. Horizon biocalcarénique supérieur. Forage 6, m 58,2. N + ; × 50.

Fig. 3. — Șarniera unui ostréid (o) și sfârșimături de moluște recristalizate (m), foraminifere (f), granule de cuarț (q). Preparatul secționează o zonă din „coquina” de la baza stratelor de Hoia. Forajul 5, m 19. N + ; × 17.

Charnière d'un ostréide (o) et débris de mollusques recristallisées (m), foraminifères (f), granules de quartz (q). La préparation sectionne une zone de la „coquina” de la base des couches de Hoia. Forage 5, m 19. N + ; × 17.

Fig. 4. — Detaliu dintr-un test de foraminifer (miliolid) micriticat. În masa micritică, separații ovoidale, parțial limonitizate de sideroză (s). Lojile, umplute cu calcit sparitic de natură geopetală (c) cu cîteva cristale de celestină (sr) și în exterior, romboedrii de dolomit (d). N + ; × 576.

Détail d'un teste de foraminifère (miliolide) micritisé. En masse micritique, des séparations ovoïdales, partiellement limonitisées de sidérite (s). Les loges remplies de calcite sparistique de nature géopétale (C) à quelques cristaux de célestine (sr) et en extérieur, des rhomboèdres de dolomie (d). N + ; × 576.

Planche V

Fig. 1. — Agregat policristalin și granule idiomorfe de pirită (py) într-o masă micritică cu sfârșimături de testuri de foraminifere (f) respectiv de carapace de ostracode. Orizontul biocalcarenitelor inferioare. Forajul 5, m 90. N II; × 17.

Aggregat polycristallin et granules idiomorphes de pyrite (py) dans une masse micritique à débris de testes de foraminifères (f) respectivement de carapaces d'ostracodes. Horizon des biocalcarénites inférieures. Forage 5, m 90. N II; × 17.

Fig. 2. — În masa sparitică de calcit, romboedri de dolomit (d) și lamele de goethit. Forajul 6, m 48,4. N II; × 70.

En masse sparistique de calcites, rhomboèdres de dolomie (e) et lamelles de goethite. Forage 6, m 48,4. N II; × 70.



Fig. 3. — Sparitizarea micritului într-o textură pseudobrecioasă (Bathurst, 1959). Baza stratelor de Hoia. Forajul 7, m 45. N + ; $\times 17$.

Sparitisation du micrite dans une texture pseudobréchieuse (Bathurst, 1959). Base des couches de Hoia. Forage 7, m 45. N + ; $\times 17$.

Fig. 4. — Wackestone cu sfărîmături de alge (a) foraminifere (f), spat de echinoderme (e) și lumps-uri (1) traversate de vinișoare de limonit hipergen. Forajul 5, m 29. N + ; $\times 17$.

Wackestone à débris d'algues (a) foraminifères (f), plaques d'échinodermes (e) et lumps (1) traversés par des veinules de limonite hypergène. Forage 5, m 29. N + ; $\times 17$.

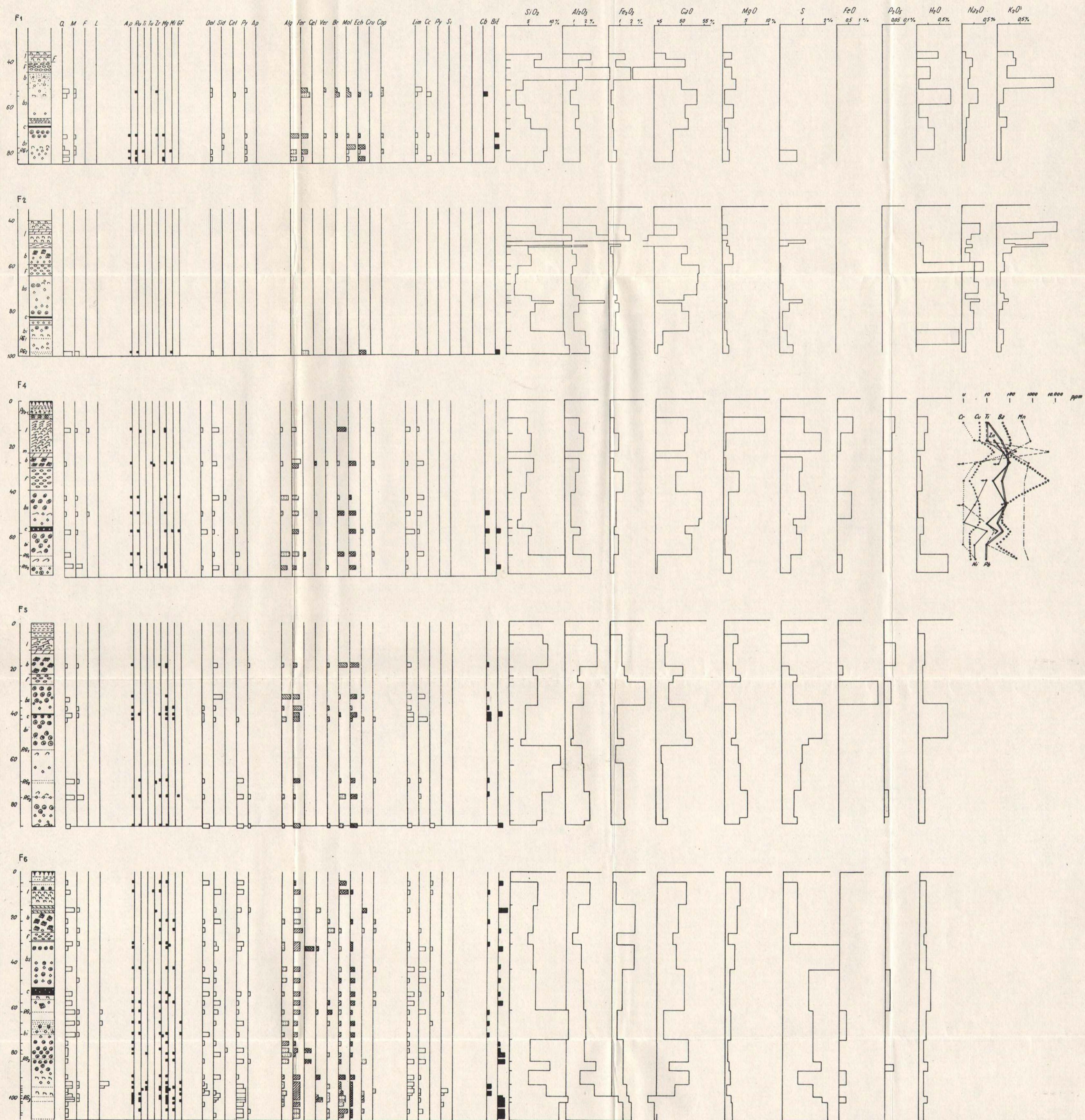




Institutul Geologic al României

I. KALMAR

**VARIATIA COMPOZITIEI CHIMICE, MINERALOGICE A PARTICIPARII UNOR RESTURI DE ORGANISME
SI A MATERIEI CAUSTOBIOLOGICE IN CITEVA PROFILE CE AU STRABATUT
SERIA CALCAROASA DIN CHEILE BABEI**



