

J.G.G. Lot.
Ch. - H.

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DARI DE SEAMĂ
ALE
SEDINȚELOR

VOL LXVIII
1981

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

BUCUREȘTI
1984



Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



Institutul Geologic al României

201/18.06.86

MINISTERUL GEOLOGIEI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

A L E
Ş E D I N T E L O R

VOL. LXVIII
(1981)

I. MINERALOGIE--PETROLOGIE—GEOCHIMIE

BUCUREŞTI
1984



Institutul Geologic al României

CONTENU

MINÉRALOGIE

1. Ghiurca C., Ghiurca V., Fulga C., Fulga V. Pierres fines et décoratives de Roumanie (données géologiques d'évaluation préliminaire)	<u>26</u>
--	-----------

PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

2. Berbeleac I., David M., Zămircă A. Petrological and Petrochemical Data on the Tertiary Volcanics from the Eastern Part of the Zarand Mountains	<u>27</u>
3. Berza T., Ianc R., Bratosin I. Les andésites pyroxéniques d'Arșița — un type distinct de magmatites néogènes de la région de Baia Borsă (Monts de Maramureș)	<u>57</u>
4. Istrate G., David M., Zămircă A., Popescu F. Données nouvelles sur la structure de l'édifice volcanique de Săcărîmb	<u>84</u>
5. Manilici V., Macaleț V. Microtectonic Investigations within Neogene Volcanics Area from the Gutii Mountains	<u>87</u>
6. Nițoi E., Constantinescu R. New Data on the Volcano-Sedimentary Formation from the Northern Călimani — Gura Hătii Zone (East Carpathians)	<u>95</u>
7. Paulini P., Kovács-Pálffy P., Götz A. Le corps subvolcanique de la vallée de Mestecăan (Ilba-Maramureș)	<u>141</u>
8. Peltz S. Systematization of Neogene Volcanic Products from the South of the Călimani Mountains	<u>143</u>
9. Savu H., Berbeleac I., Udrescu C., Neacșu V., Nacu D. Petrological and Geochemical Features of Upper Jurassic Island Arc Volcanics from the Almaș Săliște-Godinești-Zam Region (Mureș Zone)	<u>157</u>
10. Savu H., Neacșu V., Bratosin I. Petrological and Geochemical Study of the Vein Rocks in the Șinca Nouă-Poiana Mărului-Holbav Area (Făgăraș Mountains)	<u>191</u>
11. Stan N. Contributions to the Mineralogical and Petrochemical Study of the Ignimbritic Rocks from the Codru Moma Mountains (Apuseni Mountains)	<u>221</u>

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

12. Dimitrescu R. Structure du Cristallin autochtone dans la partie occidentale des Monts de Gilău	<u>242</u>
13. Gheuca I., Dinică I. Sur la genèse du granite d'Albești	<u>261</u>



14. Iancu V. New Data on the Polycyclic Metamorphic Formations of the Boeșa Zone (Banat)	265
15. Savu H., Hann H., Udrescu C., Neacșu V. Pétrologie et géochimie des amphibolites de la série de Măru (Muntele Mic) et des roches ultrabasiques associées	290
16. Stam N. Le polymétamorphisme des schistes cristallophylliens de l'est du massif granitoïde de Cherbelezu (monts Almaj)	299

GÉOCHIMIE

17. Mariaș Z. Considérations géothermométriques sur les cristaux de quartz hydrothermal de la zone à la minéralisation de Racoș-ouest (Cavnic), district de Maramureș	317
18. Papiu C. V., Alexandrescu G., Iosof V., Popescu F., Neacșu V. L'étude chimique-minéralogique des schistes argileux bigarrés (Vraconien-Turonien) des parties centrale et septentrionale des Carpathes Orientales	321
19. Stanciu C., Udrescu C., David M. The Geochemical Characterization of the Mădărașul Mare Hypogene Alteration and Mineralization Processes, Harghita Mountains	341





Institutul Geologic al României

CUPRINS

MINERALOGIE

Pag.

- | | |
|---|----|
| 1. Ghiurca C., Ghiurca V., Fulga C., Fulga V. Pietre semiprețioase și decorative din România (date geologice de evaluare preliminară) | 13 |
|---|----|

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

- | | |
|--|-----|
| 2. Berbeleac I., David M., Zămîrcă A. Petrological and Petrochemical Data on the Tertiary Volcanics from the Eastern Part of the Zarand Mountains | 27 |
| 3. Berza T., Ianc R., Bratosin I. Andezitele piroxenice de Arșița — un tip distinct de magmatite neogene din regiunea Baia Borsă (munții Maramureșului) | 47 |
| 4. Istrate G., David M., Zămîrcă A., Popescu F. Noi date asupra structurii edificiului vulcanic Săcărimb | 59 |
| 5. Manilici V., Macaleț V. Microtectonic Investigations within Neogene Volcanics Area from the Gutii Mountains | 87 |
| 6. Nițoi E., Constantinescu R. New Data on the Volcano-Sedimentary Formation from the Northern Călimani Mountains — Gura Haitii Zone (East Carpathians) | 95 |
| 7. Paulini P., Kovács-Pálffy P., Götz A. Corpul subvulcanic din valea Mes-teacănumului (Ilba-Maramureș) | 127 |
| 8. Peltz S. Systematization of Neogene Volcanic Products from the South of the Călimani Mountains | 143 |
| 9. Savu H., Berbeleac I., Udrescu C., Neacșu V., Nacu D. Petrological and Geochemical Features of Upper Jurassic Island Arc Volcanics from the Almaș Săliște-Godinești-Zam Region (Mureș Zone) | 157 |
| 10. Savu H., Neacșu V., Bratosin I. Petrological and Geochemical Study of the Vein Rocks in the Șinca Nouă-Poiana Mărului-Holbab Area (Făgăraș Mountains) | 191 |
| 11. Stan N. Contributions to the Mineralogical and Petrochemical Study of the Ignimbritic Rocks from the Codru Moma Mountains (Apuseni Mountains) | 221 |

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

- | | |
|---|-----|
| + 12. Dimitrescu R. Structura cristalinului autohton din partea vestică a munților Gilăului | 233 |
| 13. Gheuca I., Dinică I. Asupra genezei granitului de Albești | 245 |



14. Iancu V. New Data on the Polycyclic Metamorphic Formations of the Bocșa Zone (Banat)	265
15. Savu H., Hann H., Udrescu C., Neacșu V. Petrologia și geo chimia amfibolitelor din seria de Măru (Muntele Mic) și a rocilor ultrabazice asociate lor	273
16. Stan N. Polimetamorfismul șisturilor cristalofiliene situate în partea de est a masivului granitoid de Cherbelezu (munții Almaj)	293

GEOCHIMIE

17. Mariaș Z. Considerații geotermometrice asupra cristalelor de cuarț hidrotermal din zona cu mineralizație Racoș-vest (Cavnic), județul Maramureș	301
18. Papiu C. V., Alexandrescu G., Iosof V., Popescu F., Neacșu V. L'étude chimique-minéralogique des schistes argileux bigarrés (Vracopien-Turonien) des parties centrale et septentrionale des Carpathes Orientales	321
19. Stanciu C., Udrescu C., David M. The Geochemical Characterization of the Mădărașul Mare Hypogene Alteration and Mineralization Processes, Harghita Mountains	341
Recenzii	371



SUMARUL ȘEDINȚELOR

Şedinţa din 27 martie 1981

Prezidează : S. Ștefănescu, M. Săndulescu

— Botezatu R. — Modelul geofizic de simulare și rolul său în interpretarea geologică a informației geofizice (St. tehn. econ. D14).

— Manilici V., Kalmar I. — Studiul geologic și metalogenetic al zăcămintelor Băiuț, Văratec și Cizma — Coasta Ursului (Se va publica în St. tehn. econ.).

— Savu H., Berbeleac I., Udrescu C., Neacșu V., Nacu D. — Caracteristicile petrologice și geochemice ale vulcanitelor de arc insular jurasic superioare din regiunea Almaș-Săliște-Godinești-Zam (zona Mureș) (Tradusă în lb. engleză) (p. 157).

— Beșuțiu I. — Structura flancului nordic al masivului Sebeș în lumina unor date geofizice recente (St. tehn. econ. D14).

Şedinţa din 3 aprilie 1981

Prezidează : G. Udubașa

— Manilici V., Dumitrescu A., Răduț M., Kalmar I., Edelstein O.

— Studiul cuarțitelor hidrotermale din zona Șuior-Cavnic-Jereapă, Băiuț-Văratec-Cizma-Coasta Ursului (Se va publica în St. tehn. econ.).

— Purecel R., Alexandru C. — Asupra prezenței unor depozite paleozoic superioare la vest de creasta Trascăului (D.S. LXVIII/4).

— Bombiță G. — Despre cîțiva numuliți din România (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/3).

— Nicorici E., Popovici N. — Mulaj endocrinian de sirenid din Eocenul superior din Transilvania (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/3).

— Givulescu R. — Elemente patologice pe frunzele fosile de la Chiuzbaia (gale, mine și alte urme de insecte) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVIII/3).

— Bucur I. — Prezența foraminiferului *Pseudotextulariella courtionensis* Brönnimann în calcarele Cretacicului din zona Reșița, Banat (Carpații Meridionali) (Tradusă în lb. francez) (D.S. LXVIII/3).

Şedinţa din 15 aprilie 1981

Prezidează : M. Săndulescu

— Edelstein O., Istvan D., Pop N., Răduț M., Kovacs M., Stan D., Bernad A., Andrei J., Pop V., Götz A., Bordea R., Roman L. — Ale căutui-



rea geologică a munților Tibleș (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— Pop N., Pop V., Edelstein O., Răduț M., Istvan D., Götz A., Kovacs M., Stan D., Bernad A., Roman L. — Considerații petrologice asupra magmatitelor din munții Tibleș (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— Udubașa G., Răduț M., Edelstein O., Pop N., Istvan D., Pop V., Stan D., Kovacs M., Roman L., Bernad A. — Metalogeneza complexului eruptiv Tibleș, Carpații Orientali (D.S. LXVIII/2).

— Pop N., Răduț M., Pop V., Edelstein O., Roman L. — Contribuții la cunoașterea mineralizației de la izvorul Zimbrului — munții Tibleș (D.S. LXVIII/2).

— Andrei J., Ciucur E., Dumă N., Nedelcu G. — Considerații geofizice asupra structurii masivului Tibleș, cu privire specială la magmatitele neogene (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— Bernad A. — Unele probleme de geomorfologie în munții Tibleș (Nu se publică).

— Stan D., Stoica V. — Cîteva considerații asupra andezitelor de Jereapă în zona Măgura Mare — Vărătec (munții Vărătecului). (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— Stan D. — Evoluția geologică și neotectonică a zonei Jereapă Nord — Glod (depresiunea Maramureșului) (D.S. LXVIII/5).

— Kovacs M., Edelstein O., Istvan D., Stan D., Bernad A., Bordea R. — Considerații preliminare privind unele probleme de petrologie a rocilor subvulcanice din partea central-nordică a zonei subvulcanice a munților Vărătec (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— Kovacs M., Edelstein O., Dragu V., Cornea C., Popescu G. — Unele probleme ale limitei Badenian-Sarmățian în depozitele neogene de pe valea Paltinului (munții Vărătec) (D.S. LXVIII/4).

Sedința din 16 aprilie 1981

Prezidează : G. Udubașa

— Zincenco D., Soroiu M., Răduț M., Văileanu I. — Formațiunile metamorfice din munții Maramureșului (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— Zincenco D. — Notă privind aplicarea regresiei lineare la interpretarea vîrstelor izotopice K-40/Ar-40 pentru unele roci metamorfice și magmatice din Carpații Orientali (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— Pop N., Zincenco D. — Notă asupra prezenței berthieritului în cursul inferior al văii Vaserului (munții Maramureșului) (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— Radu P., Răduț M., Pop N., Bordea R. — Studiul mineralizației plumb-zincifere tip „coloană de breccie“ de la Kelemen-Rotunda (munții Vărătecului) (Textul definitiv nu a fost predat la redacție).

— István D., Götz A., Nicolici A., Barth P. — Ivirile de cinabru de la Cămîrzana (munții Oașului) (D.S. LXVIII/2).



— Paulini P., Kovacs P. P., Götz A. — Corpul subvulcanic din valea Mesteacănu lui (Ilba, Maramureş) (Textul definitiv nu a fost pre-dat la redacție).

— Mariaș Z. — Considerații geotermometrice asupra cristalelor de cuarț hidrotermal din zona cu mineralizații Racoș W (Cavnic) — județul Maramureş (p. 13).

— Kovacs P. P., Nicolici A., Sindreșteanu G., Givulescu R. — Notă preliminară privind cărbunii din bazinul Oașului (județul Satu Mare) (D.S. LXVIII/2).

— Ghiurca C., Ghiurca V., Fulga C., Fulga V. — Pietre semipre-țioase și decorative din România (Date geologice de evaluare preliminară) (p. 13).

— Berza T., Ianc R., Bratosin I. — Andezitele piroxenice de Arșița — un tip distinct de magmatite neogene din regiunea Baia Borsă (munții Maramureșului) (p. 47).

Şedința din 29 aprilie 1981

Prezidează : I. Bercia, M. Săndulescu

— Veliciu S., Vijdea V., Săndulescu M., Răduț M., Zîncenco M., Fekete D., Zamfir A., Petrișor M. — Contribuții prin teledetectie la cunoașterea structurii munților Maramureșului (Manuscrisul nu a fost primit la redacție).

— Savu H., Neacșu V., Bratosin I. — Studiul petrologic și geo-chimic al rocilor filoniene din regiunea Șinca Nouă-Poiana Mărului-Holbaș (munții Făgăraș) (Tradusă în lb. engleză) (p. 191).

— Balintoni I. — Structura versantului drept al Bistriței între Ciocănești și Vatra Dornei, Carpații Orientali (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVIII/5).

— Berbeleac I., Zămîrcă A., David M., Popescu M., Zbârcea M., Tăbăcilă C. — Mineralizația laramică de pirită și barită de la Cioaca Brazilor, zona Șopot (munții Almaj) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVIII/2).

— Stan N. — Polimetamorfismul șisturilor cristalofiliene situate în partea de est a masivului granitoid de Cherbelezu (munții Almaj) (p. 293).

— Avram E. — Observații stratigrafice asupra formațiunii de Murguceva (Tithonic superior-Hauterivian) din zona Svinîța (Banat) bazat pe studiul tintinidelor (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/4).

Şedința din 12 mai 1981

Prezidează : G. Udubașa

— Dimitrescu R. — Structura cristalinului autohton din partea vestică a munților Gilăului (p. 233).

— Papiu C. V., Ștefănuț V., Iosof V., Minzatu S., Popescu F., Neacșu V., Udrescu C. — Bauxitele din Poiana Ruscă (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/2).

— Bombiță G. — Remarcă complementare asupra grupului Nummulites fabianii (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/3).



— Ticleanu N. — Contribuții la cunoașterea florei Badenianului superior din România (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVIII/3).

— Ticleanu N., Givulescu R. — *Ascophyllum palaeonodosum* n. sp. o algă din Sarmatianul inferior din România (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/3).

Şedința din 15 mai 1981

Prezidează : G. Udubașa

— Savu H., Hann H., Udrescu C., Neacșu V. — Petrologia și geo chimia amfibolitelor din seria de Măru (Muntele Mic) și a rocilor ultrabazice asociate lor (p. 273).

— Minecan C. — Litostratigrafia și tectonica formațiunilor metamorfice din regiunea de la vest de Olt între valea Vadului și valea Călinești (Carpații Meridionali) (D.S. LXVIII/5).

— Pavnotescu V. — Specii noi de *Psilunio* și *Unio* din Dacianul bazinului Dacic (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/3).

— Moisescu V. — Asupra unor forme de *Melanoides* din depresiunile Transilvaniei, Hațegului și Petroșanilor (D.S. LXVIII/3).

— Alexandrescu G., Brustur T. — Ichnofaciesul cu Sabularia în stratele de Vinețiu din partea de nord a Carpaților Orientali (D.S. LXVIII/3).

— Alexandrescu G., Crăciun P. — Zoophycos briantheus din gresia de Siriu de la Covasna (Carpații Orientali) (D.S. LXVIII/3).

— Papaianopol I. — Forme noi ale subgenurilor *Prosodacna* și *Psilodon* (genul *Prosodacna*, *Limnocardiidae*, *Bivalvia*) din Pontianul și Dacianul bazinului dacic (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/3).

Şedința din 19 mai 1981

Prezidează : G. Udubașa

— Papiu C. V., Alexandrescu G., Iosof V., Popescu F., Neacșu V.

— Studiul chimico-mineralologic al argilitelor vărgate (Vraconian-Turonian) din partea centrală și nordică a Carpaților Orientali (Tradusă în lb. franceză) (p. 321).

— Micu M., Gheța N., Tăutu E., Bratu E. — Contribuții la stratigrafia Paleogenului din bazinul Tazlăului (semifereastră Bistriței, Carpații Orientali) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVIII/4).

— Hann H., Szász L. — Structura geologică a văii Oltului între Căineni și Brezoi (Carpații Meridionali) (D.S. LXVIII/5).

— Întorsureanu I., Neguț G., Pomârleanu V. — Contribuții la cunoașterea mineralizației „porphyry copper“ de la Lăpușnicul Mare — Banat (D.S. LXVIII/2).

— Popa N. G. — Considerații asupra unor structuri sedimentare și bacteriene în mineralizațiile de sulfuri din districtul metalogenetic Bălan (Nu se publică).

— Istrate G., David M., Zămîrcă A., Popescu F. — Noi date asupra structurii edificiului vulcanic Săcărîmb (p. 59).



Şedința din 26 mai 1981

Prezidează : G. Udubașa

— Savu H., Bratosin I., Neacșu V. — Considerații asupra petrologiei, geo chimiei și tectonicii formațiunilor geologice din munții Parâng, cu privire specială asupra amfibolitelor de Drăgșan (Carpații Meridionali) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVIII/5).

— Stanciu C., Udrescu C., David M. — Caracterizarea geo chimică a proceselor de alterare și mineralizare hipogenă de la Mădărașul Mare, munții Harghita (Tradusă în lb. engleză) (p. 341).

— Gheuca I., Dinică I. — Asupra genezei granitului de Albești (p. 245).

— Iancu V. — Date noi privind formațiunile metamorfice policiclice din zona Bocșa (Banat) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVIII/5).

— Nedelcu L., Anton L. — Tectonica regiunii izvoarele văii Bârsa (munții Făgăraș) (D.S. LXVIII/5).

— Pop G. — Îmbogățirea supergenă în fier a gresiilor (zăcămîntul de fier Betioky, Madagascar) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/2).

— Popescu G. — Foraminiferele monotalame miocene de la Coștei (Banat) (Tradusă în lb. engleză) (Mem. XXXI).

Şedința din 29 mai 1981

Prezidează : G. Udubașa

— Papiu C. V., Mantea G., Iosof V., Mînzatu S., Popescu F., Udrescu C., Neacșu V. — Studiul chimico-mineralologic al bauxitelor din regiunea Meziad (S munților Pădurea Craiului) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/2).

— Sândulescu M., Bratu E. — Date noi pentru corelarea formațiunilor paleogene din unitățile alochton ale zonei flișului transcarpatice (Maramureș) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/4).

— Alexandrescu G., Brustur T., Matei V., Antonescu A. — Asupra unor cinerite din partea centrală și nordică a Carpaților Orientali (D.S. LXVIII/4).

— Mirăuță E., Iordan M., Gheorghian D. — Noi date biostratigrafice în Triasicul din sectorul Somova-Dealul Sarica (zona Tulcea, Dobrogea de Nord) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVIII/4).

— Mureșan M. — Despre pînzele de șariaj cu metamorfite din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali (D.S. LXVIII/5).

— Pop G. — Zăcămîntul de fier Bekisopa (Madagascar). Tectonica și natura minereurilor (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVIII/2).

— Nițoi E., Constantinescu R. — Date noi asupra formațiunii vulcano-sedimentare din nordul munților Călimani, zona Gura Hășără (Tradusă în lb. engleză) (p. 95).



Geologia României



Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

MINERALOGIE

PIETRE SEMIPREȚIOASE ȘI DECORATIVE DIN ROMÂNIA (DATE GEOLOGICE DE EVALUARE PRELIMINARĂ)¹

DE

CORINA GHIURCA², VIRGIL GHIURCA², CONSTANTINA FULGA³,
VASILE FULGA³

Gems. Nomenclature. Gemologic potential. Petrogenetic provinces. Decorative rocks.

Abstract

Gems and Decorative Rocks from Romania (Geological Data and Preliminary Estimation). Some basic ideas of nomenclature were specified at the beginning of this paper and the history of gems survey and processing in Romania was stated. A preliminary estimation and prospects of main petrogenetic provinces concerning the gemologic potential of Romania were pointed out. Some recommendations concerning the exploration, exploitation and gems processing were given and suggestions about a rational survey plan for gems use in technology and jewelry were made.

Introducere

Pietrele prețioase, semiprețioase și decorative, atât de solicitate de tehnica și arta modernă, au intrat de curind în optica de cercetare a geologiei de la noi din țară, obținindu-se în acest sens unele rezultate îmbucurătoare, care amplificate în viitor, vor putea permite satisfacerea necesităților tehnice și artistice.

Prospectarea, explorarea și valorificarea pietrelor prețioase, semiprețioase și decorative, geneza și răspândirea acestora în diferite formațiuni geologice, constituie un nou domeniu de aplicare practică a cercetărilor geologice de la noi.

¹ Depusă la 6 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 8 aprilie 1981, comunicată în ședința din 15 aprilie 1981 organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureș“.

² Universitatea „Babeș-Bolyai“, Catedra de Geologie-Mineralogie, str. Kogălniceanu nr. 1, Cluj-Napoca.

³ IPEG „Maramureș“ str. Victoriei nr. 146, Baia Mare.



În prezent se conturează din ce în ce mai mult tendință în economia țărilor cu resurse limitate, ca din materii prime cu volum mic însă de calitate superioară să se realizeze bunuri în care să fie investite multă muncă de mare finețe, inteligență și artă, ce le conferă acestora o mare valoare de circulație.

Punerea în circuitul economic a acestor noi resurse rare de materii prime, ridică o serie de probleme de metodologia cercetării geologice, de terminologie și clasificare, de valorificare, prelucrare și de protecție a acestor minerale valoroase dar limitate ca rezerve.

Deoarece în literatura noastră terminologia specifică acestui domeniu este de multe ori neclară sau ambiguă, vom încerca să precizăm conținutul unor noțiuni, mai ales că ele pot avea uneori, în afară de sensul geologic și unul legislativ.

Pietrele prețioase, semiprețioase și decorative formează obiectul unui capitol sau al unei ramuri a mineralogiei ce poartă numele de Gemologie.

Gemele sunt minerale — în majoritatea lor cristalizate ce pot fi utilizate ca podoabe sau decorațiuni, caracterizate prin însușiri estetice și fizice cum sunt: culoarea, luciul, scînteierea, transparența — forma, duritatea, rezistența, care odată tăiate, lustruite sau montate permit o conservare a acestor însușiri estetice. Subliniem că valoarea lor ridicată nu se datorează numai rarității și frumuseții lor, ci ea este imprimată îndeosebi de munca artistică de înaltă finețe înglobată în ele.

Gemologia este știința care se ocupă cu determinarea naturii gemelor, a genezei, clasificării și protecției lor față de tendințele de acaparare (tezaurizare) a acestor valori materiale, care nu se reproduc, sunt în număr limitat și trebuie ca atare păstrate și pentru generațiile următoare. Gemologiei îi revine și sarcina de identificare, autentificare și de expertiză a pietrelor prețioase, semiprețioase și decorative.