LEGENDA

A. FRECVENTA



B. MINERALE ACCESORII

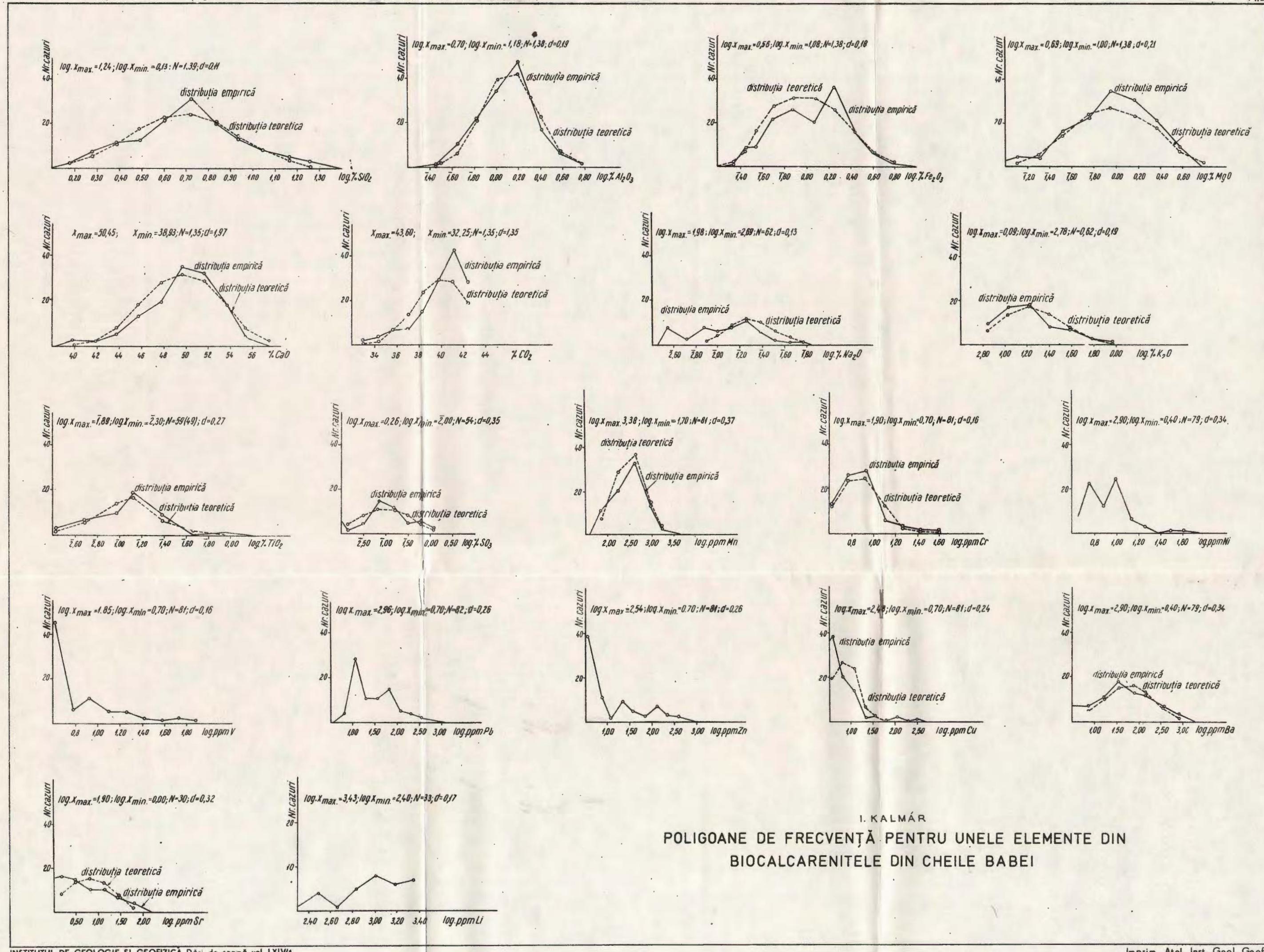
Mineral inclus în cuart albă * Mineral inclus în mica albă # Mineral accesoriu inclus în feldspati

C. RECRYSTALIZAREA



D. COLOANA LITOLOGICĂ

Calcar	Moluste
Marnă	Coraliere
Argilă	Alge
Nivel gresos	Numulită
Nivel cărbunos	Echinoderme
	Briozare



I. KALMÁR
POLIGOANE DE FRECVENTĂ PENTRU UNELE ELEMENTE DIN
BIOCALCARENITELE DIN CHEILE BABEI

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

RECENZIE

GÜNTER STRÜBEL: *Mineralogie. Grundlagen und Methoden. Eine Einführung für Geowissenschaften, Chemiker, Physiker Berg-und Hüttenleute.* (Mineralogie. Baze și Metode. O introducere pentru oamenii de știință geologi, chimici, fizicieni, minieri și metalurgi). 472 pag., 262 figuri, 19 tabele (Biblioteca I.G.G. nr. 115321). Editura Enke Verlag Stuttgart, 1977.

Lucrarea profesorului Dr. G. Strübel de la Universitatea din Giessen — tipărită în colecția denumită „carte de buzunar flexibilă” — este intitulată cu modestie „o introducere” pentru cercetătorii geoștiințelor, pentru chimici, fizicieni, minieri și metalurgi. De fapt cartea tratează bazele și metodele mineralogiei atât de complet și este atât de amplu documentată pe baza celor mai recente progrese științifice și aplicative realizate în domeniul mineralogiei, încit constituie un adevărat tratat condensat sub forma unui valoros manual de 472 pagini cu 19 tabele și 262 figuri.

Însăși introducerea dovedește nivelul științific deosebit de ridicat, la care este concepută lucrarea. Astfel, după analiza raporturilor cu științele înrudite și definirea noțiunilor fundamentale, se redă un succint, dar convingător, istoric al mineralogiei, începând de la primele raporturi ale omenirii cu mineralele de care a învățat să se servească. Urmează o expunere mai amplă și concludentă asupra raporturilor actuale dintre mineralogie, industrie și tehnica modernă.

Studiul este alcătuit din trei părți :

- Mineralogie generală
- Creșterea cristalelor și formarea mineralelor
- Clasele de minerale.

Prima parte (pag. 36–329) cuprinde trei capitole :

I. Geometria cristalelor este prezentată în două subcapitole, primul conținând morfologia cristalelor, iar al doilea, structura cristalelor și sistemele de rețele cristaline. Apoi sunt descrise cu multă claritate metodele moderne de cercetare și de analiză a structurilor cristaline.

II. Chimia cristalelor redă pe larg (100 pag.) raporturile dintre compozitia chimică și prezentarea morfologică. De asemenea sunt analizate relațiile dintre diferitele faze.

III. Proprietățile fizice ale cristalelor sunt amplu analizate începând cu însușirile de coeziune (duritatea, clivajul, deformarea). Proprietățile termice se referă la căldura specifică, dilatarea termică și conductibilitatea. Urmează descrierea proprietăților electrice și magnetice cuprinzând conductibilitatea, semiconducțori, pyroelectricitatea, piezoelectricitatea, comportarea magnetică a diverselor categorii de cristale, dia- și paramagnetice, încheind cu feromagnetismul. Densitatea mineralelor și metodele de determinare, inclusiv metoda Roentgen, sunt evidențiate corespunzător cerințelor actuale; de asemenea și radioactivitatea. Însușirile optice, culoarea, strălucirea și luminiscența sunt însoțite de o prezentare pe larg a metodelor de cercetare și determinare a proprietăților optice cu ajutorul luminii polarizate. De asemenea se menționează microscopia minereurilor și a metalelor.



Capitolul se încheie cu o expunere foarte utilă asupra noilor metode spectroscopice de co-rectare a materiei cristaline și pentru rezolvarea multor probleme mineralogice și geoșimice.

A doua parte a lucrării (pag. 330—397) este divizată în două capitoile:

I. Creșterea cristalelor se ocupă de formarea și creșterea cristalelor, de paramorfoze, de procese metasomaticice și de pseudomorfoze, precum și de metodele de sintetizare a cristalelor din soluții și din topituri. Capitolul se încheie cu o expunere asupra sintezei hidrotermale și asupra proceselor hidrotermale de formare a mineralelor.

II. Formarea mineralelor este analizată în două subcapitoile: răspândirea mineralelor (alcătuirea minerală a Pământului, meteoritele, mineralele Lunii) și formarea mineralelor în scoarța pământului (magmatogene, sedimentare și metamorfe).

A treia și ultima parte a cărții (pag. 398—459) redă sistematizarea în două clase de minerale prezентate în tabele separate: I elemente, II sulfuri, III halogenizi, IV oxizi și hidroxizi, V nitrați-carbonați-borați, VI sulfati-cromăți-molibdați-wolframați, VII fosfați-arseniați-vandați, VIII silicați, IX materii organice.

Ultimele 12 pagini conțin registrul diferitelor denumiri și noțiuni folosite în lucrare.

Fiecare capitol este urmat de o listă bibliografică utilă continuării și adîncirii documentării referitoare la materialul prezentat.

Caracterul didactic al întregii lucrări este accentuat de chestionarele de control și exerciții care însotesc fiecare capitol și subcapitol și cărora li se dă și răspunsurile respective, redactate într-un stil clar științific și cît se poate de concret.