Conform nomenclaturii adoptate de convențiile internaționale⁴, gemele se împart în mod ușual în: 1, pietre prețioase; 2, pietre fine sau semiprețioase; 3, pietre decorative sau ornamentale.

Conform definiției date de același convenții internaționale, pietrele prețioase, fine și decorative sunt minerale sau agregate de minerale și roci, formate în zăcăminte naturale, fără intervenția omului. Ca atare pietrele prețioase sintetice nu pot fi încadrate în categoriile de mai sus și ele trebuie să poarte în mod obligatoriu, denumirea de sintetic, artificial sau imitație.

1. *Pietrele prețioase*, cuprind specii minerale nealterabile, transparente, foarte greu fuzibile, ce au duritatea egală sau superioară valorii de 8 în scara lui Mohs. Această denumire este rezervată doar pentru: diamant, rubin, safir și smaragd și după unele păreri și topazului și unor varietăți de acvamarin. Greutatea și valoarea lor se evaluatează în carate (1 carat = 0,2053 gr) și sunt întotdeauna prelucrate prin procedee de fațetare.

2. *Pietrele fine*, denumite la noi și în unele țări și pietre semiprețioase sunt utilizate și ele în arta bijuteriei și în tehnică. Cele mai multe au duritatea cuprinsă între 7-8 și sunt mai frecvent întâlnite în zăcăminte naturale decât pietrele prețioase. Majoritatea pietrelor fine,



în parte translucide și opace, sănt prelucrate în tehnica caboșonului. În categoria pietrelor fine se încadrează: alexandritul, spinelii, kunzitul, zirconul, turmalina, olivina, granatii, opalul nobil, turcoaza, hematitul, ametistul, etc.

O delimitare strictă între pietrele fine (semiprețioase) și decorative, este uneori destul de subiectivă, deoarece unele minerale sănt utilizate în baza calității lor fie într-un domeniu, fie în celălalt.

3. Pietre decorative și ornamentale, sănt minerale, agregate de mase cristaline și uneori chiar veritabile roci (obsidian), ce au durată mai mici de 7, și care sănt utilizate în confectionarea obiectelor de artă, de podoabă sau în sculptură (statuete, bibelouri, camee, intalii). În funcție de duritatea lor se subîmpart în:

a). Pietre dure, ce au valori cuprinse între 5-7, unde se încadrează: unele varietăți criptocristaline sau amorfe de cuart, jadul, nefritul, amazontul, rhodonitul, lapislazuli, etc.

b) Pietre moi, cu duritatea sub 5, cum ar fi: malahitul, rodochroxitul, alabastrul, pirofilitul (agalmatoitul), calcitul, etc.

O gemă şlefuită în stil caboşon va avea o valoare mult mai mică decât aceeași piatră şlefuită în stil fațetă și infinit mai mică decât o cameo, intalie sau statuetă prelucrată din același material, unde artistul și imprimă nu numai amprenta personalității sale ci și înalta măiestrie miniaturizantă.

Întrucît în cadrul țării noastre, pînă în prezent, nu au fost puse în evidență geme din categoria pietrelor prețioase, obiectul prezentei lucrări îl vor constitui pietrele semiprețioase și decorative.

Istoricul prelucrării gemelor și al cercetărilor geologice specifice în România

Tehnica prelucrării, tăierii și şlefuirii pietrelor prețioase, semi-prețioase și decorative își are originea în confectionarea de către om a primelor unelte din silex, jasp, obsidian, jad, și alte minerale și roci dure. Dovezi ale prelucrării pietrelor dure se găsesc în mai toate stațiunile paleolitice descoperite pe teritoriul țării noastre și ele sănt reprezentate prin: nuclee de obsidian și opal, lame și aşchii lamelare, vîrfuri, triunghiulare, vîrfuri microlitice, răzuitoare buriné, etc.

În stațiunile arheologice din epoca greacă și romană, încep să apară și primele obiecte de podoabă și artă prelucrate în pietre semi-prețioase și ornamentale. Una din expresiile cele mai rafinate ale artei este Gliptica sau arta de a grava pietre dure. Gliptica a atins apogeul în Grecia antică în perioada cuprinsă între secolele V î.e.n. și secolul I e.n. În perioada romană cuprinsă între secolele I și III, era noastră, arta glipticei decadă treptat. Din această etapă ne-au rămas numeroase camee și intalii gravate îndeosebi în diferite varietăți de calcedonie.

Cameele, sănt geme confectionate de obicei din calcedonie cu stratificatie policromă, avînd figurile miniaturizate (1-3 cm) prelucrate în relief.

Intaliile, sănt geme alcătuite de regulă din calcedonie monocromă, ce au figurile miniaturizate gravate în adîncime (negativ), deoarece ele



erau utilizate ca lănele sigilare, având rol dublu de semnătură și de talisman.

Vechii maeștri greci în arta glipticei preferau să graveze pe o calcedonie monocromă de culoare albastră safirinică, translucidă, similară cu cea cunoscută la noi la Trestia din Maramureș. Stabilirea unor legături ipotetice între cele două arii destul de îndepărtate, pe baza centrilor de culoare F, cauzati de ionii de K și Ca din halogenurile alcaline și alcalino-teroase (KCl și F₂Ca), fin dispersate în masa calcedoniei (Motiu, Ghiurca, 1979), ar putea fi chiar dovedită, prin analiza unei intalii.

Colecții de intalii și camee, datind în special din epoca romană se găsesc în muzeele orașelor Bucuresti, Caracal, Craiova, Timișoara, Deva, Sibiu, Alba Iulia, Turda, Cluj-Napoca, Zalău, Carei și Constanța. Se presupune, după numărul mare, îndeosebi de intalii descoperite în unele localități cum ar fi: Celei (Sucidava-Corabia), Reșca (Romula-Caracal), Turda (Potaisa), că ar fi existat gravori de gema care prelucravă materii prime locale sau aduse din Carpați.

În perioada migrației popoarelor și a trecerii de la sclavagism la feudalism, arta prelucrării gemelor se pierde treptat. Popoarele migratoare care au trecut peste teritoriul țării noastre, foloseau gema strălucitoare și contrastant colorate: almandine, lapislazuli, turcoaze (de proveniență orientală), slab fațetate sau prelucrare în caboson, cu care își împodobea piesele de harnășament. Din epoca feudală nu avem date referitoare la prelucrarea gemelor pe teritoriul țării noastre.

Abia în secolul al XIX-lea ar fi existat unele preocupări de valorificare a agatelor de la Techereu și a aragonitului de Corund, de către Scoala de arte și meserii din Zlațna și un atelier ce a funcționat la Corund pînă în anul 1939.

În prezent, din inițiativa unor oameni iubitori ai artei de prelucrare a gemelor, funcționează de cîțiva ani un atelier de confectionare a pietrelor de podoabă la Brad (Gura Barza).

Cercetări geologice de interes gemologic. Deși sporadice, totuși există și unele lucrări geologice care se ocupă în mod deosebit de minerale cu calități de gema, ce apar pe teritoriul țării noastre.

Prima care intră în sfera de cercetare a geologiei este calcedonia de Trestia, care datorită culorii sale albastre și a pseudomorfozelor cubice pe care le prezintă este pomenită într-un studiu a lui Fichtel (1791).

„Diamantele de Maramures”, sunt semnalate de Jonas (1820), din sisturile negre ce apar la Bocicoiul Mare pe Tisa.

Primics (1886), descrie principalele varietăți de agate din zona Techereu. Mentionăm că o colecție de agate din zona muntilor Apuseni a fost prezentată la expoziția internațională de la Paris încă în secolul trecut.

Zepharovich (1858-1872), Toth (1882) și Koch (1885), amintesc în lucrările lor principalele iviri de minerale, din care unele au și calități de gema.

Murgoci (1903), își elaborează teza de doctorat, pe o temă de interes gemologic, studiind monografic chihlimbarul din țara noastră.



Protescu (1936), semnalează prezența gagatului alături de chihlimbar pe valea Sibiciului și valea Boului.

Banyai (1932, 1957), în lucrările sale de popularizare amintește de o serie de silicolite din Harghita, ce uneori pot fi valorificate și ca gema.

Ghițulescu et al. (1960), studiază silicolitele de la Brad.

Ghiurca (1964, 1965) semnalează într-o serie de articole de popularizare unele minerale și roci pe teritoriul județului Maramureș ce pot fi valorificate și ca gema.

Rădulescu și Dimitrescu (1966), în mineralogia topografică a României, fac o inventariere a tuturor mineralelor de la noi din țară, din care unele au și o importanță gemologică.

Moțiu și Ghiurca (1979), elucidează problema colorației albastre a calcedoniei de Trestia.

Medeșan și Berza (1974), semnalează prezența lizarditului pe valea Tismanei, ce poate constitui o materie primă utilizabilă în gemologie. Papiu și Mastacan (1973), tratează pe larg problema pietrelor prețioase.

Ghiurca (1981), face o raionare și o clasificare a principalelor tipuri de silicolite semiprețioase din județul Hunedoara.

Menționăm că numeroase date referitoare la unele minerale ce pot avea și calități de gema pot fi întâlnite dispersat și în alte lucrări de geologie de la noi din țară.

Principalele unități petrogenetice furnizoare de pietre semiprețioase și decorative

Pietrele semiprețioase și decorative sunt legate genetic de cele trei mari domenii petrografice ce intră în alcătuirea țării noastre: metamorfic, magmatic și sedimentar. Vom încerca în cele ce urmează să efectuăm o evaluare a potențialului gemologic al fiecărui domeniu în parte. Menționăm faptul că la Cluj-Napoca au fost efectuate o serie de încercări asupra a numeroase minerale ce apar în cele trei domenii, spre a se stabili care din ele pot avea calitățile necesare spre a fi prelucrate ca gema sau pietre tehnice.

A) *Domeniul metamorfic.* Cu toate că nu s-au efectuat prospecții în sens gemologic, se poate afirma că aceste formațiuni sunt pînă în prezent slabe furnizoare de minerale cu calități de gema.

Granații din metamorfite, ce apar în numeroase zone, ar putea fi valorificați ca gema dacă sunt translucizi, proaspeți (nealterați, nefisurați) și uniform colorați. Unele varietăți chiar opace dar nealterate de almandin, cum sunt cele de pe valea Arieșului, Munțele Mic, sau cele de la exploatarea valea Blaznei, pot fi utilizate în tehnică și bijuterie. Aceleași şanse de valorificare au și unele forme de staurolit din zonele Răzoare, valea Arieșului și munții Sebeș. Distenul din munții Sebeș (zonele Bătrina, Surianu, Virful lui Petru), din munții Cibin și Făgăraș, constituie o bună materie primă și în domeniul gemologiei. Cuarțitele negre (liditele), aparținând intercalate în formațiunile din numeroase zone. Ariile în care apar cuarțite masive trebuie urmărite



mai îndeaproape pentru punerea în evidență a cuarț-avanturinului. Prezența în aluviunile Lăpușului, ar indica existența lui în metamorfitele din Preluca. În afara zonei cù cuarț piezoelectric din munții Tarcu (Cleanțul Ilovei), pot fi descoperite și alte zone în care cuarțul să aibă și calități de gema. Serpentina, în special varietatea lizardit, semnalată în zona Tismana, se pretează prin omogenitatea culorii sale, verzui, îndeosebi la confecționarea unor obiecte de artă, de podoabă și ornament. În aceeași zonă sau în zone similare, ar putea fi pusă în evidență prin cercetări mai detaliate și prezența jadeit-nefritului. Serpentinitele cu vinișoare de azbest din Banat, sănt utilizabile și ele în aceleași scopuri ca și lizarditul. Cercetarea mai îndeaproape a serpentinitelor din Banat, ar putea duce și la detectarea unor zone azbestiforme silicificate, care constituie o excelentă materie primă gemologică. Cercetările geologice mai vechi, semnalează prezența amiant-opalului (ochiului de pisică) la Răsinari și în cheile Vîlcanului din valea Jiului. Rodonitul și rodocrozitul din zona Vatra Dornei, de culoare roz-discret, pătate uneori cu negru sănt utilizate cu succes în confecționarea gemelor. Talcul compact de la Leleșe-Cerisor, se pretează, deși are duritate scăzută, la confecționarea unor obiecte decorative. Unele iviri de siderit de la Teliuc, conțin și varietăți utilizabile ca gema. Anumite varietăți de amfibolite și de sisturi actinolitice (pasul Prislop) pot fi utilizate ca piatră ornamentală. Prin cercetări speciale pot fi detectate zone în care apar și alte minerale ce pot fi utilizate ca gema, cum sănt : actinotul, cordieritul, zoisitul, clinozoisitul (Parîng), epidotul (Parîng), rutilul (valea Pianurilor), topazul (Săliște), dolomitul, magnezitul, etc.

B) *Domeniul magmatic*, este principalul generator de minerale gema. Aproape 99% din producția de minerale-geme, provin din acest domeniu. Mineralele cu calități de gema sunt legate de procesele ortomagmatice și în special de cele paramagmatice (pegmatitice, pneumato-litice, pirometasomatice și hidrotermale).

Deoarece diferențele corpuri magmatische au fost puse în loc în cicluri tectono-magmatice foarte variate ca vîrstă, în cadrul acestui domeniu, poate distinge conform actualelor concepții mai multe provincii : prebaikaliană (Proterozoic superior), reprezentată prin inițialite metamorfizate (amfibolite, serpentinite), magmatite sinorogene (Muntele Mare, Poneasca) și pegmatite (Preluca, Gilău, Lotru, Semenic) ; provincia baikaliană (Cambrian) ce include granitoidele din domeniul Danubian și granitele de Pricopan-Megina ; provincia hercinică (Paleozoic), ce cuprinde magmatitele din Highiș-Drocea, gabbrourile și serpentinitele de la Iuți și Plavișevița și masivul sienitic de la Ditrău ; provincia kimerică (Triasic), reprezentată prin diabazele și porfirele cuarțifere de la Nicolitel, Somova, Consul, Iulia ; provincia alpină (Mezozoic-Tertiar), care la rîndul ei se subîmparte în 3 subprovincii : subprovincie ofiolitică (Jurasic-Cretacic), ale cărei produse apar doar fragmentar în Carpații Orientali și Meridionali (Repedea-Poienile de sub Munte, Breaza, Perșani, munții Cernei și Mehedinți), fiind larg dezvoltate în Trașcău și Munții Metaliferi ; subprovincie laramică (Cretacic superior-Paleogen), bine reprezentată în zona bănățeană, munții Drocea, Bihor, Vlă-



deasă etc.); subprovinciea neogenă (Badenian-Pliocen), ce include lanțul Oaș-Harghita și ariile vulcanice din Munții Metaliferi.

a) *Provincia prebaikaliană*, prin numeroase apariții de pegmatite din Munții Apuseni și Carpații Meridionali ar putea deveni o furnizoare de minerale gema, despre care avem unele indicii, cum sunt: spineli (Muntele Rece-Stiubei), spessartin, fluorapatit, turmalină, beril, titanit, zircon (Voislova, Teregova, Armeniș, Delinești, Globurău, Tincova, Răzoare, valea Ierii).

b) *Provincia baikaliană*. Rarele zone cu corneene pot deveni furnizoare de minerale gema cum ar fi: vezuvianul, epidotul, zoisitul (Parîng), etc.

c) La *provincia hercinică*, subliniem aparițiile de crizopraz nichelifer din zona serpentinitelor hidrotermalizate și a listvenitelor din aria Baia Nouă, Rudăria, Bozovici și posibil a unor iviri de serpentină nobilă și de jadeit-nefrit. Serpentinitele crizotilice și antigoritice pot servi la confectionarea unor obiecte decorative sau chiar de podoabă (Eibenthal-Dübova). Masivul sienitic de la Ditrău, prin unele dintre varietățile sale mai bogate în sodalit, nefelin, cancrinit și amfiboli, poate constitui o zonă cu perspective gemologice.

d) *Provincia kimerică* din zona dobrogeană se remarcă doar prin apariția la Iulia a unor calcedonii agatiforme.

e) *Provincia alpină*, este pînă în prezent, principala producătoare de minerale cu caractere de gema. *Subprovinciea ofiolitică* din Carpații Orientali și Meridionali este slab cunoscută sub aspect gemologic. Subliniem însă prezența calcedoniilor agatiforme în munții Perșani (Racoșul de Jos). Complexele de roci bazice din munții Trascău, Metaliferi și Drocea, constituie pînă în prezent cea mai importantă zonă de apariție a calcedoniilor, la care se mai adaugă diferite sorturi de jaspuri. Sunt vestite zonele cu calcedonii utilizabile ca gema din munții Trascău (Rimetea-Poiana Aiudului) și cele ce apar în zona ofiolitică de la sud de Brad (valea Luncoiului, valea Lungă). Există premize ca toate zonele ofiolitice din cadrul țării noastre (Carpații Orientali și Meridionali), să aibă același conținut de calcedonii utilizabile ca gema.

Subprovinciea laramică, este caracterizată îndeosebi prin numeroase fenomene de contact (piro- și hidrometasomatoză) care au condus la formarea de minerale, concentrate uneori în zonele de skarn. Dintre mineralele care pot intra și calitate de gema enumerăm: granați, magnetitul, wulfenitul, calcopirita, azuritul, malahitul, apofilitul, aragonitul, pirofilitul, cerusitul, epidotul, vezuvianul, crizocolul, diopsidul, fluorina, dioptazul, hematitul, smithsonitul, hemimorfitul, cuprul nativ, la care se pot adăuga unele minereuri de bor și riolitele fluidale. Sunt importante în acest sens zonele Moldova Nouă, Ocna de Fier, Bocșa și Băița Bihor. În legătură cu banatitele de la Căpuș, apar chiar și unele varietăți de calcedonii și jaspuri.

Subprovinciea neogenă. De activitatea hidrotermală desfășurată în diferite etape, sunt legate o serie de zone mineralizate, din care unele minerale pot avea și o utilizare gemologică: rodocroxit, rodonit, pirofilit, cuarț, pirită, fluorină, baritină, apofilit, blendă, vivianit și chiar sulf nativ. Unele varietăți de andezit (Seini, Hent), perlitele, riolitele

fluidale și chiar obsidianele sunt utilizabile ca materiale decorative și ornamentale.

De activitatea postvulcanică hidrotermală și gheizeriană sunt legate o serie de silicolite bine dezvoltate în munții Oaș, Gutin și Harghita, din care unele pot fi cu succes utilizate ca geme. Tot în această zonă este plasată și localitatea Trestia, unde umplutura filoanelor mineralizate a fost înlocuită prin circulația soluțiilor bogate în SiO_2 , cu o calcedonie de culoare albastră. Calcitul cu aspect aragonitic de la Corund (munții Gurghiu), constituie o excelentă materie primă pentru confecționarea unor obiecte de birou și statuete. Fierul oligist (specularit) din partea sudică a craterului Cucu (Harghita) poate fi utilizat cu succes în confecționarea unor obiecte de podoabă. De riolitele de la Techereu, sunt legate diverse varietăți de calcedonii, agate, jaspuri și lemnă siliștiate. În zona Munților Metaliferi mai apar și jaspuri și opaluri gheizeritice cum sunt cele de la Brad, Vața, Ociu, etc., ce sunt utilizate de atelierul artizanal de la Brad. Pînă și aglomeratele vulcanice neogene din aria situată la nord de Mureș (Zam, Burjuc, Gurasada, Sîrbi, Brânișca) și de la sud de Mureș (Tisa, Pojoga, Coștei), sunt furnizoare îndeosebi de calcedonii agatiforme albe, translucide, de jaspuri și opaluri variat colorate, utilizabile atât ca materiale tehnice cât și gemologice. Opaluri gheizeritice apar și în munții Gutin și Oaș, începînd de la Baia Mare pînă la Tarna Mare.

C) *Domeniul sedimentar*, deși ocupă cea mai mare arie din cadrul țării noastre, este un slab furnizor de materii prime de natură gemologică. Din cadrul depozitelor paleozoice amintim doar unele gresii permiene (Apuseni), ce au uneori frumoase dendrite feromanganicoase, ce pot fi valorificate ca atare. Sedimentarul mezozoic, din diverse zone ale țării (Vașcău, Bicaz, Tulcea, etc.) constituie principalul furnizor de calcare policrome, utilizate ca placaje. Remarcăm faptul că unele varietăți de calcare din platoul Vașcău, pot prezenta uneori chiar un aspect „agatiform“. Din cadrul sedimentarului triasic, jurasic și cretacic, pot fi luate în considerare unele intercalații de jaspuri colorate (dacă sunt omogene și lipsite de porozități). Șisturile negre cretace din zonele Bocicoiul Mare, Tibău, Cîmpulung-Moldovenesc, Ojdula, Covasna (virtual, întreaga fișie a șisturilor negre din cadrul flișului Carpaților Orientali), constituie roca mamă a faimoaselor „Diamante de Maramureș“. Acestea sunt de fapt cristale de quart, foarte limpezi, prezintînd numeroase fețe cu dimensiuni între 2-10 mm care în trecut erau valorificate ca atare prin montarea lor directă în piese de podoabă. Creta senoniană din Dobrogea, conține numeroase accidente silicioase, dintre care cele cu o constituție omogenă, pot fi valorificate ca piatră tehnică. Tot din depozitele cretace cunoaștem unele apariții de Jeu sau Gagat, o varietate de conifer carbonificat, utilizat în gemologie (Pianul de Sus). Formațiunile terțiare, conțin unele minerale și roci ce pot fi valorificate în scopuri gemologice și ornamentale. Din cadrul depozitelor eocene, lentilele de gipsuri, pot fi valorificate prin prelucrarea la strung a unor obiecte de artă. Datorită porozității lor mari, gipsurile se pretează și la o colorare artificială. Unele calcară numulitice, pot fi utilizate ca placaje ornamentale pentru clădiri. Calcarele

de apă dulce de Rona, conțin accidente silicioase colorate de tipul „septariilor”. Formațiunile oligocene din Carpații Orientali și Meridionali și în special cele din zona de curbură conțin numeroase iviri de chihlimbar, alături de care apare uneori și gagatul. Unele varietăți de menilite compacte și fin stratificate, pot fi și ele luate în considerare. Depozitele oligocene mai conțin și multe fragmente de lemn silicificate (bazinul Transilvaniei). Depozitele neogene, cuprind lentile de gipsuri, galeți silicolitici, chihlimbar remaniat, opaluri, jaspuri de origine gheizeriană și lemn silicificate. Amintim aici pietrișurile de Almașul Mare, care conțin, remaniați din ofiolite, numeroși galeți silicolitici (calcedonici și agatiformi) uneori de o excepțională calitate. Din păcate doar circa 1% din acești galeți au calitate de gema. Formațiunile cuaternare prezintă și ele un interes deosebit, ideoarece în ele se realizează o selecție și o concentrare a tuturor mineralelor rezistente, dure și cu greutate specifică mare, din care unele pot prezenta și un interes gemologic. Unele dintre pietrele semiprețioase se încadrează în categoria mineralelor grele și ca atare pot fi întâlnite mai ușor în aluviuni (granăți, disten, rutil, zircon, etc.). O concentrare similară în aluviuni și depozite eluviale de pantă se realizează și în cazul silicolitelor semiprețioase, datorită nu greutății lor specifice ci duritatei și rezistenței lor ridicata.

Am dorit să subliniem faptul că Papiu și Mastacan (1973) în lucrarea lor amplă asupra pietrelor prețioase, citează și aduc numeroase exemple de minerale cu calitate de gema de pe teritoriul României.

Clasificarea pietrelor prețioase, semiprețioase și decorative

Majoritatea covîrșitoare a gemelor fiind minerale anorganice, clasificarea lor se face pe bază de criterii mineralogice, ele alcătuind varietatea nobilă a anumitor minerale. Pentru clasificarea gemelor am adoptat criteriul clasificării mineralelor lui Strunz (1966). Vom însără în cele ce urmează toate mineralele ce pot avea și calitate de gema, fie că apar sau nu în formațiunile din țara noastră, pentru a sublinia cîte dintre mineralele cunoscute care pot avea și o utilizare gemologică. Cele ce apar în țara noastră, vor fi menționate în text prin citarea zonelor de apariție.

1. *Elemente native* : cupru (Băița Bihor), sulf (Călimani), diamant.

2. *Sulfuri* : blendă, calcopirită, pirită (zonele Baia Mare, Munții Metaliferi, Banat, etc.).

3. *Oxizi și hidroxizi* : ponderea cea mai mare ca minerale gema, revine pînă în prezent familiei silicei (cristalizată, criptocristalină și amorfă). Cristalul de munte clar și transparent apare rar în regiunea Baia Mare, Apuseni și Banat. Tot aici se încadrează și „Diamantele de Maramureș”, ce apar doar în depozite sedimentare cretacice (Bocicoiul Mare-Covasna) și nu în zona eruptivă Baia Mare, aşa cum din eroare este mereu citat în literatură. Ametistul și ganga ametistică se cunoaște la Săsăuș, Băiut, Poiana, Botizei, Porcurea. Cristale mici de morion se cunosc la Herja, iar aventurinul din aluviunile Lăpușului. Citrinul, cuartul roz, ochiul de tigru și soim nu au fost pînă în prezent semnalate. Ochiul de pisică e semnalat doar în literatura veche (Rășinari, cheile Vîlcanului).



Silicea criptocristalină, respectiv calcedonia este reprezentată prin toate varietățile sale principale: hialit, transparent, incolor (Trestia, Ilba, Trascău); safirin, de culoare albastră azurie (Trestia); carneol (cornalină), roșu carne (Trascău, Munții Metaliferi); sardolic (serdolic), galben (Trascău); sarder, brun (Trascău, Munții Metaliferi); crizopraz-verde deschis (Trascău, Banat); plasma (matostat), verde închis (Trascău, Munții Metaliferi); heliotrop de culoare verde pătată cu roșu (Trascău); agatele, o varietate de calcedonie caracterizată prin alternanțe de venaturi colorate diferit, dispuse relativ paralel sau concentric (Trascău, Munții Metaliferi); onix, cu venaturi alternante albe și negre (Trascău); sardonix, cu venaturi în care predomină brunul (Trascău); piatră de Mokka, calcedonie cu incluziuni dendritice manganoase (Munții Metaliferi). Menționăm că toate varietățile coloristice de calcedonie sunt parțial sau total translucide. Lemne silicificate de diferite nuanțe în general, brune cenușii, apar în numeroase zone. Jaspurile mate, conțin impurități, au culori variate și neuniforme, pot fi marine (radiolarite), gheizeritice, sau pot apărea ca accidente silicioase în roci eruptive, sunt frecvent întâlnite în numeroase arii din Oaș, Gutin, Harghita și Metaliferi. Lidienele apar în același complex sedimentar ca și „Diamantele de Maramureș“. Opalul comun ce are o colorație mai puțin variată apare în aceleși zone ca și jaspurile gheizeritice. Opalul nobil este semnalat de Ianovici et al. (1979) în zona Ilba (?). În afara de familia cuarțului, acestei grupări îi aparțin și alte minerale ce uneori pot avea și calități de gema: hematitul (specularitul) (Ocna de Fier, Munțele Cucu); spineli (Gilău, Parîng, Băița Bihor), rutul (valea Pianurilor); hercinit, gahnit, crizoberil, corindon (Pianul de Sus), anataz, casiterit, cromit, cuprit, ilmenit, periclaz, psilomelan (Răzoare, Vatra Dornei).

4. *Carboani, borați*: rodocrozit (zona Vatra Dornei, Cavnic, Săcărîmb, Baia de Arieș, etc.); calcit cu aspect aragonitic (Corund, Șuncuiș, Luncani); smithsonit (Dogenecea, Băița Bihor); azurit și malahit (Moldova Nouă, Sasca Montană, Oravița, Ciclova); ceruzit (Ruschița, Rodna, Brusturi); magnezit (Parîng); siderit (Teliuc-Ghelar); witherit (Ostra); calcit (diverse zone). Tot aici se încadrează și calcareale policrome și marmurele, precum și alte minerale: (coelemanit, baritocalcitet, gaylussit, kutnahorit, fosgenit, rodizit, stichtit, ulexit și dolomit).

5. *Sulfati*: celestină (Copăceni, Baciu); baritină (Somova, Ostra, Ilba, etc.); gips (diverse localități); crocoit (Băița Bihor); scheelit (Oravița, Ciclova Română, Baia Sprie); wulfenit (Ruschița, Băița Bihor).

6. *Fosfati, arseniați*: fluorapatit (Răzoare, Teregova); vivianit (Ilba); berillonit, ambligonit, lazulit, brazilianit, variscit, turcoază, auge-lith, purpurit, wardit, etc.

7. *Silicați*. a) *Nesosilicați*: almandin (Rodna, Sălcia, Hoghiz); staurolit (valea Arieșului); spessartin (Dogenecea, Moldova Nouă); andradit, uvarovit, fenacit, olivină-crisolit, zircon (Teregova, Ditrău); disten (munții Făgăraș, Lotru, Sebeș); topaz (submilimetric la Gura Rîului, Turnu Roșu), andaluzit.

b) *Sorosilicați*: titanit (Ditrău); hemimorfite (Oravița, Ciclova, Băița Bihor); epidot (Moldova Nouă, Băița Bihor, Roata); zoizit (Parîng); vezuvian (Ciclova, Dogenecea, Oravița, Parîng); datolit, dumortierit.



c) Ciclosilicati : beril (Răzoare ?, Teregova, Voislova); cordierit (munții Căpăținei), benitoit, axinit.

d) Inosilicati : rodonit (zona Vatra Dornei); turmalină (varietatea neagră, schorlit, Preluca, Teregova, Gilău); dioptaz (Băița Bihor); diopsid (Ocna de Fier); tremolit (Ocna de Fier); actinot (Rodna); jadeit, omfacit, spodumen, hipersten.

e) Filosilicati : serpentine (Banat, Tismana); talc (Cerișor, Lelese); pirofilit-agalmatolit (Băița Bihor, Rotunda); apofilit (Săcărîmb, Sasca, Oravita, Ciclova) și prehnit.

f) Tectosilicati : sodalit (Ditrău); haüyn, lazurit, adular, amazonit, microclin, oligoclaz, labradorit, danburit.

8) O categorie aparte, neîncadrată în clasificarea mineralologică, o alcătuiesc *unele roci, meteoriți și chihlimbarul*.

Chihlimbarul din zona Buzăului și gagatul (Pianul de Sus).

Roci : lapislazuli, obsidian (Sintimbru-Ciuc), andezite negre (Seini, Henț); riolite cu textură fluidală (Traniș, Orașul Nou); minereu de bor în calcare (Băița Bihor).

Meteoriți : tektite, moldavite.

Deoarece nu au fost efectuate lucrări speciale de prospectare a pietrelor prețioase, semiprețioase și decorative (exceptând calcarele poli-crome), datele cu privire la răspândirea lor la noi în țară (în afară de zonele verificate de autori) sunt destul de aproximative, ele bazându-se pe literatura de specialitate. Față de aceste date, în urma unor cercetări de detaliu, pot surveni numeroase modificări, din care unele pot constitui chiar adevărate surprize.

Explorarea, exploatarea și prelucrarea pietrelor semiprețioase și decorative

Prospectarea mineralelor-geme constă într-o analiză amănunțită a aluviunilor actuale și a depozitelor de terasă, a principalelor văi care traversează roci posibil purtătoare de pietre semiprețioase și decorative. Mineralele gême ce apar în exploatările miniere vor fi urmărite după metodologia utilizată în minerit. Înțînd cont de frecvența apariției mineralelor gême în aluviuni sau în galerii se va face o evaluare estimativă a rezervelor exprimată în kilograme per an. Exploatarea mineralelor gême se realizează prin colectarea eșantioanelor din depozitele aluvionare și din galerii și uneori prin mici cariere. Nu cantitatea ci calitatea mineralelor gême contează, deoarece din cîteva zeci de kilograme se pot confectiona mii de gême, obiecte de podoabă și piese tehnice. Principalul lucru de care trebuie să țină cont oricare geolog, este că orice mineral omogen nealterat, transparent sau nu, poate deveni prin prelucrare un obiect tehnic sau de artă de mare valoare. Eșențialul este ca geologul să aibă în obiectivul cercetărilor sale și sensul gemologic pe care îl prezintă unele minerale și roci.

Prelucrarea pietrelor semiprețioase și decorative se face cu ajutorul unei aparaturi adecvate, utilizându-se diverse procedee de fasone, care în linii mari corespund cu însăși etapele de dezvoltare a artei de prelucrare a pietrelor dure. De la etapa realizării unor suprafețe plane șlefuite și a celor sumar rotunjite, se ajunge treptat la tehnica prelucrării în stil „caboșon“ în care pietrele au cel puțin una



dintre suprafete convexă. Un alt procedeu de prelucrare este cel de fațetare a pietrelor, aplicat în special la pietrele prețioase transparente și colorate. Menționăm că, între cele două procedee de prelucrare, există și un procedeu tranzitoriu în care gemele au și fațete dar și suprafete convexe. Un procedeu modern prin care se pot prelucra gema în vrac, în stilul denumit „Baroc“, imită un proces geologic ce se petrece continuu pe plajele mărilor, și el poartă numele de metoda „butoiului“. Cu aceeași aparatură de prelucrare a gemelor, se pot confectiona și o serie de piese tehnice cum ar fi: prisme și lagăre pentru aparate de control și de precizie, mojare de laborator, pistile etc. Majoritatea covârșitoare a gemelor se utilizează însă ca pietre de podoabă, la confectionarea unor obiecte mici de artă, sau a unor obiecte decorative de interior.

Concluzii și propuneri

Tinind cont de actualele cunoștințe pe care le avem asupra potențialului gemologic al țării noastre, apreciem că există posibilități tehnice și umane de a se trece la valorificarea lor. În vederea asigurării de materii prime autohtone pe o perioadă mai îndelungată ar fi necesar să se elaboreze un plan științific de cercetare și valorificare gemologică la nivel național, care să se desfășoare în mai multe etape:

a) Într-o primă etapă ar fi necesar ca datele geologice, petrografice și mineralogice acumulate pînă în prezent să fie reluate și reconsiderate prin prisma gemologică. Aceste date ar putea fi completate cu toate informațiile de acest gen pe care le dețin geologii care lucrează în întreprinderile productive, spre a se realiza în final o inventariere a tuturor resurselor din acest domeniu.

b) Pe baza datelor sintetizate în prima etapă, ar putea fi stabilite zonele cu perspective, care ar urma a fi recercetate sub aspect gemologic de către IPEG-urile regionale, pentru evaluarea rezervelor.

c) După conturarea și evaluarea zonelor favorabile într-o a treia etapă se poate trece la valorificarea directă a acestor resurse prin intermediul unor întreprinderi artizanale.

Pentru lărgirea continuă a bazei de materii prime gemologice ar fi necesar ca la secțiile de ingererie geologică și geofizică să fie introdus și un curs facultativ de gemologie, prin care viitori geologi să fie inițiați în acest domeniu.

Prezenta lucrare, nu este exhaustivă și ca atare nu are pretenția de a fi epuizat toate aspectele problemei abordate, ea este doar o primă încercare de tratare a unui domeniu mai puțin cunoscut la noi și care a avut drept scop final, sublinierea faptului că avem un potențial de rezerve de minerale tehnice și de podoabă ce ar putea fi valorificate.

⁴ Confédération Internationale de la Bijouterie Joaillerie, Orfèvrerie, des diamants, perles et pierres (CIBJO).

BIBLIOGRAFIE

- Bányai J. (1932) Die Opalablagerungen des südlichen Harghitagebirges. *Math. u. naturw. Anzeiger der Akad. d. W. B.* 49, p. 196-203, Budapest.



- (1957) A Magyar Autonóm Tartomány hasznosítható ásvány kincsei. *Tudományos Könyvkiado*, 200 p., 13 fig., București.
- Fichtel I. E. (1791) Mineralogische Bemerkungen von den Karpathen, P. 94, Wien.
- Ghițulescu T. P., Verdeș Gr., Chință R. (1968) Zăcăminte de silicolite din bazinul neogen al Bradului (Jud. Hunedoara). *St. cerc. geol. geof., Seria Geologie*, XII (1), p. 67-76, București.
- Ghiurca V. (1981) Cîteva date geologice asupra silicolitelor semiprețioase din județul Hunedoara. *Stud. univ. Babeș-Bolyai, ser. geol. geogr.*, XXVI (1), p. 42-48, Cluj.
- Ianovici V., Stiopol V., Constantinescu E. (1979) Mineralogie. Ed. did. și ped., 641 pag., București.
- Jonas I. (1820) Ungarns Mineralreich, orycto-geognostisch und topographisch dargestellt. P. 239, Budapest.
- Koch A. (1885) Erdély ásványainak, P. 211, Cluj.
- Mastacan G., Mastacan I. (1976) Mineralogie. Ed. Tehnică. Vol. I, 410 p., vol. II, 466 p., București.
- Medeșan Al., Berza T. (1974) Notă asupra Lizarditului de pe valea Tismanei (Carp. Meridionali). *St. cerc. geol. geof., Seria geologie*, XIX, p. 93-97, București.
- Moțiu A., Ghiurca V. (1979) Date noi privind calcedonia de Trestia. *Stud. univ. Babeș-Bolyai, ser. geol. geogr.*, XXIV, (2), p. 24-31, Cluj.
- Murgoci G. M. (1903) Les gisements du succin en Roumanie. *Asoc. rom. p. înaint. și răsp. științ. Congr. din Iași*, 57 p., București.
- Papiu C. V., Mastacan Gh. (1973) Pietre prețioase. Ed. științifică, 260 p., București.
- Primics G. (1886) Das Vorkommen der derben Quartzvarietäten bei Tekerő. *Föld. Közl.*, XVI, p. 347-353, Budapest.
- Protescu O. (1936) Existența unui pseudocărbune (Gagatit) în România. *Bul. Soc. Nat. din România*, nr. 8, p. 12-14, București.
- Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966) Mineralogia topografică a României. Ed. Acad. R.S.R., 376 p., București.
- Strunz H. (1966) Mineralogische Tabellen. *Akademie Verlag*. Leipzig.
- Tóth M. (1882) Magyarország ásványai, p. 565, Budapest.
- Zepharovich V. R. (1873) Mineralogisches Lexikon für das Kaiserthum Österreich, vol. I, 482 p., vol. II, 436 p., Wien.



PIERRES FINES ET DÉCORATIVES DE ROUMANIE (DONNÉES GÉOLOGIQUES D'ÉVALUATION PRÉLIMINAIRE)

(Résumé)

Dans la partie introductive les auteurs définissent et précisent la nomenclature et les principales notions spécifiques pour ce domaine, tout en présentant ensuite un court historique du polissage des pierres fines et des recherches géologiques d'intérêt gemmologique de Roumanie.

On fait après un essai d'évaluation préliminaire du potentiel gemmologique des domaines magmatique, métamorphique et sédimentaire de Roumanie et de leurs provinces et sous-provinces tout en précisant que le principal domaine fourisseur de minéraux à qualités de gemmes, est le domaine magmatique.

Dans le cadre de la classification des pierres fines, décoratives ou d'ornementation, on désigne tous les minéraux qui par leurs qualités sont employés comme gemmes.

Pour conclure on fait quelques recommandations en ce qui concerne l'exploration, l'exploitation et le polissage des pierres fines, décoratives ou d'ornementation. On propose aussi un plan de recherches pour mieux contourner les zones favorables et leur valorisation en technique et en joaillerie.





PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

Working Group 3.4.: *The Magmatism and the Metallogenesis Associated to the Epoch of Molasse Formation*

PETROLOGICAL AND PETROCHEMICAL DATA
ON THE TERTIARY VOLCANICS
FROM THE EASTERN PART OF THE ZARAND MOUNTAINS¹

BY

ION BERBELEAC², MARGARETA DAVID², ALLA ZĂMÎRCĂ²

Andesites. Basalt andesites. Pyroclastic breccias. Badenian. Sarmatian. Pannonian. Petrochemistry. Magmatic differentiation. Calc-alkaline. Microplates. Tectonic control. Apuseni Mts. Neogene eruptive. Vața-Sebiș sector.

Sommaire

Données pétrologiques et pétrochimiques sur les volcanites tertiaires de l'est des monts du Zarand. On fait une comparaison entre les principaux traits pétrographiques et pétrochimiques de la série andésitique badénien-pannonienne et ceux d'autres régions volcaniques surtout des monts Apuseni. La série mentionnée ci-dessus est formée de trois groupes de roches andésitiques : (1) andésites basaltiques ($< 56\%$ SiO₂) — Badénien-Sarmatien, (2) andésites ($> 59\%$ SiO₂) — Sarmatien et (3) andésites quartzifères ($< 62\%$ SiO₂) — Sarmatien-Pannonien, qui représentent probablement le second cycle d'éruption dans les monts Métallifères. Les produits de la série andésitique se caractérisent par le caractère calco-alcalin prononcé, le degré de différenciation réduit, marqué par le segment des andésites basaltiques-andésites de la ligne classique de différenciation du magma calco-alcalin. Il faut mentionner également que l'activité volcanique maximum s'est développée pendant le Sarmatien et que ses produits principaux sont représentés par les andésites pyroxéniques (hypersthène-augite±hornblende) constituées surtout de piles épaisses de brèches pyroclastiques. L'activité s'est développée dans les conditions de subduction des micro-plaques des monts Codru Moma et monts Bihor au-dessous les plaques des monts Hăgihăi et monts Métallifères.

Introduction

Tertiary volcanics are very widespread in the eastern part of the Zarand Mountains. They represent, mainly, andesitic pyroclastic covers

¹ Paper presented at the Meeting of the Working Group 3.4 on September 24 1980 at Deva and received in 1980.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București 32.



and rarely flows or rooted bodies. The volcanic activity in this region developed during the Badenian-Pannonian ? time interval and manifested almost exclusively in the Talagiu and Gura Văii — Iosăsel calderas with several volcanoes. The products of this activity have been studied by Savu and Neacșu (1962); Savu (1967, 1976); Teodoru and Teodoru (1964, 1968) and Teodoru et al. (1966). Berbeleac et al. (1976, 1977, 1978, 1979) and Caravețeanu et al. (1979) have recently given new data which complete the general survey on the Tertiary volcanism evolution in the Zarand Mountains.

Geological Setting

The studied region contains different rock types : epizonal crystalline schists (Lower Carboniferous), sedimentary and volcano-sedimentary deposits and Mesozoic and Tertiary eruptive rocks.

The crystalline formations form two elevated tectonic outcrops : the former lies on the Mezeș Brook at Gura Văii and the latter lies in the neighbourhood of the confluence of Prihodi and Iosăsel valleys at Zimbru. Both outcrops consist of phyllites, quartzites and serniphytes and represent, probably, the Păiușeni Series thrust over the Permian deposits lying at depth.

The southern border of this region contains interesting outcrops of Mesozoic eruptive rocks which form two series : a lower one (Triassic?-Jurassic) of ophiolitic nature which consists of basalt flows (pillow lava), basalt veins and dykes, anamesites, dolerites and microgabbros (Pl.) and an upper one (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) of volcano-sedimentary nature which contains clays, argillaceous-gritty schists, sandstones, jaspers, conglomerates and calcarenites and also numerous basaltic and andesitic pyroclastic intercalations, rhyolite dykes and orthophyres. The second series eruptive rocks represent the products of an island arc volcanism which manifested probably during the Upper Jurassic-Barremian-Aptian interval.

The Badenian-Pannonian ? sedimentary and volcano-sedimentary deposits occur usually at the calderas periphery and form two complexes : a lower complex (Badenian-Sarmatian ?), consisting of conglomerates with amphibole and pyroxene andesites, pyroxenic andesites, tuffs, tuffites, feldspathic sandstones, marls and clays with coal intercalations (Fig. 1) and an upper complex (Sarmatian-Pannonian ?), consisting, generally, of the same rock types. The upper complex deposits occur, especially, at the upper part of the andesitic pyroclastic rocks from the Virfuri — Avram Iancu — Zimbru region (Pl.).

Volcanic Activity

Tertiary volcanism manifested on a limited area of this region. The area covers the joint zone of three distinct geological units : to the south, the blocks of the Metaliferi and Drocea Mountains with Paleozoic crystalline formations, sedimentary and volcano-sedimentary deposits and Mesozoic and Tertiary eruptive rocks and to the north,



the blocks of the Codru Moma and Bihor Mountains with a slightly different geological constitution. A major fracture zone trending NW-SE-ward, probably associated with a subduction plane, divides the blocks mentioned above. The subduction plane controlled the Tertiary calc-alkaline volcanism and the post magmatic activity of this region.

The spatial distribution of Tertiary volcanism and their relationships with the sedimentary deposits from the east of the Zarand

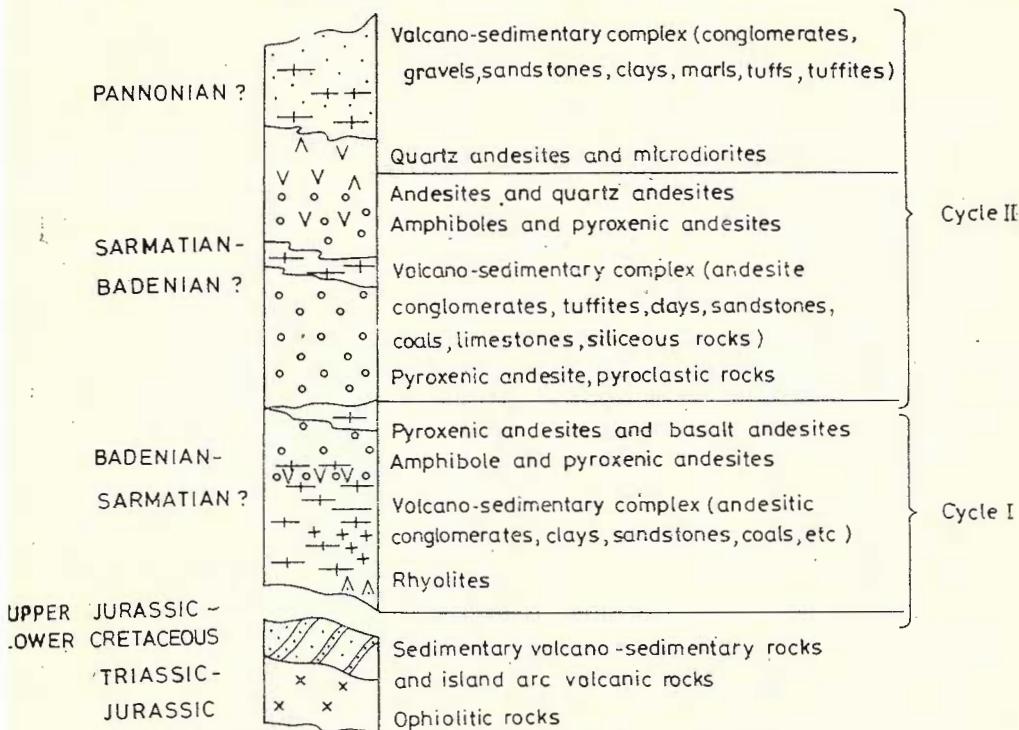


Fig. 1. — Sketch of the Neogene volcanism evolution from the Zarand Mountains.