Profesorul G. Strübel a realizat o operă valoroasă nu numai pentru mineralogie. Cartea sa poate servi ca punct de plecare pentru studiul geoșimicei, zăcămintelor, geologiei economice și pentru minerit.

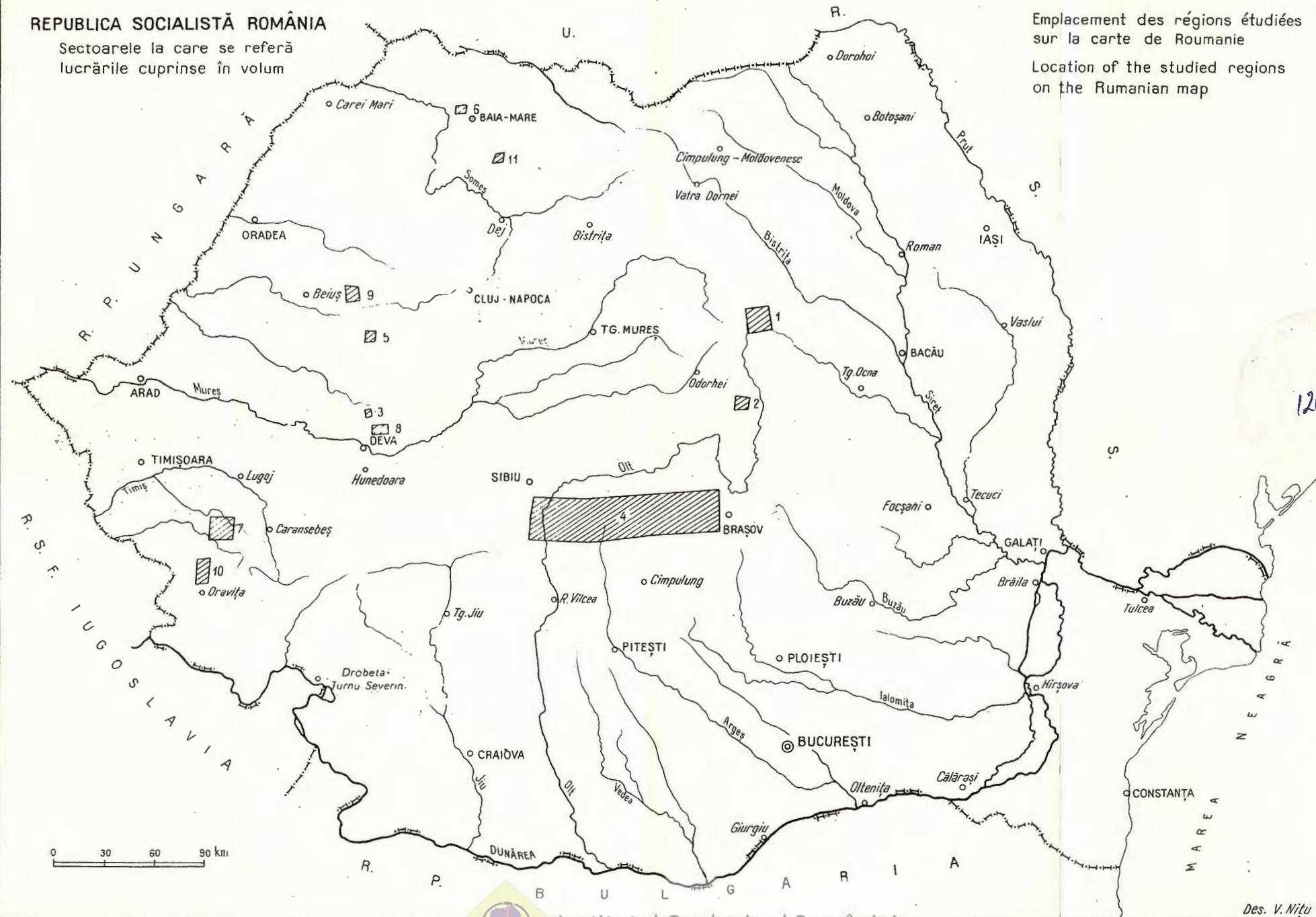
V. Patriciu

126978



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

126/58

Des. V. Nitu

Tehnoredactor: P. CUCIUREANU
Traducători: ANGELA FOLEA, ADRIANA NĂSTASE, MONICA TOPOR
Illustrația: V. NIȚU

Dat la cules: iulie 1978. Bun de tipar: februarie 1979. Tiraj: 800 ex. Hârtie
scris I A. Format 70×100/56g. Coli de tipar: 16. Comanda 1783. Pentru bi-
blioteci indicele de clasificare: 55(058).

Întreprinderea poligrafică „Informația”. Str. Brezoianu nr. 23–25,
București – România



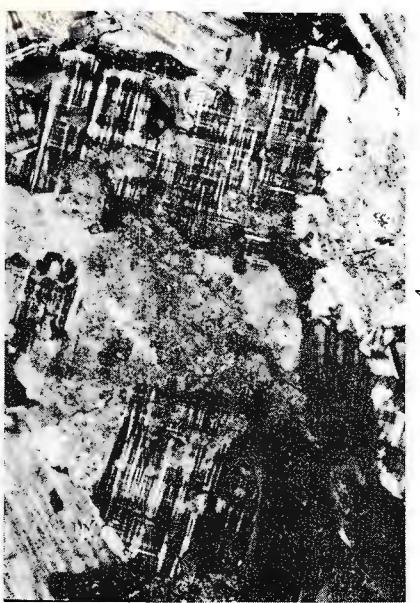
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

N. ANASTASIU, E. CONSTANTINESCU. Feldspății potasici de la Ditrău.

P. I.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seismă ale ședințelor, vol. LXIV/1.



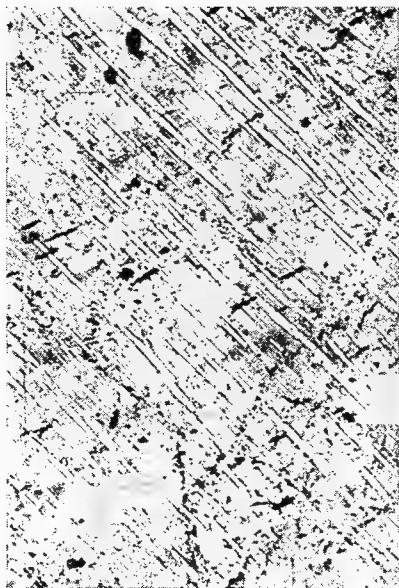
Institutul Geologic al României

N. ANASTASIU, E. CONSTANTINESCU. Feldspatii potasici de la Ditrău.

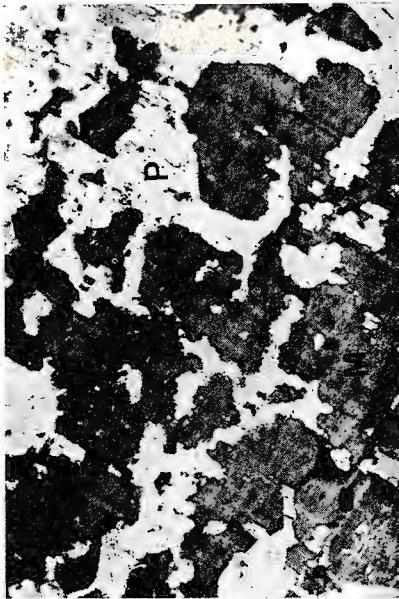
Pl. II.



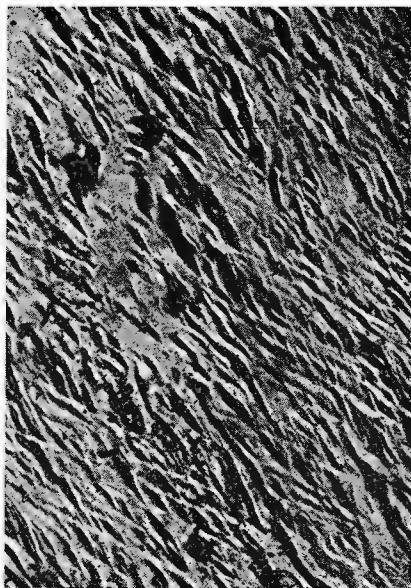
1



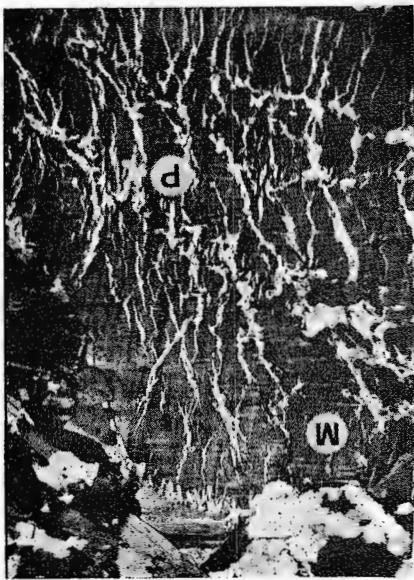
2



3



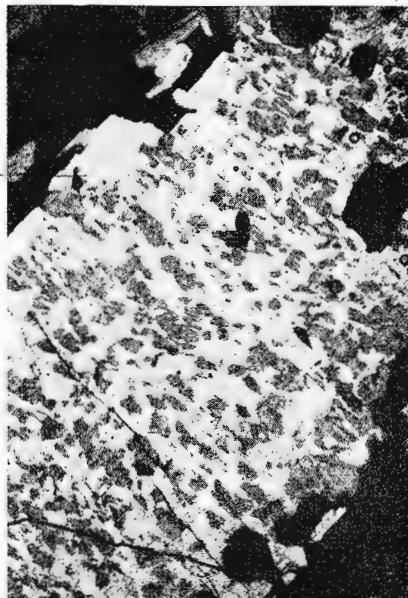
4



1



2



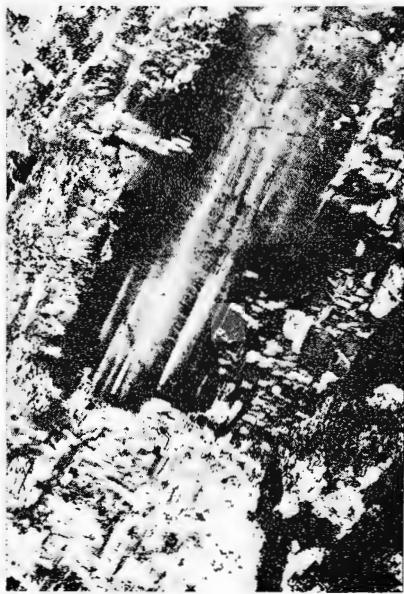
3



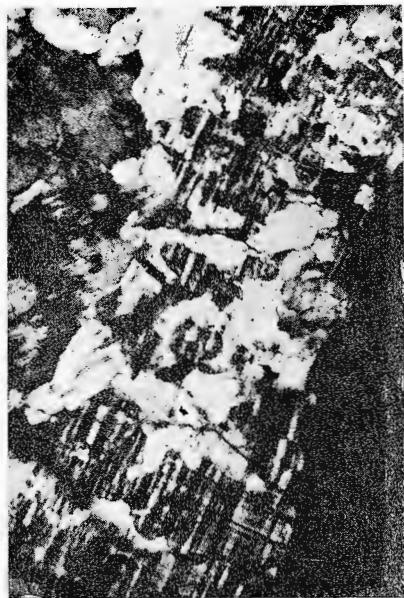
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

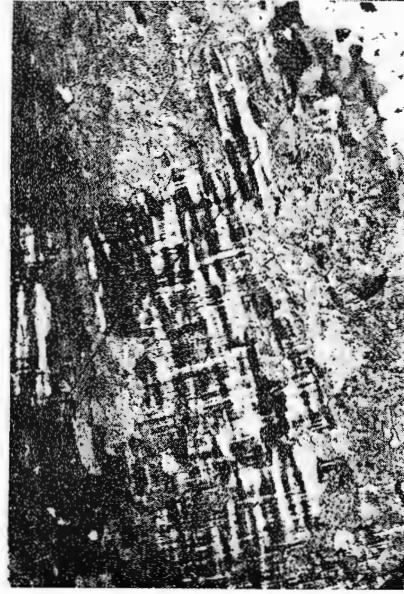
126958



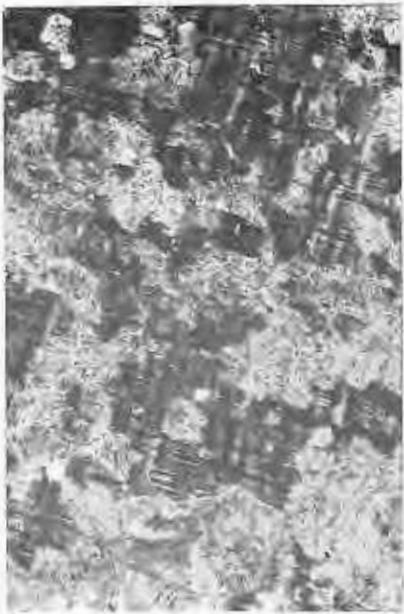
1



2



3

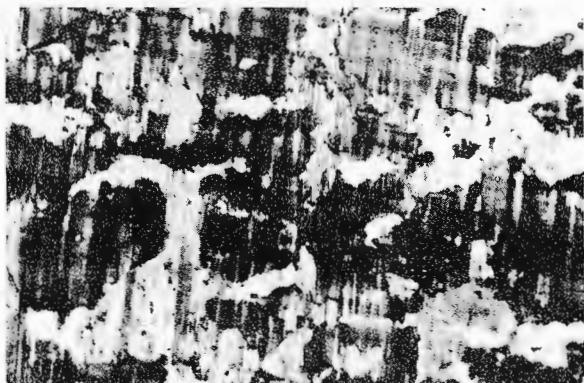


4

N. ANASTASIU, E. CONSTANTINESCU. Feldspații potasici de la Ditrău. Pl. V.



1



2



3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

126958



Institutul Geologic al României

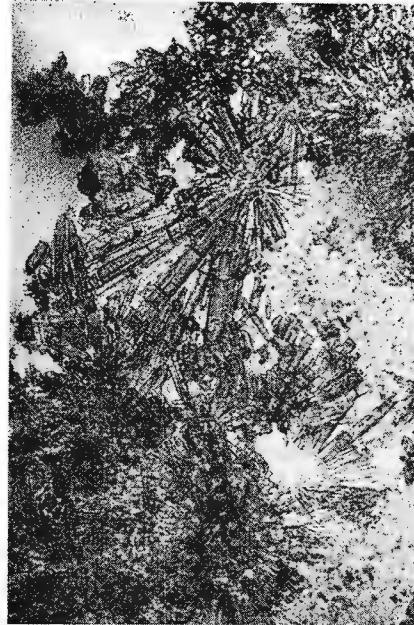


Institutul Geologic al României

LUCIA TĂNĂSESCU. Prezența turmalinei și fluorinei în munții Harghita.