Mountains point to the fact that the volcanic activity developed during several stages of the Badenian-Pannonian ? interval. On the other hand, the great quantities of pyroclastic rocks, as compared to effusive and intrusive ones, show that this activity, which manifested only in the Talagiu (6/2 km) and Gura Văii-Iosăsel (2/2 km) calderas had a mainly explosive nature (Fig. 2).

The detailed study of the volcanic activity and of the main rock types shows that : (1) the volcanic activity started in the Badenian by rhyolite and brown hornblende, hypersthene \pm augite andesite eruptions, (2) it continued in the Badenian-Sarmatian-Pannonian ? interval by pyroxene andesites, amphibole and pyroxene andesites and quartz andesites eruptions and (3) it ended in the Sarmatian-Pannonian ? by amphibole and pyroxene quartz andesites, pyroxene and amphibole quartz

andesites eruptions, microgabbros and microdiorites (Fig. 1). The volcanic activity attained its maximum during the hypersthene and augite andesite eruptions at the same time with the consolidation of the main volcanic edifices of this region. We mention the fact that the volcanoes

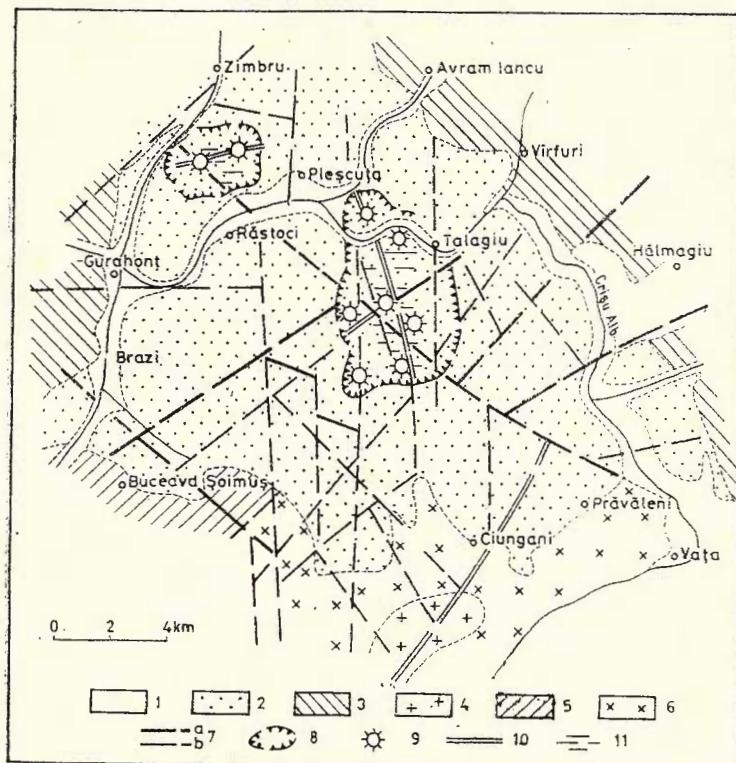


Fig. 2. — Tectonic sketch of the eastern part of the Zarand region
 1, Quaternary; 2, Tertiary volcanic rocks; 3, Tertiary volcano-sedimentary rocks; 4, Laramian intrusive rocks; 5, Lower Cretaceous volcano-sedimentary complex; 6, Upper Jurassic-Lower Cretaceous ophiolitic and island arc rocks; 7, first (a) and second (b) order of the set fault; 8, caldera; 9, volcanic center; 10, intrusion alignment; 11, hydrothermal alteration.

are of simple or complex type and lie exclusively in the Talagiu and Gura Văii — Iosăsel calderas (Fig. 2).

In spite of insufficient data, we suppose that the volcanic activity of this region developed along a NW-SE volcano-tectonic alignment which occurs as a NW prolongation of the Brad-Săcărîmb alignment trending on the same direction. Tertiary volcanism occurred in this part of the South Apuseni Mountains due to the presence of a least resistance zone, highly fractured and divided (Fig. 1).

Petrology of Tertiary Volcanics

The attempt to systematize the main types of volcanic rocks from this region, partially achieved by other researchers (Savu, Neacșu, 1962; Savu, 1976; Teodoru and C. Teodoru, 1964, 1965, etc.), points to the presence of some rhyolitic rocks and of an andesitic series.

The above mentioned rhyolites occur in a perlitic facies at Basarabeasa (Pl.) in a small outcrop which lies in the basis of the lower volcano-sedimentary complex (Fig. 1). These rocks, unknown till now, seem to represent the oldest volcanics in the region (Middle Badenian?).

The andesitic series formed during three successive stages characterized by three types of rocks: (1) the first stage hornblende and hypersthene \pm augite andesites (Upper Badenian), (2) the second stage mainly pyroxenic andesites (Upper Badenian-Sarmatian) with the following important sequences: augite \pm hypersthene andesites, hypersthene \pm augite andesites; brown hornblende, hypersthene and augite andesites, hypersthene, hornblende and augite andesites; hypersthene and augite andesites, hypersthene, hornblende and augite andesites, brown hornblende, hypersthene and augite andesites, hornblende and hypersthene quartz andesites and (3) the third stage hypersthene and hornblende quartz andesites (Sarmatian-Pannonian?). We note the fact that the last two stages volcanic activity was accompanied by minor microgabbro and microdiorite intrusions (Berbeleac et al., 1979). We also mention that pyroclastic rocks corresponding to hypersthene and augite andesite eruptions are widespread in this region.

The volcanics of the andesitic series may be distinguished especially by slight quantitative modifications of the hypersthene-augite ratio, on the one hand and the ratio between these minerals and hornblende and feldspars, on the other hand. These variations point to the presence, within andesitic series, of numerous subtypes characteristic of the second stage volcanics from the Talagiu caldera (Berbeleac et al., 1977). We note also some characteristic features of some andesites: the hypersthene paramorphoses after augite and vice versa; zoned structures of augite; numerous glass inclusions of feldspar phenocrysts and feric minerals and the presence of some nuclei pointing to exsolution structures (antiperthites) of zoned feldspar phenocrysts. The variation within wide limits of the composition of plagioclase feldspar phenocrysts (30-65% An, frequently 40-55% An) and the abundance in oxidized hornblende and iron oxides of some andesites should be also mentioned.

Interesting quantitative variations were noticed in the feldspar phenocrysts distribution; when they occur in great quantities, the rock gets the aspect of plagiandesites. Both the porphyry textures and the groundmass, which is either vitreous and cryptocrystalline or fine-grained, present slight variations. The andesitic rocks structure is frequently massive, rarely fluidal and drusy or spongy.

Among pyroclastic rocks, the breccias and agglomerates are widespread, while the coarse cinerites and the tuffs are scarce, thin and discontinuous. These rocks consist of angular, rarely subangular, andesites of variable dimensions (5-200 cm Ø) and different compositions included in a grey or white-grey microbreccious or microconglomerate



TA
Chemical Analyses of Some Volcanic

No.	LOCATION	Rock type	%					
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	Runcu Hill	αhpa	54.71	0.97	19.07	3.40	3.79	0.13
2	Iosășel Valley	αahp	54.71	0.95	18.36	4.69	3.57	0.15
3	Tisa Valley	αhpa	55.59	0.91	17.94	4.32	3.87	0.13
4	Trestia Valley	αahp	55.80	0.88	18.28	4.32	3.17	0.15
5	Leasa Quarry	αahp	57.00	0.75	17.94	4.44	2.92	0.12
6	Leasa Quarry	αahp	57.01	0.79	17.82	3.25	4.24	0.16
7	Leasa Quarry	αhpa	57.02	0.75	18.01	4.21	2.87	0.15
8	Valea cea Bună Valley	αahp	57.04	0.82	17.42	4.06	3.87	0.15
9	Virfuri lui Dănilă Peak	αhpa	57.08	0.81	18.02	4.12	3.35	0.15
10	Gura Văii Quarry	αhpa	57.09	0.80	17.92	5.77	1.49	0.14
11	Basarabița Valley	αahp	57.25	0.78	17.28	4.97	2.89	0.15
12	Satu Valley	αhpa	57.26	0.85	17.76	3.61	3.72	0.16
13	Satu Valley (Plescuța)	αhbhrhp	57.36	0.73	18.23	5.79	1.45	0.18
14	Virfuri Quarry	αhpa	57.57	0.75	17.64	3.59	3.94	0.15
15	Ciungani Valley	αahp	58.09	0.72	17.53	3.22	3.93	0.17
16	Tisa Valley	αhpa	58.17	0.72	17.52	3.99	3.34	0.13
17	Brătuleasa Quarry	αhpa	58.28	0.70	17.36	3.84	3.20	0.13
18	Sohodol Valley	αhpa	58.38	0.79	18.11	5.02	1.68	0.12
19	Ciungani Valley	αahp	58.38	0.76	17.51	3.69	3.11	0.12
20	Virfuri Quarry	αhpa	58.40	0.69	17.46	4.46	2.59	0.13
21	Lăpșor Valley	αhpa	58.45	0.72	17.94	2.69	4.05	0.14
22	Lăpșor Valley	αhpa	58.48	0.75	17.90	3.14	3.73	0.15
23	Văratec Hill	αghhp	58.65	0.68	17.96	6.13	1.41	0.14
24	Leasa Quarry	αhpa	58.65	0.74	17.97	5.06	2.18	0.11
25	Leasa Quarry	αhpa	59.01	0.68	17.81	3.26	2.94	0.14
26	Talagiu Valley	αghhp	59.03	0.71	17.36	3.39	2.29	0.12
27	Cutii Valley	αghahp	59.21	0.71	17.44	3.53	3.04	0.15
28	Bâncești Valley	αghbr ahp	59.23	0.80	18.10	6.34	0.74	0.17
29	Talagiu Hill	αghbr hp	59.32	0.70	17.60	3.82	3.19	0.11
30	Valea Bâncești Quarry	αghbr- ahp	59.34	0.62	17.82	4.58	2.04	0.18
31	Fete Hill	αghhpa	59.57	0.60	17.77	3.75	2.50	0.13
32	Runcu Hill	αghpa	59.71	0.70	17.72	3.46	3.04	0.13
33	Tăcășeli Valley	αghpa	59.77	0.67	17.45	4.18	2.10	0.14
34	Cutii Valley	αghhpa	59.82	0.67	17.67	3.98	2.59	0.11
35	Ursu Hill	αghhpa	60.37	0.66	16.87	3.52	3.01	0.14
63	Tărmuri Hill	γ	76.16	0.43	10.53	2.95	0.29	0.036

SYMBOLS: α, andesite; a, augite; h, hornblende; hbr, brown hornblende;



BLE 1

Rocks from the Zarand Mountains

% MgO CaO K ₂ O Na ₂ O P ₂ O ₅ H ₂ O CO ₂ S Fe(S) Σ									
3.98	8.84	1.13	2.81	0.32	1.09	0.03	0.22	0.19	100.18
3.69	8.78	0.84	3.22	0.17	0.46	urme	0.035	0.03	99.655
4.16	8.08	0.79	2.99	0.22	0.76	6.12	0.079	0.06	100.019
3.21	7.95	1.04	3.06	0.26	1.32	0.15	0.23	0.20	100.02
2.69	7.74	0.82	3.29	0.21	1.02	1.06	0.029	urme	100.069
3.88	8.19	1.00	3.05	0.20	0.19	0.13	0.039	0.03	99.979
3.06	7.83	0.84	3.22	0.19	0.78	1.16	0.19	0.09	100.37
3.99	7.42	0.99	2.88	0.25	0.75	0.29	0.11	0.096	100.136
3.59	7.59	1.22	3.13	0.18	0.25	0.47	0.058	0.04	100.058
4.04	7.90	1.18	3.09	0.17	0.49	urme	0.047	0.04	100.167
3.82	7.61	1.18	2.85	0.24	0.74	0.20	0.087	0.073	100.127
3.53	7.63	0.99	2.89	0.19	0.92	0.32	0.047	0.04	99.917
2.77	7.59	0.78	3.44	0.16	1.16	0.47	0.043	0.04	100.193
3.78	7.67	1.17	3.16	0.19	0.35	urme	0.059	0.04	100.029
3.61	7.03	1.36	3.05	0.21	0.20	0.34	0.080	0.070	99.61
3.67	7.55	1.23	2.96	0.20	0.50	urme	0.079	0.05	100.109
3.76	7.20	1.19	3.17	0.22	0.78	0.07	0.080	0.070	100.05
2.66	7.01	1.23	3.11	0.18	1.25	0.38	0.070	0.04	100.03
3.35	7.37	1.29	3.15	0.27	0.39	0.14	0.080	0.070	99.68
3.35	7.54	1.22	3.07	0.24	0.74		0.11	0.096	100.096
3.65	7.38	1.16	3.20	0.16	0.28	0.20	0.072	0.05	100.146
3.34	7.83	1.30	3.15	0.19	0.23	0.25	0.10	0.09	100.03
3.97	6.69	1.28	2.91	0.15	0.90	0.19	0.054	0.05	100.164
2.08	7.80	0.94	3.42	0.19	0.55	0.30	0.033	urme	100.023
3.05	7.04	1.09	3.34	0.18	1.08	0.38	0.059	0.03	100.099
3.46	7.19	0.49	2.88	0.24	1.65	0.13	0.18	0.15	100.28
2.55	7.02	1.25	3.07	0.21	1.39	0.10	0.080	0.070	100.18
2.25	6.66	0.90	3.39	0.16	0.73	0.25	0.040	0.04	99.80
3.19	6.35	1.08	2.82	0.17	1.34	0.20	0.074	0.05	100.014
2.33	6.55	1.48	2.91	0.25	1.68	1.22	0.065	0.056	100.121
2.73	7.29	1.13	2.99	0.16	1.16	0.10	0.055	0.05	99.98
3.03	6.83	1.17	3.17	0.23	0.72	0.11	0.097	0.084	100.201
2.76	7.24	0.90	2.97	0.16	1.23	0.12	0.21	0.035	99.81
2.46	7.21	1.19	3.25	0.24	0.78	0.18	0.074	0.064	100.288
3.34	6.55	1.31	2.83	0.18	1.02	0.13	0.059	0.04	100.029
0.97	3.44	0.38	1.29	0.087	3.08	0.24	0.065	0.056	100.004

fp, hypersthene; γ, rhyolite

rich in rock fragments and volcanic minerals. We note the lack of crystalline schists fragments, and Mesozoic eruptive rocks from the pyroclastic rocks of this region. These rocks are characterized by the presence of stratified structures and of some sequences of sedimentary and epiclastic andesitic rocks (marls, clays, gravels and andesitic conglomerates, etc.) as well as by their relatively concentric arrangement against the emission centers from the Talagiu and Gura Văii — Iosăsel calderas.

The parallel between the products of the Tertiary volcanic activity from this region and those from the Brad-Săcărîmb zone in the Metaliferi Mountains reveals the following aspects: in both regions the volcanism had a synchronous development of different intensity, during the Badenian-Pannonian ? interval; the Badenian rhyolites and pyroxenes amphibole andesites from Zarand correspond to the first cycle volcanics from the Metaliferi Mountains (Ianovici et al., 1969, 1976); pyroxenic andesites (Badenian-Sarmatian) from the Zarand Mountains are not encountered in the Metaliferi Mountains, only andesites and quartz andesites being known here (Cioflica et al., 1966; Berbeleac, 1966; Ianovici et al., 1969); quartz andesites (Sarmatian-Pannonian) little spread in the Zarand Mountains may be equated, from the petrographic, petrochemical and eruption time points of view, with the Barza quartz andesites from cycle II, stage II widespread in the Metaliferi Mountains (Ghitulescu, Socolescu, 1941; Ianovici et al., 1969; Berbeleac, 1975) (Fig. 1).

This comparison shows also that the maximum intensity of volcanic activity from the two regions was attained at different moments; as compared to the Zarand Mountains (Sarmatian) it had a more recent manifestation (Sarmatian-Pannonian) in the Brad-Săcărîmb zone. This fact demonstrates that the volcanism from the Săcărîmb-Brad-Talagiu-Iosăsel volcano-tectonic alignment developed in time from NW to SE and in the Zarand Mountains its cessation coincided with its maximum intensity in the central part of the Metaliferi Mountains.

Petrochemistry of Tertiary Volcanics

Petrochemical investigations take into account the fresh andesitic rocks for which 35 chemical (Tab. 1) and spectral (Tab. 2) analyses are discussed.

We note the fact that besides petrological information, previous studies (Savu, Neacșu, 1962; Savu, 1976) give some data on the andesitic rocks chemistry.

As regards the rhyolitic rocks of this region we mention that the only chemical and spectral analysis we dispose of, prevents us from discussing about the generating magma chemistry. Therefore we are going to refer almost exclusively to the geochemical characteristics of andesitic rocks, giving information on the nomenclature, differentiation and origin of magmas.

The study of the SiO_2 (54.71-60.37%) and K_2O (0.49-1.36%) variation of analysed andesitic rocks demonstrates that they may be assigned to group II — "silica" poor andesites (53-56% SiO_2 and



TABLE 2

Spectral Analysis of Some Volcanic Rocks from the Zarand Mountains

No.	Zr	Y	Yb	Ga	Sc	V	Cr	Ni	Co	Mo	Pb	Cu	Zn	Sn	Ba	Sr	La
1	82	21	2.7	18.5	27	245	25	14	15	1	6.5	100	260	<1	225	420	24
2	100	24	3.1	15	24	210	10	14	16	<2	4	46	105	<2	130	275	
3	105	29	2.8	19	32	340	39	23	18	2	8.5	53	140	—	140	370	
4	95	23	3	18	22	215	22	11	13.5	4	6.5	110	270	3	230	440	18
5	130	32	3.4	8.5	21	220	8	12	10.5	2	6	40	440	—	165	4.30	
6	80	23	3.2	21	25	260	15	12.5	11	<2	7	70	95	<2	220	450	
7	125	30	3.1	21	17.5	180	7	10	9.5	1	11	35	300	—	140	390	
8	86	22	2.7	17.5	28	210	15	10	14	2	9.5	120	260	<1	225	390	24
9	135	30	2.7	21	25.5	255	20	12	14	1	13.5	41	140	7.5	220	260	
10	110	23	2.4	14	28	200	36	21	25	—	13.5	46	205	2.5	230	380	
11	105	22	2.3	17.5	23.5	175	35	12.5	19	<1	12	57	195	4	270	360	40
12	90	29	4	27	19	170	9	9.5	8	<2	10	43.5	95	<2	200	275	
13	60	32	2.3	8	10	80	4.5	5	7	<2	4	15	85	<2	160	250	
14	130	25.5	27	21	27	275	23.5	18	15	1	14	44.4	150	—	260	350	
15	100	20	2.3	18	19	160	34	12	16	<1	8	45	185	3	370	410	34
16	130	26	2.7	21	28	275	27	17	13.5	1	11	78	140	—	240	370	
17	100	25	2.6	19	20.5	165	23	14	11.5	<1	6	23	230	2	260	320	32
18	115	26.5	3.2	9.5	16	210	9	6	7.5	0.9	4	16	340	—	200	300	
19	105	22	2.6	19	22	190	23	11.5	16	<1	7.5	45	205	3.5	230	370	40
20	115	25	2.6	21	22	190	56	20	11.5	<1	6	73	245	2	295	350	36
21	140	30	2.8	20	25	210	27.5	17	13.5	1	28	52	130	9	240	360	
22	135	26.5	2.8	20	21	200	9.5	9.5	11	1	13	29	120	5.5	260	400	
23	130	17	2	16.5	20	150	—	12	18	—	9.5	42	180	<2	360	350	
24	110	25.5	2.9	2.3	16	17.5	5.5	10	7	1	11	21	300	—	180	400	
25	130	29	3.2	11.5	13	125	5	7.5	7	1	6	22	360	—	170	300	
26	100	20	2.5	17	19	165	12.5	10	12	1	6.5	24.5	260	1	135	280	
27	115	21	2.8	18	14	130	5.3	8	9.5	10	21	30	260	1	290	310	18
26	100	20	2.5	17	19	165	12.5	10	12	1	6.5	24.5	260	1	135	280	
28	125	32	4.2	19.5	14	115	15	9	7.5	<2	6	22	100	<2	230	270	
29	105	21	2.5	11.5	16	150	14	10	9.5	1	6	50	250	—	280	340	
30	130	22	2.8	16.5	17	120	5.5	5	9	1	5.5	60	235	2	355	300	24
31	100	32.5	3.3	17.5	16	143	8	9	11	<2	7	15	95	<2	320	390	
32	120	22	2.8	18	17.5	160	33	7.5	10	7	7.5	39	260	2.5	260	230	24
33	52	25	2.3	13.5	12	100	5	6	7.5	<2	5	42	72	<2	300	330	
34	110	22	2.9	18	15	130	23	4.5	9	4	43	29	260	1.5	280	320	
35	120	22	2.4	19.5	23	185	62	16	11.5	1	12.5	39	106	—	300	300	



0.7-2.5% K₂O) of Taylor's classification (1968, 1969). The same rocks projected on the QAP diagram (Fig. 3) enter the field of andesitic basalts and quartz andesites (Streckeisen, 1967).

Having in view both these facts and the mineralogical data, the rocks of the andesitic series from this region may be assigned to three

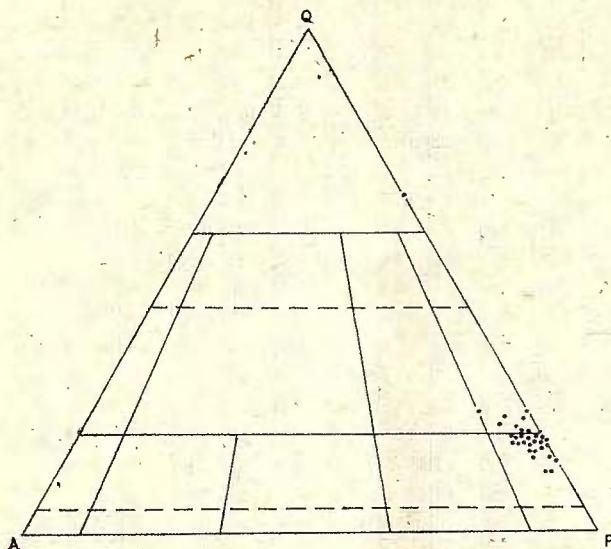


Fig. 3. — QAP diagram.

main groups : (1) basaltic andesites (< 56% SiO₂), (2) andesites (< 59% SiO₂) and (3) quartz andesites (< 62% SiO₂).

A detailed study of the main oxides belonging to the three mentioned andesitic rocks groups indicates an increase of Si, K and Na oxides and a decrease of Ti, Al, Mg and Ca oxides as the basaltic andesites pass to quartz andesites ; there are no significant variations in the values of the other oxides. The distribution of the main oxides and of minor elements within the andesitic rocks and the analysed rhyolite against the Nockolds-Allen index is very well illustrated on the diagram on Figure 4. The latter demonstrates that during the magmatic differentiation process the oxides as well as the micro-elements showed different values, as follows : SiO₂ and Ba increase, Al₂O₃ is relatively constant and K₂O and Na₂O slightly increase as the NA index increases, while the other oxides and microelements, except Cr, decrease considerably as the NA index increases. There are frequent exceptions to this general variation tendency, manifested especially by the SiO₂, Ga, Sr, Ba, Ni, Co, V and Cu dispersion within a large field. It is to be noted that Cr exhibits the largest dispersion. All these facts suggest the existence of different sources for some andesitic rocks ; the same would be true of the rhyolite from Basarabeasa. It is also possible that during the Tertiary magmatism evolution in the Zarand Mountains the chemism modifications might be of primary nature, this being probably also partially due to some contamination processes.

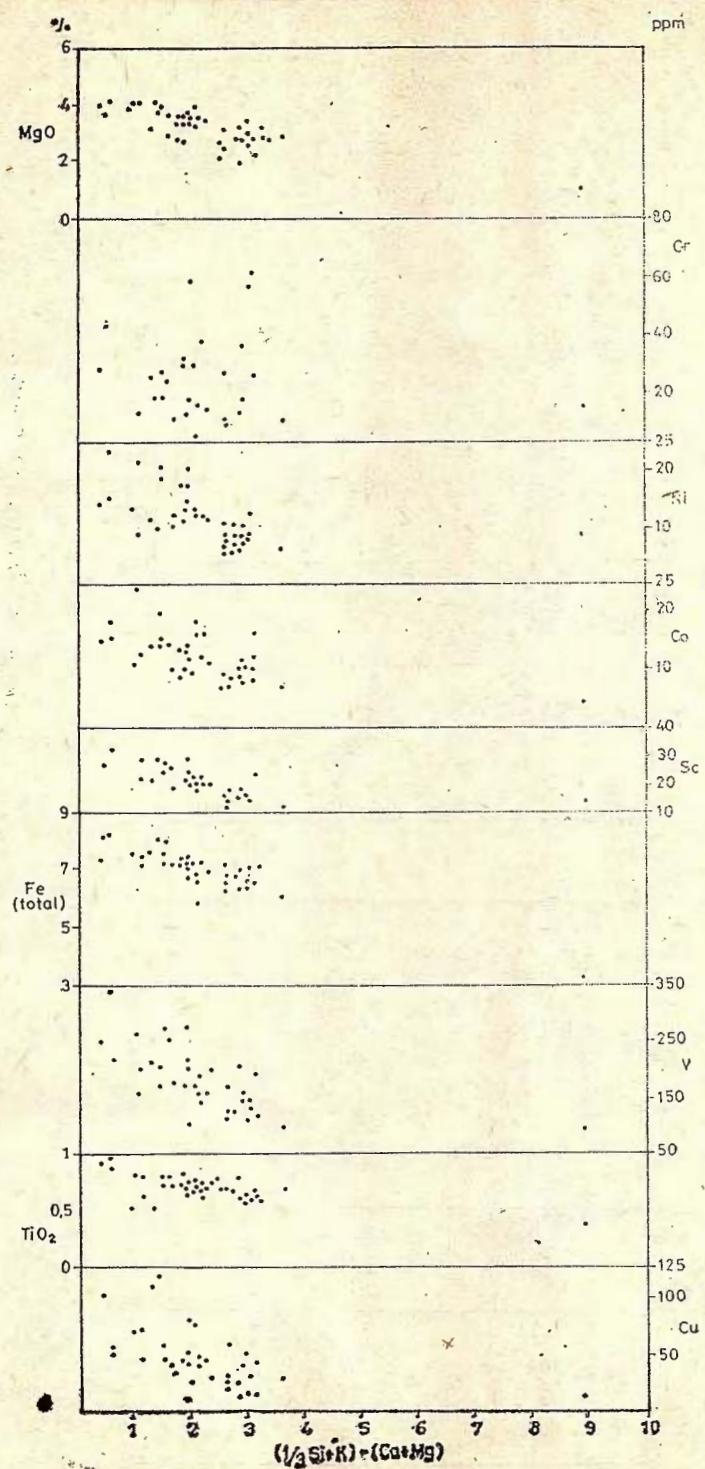
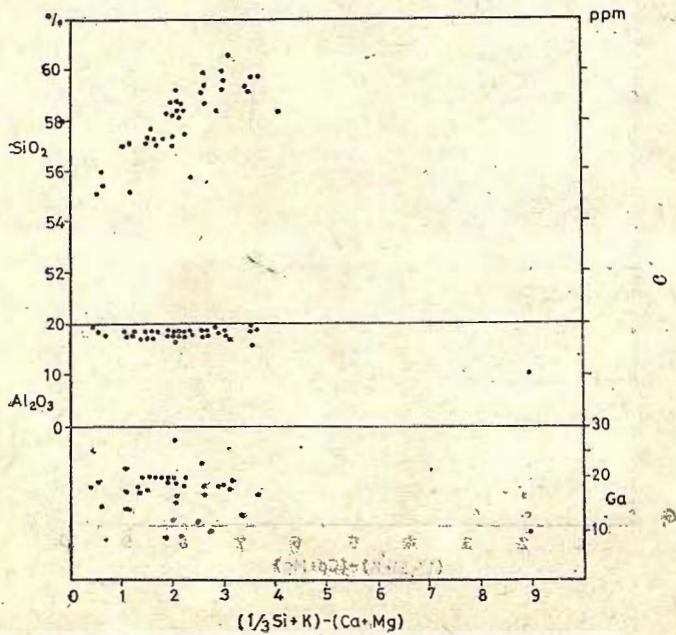
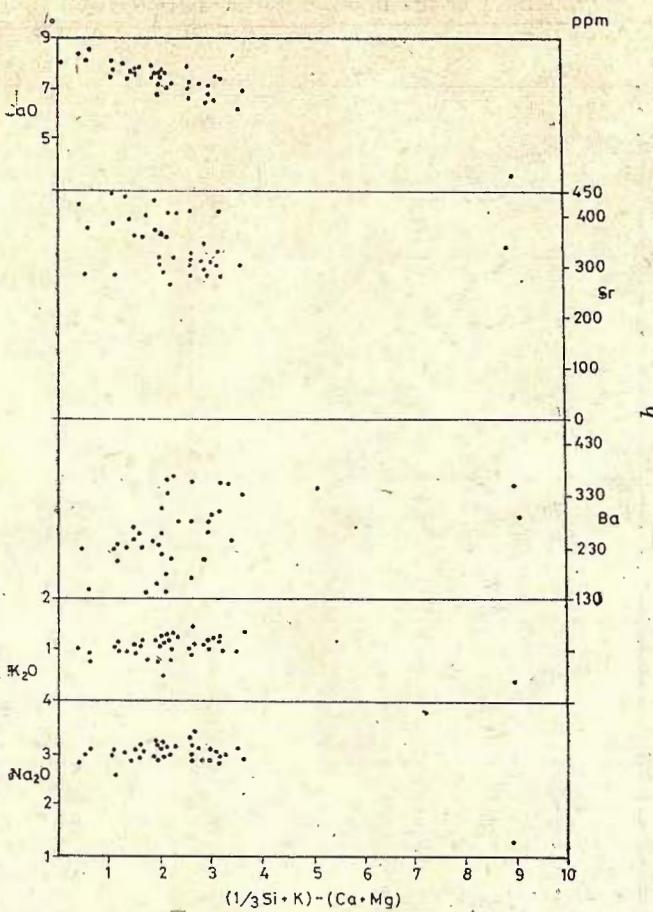


Fig. 4. — Nockolds-Allen diagram.



In a previous study, Berbeleac et al. (1978) underline the strong calc-alkaline character of the volcanics from the Zarand Mountains and point out the similarity between their petrochemical features and those

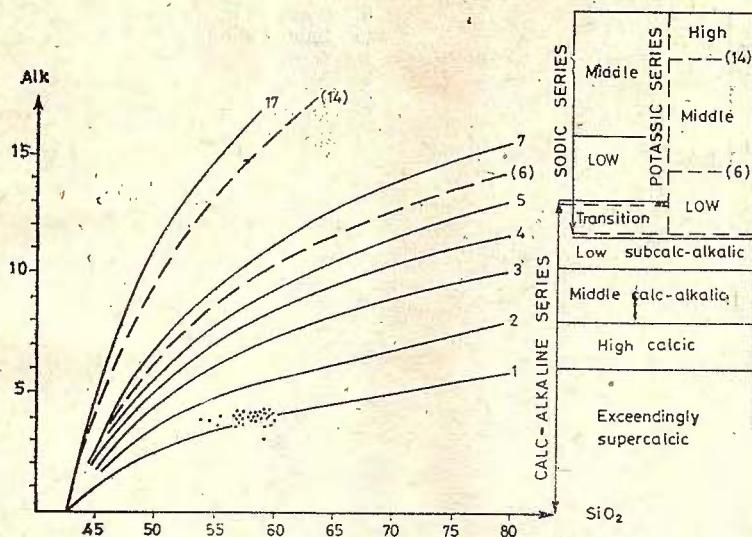


Fig. 5. — Alkalies-silica diagram (according to Pichler, Werner, 1969).

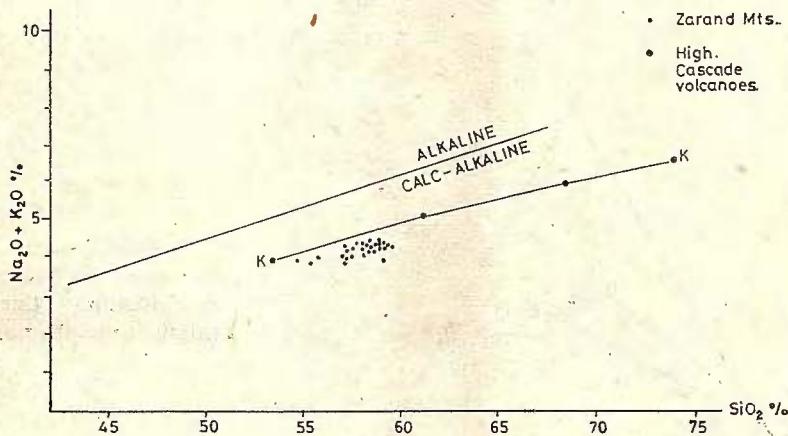


Fig. 6. — Na₂O + K₂O — SiO₂ diagram.

of the calc-alkaline andesitic rocks series from the Izu-Bonin, Asama (Miyashiro, 1974) and Izu-Hakone (Kuno, 1969) island arcs, the Cascades Mountains from the U.S.A. (Gorshkov, 1969) and New Britain (Car-michael et al., 1974). The affiliation of the volcanics in the region to the calc-alkaline province is pointed out on the diagram on Figures 5-8.

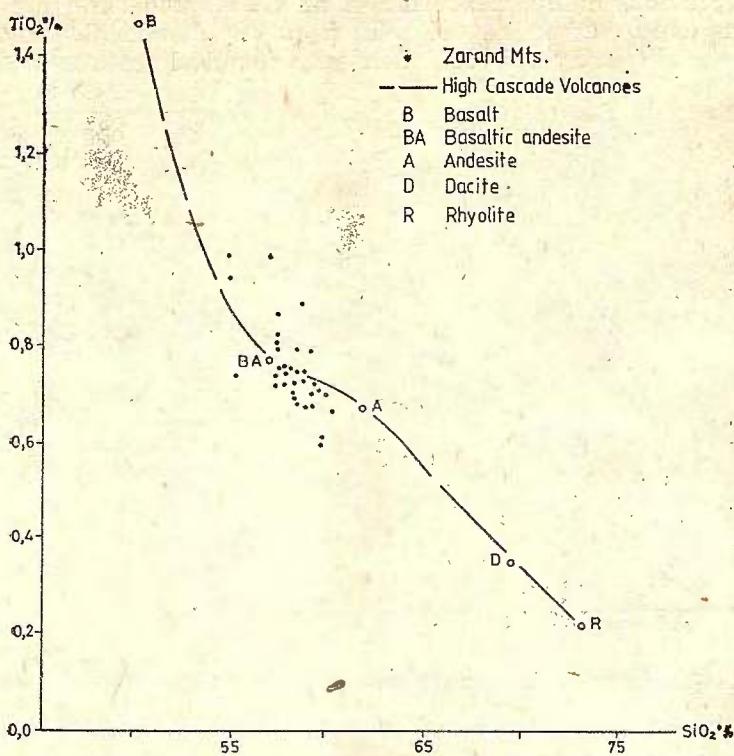
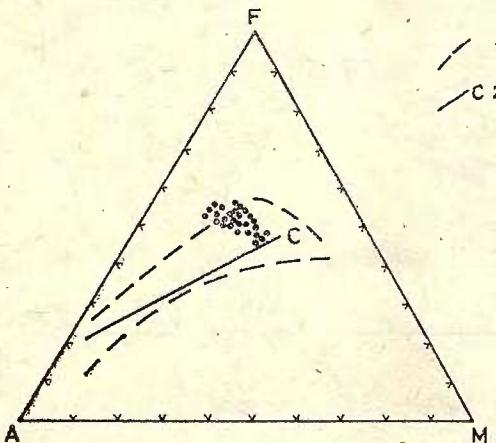
Fig. 7. — TiO_2 — SiO_2 diagram.

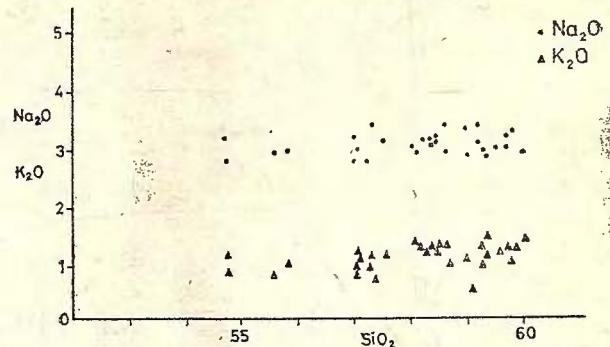
Fig. 8 — AFM diagram.
1, calc-alkaline field;
2, calk-alkaline line
(according to Kuno,
1969).

On the alkalis-silicas diagram (Fig. 5) the analysed rocks belong to the extreme supercalcic and strong calcic field (Pichler and Werner, 1969), while Figures 6 and 7 show that they had a similar petrochemical evolution to that displayed by the segment situated between the andesitic basalts and andesites from the Cascades Mountains (Gorshkov,

1969, Carmichael et al., 1974). The same calc-alkaline character of the andesitic rocks in the region is also illustrated on the AFM diagram (Fig. 8) where, with a few exceptions, they are projected in the calc-alkaline field of the hypersthene rocks series (Kuno, 1969).

Petrochemically, the Tertiary volcanics from the Zarand Mountains are also characterized by a slight K_2O and Na_2O variation, namely between 1-3% (Fig. 9) as compared to the SiO_2 increase.

Fig. 9. — $Na_2O + K_2O$
— SiO_2 diagram.



Concerning the minor and trace elements of the analysed volcanics we find that, in agreement with other authors (Nockolds and Allen, 1954; Floyd and Winchester, 1975; Winchester and Floyd, 1977, and others), these rocks may be successfully used in the classification of various products of the magmas series and in establishing the differentiation degree.

This is possible due to the "immobile" character especially of the Ti, Zr, Y, Nb, Ce, Ga and Sc during the secondary alteration processes

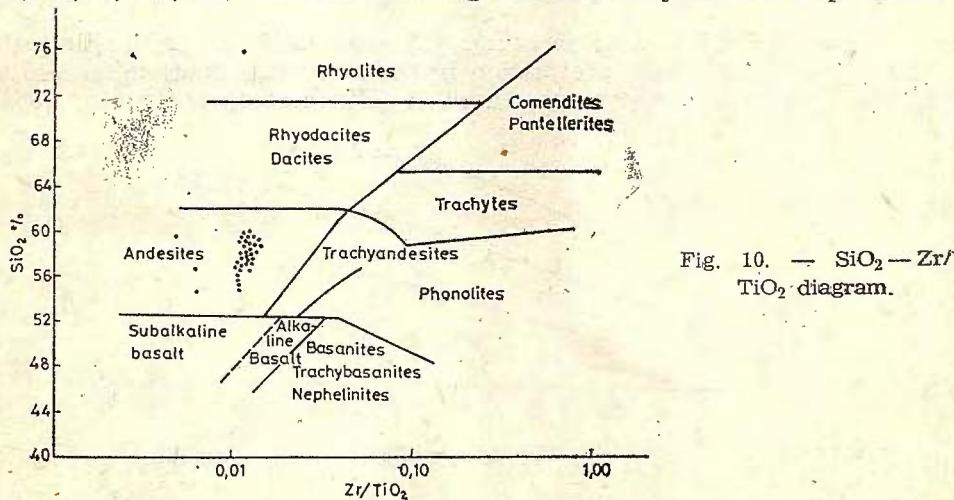


Fig. 10. — $SiO_2 - Zr/TiO_2$ diagram.

and the change in their amount with progressive magma differentiation. Having in view all these facts, the analysed volcanics were projected on the SiO_2 -Zr/TiO₂ (Fig. 10) and SiO_2 -Nb/Y (Fig. 11) diagrams. The

two mentioned diagrams illustrate both the calc-alkaline character of generating magmas and their low differentiation degree, expressed by the slight increase of the Zr/TiO_2 and Nb/Y ratios as compared to the SiO_2 increase. These observations agree with the data provided by Winchester and Floyd (1977).

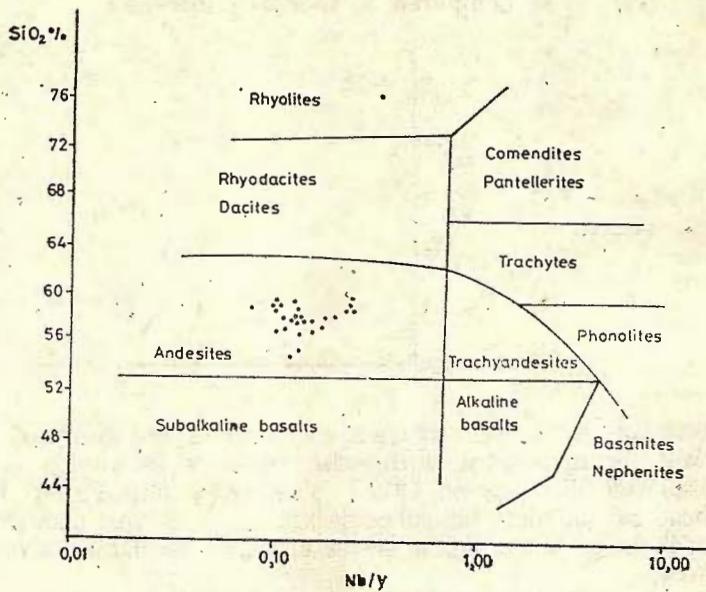


Fig. 11. — SiO_2 — Nb/Y diagram.

The K_2O-SiO_2 diagram (Fig. 12) was used for estimating the magma formation. The information provided by this diagram, according to its authors and those who used it (Hürrtherton, Dickinson, 1969;

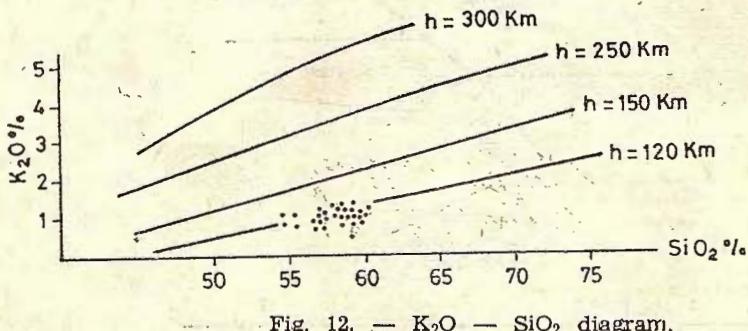


Fig. 12. — K_2O — SiO_2 diagram.

Minkovich, Hays, 1972, in Jung et al., 1974) is only informative. Thus the K_2O-SiO_2 diagram indicates that the andesitic magma formed at various depths, frequently between 100-120 km, while the rhyolites source was at the depth of about 10-20 km.



Conclusions

The volcanic activity from the eastern part of the Zarand Mountains manifested during the Badenian-Pannonian?. It had a predominantly explosive character and started in the Badenian by eruptions of rhyolites and amphibole andesites with pyroxenes (Fig. 12). The volcanic activity showed its maximum intensity during the Sarmatian-Pannonian? and probably ended during the Pannonian. Its products represent an andesitic series consisting of basaltic andesites, pyroxenic andesites ± amphibolites and quartz andesites in the Sarmatian-

TABLE 3

Volcanic Tertiary Rocks, Their Age and Correlation in the Apuseni Mountains

Age		Zarand Mountains	Metaliferi Mountains ¹	Mureş Valley depression
	Eruption cycle			
Sarmatian	Pontian-Upper Pliocene	Cycle III	Basaltic andesites (Detunata type), andesites, pyroxenic quartz andesites and hornblende (Rotunda, Surligata type)	Basaltic pyroxenic andesites
	Panno- nian	Diorite Quartz andesites (Barza type)	Hornblende quartz andesites and biotite (Cetraş type)	
	Cycle II	Quartz andesites (Barza type) Pyroxenic andesites Microgabbros Amphiboles and pyroxenes andesites Pyroxenic andesites	Quartz andesites with hornblende and pyroxenes (Barza type), quartz andesites with hornblende, pyroxenes and biotite (Săcarimb type)	Pyroxenic andesites Amphiboles and pyroxenes andesites Amphibole andesites Quartz andesites-biotite amphibole andesites
Badenian	Cycle I	Pyroxenic andesites Basaltic pyroxenic andesites Amphibole andesites with pyroxenes Basarabeasa type rhyolites (perlites)	Andesites, hornblende and biotite quartz andesites (Cîinel type) and dacites (Roşia Montană type) Andesites, hornblende + pyroxenes quartz andesites Rhyolites and rhyodacites (Băiţa-Almaşu Mare-Roşia Montană type)	Biotite andesites Ignimbrites (Pojoga type)

¹ According to Iano vici et al. 1976; ² According to Pe litz, Urca n, 1972.

Pannonian? period. Numerous structural-textural but, especially mineralogical variations marked by the nature and distribution of the feric and leucocratic minerals were noticed among the pyroxenic andesites.



A parallel regarding cycles and ages between the volcanic activity in the region (Fig. 1) and that known in the Metaliferi Mountains (Iancovici et al., 1969, 1976) and the Mureş Valley depression (Peltz and Uncan, 1972), illustrated in Table 3, points out the following aspects : with a few exceptions, the volcanic activity manifested during the Badenian-Sarmatian may be applied to all the mentioned regions ; during the Pannonian, the volcanic activity from the Apuseni Mountains manifests variously, being absent in the Mureş Valley depression and weakly developed in the Zarand Mountains, while the maximum intensity manifests in the Metaliferi Mountains ; during the Pontian-Upper Pliocene (cycle III) the volcanic activity seems to have manifested only in the Metaliferi Mountains and the Mureş Valley depression ; the differentiated products of Tertiary volcanism show, with a few exceptions, remarkable similarities within cycles I and II from the Zarand Mountains and the Mureş Valley depression (Fig. 1), the individual features being characteristic of the Metaliferi Mountains (Tab. 3) ; the volcanic products from the east resemble those from the west of the Zarand Mountains (Istocescu, 1971) ; in all the three regions the magmas had a calc-alkaline character and the differentiation manifested in a classic way : basaltic andesites — andesites — dacites and rhyolites and, finally, the postvolcanic-metallogenetic events occur especially at the level of cycle II, reaching a maximum intensity in the Metaliferi Mountains region.

Concerning the origin of the magmas from the Zarand Mountains, we accept the hypothesis adopted by Rădulescu and Săndulescu (1973) and Rădulescu (1976) on the explanation of the alpine magmatites genesis from the Apuseni Mountains, formed in the subduction zone.

REFERENCES

- Berbeleac I. (1966) Considerații privind vîrstă eruptivului terțiar din regiunea Porcurea-Săliște-Hărțăgani (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. geol.*, LII (1964-1965), 1, 11-22.
- (1975) Studiul petrografic și metallogenetic al regiunii Vălișoara (Porcurea) (Munții Metaliferi). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLIV, 1-189, București.
- Vanghele I., Neacșu G. (1975) Asociații de tip argilic în cadrul alterărilor hidrometasomaticice de la Talagiu (munții Zarand). Lucrare ținută la a 2-a Conferință Națională a argilelor.
- (1976) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Zămîrcă A., David M., Giușcă R. (1977) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Tiepac I., Zămîrcă A., David M., Vanghele I. (1978) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Zămîrcă A., David M., Vanghele I., Tiepac I. (1979) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.