1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

126958

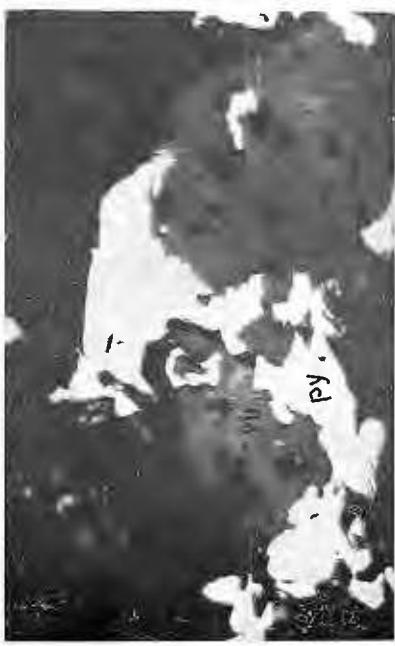


Institutul Geologic al României

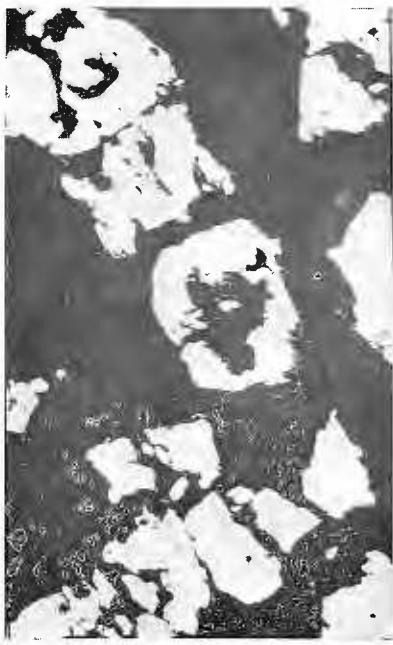


Institutul Geologic al României

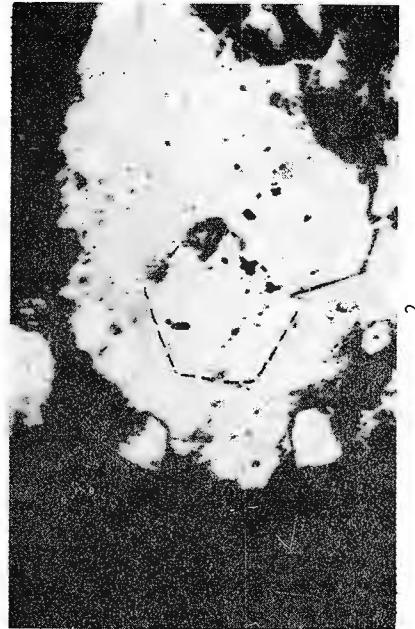
G. UDUBĂŞA. Hydrothermal Rutile in the Barza Ore Deposits.



1



3



2



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale sedințelor, vol. LXIV/1.

126958



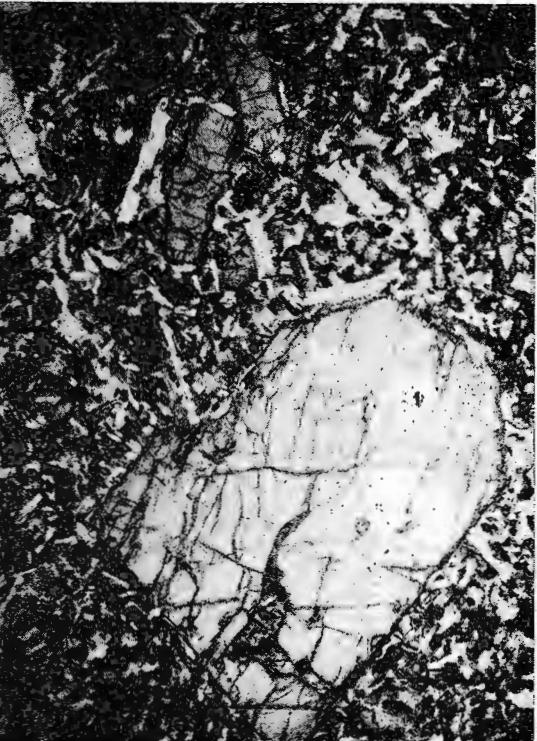
Institutul Geologic al României



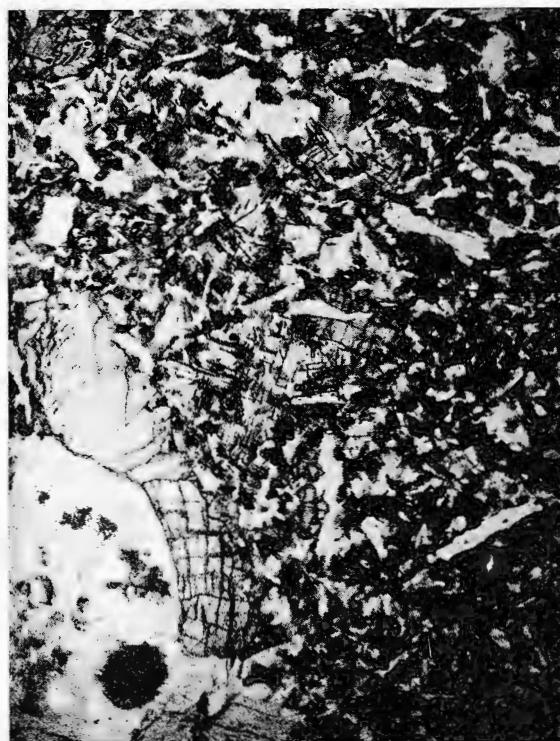
Institutul Geologic al României



1



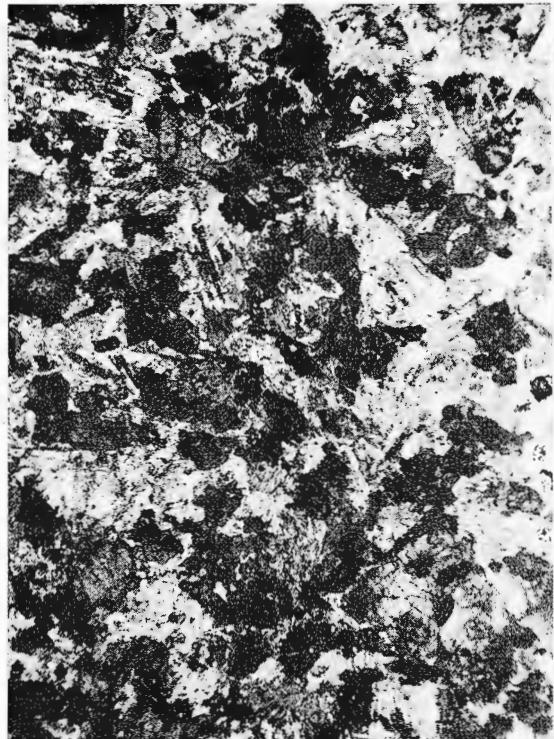
2



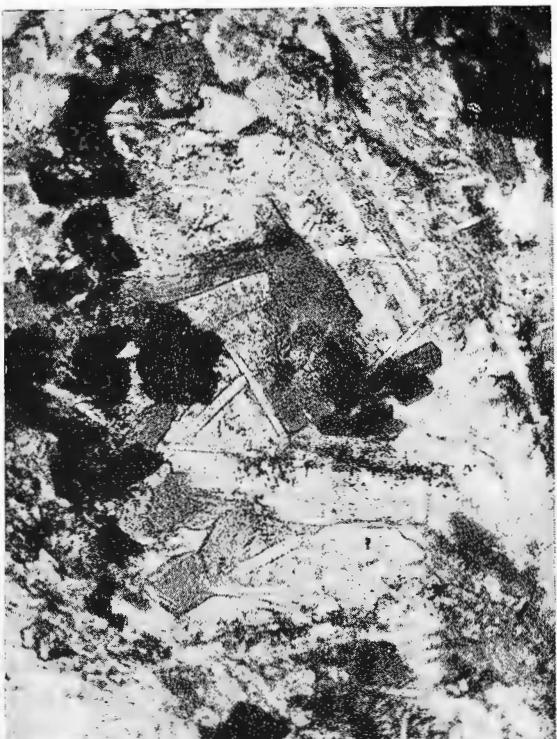
1



2



1



2

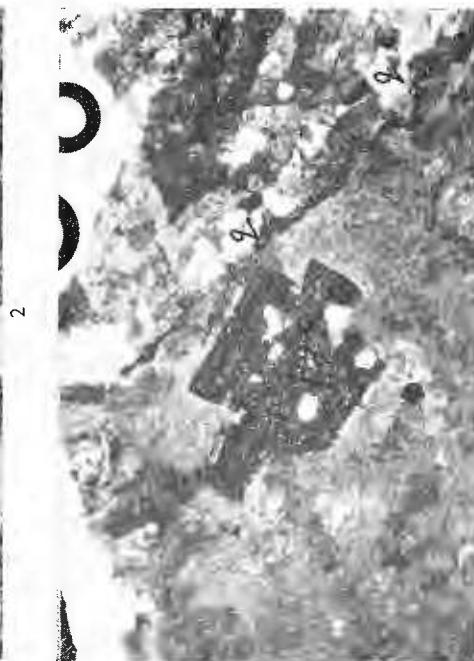
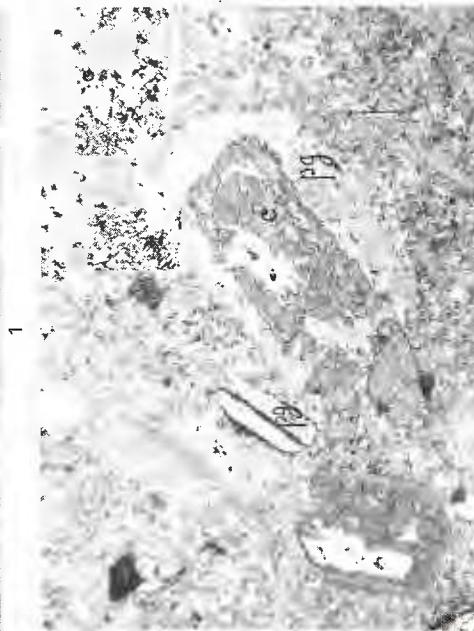