- Caravețeanu C., Nica B. D., Vulpescu, Marcosanu I. (1979) Report, the archives of the Geological and Geophysical Prospection Enterprise, Bucharest.
- Carmichael E. S. I., Turner J., Verhoogen J. (1974) Igneous Petrology, 724, New York.
- Ciofliță G., Istrate Gh., Popescu Gh., Udubașa Gh. (1966) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *St. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.*, 11, 1, 171-182, București.
- Floyd P. A., Winchester J. A. (1975) Magmatic type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 211-218.
- Ghitulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *Ann. Inst. Géol.*, XXI, 181-463.
- Gorshkov S. G. (1969) Geophysics and petrochemistry of andesite volcanism of Circum Pacific. *Lett. Proceedings of andesite conference. Bul.* 65, 91-98, Oregon.
- Iaňovici 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. 742 p., București.
- Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Ed. Acad. R.S.R., 631 p., București.
- Istocescu D. (1971) Studiu geologic al sectorului vestic al Bazinului Crișului Alb și al ramei Munților Codru și Highiș. *St. tehn. econ. Inst. Geol.*, Seria J, 8, 201, București.
- Jung D., Jursten M. O. C., Tarkian M. (1974) Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of Afro-Arabian under the Eurasian plate. *Intern. Symp. on the Afar Region and Related Rift Problems*, vol. II, 175-182.
- Kuno H. (1969) Andesite in time and space. *Proceedings of the andesite conference. Bul.* 45, 13-20, Oregon.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rocks series in island area and active continental margins. *Ann. Jour. of Scien.*, 274, 321-335.
- Nockolds S. R., Allen R. (1954) Geochemistry of some igneous rock series, II, geochem. *Cosmochim Acta*, 5, 245-285.
- Peltz S., Urcan T. (1972) Vulcanismul neogen din extremitatea sud-vestică a Munților Metaliferi și metalogeneza asociată. *D. S. Inst. geol.*, LVIII (1972), 2, 53-77, București.
- Pichler H., Zeil W. (1969) Andesites of the Chilean Andes. *Proceedings of the andesite conference. Bul.* 65, p. 165-174.
- Rădulescu D. P. (1976) Vulcanii, astăzi și în trecutul geologic. Ed. tehn., București.
- Săndulescu M. (1973) The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 153.
- Savu H. (1976) Andezitul piroxenic de la Vîrfuri. *D. S. Inst. geol.*, LVIII (1974-1975), București.
- Neacșu Gh. (1962) Vulcanismul neogen din bazinul Zarandului (Munții Apuseni). *D. S. Inst. geol.*, XLVIII (1960-1961), 345-358, București.
- Streckeisen L. A. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *M. Yb. Miner. Abh.* 107, 2, 144-214.

- Taylor R. S. (1968) Geochemistry of andesites. In Origin and Distribution of the Elements. Edited by Ahrens 559-586, Oxford.
- (1969) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Proceedings of the andesite conference Bul.* 65, 43-59, Oregon.
- Teodoru I., Teodoru C. (1964, 1965) Report, the archives of the Geological and Geophysical Prospection Enterprise, Bucharest.
- Teodoru C., Intorsureanu I. (1966) Report, the archives of the Geological and Geophysical Prospection Enterprise, Bucharest.
- Winchester J. A., Floyd P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-343.



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

ANDEZITELE PIROXENICE DE ARŞIȚA
— UN TIP DISTINCT DE MAGMATITE NEOGENE
DIN REGIUNEA BAIA BORȘA (MUNTII MARAMUREȘULUI)¹

DE

TUDOR BERZA², ROSETTE IANC², IRINA BRATOSIN²

Pyroxenic andesites. Arșița Andesites. Neogene. Hypabyssal intrusions. Petrochemistry. East Carpathians. Maramureș Mts. Țigănaș-Tiganu. Neogene eruptive.

Abstract

The Arșița Pyroxenic Andesites — a Distinct Type of Neogene Magmatites from the Baia Borsa Region (Maramureș Mountains). Several small bodies of brown hornblende pyroxenic andesites crop out a few kilometers west of the Țiganul-Toroiağa-Piciorul Caprei Mts hypabyssal intrusions (south-east of the Maramureș Mts). Due to their mineralogical and geochemical characteristics, in respect to the eastern intrusions, they have been recognized as a distinct type — the Arșița andesites.

Ansamblul de intruziuni hipabisice din masivul muntos Țiganul-Toroiağa-Piciorul Caprei (sud-estul munților Maramureșului), cunoscut anterior în literatura geologică sub denumirea de lacolitul Toroiağa, se învecinează spre sud și vest cu un alt roi de corpuri andezitice care formează, la prima vedere, o coroană de apofize satelite ale grupării principale. În completarea studiului petrologic și metalogenetic al magmatitelor din munții Țiganul-Toroiağa-Piciorul Caprei (Berza et al. 1978, 1979, 1980 a, b), am cercetat și intruziunile periferice menționate, ajungând astfel la o vedere unitară asupra produselor magmatismului neogen din regiunea Baia Borsa, zonă mai puțin cercetată în raport cu restul provinciei eruptive neogene din Carpații Orientali.

¹ Depusă la 11 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 13 aprilie 1981, comunicată în ședința din 16 aprilie 1981 organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureș“.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București 32.



Intruziunile pe care le prezentăm (fig. 1) care aflorează în ambii versanți ai râului Cisla, aval de confluența cu pîrîul Secu, și în extremitatea sudică a bazinului pîrîului Novăț, nu au făcut pînă în prezent obiectul unor studii mai aprofundate. Totuși, unele lucrări referitoare la magmatitele neogene din regiune le înglobează și pe acestea. Astfel, Zapalowicz a publicat în 1886 prima hartă geologică din regiune, la

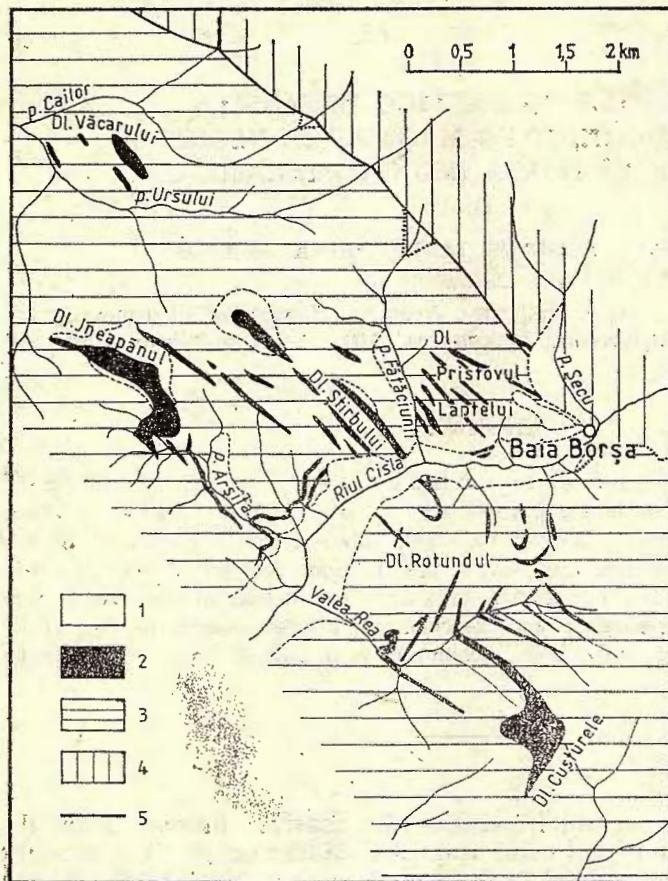


Fig. 1. — Schiță geologică a bazinului inferior al Cislei (cu completări după Zincenco, 1970 și Szász, 1980, date inedite). Cuaternar. 1, aluvioni, grohotișuri; Pontian ?; 2, andezite pyroxéniques de Arșița; Paleogen-Cretacic superior; 3, gresii, argile, marnes; Paleozoic inferior; 4, sisturi cristaline; 5, fălăie.

Esquisse géologique du bassin inférieur de la rivière Cisla (complétée selon Zincenco, 1970 et Szász, 1980, données inédites).

Quaternaire. 1, alluvions, éboulis; Pontien ?; 2, andésites pyroxéniques d'Arșița Paléogène-Crétacé supérieur; 3, grès, argiles, marnes; Paléozoïque inférieur; 4, schistes cristallins; 5, faille.

scara 1 : 50.000, pe care apar rocile eruptive din zonă (Szöke, 1962). Socolescu (1948, 1952) a realizat o hartă la scara 1 : 20.000, pe care a separat majoritatea corpurilor ce vor fi discutate mai jos, iar Dimitrescu (1952, 1955) a recartat această regiune (la scara 1 : 10.000), observând faptul că majoritatea intruзиunilor ce străbat depozitele paleogene la vest de Baia Borșa corespund unor andezite cu augit și hornblendă brună. Szöke (1962) a cartat (la scara 1 : 25.000) partea sudică a intruзиunilor din munții Toroaga-Picioarul Caprei, figurind și partea vestică a zonei de aflorare a andezitelor din Arșița. Aceste andezite au mai fost separate și de cercetătorii care s-au ocupat de studiul depozitelor paleogene din regiune: Dicea et al. (1980) și Szász (1974, 1980 — comunicare verbală)³,

Berza et al. (1980 b) au recunoscut în regiunea cuprinsă între Cisla și Vaser, în cadrul magmatitelor hipabisice neogene, cinci petrotipuri (andezitele cuartifere de Novicior, andezitele de Toroia, dioritele cuartifere porfirice de Secu-Novăț, andezitele cuartifere de Vertic și andezitele de Picioarul Caprei), corespunzătoare la cinci faze de intruziune distințe, întregind imaginea elaborată de Socolescu (1952), care identificase numai trei faze de intruziune. Pe cea mai mare parte a zonei de aflorare, produsele celor cinci faze se întrelapă reciproc în ordinea dată mai sus, alcătuind un ansamblu multiplu de intruziuni cu orientare generală NW-SE, pe o lungime de 15 km și o lățime maximă de 5 km. Din punct de vedere al compoziției mineralogice și chimice, cele cinci tipuri de roci au multe caractere comune, care justifică interpretarea intruziunilor succesive ca reprezentând ascensiuni distințe ale unor magme provenite dintr-o cameră magmatică în curs de diferențiere. Aceleași roci au fost recunoscute și la sud de Cisla (Berza et al., 1981), în cadrul unor corpuri situate în directă prelungire a celor de la nord de acest râu, sau ca străpungeri distințe (dealul Măgura, pîrul Cercănelul).

În bazinul inferior al Cislei apar numeroase corpuri mici de andezite care diferă mult de rocile intruziunilor principale din munții Țigănu-Toroia-Picioarul Caprei-Măgura. După cum a remarcat și Dimitrescu (1955), cel mai adeseori aceste andezite sunt piroxenice, avînd fenocristale de plagioclaz, hipersten, augit și hornblendă brună și o pastă micro- sau criptocristalină. O caracteristică a acestor roci este habitusul acicular al hornblendei și prezența unor enclave centimetrice alcătuite aproape în exclusivitate din cristale idiomorfice milimetrice sau centimetrice de hornblendă.

În versantul drept al Cislei, între confluența cu pîrul Secu și cea cu pîrul Fătăciunii, apar numeroase dyke-uri, orientate NW-SE, de roci porfirice cu indice de culoare mai scăzut, alcătuite din fenocristale de plagioclaz, hornblendă brună ± puțin piroxen și quart și o pastă microcristalină. Deși aceste dyke-uri au un chimism mai acid, prezența piroxenilor, a hornblendei brune și a enclavelor de hornblende mari, pe de-o parte, și absența sau apariția subordonată a biotitului, pe de altă parte, ne fac să includem și aceste roci mai acide la același grup. Deoarece valea Arșitei oferă deschideri excelente ale acestor andezite piroxenice, le separăm ca andezite de Arșita.

Andezitele piroxenice de Arșita aflorează sub forma a nenumărate corpuri cu lungimi de la metri pînă la 2 km și grosimi pînă la 200 m, uneori cu forme capricioase, alteleori alungite pe direcția NW-SE, avînd caracterul unor dyke-uri verticale (dealurile Știrbului, Văcarului, Pristovul Laptei). Unele dintre aceste corpuri tabulare străbat suborizontal depozitele paleogene cutate (dyke-ul orizontal din versantul drept al Cislei, în dreptul confluenței cu pîrul Arșita), sau au înclinări conforme cu poziția depozitelor paleogene, reprezentând sill-uri (versantul drept al Arșitei, Valea Rea). La scară mai mare, se remarcă faptul că toate aceste corpuri apar într-o zonă alungită NW-SE (paralel cu intruziunile din Toroia) pe 8 km, cu o lățime maximă (pe Cisla) de 3 km.

Un corp andezitic care aflorează în creasta dintre afluenții Bistriței și cei ai Vișeului, la 3 km nord de Prislop (Patrulius et al., 1967; Zincenco, 1970; Kräutner et al., 1974) este alcătuit din andezite asemănătoare cu andezitele de Arșița, cu fenocristale de plagioclaz, hornblendă brună și clinopiroxen și o pastă vitroasă; și aici am observat enclavele caracteristice cu hornblende mari, astfel încât atribuim și acest corp fazei Arșița, fără însă a susține existența în profunzime a unei continuități între corpul de pe Cisla (vizibil la zi doar prin apofize) și acest corp, care aflorează la o distanță de 12 km spre est de cele mai estice iviri din zona Cisla.

Lipsa unor relații directe între andezitele piroxenice de Arșița și produsele celor cinci faze de intruziune pe care le-am recunoscut în regiunea Țiganul-Toroiaga-Piciorul Caprei-Măgura nu ne permite situația exactă a fazei Arșița în raport cu fazele amintite. Totuși, în cariera veche de la podul peste Cisla din Baia Borșa, M. Borcoș a remarcat în andezitele cuartifere cu hornblendă brună (tipul mai acid al fazei Arșița) o enclavă de roci hidrotermalizate și impregnate cu pirită, asemănătoare cu dioritele de Secu (comunicare verbală, 1978). Această observație arată vîrstă mai nouă a andezitelor de Arșița în raport cu faza a treia din regiunea Toroiaga, dar caracterele mineralogice și geochemice distincte ale andezitelor piroxenice de Arșița ne fac să le considerăm ulterioare tuturor celor cinci faze amintite. Contrastul mineralologic permite chiar atribuirea lor altui ciclu de intruziuni, despre a cărui vîrstă reală nu avem încă nici o informație.

Astfel, andezitele de Arșița se remarcă macroscopic prin abundența unor fenocristale mici de plagioclaz (< 1 mm) și a unor hornblende aciculare negre. Atunci cînd andezitul este proaspăt roca este neagră, dar în general alterația supergenă imprimă rocilor o culoare brună, sau chiar albicioasă. Dyke-urile cele mai estice, bine deschise în carierele din dealul Pristovul Laptelui (versantul drept al Cislei, între confluența cu pîrîul Secu și cea cu pîrîul Fătăciunii), se deosebesc puțin de restul andezitelor de acest tip, avînd un colorit mai deschis datorat scăderii ponderii maficelor.

O caracteristică deja amintită a andezitelor de Arșița este prezența, pe lîngă obișnuitele enclave de corneene (cu biotit și sillimanit) provenite din învelișul sedimentar, a frecventelor enclave centimetrice amfibolice. Acestea au o oarecare variație compozițională: numai hornblendă sau hornblendă și puțin plagioclaz, dar diferă mult în privința lungimii prismelor de hornblendă (de la 1-2 mm, prin toate taliile intermediare, pînă la 5 cm), fără nici o relație cu amfibolii rocii gazdă, care au întotdeauna o lungime maximă de 5 mm. Un alt tip de enclavă, care apare însă mai rar în aceste roci, este constituit dintr-un agregat de cristale xenomorfe submilimetrice de plagioclaz și clinopiroxen, din nou fără nici o legătură cu compozitia mineralogică a rocii gazdă. Astfel, asemenea enclave apar atît într-un andezit lipsit de clinopiroxen (cu hipersten și hornblendă brună), cît și în andezitele cu augit, hipersten și hornblendă brună. Originea acestor enclave amfibolice sau piroxenice nu ne este clară. Cele amfibolice arată o parageneză în acord cu cea a rocilor gazdă, dar limitele nete ale ansamblului hornblendă-plagioclaz și mărimea neobișnuită a prismelor de hornblendă fac dificil



acceptabilă ipoteza originii lor prin acumularea unor cristale timpurii. Enclavele piroxenice sunt cu siguranță roci antrenate din adâncime, reprezentând probabil fragmente din zona de generare a magmelor, origine posibilă și în cazul enclavelor amfibolice, care arată însă și o adaptare la mineralogia mediului înconjurător.

Fenocristalele andezitelor de Arșița sunt reprezentate prin plagioclaz, hornblendă brună, augit, hipersten și, mai rar, cuart; cu totul excepțional mai apar și biotit și feldspat potasic. Cel mai adeseori hornblendă și cei doi piroxeni coexistă, dar au fost întâlnite și cazuri în care unul dintre aceste minerale este absent. Plagioclazul corespunde unui andezit-labrador puternic zonat recurrent, clinopiroxenul unui augit lipsit de pleocroism, iar ortopiroxenul unui hipersten, de asemenea incolor. Elementul distinctiv al acestor roci este dat de prezența unei hornblende cu habitus prismatic accentuat sau chiar acicular (frecvent raportul lungime/lățime este peste 10) și culori de pleocroism distințe: brun-roșcat după Ng și Nm și galben după Np; unghiul de extincție c : Ng = 18°. Frecvent această hornblendă este zonată, având un pleocroism mai intens în zona exterioară a cristalului; uneori cristalele au o bordură opacită. În dyke-urile mai acide (care au peste 60% SiO₂), apar și fenocristale submilimetrice corodate de cuart, uneori și mici fenocristale de biotit și, într-o singură secțiune subțire, un unic cristal de feldspat potasic cu -2V de circa 25°, inclus parțial într-un fenocristal de cuart. Concomitent, în multe dintre aceste dyke-uri piroxenii dispar dintre fenocristale, dar în altele ei persistă chiar la un chimism cu 63% SiO₂.

Pasta andezitelor de Arșița are o cristalinitate variabilă, de la microcristalină (dyke-urile mari din dealurile Custurele și Jneapănu), la criptocristalină (majoritatea corpurilor), sau chiar hialină (intruziunea de la nord de Prislop). Atunci cînd este suficient de larg cristalizată, se observă că este constituită din cristale mărunte de plagioclaz și cuart.

Andezitele piroxenice de Arșița apar fie proaspete, fie afectate în diferite grade de fenomene postmagmatice. Dintre acestea cel mai frecvent este carbonatarea, care este în general însotită de cristalizarea unui cuart idiomorf. Este substituită în primul rînd pasta, dar frecvent sunt înlocuite și fenocristalele de piroxen. Dyke-urile din Prismul Laptei au melanocratele (hornblendă brună ± piroxen ± biotit) pseudomorfozate de un clorit brun și sunt impregnate cu piritem. O caracteristică a dyke-urilor din partea centrală a zonei de aflorare a andezitelor piroxenice de Arșița (dealurile Văcarului, Șîrbului, Custurele) o constituie prezența unei neoformații de biotit magnezian (pleocroism slab în nuanțe de brun-roșcat), care substituie pasta sau fenocristalele de piroxeni și hornblendă brună.

Au fost analizate chimic (tab. 1) și spectral (tab. 2) 15 andezite de Arșița. Simpla comparare a acestor valori cu compozițiile celor cinci tipuri petrografice recunoscute în regiunea Toroiaga (Berza et al., 1980 b) arată că andezitele piroxenice de Arșița se deosebesc atât de andezitele de Piciorul Caprei, roci de asemenea în general piroxenice, cât și de produsele celorlalte patru faze. Astfel, andezitele de Arșița sunt mai bogate în Si, Al, Ca, Ba și mai sărace în Fe, Mg, Ni, Co, Cr,

TABELUL 1
Compoziția chimică a unor andezite de Arșița

Nr. crt.	Nr. pr.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O+	S	CO ₂	Fe(S)	total	localizarea
1	574	55,07	15,76	3,60	2,92	6,21	3,55	3,68	2,81	0,80	0,13	0,19	3,19	0,121,57	-	99,60	dealul Rotundul	
2	580	55,35	14,81	2,59	4,57	8,11	3,86	2,30	2,03	0,79	0,10	0,23	1,31	0,113,45	-	99,51	dealul Rotundul	
3	549	55,52	15,16	2,73	4,19	8,04	4,26	2,37	1,92	0,89	0,14	0,17	1,35	0,132,73	-	99,60	dealul Rotundul	
4	547	56,44	17,01	3,00	4,54	6,53	2,40	2,71	2,32	0,89	0,14	0,21	1,08	0,2,93	-	100,20	dealul Custurele	
5	518	56,60	15,21	1,91	5,01	7,63	4,29	2,86	1,90	0,86	0,14	0,23	2,05	0,56	0,49	99,74	pârâul Arșița	
6	516	56,98	16,20	1,32	4,45	7,10	3,79	2,99	2,10	0,80	0,13	0,17	1,87	0,810,18	0,70	99,59	pârâul Arșița	
7	575	57,24	15,56	4,31	3,45	8,18	3,68	2,48	2,20	0,85	0,14	0,21	1,90	0,15	-	100,35	dealul Rotundul	
8	515	57,67	16,20	2,31	4,50	7,46	4,19	2,49	2,30	0,84	0,14	0,23	1,72	-	-	100,05	dealul Jncapănum	
9	538	59,59	15,90	2,71	3,20	7,00	3,05	2,43	2,44	0,78	0,11	0,15	1,37	0,100,78	-	99,61	valea Cislei	
10	508	59,67	16,00	3,24	2,51	7,05	3,36	2,96	2,40	0,72	0,12	0,21	2,22	-	-	100,46	dealul Stîrbului	
11	506	61,08	16,20	3,30	2,28	5,81	2,51	3,23	2,96	0,66	0,12	0,06	2,25	-	-	100,46	dealul Stîrbului	
12	569	61,37	17,09	3,80	2,60	4,12	1,90	3,44	2,73	0,75	0,13	0,25	2,25	-	-	100,43	dealul Lapteului	
13	13	61,40	16,52	0,84	3,87	5,17	1,52	3,38	2,69	0,62	0,14	0,24	1,42	0,780,74	-	99,32	pârâul Fătăcunii	
14	526	63,44	17,40	2,42	1,20	6,21	2,12	3,55	2,83	0,79	0,07	0,21	0,35	-	-	100,39	muntele Prislop	
15	14	63,60	16,32	1,79	2,93	4,95	1,45	3,31	2,79	0,57	0,13	0,23	1,67	-	-	100,30	valea Cislei	



TABELUL 2
Conținutul în elemente minore (p.p.m.) al unor magmatite neogene din bazinul superior al Vișeuului

Nr. crt.	Nr. pr.	Pb	Cu	Zn	Ag	Mo	Sn	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Zr	Yb	Y	La	Sr	Ba
1	574	7,5	15	72	1	2	2,5	14	13	13	38	88	16	115	2,5	21	30	380	900
2	580	8	21	57	1	2	2	15	19	18	73	110	23	170	2,5	26	30	420	560
3	549	9	17	77	1	2	2,5	15	19	14	67	107	19	130	2	22	30	320	480
4	547	8	95	82	1	2	2	16	7	9	9	66	13	165	2,5	24	30	360	570
5	518	3,5	16	48	1	2	2	12	18	13	82	100	20	115	2	23	30	440	580
6	516	6	17	90	1	2	2	17	20	16	48	105	19	175	2,7	23	30	260	760
7	575	7	19	50	1	2	2	14	13	11	55	85	15	100	2,2	19	30	390	540
8	515	18	15	77	1	2	2	20	21	19	60	135	22	190	2,7	27	35	370	650
9	538	13	16	50	1	2	2	20	20	13	11	35	15	170	2,5	22	30	330	550
10	508	17	18	73	1	2	2	18	17	13	40	97	16	160	2,5	23	30	440	720
11	506	17	13	55	1	2	2	16	10	10	25	78	13	200	2,7	22	38	400	750
12	569	12	8	95	1	2	2	19	6	10	11	55	9	160	2,9	23	38	570	820
13	13	20	12	54	1	2	2,5	22	7	8	4	67	10	260	2,8	28	30	440	940
14	520	7	18	48	1	2	2,5	18	11	10	25	93	20	180	3,3	31	40	320	720
15	14	30	13	67	1	2	6,5	23	5	10	5	45	7	340	2,5	25	30	440	700



Sc, V și Zr decât andezitele de Piciorul Caprei. Sub un aspect important ele se aseamănă însă cu celelalte magmatite neogene din zonă: conținutul lor în K_2O este foarte ridicat (media 2,4%) în raport cu cel al andezitelor piroxenice din zona Baia Mare (Borcoș et al., 1979) sau din munții Călimani-Gurghiu-Harghita (Peltz et al., 1973).

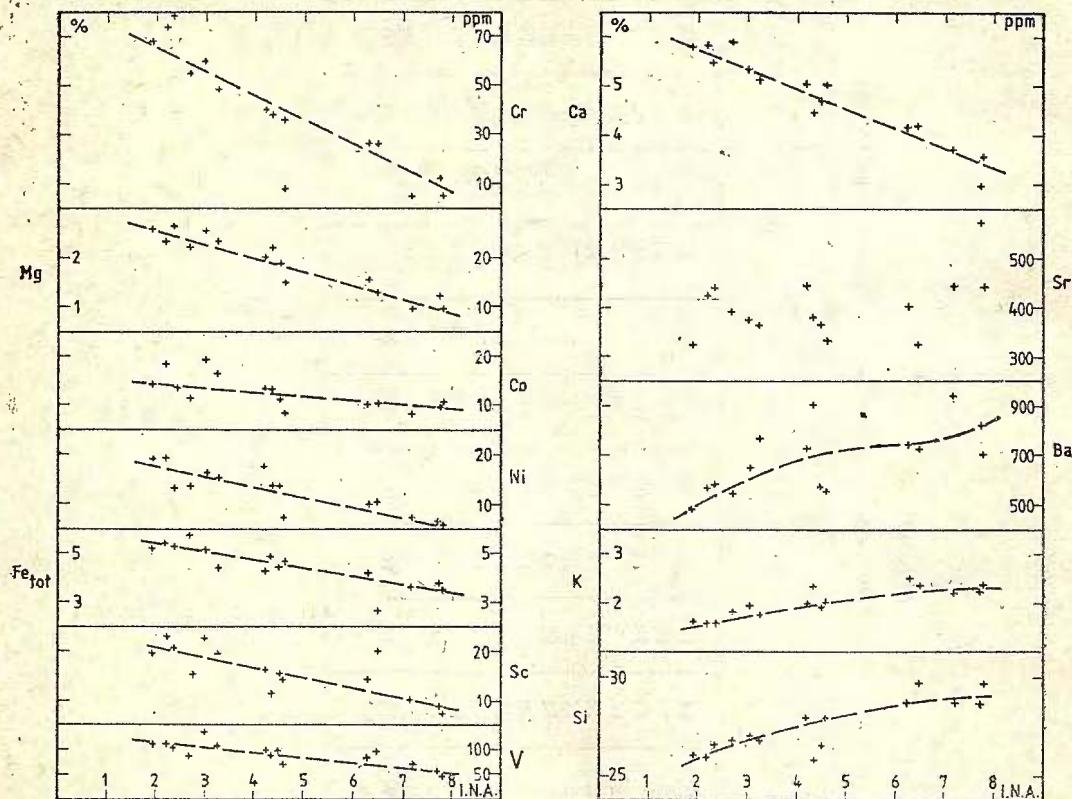


Fig. 2. — Diagrama de variație Nockolds-Allen a andezitelor piroxenice de Arșița.
Diagramme de variation Nockolds-Allen des andésites pyroxéniques d'Arșița.

Pentru urmărirea variației chimismului rocilor analizate, s-a construit diagrama clasică Nockolds-Allen (fig. 2), în care se observă că andezitele de Arșița formează o serie continuă, cu diferențiate mai acide (provenite în special din partea nord-estică a zonei de aflorare), având indicele NA cuprins între 2 și 8. Reține atenția variația regulată a Si, Fe, V, Mg, Cr (fapt surprinzător, cromul arătând frecvent o comportare dezordonată), K și Ca și relativ regulată a Sc, Ni, Co și Ba; doar Sr are valori oscilante necorelabilă cu indicele NA. Acest aspect al diagramei de variație confirmă atribuirea fazei Arșița a dyke-urilor de andezite cuarțifere cu hornblendă brună ± piroxen ± biotit din dealul Pristovul Laptelui, care reprezintă polul acid al acestor roci.

Separarea andezitelor piroxenice de Arșița față de andezitele din intruziunile principale care aflorează în munții Țiganul-Toroiaga-Piciorul Caprei-Măgura, permite înțelegerea dispoziției intruziunilor din regiunea Baia Borșa, care apar grupate în două ansambluri. Primul, și cel mai important, este orientat NW-SE pe 15 km (cu o lățime maximă de 5 km), apoi N-S încă 5 km (zona Măgura-pîriul Cercanelul) și cuprinde numeroase corpuri (cel mai adesea dyke-uri) cu andezite cuarțifere de Noviciar, andezite de Toroia, diorite cuarțifere porfirice de Secu-Novăt, andezite cuarțifere de Vertic și andezite de Piciorul Caprei. La 2 km vest de cele mai vestice aparitii din acest grup, apar primele corpuri din al doilea ansamblu, orientat de asemenea NW-SE (8/3 km). Aria de aflorare, compoziția mineralogică și anumite particularități geochimice ale andezitelor din al doilea ansamblu justifică separarea lor ca un tip distinct, andezitele piroxenice de Arșița, și interpretarea acestor aparitii ca apofize ale unui corp important, orientat paralel cu cele din munții Țiganul-Toroia-Piciorul Caprei-Măgura, dar situat la cîțiva kilometri vest de intruziunile amintite. Există indicații că andezitele de Arșița sunt mai noi decît magmatitele din ansamblul estic, considerate pannoniene (Borcoș, în Berza et al., 1980 b). În acest caz, andezitele piroxenice de Arșița ar putea fi ponțiene, reprezentînd produsele unui ciclu aparte. Prezența unor roci identice în corpul de la nord de Prislop arată importanța regională a acestui tip, care va fi probabil corelat cu andezitele piroxenice din zone mai sudice ale lanțului eruptiv al Carpaților Orientali.

³ Mulțumim colegului L. Szász pentru ajutorul dat la reperarea numeroaselor iviri de andezite cantonate în depozitele paleogene.

BIBLIOGRAFIE

- Berza T., Borcoș M., Vlad S., Bratosin I., Ianc R. (1978) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Borcoș M., Andăr P., Andăr A., Bratosin I., Ianc R., Popescu F., Anastase S., Vlad S. (1979) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Borcoș M., Andăr P., Andăr A., Ianc R., Bratosin I., Anastase S., Rifaat C., Sandu D. (1980 a) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 - Borcoș M., Ianc R., Bratosin I. (1980 b) Succesiunea intruziunilor neogene din regiunea Toroia-Țiganul. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXVII/1, București.
 - Ianc R., Bratosin I. (1981) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Borcoș M., Peltz S., Stan N., Udrescu C., Vasiliu C. (1979) Considerații petrochimice și geochimice asupra vulcanitelor neogene din Munții Gutâi (IV. Andezite piroxenice ± hornblendă, ponțiene). *St. tehn. econ. ser. I*, 16, 81-108.
- Dicea O., Duțescu P., Antonescu F., Mitrea Gh., Botez R., Donos I., Lungu V., Moroșanu I. (1980) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei zonei transcarpatice din Maraniureș. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXV/5, București.

- Dimitrescu R. (1952) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- (1955) Cercetări petrografice în regiunea Baia Borșa-Toroiaga. *D. S. Com. Geol.* XXXIX, 44-48, București.
- Kräutner H., Kräutner F., Szász L. (1974) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50.000, foaia Gura Fântâniilor, Inst. geol. geofiz., București.
- Patrulius D., Bleahu M., Kräutner H. (1967) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 200.000, foaia Vișeu, Inst. geol., București.
- Peltz S., Vasiliu C., Udrescu C., Vasilescu Al. (1973) Geochemistry of Volcanic Rocks from the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains (Major and Trace Elements). *An. Inst. geol.*, XLII, 339-393, București.
- Socolescu M. (1948) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- (1952) Asupra geologiei regiunii Băile Borșei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI, 178-186, București.
- Szász L. (1974) Poziția stratigrafică a „gresiilor și conglomeratelor de Prislop” în estul bazinului Borșa și unele considerații asupra Neocretacicului din Maramureș și Munții Bîrgăului. *D. S. Inst. geol.* LX/5, 143-164, București.
- Szöke A. (1962) Regiunea Toroiaș-Baia Borșa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochemical. Ed. Acad. R.P.R., 240 p., București.
- Zincenco D. (1970) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.

ÎNTREBĂRI

G. Udubașa: 1. Care este relația dintre andezitele fazei a cincea (de Piciorul Caprei) și filoanele din masivul Toroiaș?

2. Dacă în andezitele piroxenice de Arșița au fost observate relații directe între plagioclazi și ortopiroxeni?

Răspuns: 1. În galeria direcțională pe filonul Domnișoara de la orizontul -8 am observat cum filonul Domnișoara, orientat NE-SW, intersectează două dyke-uri metrice de andezite de Piciorul Caprei, orientate NW-SE, cantonate în diorite de Secu.

2. Nu am observat relații între plagioclazi și ortopiroxeni, dar am remarcat cristale mărunte de clinopiroxen incluse în plagioclaz.

M. Oșian: Dacă, și în ce măsură, andezitele de Arșița, care sunt prin excelență răspândite în zonele de aflorare a cuverturii sedimentare, asimilează sau sunt influențate într-un fel oarecare de rocile gazdă?

Răspuns: Am remarcat în andezitele de Arșița frecvente enclave centimetrice de corneene cu sillimanit și biotit formate pe seama depozitelor paleogene. Evident, destrămarea acestora în fragmente milimetrice, sau mai mici, duce la o ușoară contaminare a acestor andezite, dar acest fenomen are probabil o pondere neînsemnată, observațiile microscopice și datele chimice pledind pentru lipsa unei contaminări a magmatitelor, situație normală în cazul unor magme care s-au consolidat rapid datorită dimensiunii mici a corpurilor și nivelului superficial al intruziunilor.



LES ANDÉSITES PYROXÉNIQUES D'ARŞIȚA
— UN TYPE DISTINCT DE MAGMATITES NÉOGÈNES
DE LA RÉGION DE BAIA BORSA (MONTS DE MARAMUREŞ)

(Résumé)

Les magmatites néogènes des monts Țiganul-Toroiaga-Piciorul Caprei (sud-est des Monts de Maramureş) appartiennent à cinq phases d'intrusion successives, pendant lesquelles ont été mises en place les andésites quartzifères de Novicior, les andésites de Toroiaga, les diorites quartzifères porphyriques de Secu-Novăt, les andésites quartzifères de Vertic et les andésites de Piciorul Caprei (Berza et al., sous presse). Ces roches-là constituent des corps qui s'entrepénètrent, suivant l'ordre mentionné ci-dessus, dans une zone orientée NO-SE sur 15 km avec une largeur maximum de 5 km. A quelques kilomètres ouest de cet ensemble d'intrusions, affleurent de nombreux petits corps d'andésites pyroxéniques à hornblende brune qui, par leurs traits minéralogiques et géochimiques particuliers par rapport aux cinq types de l'ensemble oriental, ont été délimités comme un type distinct — les andésites d'Arşita. De nombreux dykes et sills (dont la longueur atteint des centaines de mètres et l'épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) sont présents dans une zone allongée NO-SE, sur 8/3 km et représentent les apophyses d'un corps plus important.

Les andésites d'Arşita ne sont pas en contact avec les produits des cinq phases d'intrusion de l'ensemble oriental, mais en considérant une enclave de diorite de Secu identifiée par Borcoş à Baia Borsa on peut les considérer plus récentes que les phases pannoniennes mentionnées ci-dessus. Ainsi on pourrait attribuer les andésites d'Arşita au Pontien, en les considérant les produits d'un cycle distinct. L'occurrence des roches pareilles dans un petit corps situé à 12 km est de l'affleurement principal démontre l'importance régionale de ce type-là, qui sera probablement mis en parallèle avec les andésites pyroxéniques des zones méridionales de la chaîne éruptive des Carpathes Orientales.





Institutul Geologic al României

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

NOI DATE ASUPRA STRUCTURII EDIFICIULUI VULCANIC
SĂCĂRÎMB¹

DE

GHEORGHE ISTRATE, MARGARETA DAVID², ALLA ZÂMIRCA²,
FLORICA POPESCU²

Volcanic rocks. Andesites. Mesozoic gabbros. Crystalline basement. Volcanic structure. Subvolcanic body. Neogene. Petrochemistry. Apuseni Mts. Neogene eruptive. Brad-Săcărimb sector.

Abstract

New Data on the Structure of the Săcărimb Volcanic Edifice. The detailed study of boreholes F₃, F₄, F₂₈, F₆ and F₁₉ from the Bocșa area pointed to new data on the structure of the Săcărimb volcanic edifice. Andesitic lavas of Săcărimb type, 300-350 m thick, with the lower limit at an altitude of 500-550 m, crop out; the andesitic lava cover overlies a sequence of detrital deposits assigned to the "Almașu Mare gravel complex", pre-Badenian (Carpathian) in age. The boreholes crossed biotite and hornblende quartz andesites (Cetraș "dacites"), which are rather highly hydrothermalized and occur below the 500 m altitude. Borehole F₆ crossed a neck on almost 400 m and the borehole bottom still lies on these volcanics. Two boreholes (F₁ and F₂₈) crossed a gabbro body. Its upper limit reaches the 400-410 m point. F₄ crossed the gabbros on 130 m — between m 474-603 — and its bottom is still lying on gabbros, at an absolute altitude of 270 m. The upper limit of the F₄ gabbro body exhibits an intensely limonitized "perigabbroic" alteration crust, 5 m thick. F₂₃ crossed the gabbros on 71 m, between m 437-508, in which case the rocks are highly hydrothermalized. It is worth mentioning that the gabbros overlie epimetamorphic crystalline schists. Boreholes F₃ and F₂₈ crossed epimetamorphic crystalline schists at the greatest depth. In the case of F₃, from m 603 to the bottom (m 650) the absolute altitude of 180-230 m. In the case of F₂₈, between m 508-550, the absolute altitude of 290-332 m. Taking into account the northernmost occurrences of metamorphic rocks in the Vârnaga zone, where they crop out at an altitude of 350-500 m, it may be inferred that in the Bocșa area, 5 km northward, the metamorphic rocks sank only by 150-200 m.

¹ Depusă la 15 mai 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 15 mai 1981, comunicată în ședința din 19 mai 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București 32.



În regiunea Bocșa-Săcărîmb au fost executate în ultimii ani o serie de foraje pentru cercetarea zăcămîntului în extindere pe orizontală și în adîncime, a perspectivei identificării de noi mineralizații plumbozincifere și pentru descifrarea structurii geologice de ansamblu și de detaliu. În cele ce urmează se prezintă principalele rezultate reiesește din studiul detaliat al formațiunilor geologice întâlnite în forajele F 3, F 4, F 28, F 6 și F 10, executate de IPEG-Hunedoara în zona Bocșa, la nord de Săcărîmb.

1. Prezentarea datelor oferite de foraje

Primele cercetări geologice în regiune datează de peste două secole ca rezultat al interesului pe care l-a trezit descoperirea zăcămîntului de la Săcărîmb, în anul 1744. Partsch (1826) pare a fi primul care menționează existența minei Leopold (Bocșa) în care descrie mai multe filoane și stockuri interceptate prin lucrări miniere. Se pare că mina aceasta (denumită ulterior și „Baia de plumb“) este cu mult mai veche, dacă se ară în vedere că chiar la acea dată era inaccesibilă. De atunci au apărut și alte informații scrise, dar lucrările vechi prezintă astăzi mai mult un interes istoric. Menționăm dintre acestea, lucrările lui Inkey (1882), Semper (1900), Pálfy (1901, 1912), Nopcsa (1905). Contribuții notabile la studiul regiunii Săcărîmb au adus Helke (1934), Giușcă (1935, 1936), Ghițulescu și Socolescu (1941), Rădulescu (1954, 1956), Udubașa et al. (1976).

Localizarea forajelor de la Bocșa (nord de Săcărîmb) se poate urmări pe schiță geologică (planșă). Forajele F 3, F 28, F 6 și F 10 se dispun pe un aliniament orientat aproximativ NNW-SSE, pe o distanță de circa 800 metri, având între ele intervale de 250-300 m. Forajul F 4 se află la circa 400 m spre vest de acest aliniament, la sud de dealul Grozii.

Forajul F 3 a fost amplasat la circa 320 metri nord de dealul Grozii (885,0 m) la altitudinea de 840 metri. Adîncimea forajului este de 650 m. De la suprafață spre adîncime au fost întâlnite următoarele formațiuni (planșă) :

m 0-326 — andezite cuartifere cu hornblendă și biotit, în general cu aspect proaspăt, deși de regulă sunt propilitizate. Ele conțin destul de frecvențe anclavie homeogene mărunt cristalizate de tipul microdioritelor porfirice. Pe anumiți intervale se remarcă argilizări mai mult sau mai puțin avansate, roca devenind albicioasă și pierzind din duritate (m 0-26 ; 127-168 ; 305-326). Primul interval de la suprafață (0-26 m) reprezintă andezitul argilizat prin efect combinat, alterație hidrotermală + superficială (socată de alterare), iar intervalul m 305-326 se află la limita andezitului cu rocile sedimentare învecinate. În intervalul 127-168 m s-ar putea localiza o fractură — cale de acces pentru soluțiile hidrotermale.

m 326-382 — complexul pietrișurilor de Almașu Mare. La m 326 se află contextul andezit-argilizat/gresii albicioase fine. La m 327 se întâlnesc marne cenușii asemănătoare marnelor cu globigerine (40 cm grosime), putând reprezenta baza Badenianului (Tortonianului) sub care se întâlnesc depozitele carpatiene (helvetiene) caracteristice complexului „pietrișurilor“. În intervalul 326-348 m se pare că forajul a mers aproximativ pe limita andezit/pietrișuri, deoarece există alternanțe de andezite (întens argilizate și brecificate cu depuneri de minerale argiloase, carbonați și zeoliți) cu gresii și pietrișuri albicioase. De remarcat la m 341 o apofiză, poate un dyke, de 1 m grosime de andezite cu biotit (cristale ce pot



atinge 3 mm), cenușii-negricioase, dure, aproape proaspete. Sub m 348 se întâlnesc pietrișuri, conglomerate albicioase apoi gresii micacee grosiere și mai fine, roșii sau cenușii. În intervalul m 379-381 revin conglomeratele alb-gălbui cu elemente de cuarțite albe, perfect rulate, de 0,5-2 cm iar la m 382 se află contactul gresiei fine micacee cenușii/dacit tip Cetraș³ silicifiat, cu tentă ruginie (datorită apropierei contactului cu gresiile micacee albe și roșii).

m 382-521 — dacite de Cetraș (andezit cuarțifer cu biotit și hornblendă tip Cetraș). Pe intervalul superior, m 382-433 dacitul este destul de intens alterat hidrotermal (argilizare și silicifiere), încât devine albicios (cu excepția m 392-394 în care dacitul este aproape proaspăt). Între m 435-521 dacitul este proaspăt, rar cu anclave de microdiorite. La m 521 este contactul dacit de Cetraș (cu ușoară textură rubanată)/argile și siltite micacee roșii carpaticene (helvetiene).

m 521-598 — complexul pietrișurilor de Almașu Mare reprezentat prin argile și siltite micacee roșii, gresii roșii și cenușii, microconglomerate. Între m 591-598 conglomerate albe-gălbui. La m 598 contact conglomerate albe/argile și gresii rubanate negre.

m 598-603 — argile și gresii rubanate negre, aproape cărbunoase, în parte brecificate spre adincime, reprezentând termeni ai flișului grezos-marnos santonian-maestrichtian din bazinul Geoagiu.

m 603-650 — sisturi cristaline epimetamorfice. La început (m 603-605), sisturi cuarto-sericitoase, apoi m 605-607 sisturi cloritoase cu o intercalatie de metadolerit la m 606. În continuare m 607-638 sisturi cuarto-sericitoase ± porfiroblaste de albit și m 638-650 sisturi cloritoase.

Forajul 4 a fost amplasat în dealul Grozii, la altitudinea de 870 m. Adîncimea forajului 603 m.

m 0-321 — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (tip Săcarîmb) slab propilitizate, pe alocuri prezentând ușoare argilizări și brecificieri. La m 321 contact andezit/gresii cenușii deschis.

m 321-468 — pietrișuri de Almașu Mare (gresii micacee roșii și albe microconglomerate și conglomerate albe).

m 468-474 — marne și marnocalcare cenușii cu diaclaze de calcit brecificate — probabil senoniene.

m 474—479 — crustă de alterație limonitică perigabbroică.

m 479-603 — gabbrouri mai mult sau mai puțin alterate, în special la nivellele superioare aproape de contactul cu depozitele sedimentare. La m 516-520, zonă de alterare a gabbroului care devine foarte leucocrat, alb cu diaclaze cenușii sau albe-verzui, de calcit, ankerit și clorit. La m 541-542, gabbrouri mărunte, proaspete, dure, compacte. La m 572 și 582 se întâlnesc filonașe subțiri de clorit sau de calcit și analcim sau filonașe de analcim, cu tentă verzuie, de 1-2 mm, ce traversează roci aparent proaspete.

La m 587 microgabbro, intercalărie sau dyke în gabbro larg cristalizat. Între m 591-594, gabbrouri pestrițe, alterate, alb-verzui albitizate, ușor brecificate. În talpa forajului, în intervalul m 596-603 se întâlnesc gabbrouri cu magnetit larg cristalizate, proaspete, negre, dure cu rare diaclaze de calcit și analcim.

Forajul 28 este situat la est de dealul Grozii, la altitudinea de 845 m. Adîncimea forajului 550 metri.

m 0-319 — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (tip Săcarîmb) mai mult sau mai puțin propilitizat, pe unele intervale, în general limitate, întâlindu-se intense argilizări. Pe intervalul 0-26 m se întâlnesc andezite argilizate și



mineralizate cu pirită, galenă și blendă; argilizări se recunosc și pe intervalele m 47-48, 90-94, m 101-102, m 220-221 și 230-234.

m 319-437 — pietrișuri de Almașu Mare (gresii albe cenușii, conglomerate albe, argile-marnoase cenușii albicioase).

m 437-508 — gabbrouri puternic alterate, pestrițe, alb verzui, cu pirită diseminată și cu filonașe de pirită, blendă, galenă și gangă de calcit alb-gălbui, dolomit.

m 508-550 — sisturi cristaline epimetamorfice. Se întâlnesc sisturi cuarțo-sericitoase cu granat ± porfiroblaste de albít.