1



2

V. CHIRIȚIUȘ, D. POMĂRJANSCHI. Corpuri banatitice între valea Abrudului și valea Solodoului.



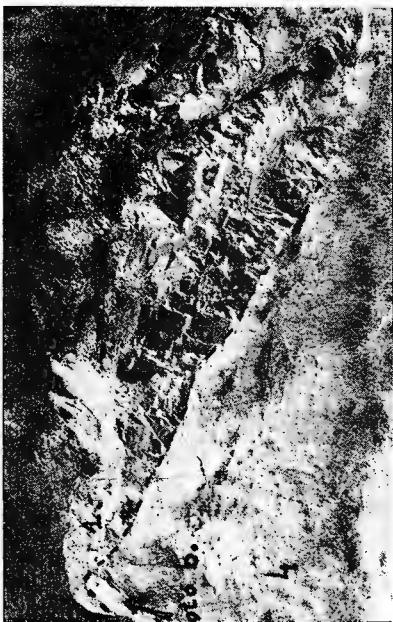
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale sedimentelor, vol. LXIV/1.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



1



2



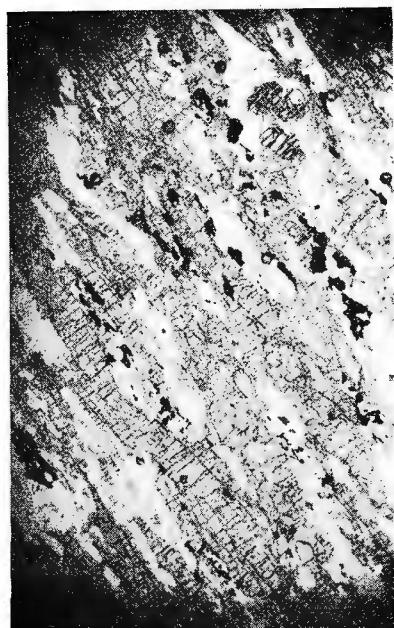
3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale sedimentelor, vol. LXIV/1.

126958



1



2

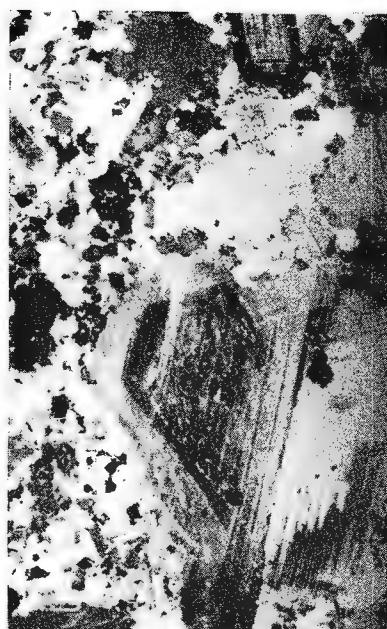
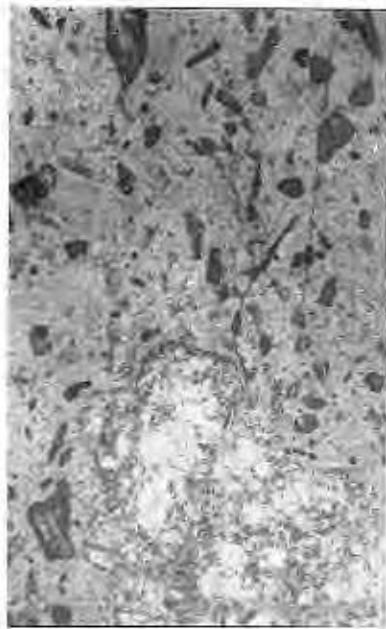
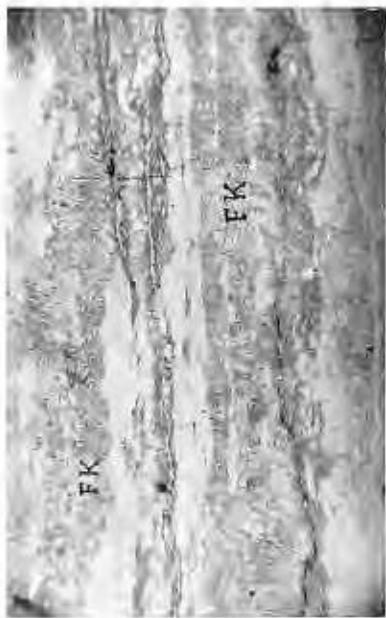


3



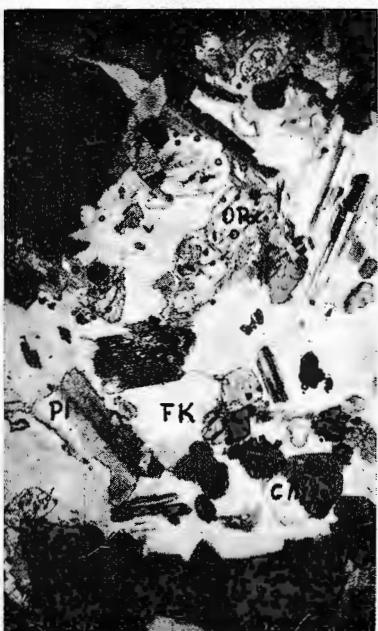
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.





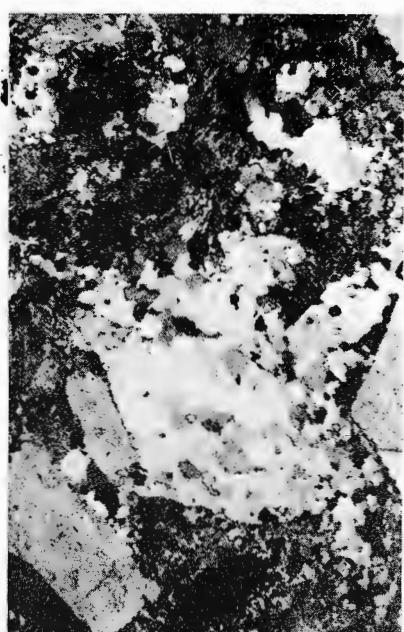
1



2



3

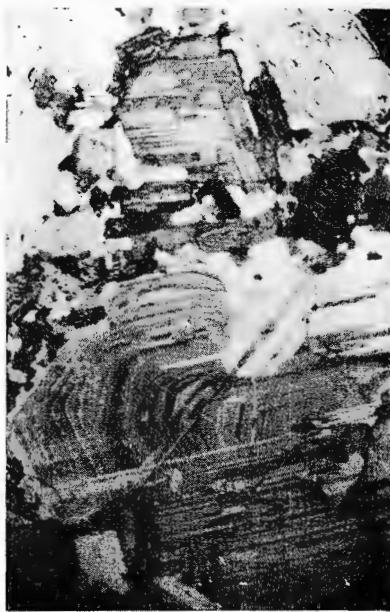


4

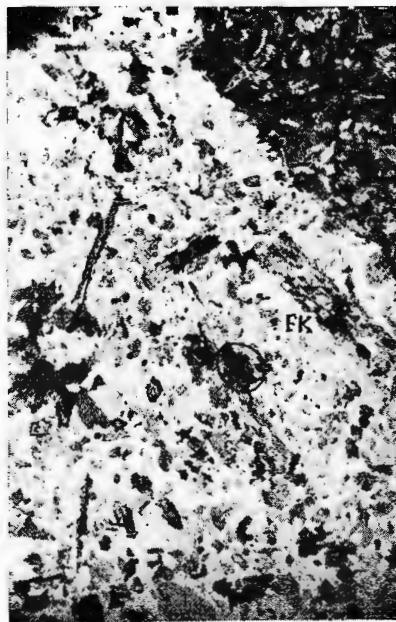
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LXIV/1.



1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

126958



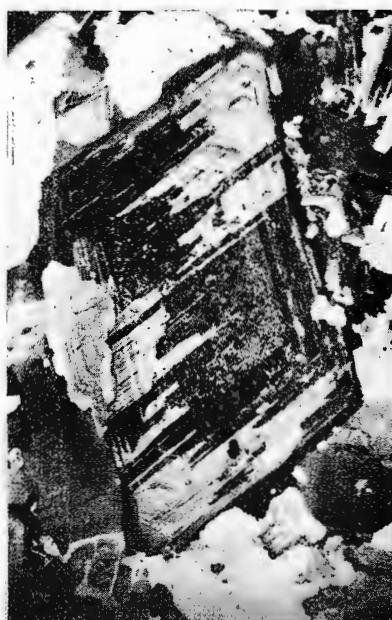
Institutul Geologic al României



1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seismă ale ședințelor, vol. LXIV/1.



1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

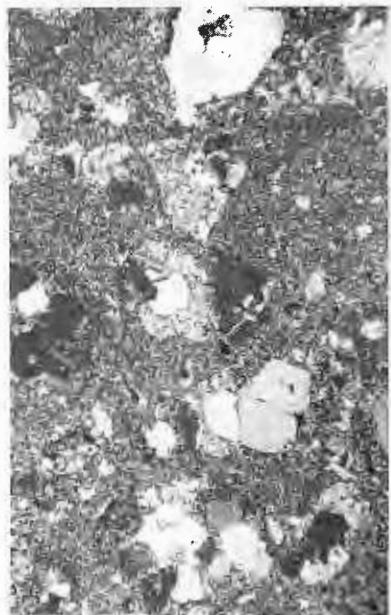


Institutul Geologic al României





1



2

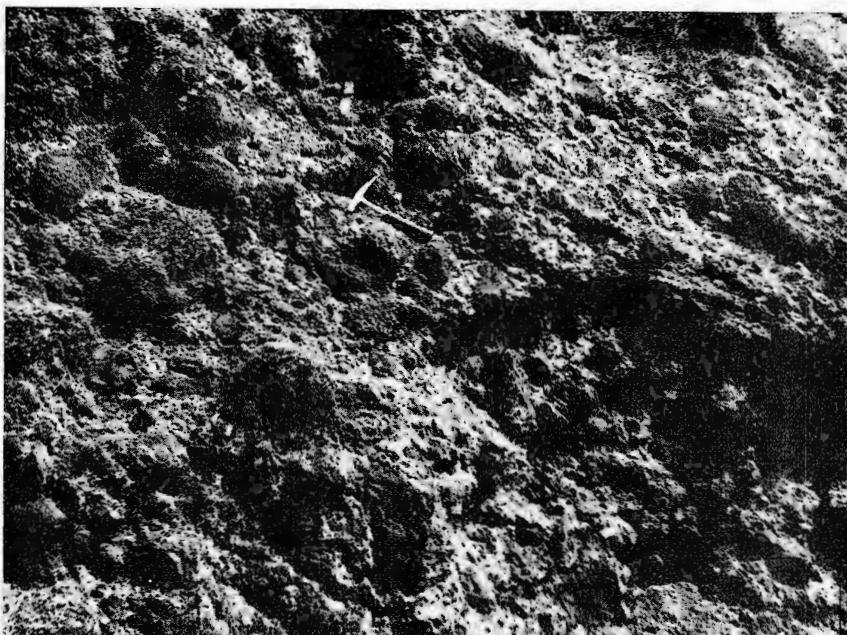


3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LXIV/1.



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

126958



Institutul Geologic al României



1



2

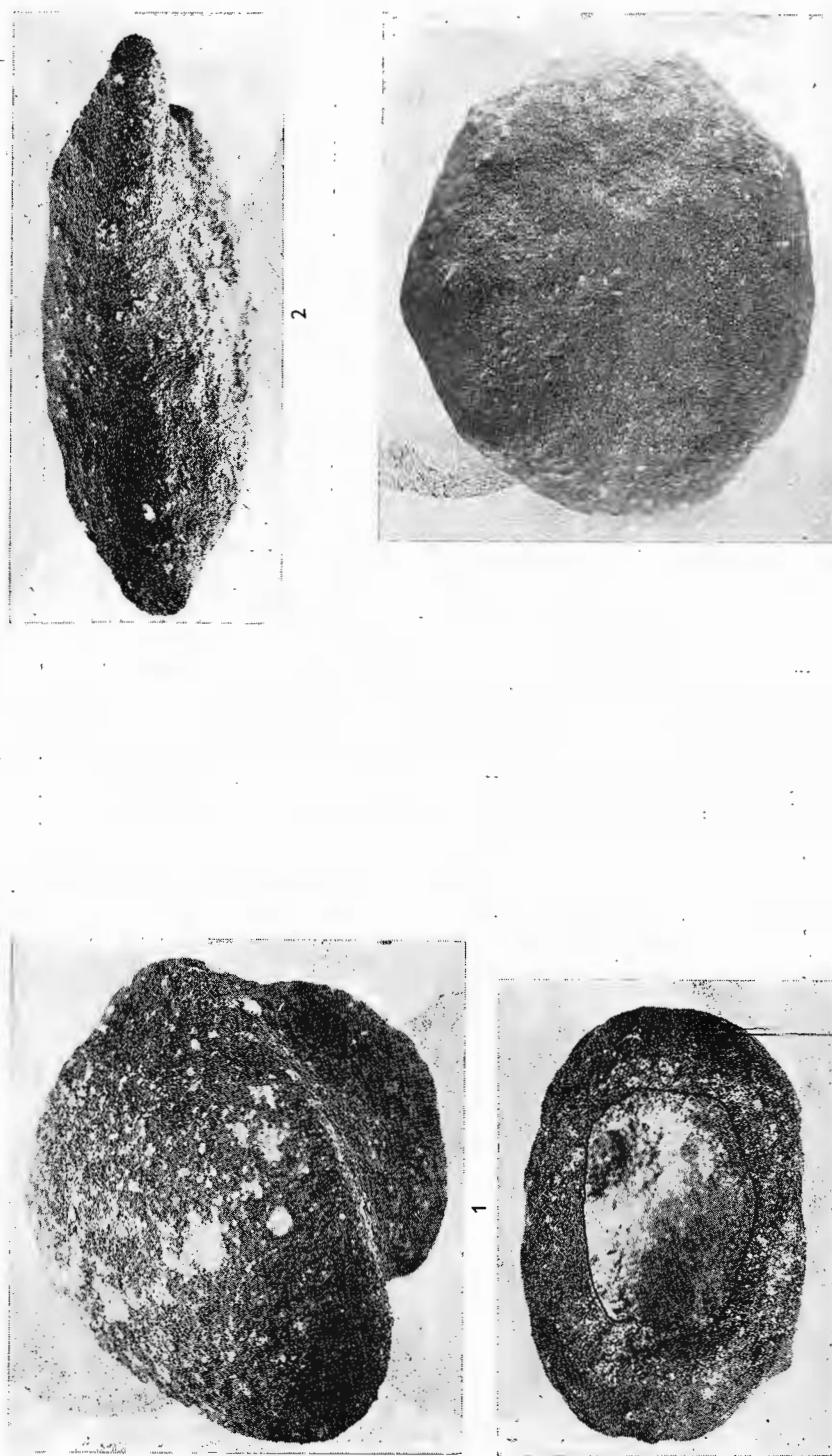
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.



Institutul Geologic al României

Gr. ALEXANDRESCU, ELENA ROGGE-TĂRANU. Concrețiuni feruginoase din Banat.

Pl. I.



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

4

126958



Institutul Geologic al României

ALEXANDRESCU, ELENA ROGGE-TĂRANU. Concrețiuni feruginoase din Banat.

Pl. II.



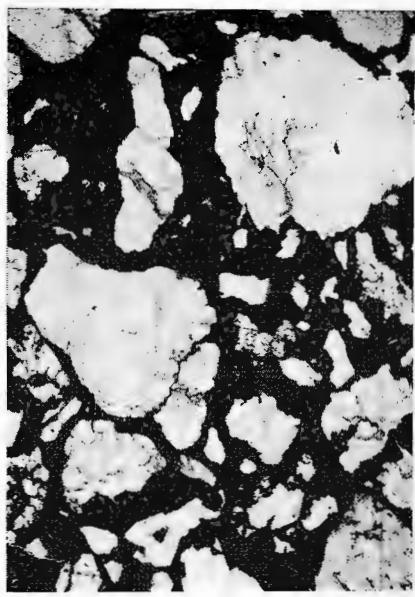
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/j.



Institutul Geologic al României



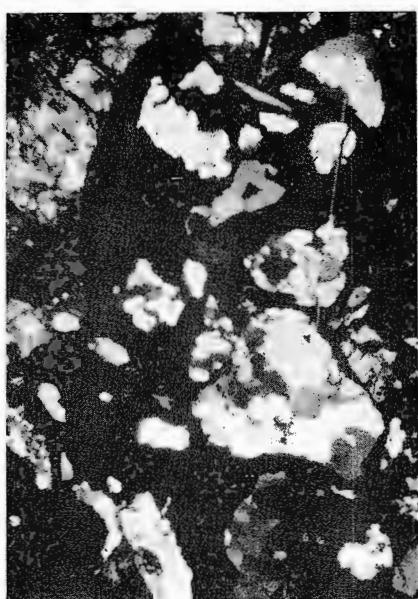
1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

126958



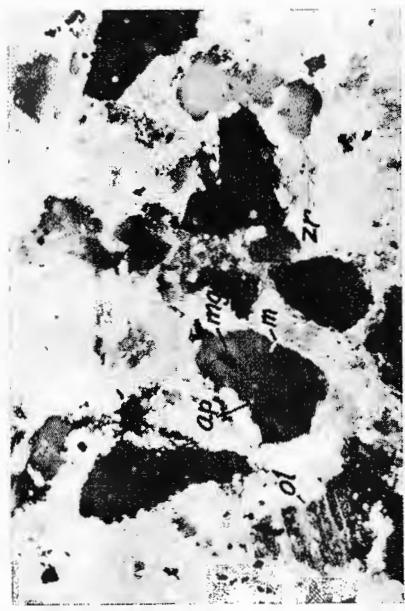
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

I. KALMÁR. Studii petrografice din Cheile Babei.

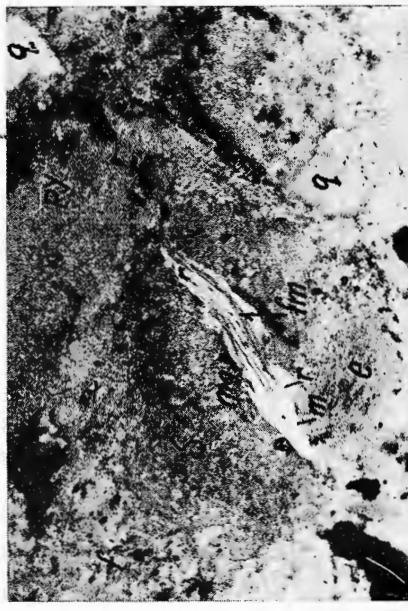
Pl. III.



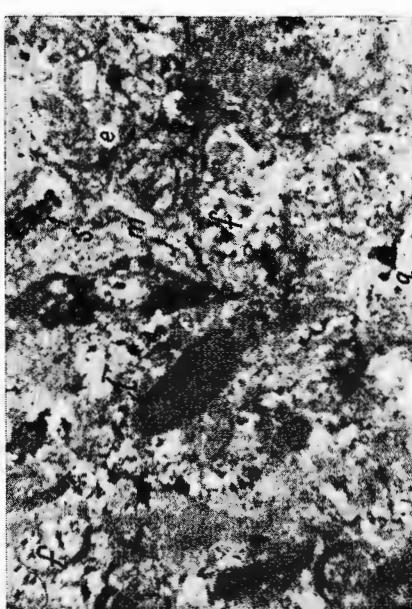
1



2



3



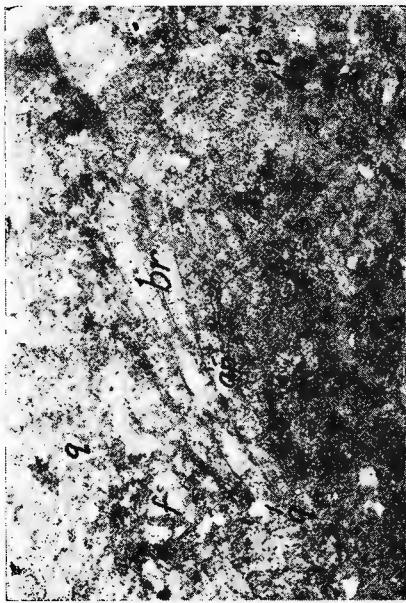
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seismă ale ședințelor, vol. LXIV/1.

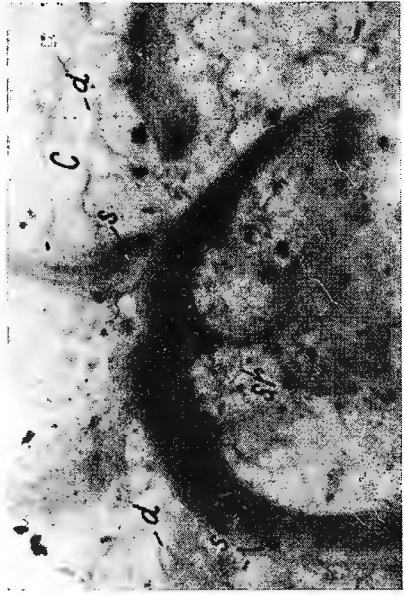


Institutul Geologic al României

I. KALMÁR. Studii petrografice din Cheile Babei.



Pl. IV.

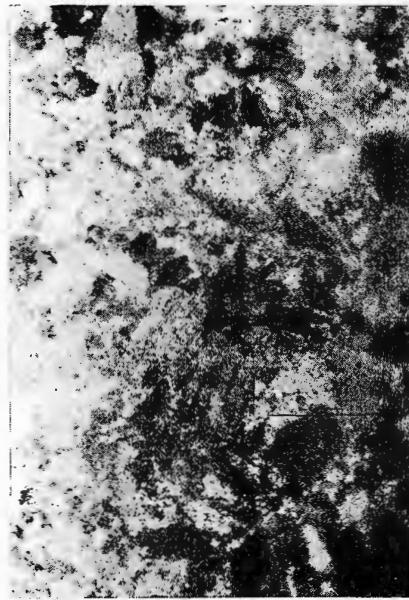


I. KALMÁR. Studii petrografice din Cheile Babei.

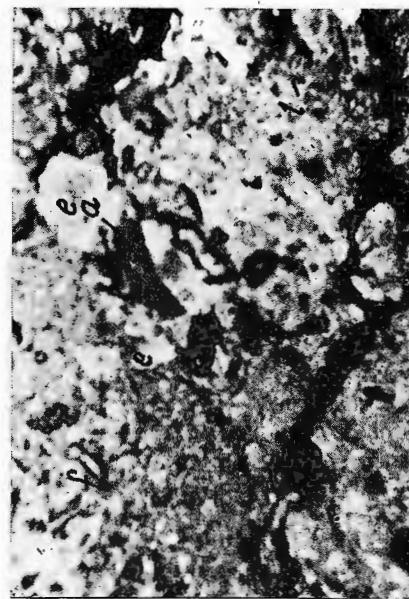
Pl. V.



1



2



3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor; vol. LXIV/1.
126958



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale şedinţelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

- Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)
- Comitetul Geologic t. XXXVII-LII/1 (1953-1966)
- Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/1 (1967-1969)
- Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)
- Institutul de Geologie și Geofizică - à partir du tome LXI (1975)



Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXIV

1976 - 1977

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României