Forajul 6 se află la 250 m SSE de forajul 28, la altitudinea de 835 m. Adîncimea forajului 700 m.

m 0-289 — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit (tip Săcărîmb) propililitizate și pe anumite intervale argilizate (m 0-95 ; 155-165 ; 260-270).

m 289-292 — gresii și argile grezoase cenușii albicioase.

m 292-309 — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit, alterate hidrotermal și brecifiante; filonașe de minerale argiloase, calcit și cuarț.

m 309-311 — gresii și pietrișuri albicioase. Între m 289-311 se pare că forajul a mers pe contactul andezit/pietrișuri de Almașu Mare.

m 311-700 — dacite de Cetraș în general argilizate și silicificate, impregnate cu pirită, decolorate (cenușii-albicioase); prezintă anclave homeogene microdioritice. Intervale de argilizare mai puternică : m 327-330 ; 361-381 ; 522-553 ; 565-570 ; 602-608 ; 645-649 ; 680-700. Este posibil ca acesta să reprezinte un neck de dacit de Cetraș, avind în vedere intervalul foarte larg pe care a fost interceptat, structura holocristalin-porfirică a rocii și alterarea hidrotermală avansată, cu mineralizație diseminată și ca filonașe fine.

Forajul 10 a fost amplasat la 330 m SSE de forajul 6, la altitudinea de 820 m. Adîncimea forajului 640 m.

m 0-320 — andezite cuarțifere cu hornblendă și biotit propililitizate și argilizate pe intervalele : 0-35 m ; 82-86 m ; 100-105 m ; 149-152 m ; 250-292 m. Se observă frecvente zone de brecifiere și este sugerată o intensă circulație hidrotermală. La m 304 andezitul este intersectat de o apofiză sau un dyke de andezit relativ proaspăt, cu fenocristale mărunte.

m 320-323 — gresii cenușii dure și microconglomerate. La m 322 apofiză de andezit mărunt cristalizat de culoare închisă.

m 323-470 — dacite de Cetraș propililitizate, pe alocuri ușor argilizate.

m 470-473 — gresii cenușii-albicioase, brecie cu fragmente de andezit sugerând contactul apropiat cu marginea unui corp.

m 473-639 — andezite cuarțifere-microdiorite cu hornblendă și biotit, cu aspect de clastolavă, fragmentate, propililitizate și argilizate. La m 499-531 și la m 599-600, dyke-uri de andezit intersectează andezitul cuarțifer.

2. Caracterele petrografice ale formațiunilor întâlnite în foraje

2.1. Sisturi cristaline epimetamorfice

Din lucrările anterioare se cunoștea că sisturile cristaline epimetamorfice ocupă o suprafață importantă la sud de Săcărîmb, constituind aşa-zisa insulă cristalină de la Rapolt, larg reprezentată între Vârmaga și Geoagiu Băi. Aceste formațiuni metamorfice au făcut obiectul unor studii detaliate de către Pálfy (1901) și Nopcsa (1905), ultimul atribuind



filitelor vîrstă devoniană și considerind calcarele cristaline ce le însoțesc ca titonic-neocomiene. Pálfy distinge un orizont de filite și de calcar cristaline pe care le atribuie Carboniferului și un orizont de sernifite cu intercalării de roci porfiroide de vîrstă permiană. Ghițulescu și Socolescu (1941) au descifrat în cadrul cristalinului pe care-l denumesc „*Seria de Mureș*“ o structură anticlinală orientată ENE-WSW cu un nucleu de calcar cristaline prezintănd în flancul nordic înclinări de 30-40° spre nord, în timp ce spre sud înclinările sunt mai slabe. În succesiune stratigrafică, calcarele cristaline sunt cele mai vechi fiind urmate de sernifite și de filite situate la partea superioară a seriei. Luînd în considerație și ivirile din zona Brânișca-Bejan, de la Nevoiaș, Sulighete, Căbești și Gealacuta, de la sud de Dumești, autorii argumentează că acestea reprezintă continuarea la nord de Mureș a cristalinului din Poiana Ruscă care aici se dispune sub depozitele cretacice și sub „complexul melafirelor“ fiind deci mai vechi ca acestea. De remarcat că acești autori menționează prezența fragmentelor de roci metamorfice în filoanele de „glauch“ de la Săcărîmb, ceea ce denotă continuarea fundamentalui cristalin pînă sub edificiul vulcanic.

Unele dintre aceste concluzii au fost confirmate ulterior și de Berbeleac (1970) în studiul consacrat insulei cristaline Rapolt unde sunt separate patru complexe: a) carbonatic, reprezentat prin calcar, calcar dolomitice și dolomite-dolomite ankeritice; b) carbonatic-cuarțitic; c) filitic-conglomeratic și d) complexul rocilor porfiroide. Ultimele două complexe au fost afectate de procese metasomaticice alcaline (potasice) din care au rezultat pegmatite.

Cea mai recentă interpretare a cristalinului de Rapolt se găsește în harta geologică națională, scara 1:50.000 foaia Geoagiu redactată de Bordea et al. (1978). Aici, sisturile cristaline sunt împărțite în cadrul a două serii ce pot fi echivalate cu serile metamorfice din munții Poiana Ruscă: seria de Padeș și seria de Vărmaga, ultima ocupînd suprafețe mult mai restrinse în colțul nord-vestic al insulei cristaline. De remarcat că cele mai nordice iviri de metamorfite figurate pe această hartă, cele mai apropiate de edificiul vulcanic Săcărîmb, sunt filitele și sisturile sericitoase-cuarțoase ce aflorează între dealul Ledișou și Cepturar la altitudinea de circa 600 m și metatufurile acide, filitele, cuarțitele și metaconglomeratele de pe valea Vărmaga, la sud de Lidișou, la o altitudine de sub 500 metri.

În cazul forajelor, trebuie arătat că diagnosticarea precisă a acestor roci este destul de anevoieoașă deoarece rocile sunt fin cristalizate, destul de milonitizate și traversate de o rețea destul de deasă de filonașe și diaclaze de carbonați, cuarț sau clorit. Studiul microscopic detaliat a permis stabilirea următoarelor tipuri de roci: filite, sisturi cuarțo-clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albit, cuarțite sericitoase și sisturi cuarțo-sericitice, sisturi sericito-cloritoase cu porfiroblaste de albit și granat. Menționăm de asemenea în forajul F 3 la adîncimea de 606 m apariția unui metadolerit destul de intens alterat în faciesul albit-calcit-clorit, primele minerale provenind pe seama plagioclazului, ultimul prin alterarea piroxenului. În celealte roci enumerate, mineralele esențiale sunt cuarțul, sericitul și cloritul, iar atunci cînd este



menționat, albitul se găsește totuși în cantitate redusă, sub 5% și la dimensiuni ce rar ating 0,8-1 mm. Porfiroblaste de granat, de 0,2-0,4 mm, xenomorfe, destul de frecvente au fost întâlnite într-o singură probă provenind din forajul 28, de la adâncimea de 530 m. Subliniem prezența granatului în primul rînd pentru că sugerează grajdul cel mai înalt de metamorfism atins în această regiune, și apoi, deoarece nu a mai fost semnalat în cristalinul Rapoltului. Dintre mineralele accesori menționăm apatitul, zirconul, pirita și turmalina care sunt cele mai frecvente.

2.2. Gabbrouri, gabbrouri cu hornblendă, gabbrouri cuartifere, microgabbrouri

După cum s-a menționat, gabbrourile au fost interceptate în două foraje, F 4 și F 28, la altitudinea de 300-410 m, reprezentând probabil un corp alungit est-vest. În forajul 28 identificarea gabbrourilor s-a făcut cu mare dificultate deoarece rocile au suferit o intensă alterare hidrotermală și superficială, rezultatul fiind o rocă moale, albicioasă sau alb-verzuie pestriță, aceste nuanțe fiind determinate de natura mineralului precursor: pe seama plagioclazului se întâlnește acum albtit larg dezvoltat, atingând 3-4 mm sau formând un mozaic fin (cristalele fiind acoperite cu o pulbere brunie de caolin și prezintând macle caracteristice mai ales în cazul cristalelor mari), în timp ce pe seama piroxenului întâlnim acum un agregat de clorit și carbonat. Uneori alterarea mineralelor primare este și mai intensă, ne mai putându-se recunoaște structura inițială, ci doar produsele de alterare: albtit + carbonați (calcit, dolomit, ankerit) = 90%, restul reprezentând clorit, cuart, hidromuscovit și multă pirită provenită pe seama magnetitului.

Într-un stadiu de alterare mai puțin avansată au putut fi identificate relicte de plagioclaz, maclate albtit sau albtit-Karlsbad, ce au permis estimarea compozitiei inițiale la valori de 65-67% An (deci labradorit bazic), restul cristalelor fiind substituite de calcit și illit. În acest caz se conservă și conturele inițiale ale piroxenului, acum total înlocuit de clorit ± carbonat. În acest stadiu deosebit de caracteristică este alterarea titanomagnetitului care conservă forma și dimensiunea inițială ce sunt sugerate de un schelet de lamele de leucoxen (pe fostele lamele de ilmenit) dispuse în trei seturi cu unghiuri de 60°; spațiile dintre lamele sunt ocupate de clorit, oxizi de fier (pe fostul magnetit) sau acești oxizi pot fi complet levigați și ei. Singurul mineral primar ce nu se alterează este apatitul, foarte frecvent asociat spațial cu titanomagnetit, acum alterat.

Un fapt ce trebuie subliniat este marea abundență a albtitului la nivelele adânci (m 477 și mai jos) și lipsa acestui mineral la nivele superioare unde întâlnim associația carbonați-hidromuscovit-clorit-cuart-leucoxen.

Forajul 4 a pus în evidență corpul de gabbrouri pe un interval de 130 m, la altitudinea de 270-400 m. Studiul detaliat al cărotelor și apoi studiul microscopic au arătat că se întâlnesc atât roci proaspete cu rare filonașe de clorit, calcit ± analcim cât și roci mai slab sau mai intens alterate. De remarcat că au fost întâlnite și două nivele subțiri de cîte un metru de microgabbrouri cu augit și hornblendă (fig. 1). În general,



gabbrouriile din forajul 4 sunt roci cu granulație medie ce constau din plagioclaz și clinopyroxen, la care se adăugă foarte frecvent, deși în cantități subordonate, hornblenda.

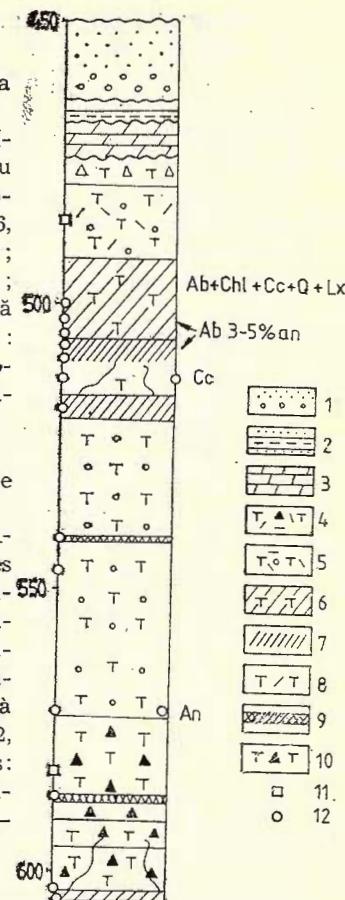
Plagioclazul este bine dezvoltat, atingând uneori 7-8 mm, fiind echidimensional sau ușor alungit având o compoziție de 52-67% An,

Fig. 1. — Foraj 4 — Dealul Grozii — Detalii la corpul de gabbouri.

1, conglomerate și gresii micacee albicioase ; 2, siltite, marne cenușii ; 3, marne și marnocalcare cu diaclaze de calcit ; 4, crusta de alterare perigabroică ; 5, gabbrouri pestrițe, brecificate, alterare ; 6, gabbrouri intens alterate albe ; 7, albitezare intensă ; 8, gabbro proaspăt, gabbro cu hornblenda, diaclaze ; 9, microgabbro ; 10, gabbro cu magnetit ; 11, analiză chimică+spectrală ; 12, secțiuni subțiri. Abrevieri : Ab — albite, Chl — clorit, Cc — calcit+manganocalcit, Q — quart, Lx — leucoxen, An — analcime ± natrolit.

Forage 4 — Dealul Grozii — Détails au corps de gabbros.

1, conglomérats et grès micacés blanchâtres ; 2, siltites, marnes grisâtres ; 3, marnes et marnocalcaires à diaclases de calcite ; 4, croûte d'altération péri-gabroïque ; 5, gabbrros bariolés, bréchoïdes, altération ; 6, gabbrros intensément altérés blancs ; 7, albitezation intense ; 8, gabbro frais, gabbro à hornblende, diaclases ; 9, microgabbro ; 10, gabbro à magnétite ; 11, analyse chimique+spectrale ; 12, coupes minces ; 13, analyses rayons X. Abrégements: Ab — albite, Chl — chlorite, Cc — calcite+manganocalcite, Q — quartz, Lx — leucoxen, An — analcime ± natrolite.



frecvent fiind un labradorit normal către bazic. De regulă este maclat, mai ales macle polisintetice de tip albite, mai rar și periclin, alteori apărind și indicații de macle mecanice, cînd maclele de tip albite prezintă terminația lamelelor ascuțită sau sunt ușor contorsionate. De regulă cristalele nu sunt zonate, rareori se întâlnesc o ușoară zonare numai la marginea cristalelor.

Clinopyroxenul este de regulă un augit cu dezamestecuri (dialag) sub formă de lamele paralele cu (100) sau cu (001); extincția mineralului, $c : ng$, este de $32-38^\circ$. Rareori augitul este perfect proaspăt, de regulă însă este intens uralitizat, transformare ce afectează întreg cristalul sau numai marginile sale și clivajele. Uneori chiar în cazul unei

intense uralitizări lamelele fine de dezamestec rămîn vizibile, avînd astfel un indiciu asupra mineralului primar. De regulă, cristalele de piroxen sint anhedrale sau subhedrale și se dispun în interstițiile plagioclazilor.

Hornblendă apare destul de frecvent ca mineral primar, prin varietatea sa brună, fie ca indivizi independenți subhedrali, scurt prismatice, sau învăluind cristalele de augit, indiciu al reacției de dezechilibru a acestuia cu magma reziduală din care ia naștere hornblendă adaptată noilor condiții fizico-chimice. Cum participarea plagioclazului și a piroxenului în gabbouri este esențială, pentru a sublinia prezența uneori semnificativă a hornblendei alături de primele două minerale am definit roca respectivă gabbro cu hornblendă.

Titanomagnetitul apare foarte frecvent, și adeseori în cantitate însemnată, alături de mineralele principale, fie sub forma unor cristale izometrice sau scheletic, intim asociat mai ales cu hornblendă. De multe ori se remarcă pătrunderea magnetitului pe contactele sau în interstițiile plagioclazului și piroxenilor, evidențind cristalizarea sa ulterioară. De multe ori titanomagnetitul învăluie complet cristalele de plagioclaz, piroxen și hornblendă și se asociază cu apatitul, mineral accesoriu foarte frecvent în aceste roci.

Subliniem și apariția unor nivele sau separații de microgabbro cu piroxen și hornblendă de circa 1 metru grosime la adîncimile de 541, respectiv 587 m. În aceste cazuri, dimensiunile cristalelor sint în jur de 0,5 mm, unii plagioclazi, mai ales, putînd ajunge 1,5-2 mm, existînd totodată tendință de orientare a plagioclazilor alungiti și de separare a unor benzi microscopice de minerale leucocrate și melanocrate. Ca și la alte nivele, aproape de talpa forajului, la 603 m adîncime, există o tendință de îmbogățire în anumite minerale, aici în special devenind mai abundant titanomagnetitul însoțit de apatit, formînd aglomerări de 1-2 mm diametru din granule mici de 0,1-0,2 mm. Si în jurul adîncimii de 580 m, pe circa 15 metri, se remarcă un nivel de gabbro cu magnetit cu conținut mai ridicat în acest mineral metalifer. Analiza chimică a unei probe (4/582) a arătat conținuturile cele mai ridicate de fier, Fe_2O_3 , total = 19,04% și TiO_2 = 3,2-4% față de altă probă de gabbro, mai alterat (proba 4/486) care conține Fe_2O_3 total = 15,00%, V = 0,10% și 1,60% TiO_2 ; de remarcat conținuturile destul de mari TiO_2 și de vanadiu.

Transformările deuterice și hidrotermale suferite de gabbouri pornesc de la uralitizarea piroxenului, uneori completă, alteori, în cazul rocielor mai puternic alterate la apariția unei asociații calcit-clorit-cuarț-hidromuscovit sau în alte situații, cum este cazul la intervalul 492-510 m unde se remarcă o intensă albitezare și apariția unei asociații: albít-clorit-carbonați-cuarț-leucoxen. Aici este clar vorba de un aport hidrotermal de cuarț și albít (3-5% anortit). În rocă se întâlnesc numeroase spații cu depuneri de albít și cuarț formînd în ansamblu un mozaic în care cristale aproape rectangulare idiomorfe și izometrice participă în proporție egală cu cuarțul xenomorf (proba 4/503 și proba 4/505). Uneori, pe același interval menționat, apar și cristale mai mari de albít, alături de cristale mai mărunte, frecvent de 0,3-0,4 mm. Se întâlnesc



cristale de albit de 1,0-1,2 mm ce sănătoase sunt însoțite de asemenea de cuart hidrotermal.

De mult mai slabă ampoloare sunt manifestările hidrotermale la nivelele inferioare în foraj, unde se întâlnesc doar filonașe extrem de subțiri, de regulă de 1-3 mm ce conțin analcim, clorit și calcit. Analcimul apare sub forma unor cristale idiomorfice sau xenomorfice de 0,2-0,3 mm, izotrope sau foarte slab birefringente, cu structură zonală și în sectoare, fiind intim asociat cu cloritul și calcitul. Difractograma analcimului (proba 4/572) arată următoarele reflexe caracteristice (tabelul 1).

TABELUL 1

d(Å)	I	d(Å)	I
7,05	20	2,495	20
5,68	80	2,510	10
3,82	25	2,215	10
3,65	10	1,903	15
3,43	100	1,867	10
2,92	65	1,743	20
2,78	10	1,716	10
2,67	20	1,689	10

TABELUL 2

Proba	4/582	4/486		4/582	4/486		4/582	4/486
SiO ₂	41,48	44,86	Ni	105	75	Ga	18	14
TiO ₂	3,24	1,60	Co	65	50	Sn	5	3
Al ₂ O ₃	13,00	15,04	V	1400	1000	Sr	210	200
Fe ₂ O ₃	7,07	4,94	Cr	3	55	Ba	37	350
FeO	10,37	8,98	Nb	10	10			
MnO	0,22	0,20	Zr	80	34			
MgO	5,85	6,72	Mo	2	2			
CaO	10,11	7,73	Sc	64	60			
Na ₂ O	2,26	1,22	Y	40	24			
K ₂ O	0,07	1,97	Yb	4,5	2,6			
P ₂ O ₅	0,11	0,04	La	30	30			
CO ₂	4,58	3,71	Ba	1	1			
Spy	0,35	0,07	B	30	30			
Fe(S)	0,30	0,06	Cu	155	350			
H ₂ O ⁺	0,90	2,79	Pb	2	4			
Total	100,18	100,03	Zn	160	65			

Compoziția chimică și conținutul de elemente minore din gabrouri poate fi examinat în tabelul 2. Au fost analizate două probe, una dintre ele corespunzând rocii proaspete (proba 4/582), cealaltă fiind un gabbro parțial alterat (proba 4/486); ca minerale secundare de neoformație întâlnindu-se clorit-illit și carbonați. De remarcat la această a doua probă prezența cuartului intersticial, cristalizat după plagioclaz și piroxen (roca în stare proaspătă era un gabbro cuartifer) și a titanomagnetitului cu dezamestecuri de lamele de ilmenit și nuclee de carbonați și limonit levigat.

În completarea acestor date prezentăm și cîteva analize parțiale executate de IPEG „H“ pe materialul colectat de ing. I. Tănărescu (tab. 3).

Din examinarea distribuției elementelor majore cu adîncimea se remarcă o variație sistematică a unor elemente, astfel, SiO₂ — cunoaște spre adîncime o diminuare treptată, dar destul de frapantă de la 44,86% în proba 4/486 — probabil inițial un gabbro cuartifer, la 37,01% în proba 4/591, un gabbro cu magnetit. Tot o scădere cu adîncimea,



dar mai puțin evidentă marchează și MgO și Al_2O_3 . Menționăm în schimb o creștere a conținutului de Fe_2O_3 cu adâncimea probelor colectate de la nivelele cele mai inferioare din forajul F 4 prezentând și cele mai ridicate conținuturi, de 19,21% respectiv 20,07%, ceea ce confirmă ideea unei anumite tendințe de stratificație și de concentrare

TABELUL 3

Proba	4/545	4/370	4/589	4/591
SiO_2	43,43	44,28	38,68	37,01
Al_2O_3	13,06	13,19	10,01	9,66
Fe_2O_3	15,29	13,18	19,21	20,07
MgO	5,79	6,30	5,51	4,37
CaO	6,15	9,96	9,36	8,41

spre adâncime a magnetitului, așa cum este ilustrat în figura 1 în care este separat un gabbro cu magnetit la adâncimile mai mari de 573 m.

În legătură cu participarea elementelor minore, de remarcat conținuturile de Ni, Co, V, Sc, și Cu, elementele cele mai siderofile ce depășesc uneori de 10 ori conținuturile întâlnite în vulcanitele andezitice neogene. Situația inversă o manifestă Sr și Ba cu o participare mult inferioară față de valorile ce se întâlnesc în vulcanitele neogene. O semnificație aparte o are V, cu valori de 1000-1400 ppm (deci 0,10-0,14%), care corelat cu valorile ridicate de TiO_2 (1,60% în roci alterate și 3,24% în cele proaspete) și de Fe_2O_3 , ce atinge 18-20% din rocă, formează titanomagnetitul vanadifer posibil și ilmenit, minerale ce par a se concentra către nivelele inferioare interceptate cu foraje.

2.3. Depozite cretacice

Fără a fi cunoscute strict în aria edificiului vulcanic, depozite cretacice, de vîrstă coniacian-maestrichtiană, în facies de fliș, sunt răspândite către vest în bazinul văii Geoagiu. Acestea vin în contact cu andezitele neogene la est de culmile Gurguiata și Ceptura sugerind clar extinderea lor spre est, sub acoperirea de lave și sub depozitele sedimentare neogene situate în baia acestora.

La est de vîrful Gurguiata depozitele cretacice ating altitudinea de peste 700 m și sunt reprezentate prin conglomerate și gresii coniaciene, marne cenușii și argile cu blocuri, coniacian-santoniene și depozite de fliș grezo-marnos, santonian-maestrichtiene. Transgresiv și discordant pe acestea se dispun pietrișurile de Almașu Mare, limita dintre aceste formațiuni coboară de la 700 m lîngă Gurguiata, la 400 m spre nord-est, lîngă localitatea Mada (Bordea et al., 1978).

Depozite grezo-marnoase și siltite micacee cenușii negricioase neocretacice au fost interceptate prin galeriile Coranda, aflorind și la suprafață; aici, aceste depozite sunt traversate de apofizele unui corp subvulcanic andezitic și sunt intens transformate hidrotermal. În nivelele



grezoase, mai permeabile, soluțiile hidrotermale au depus din abundență illit, adular, cuarț și o mineralizație polimetalică de sulfuri. Pe culmea Coranda depozitele neocretacice suportă conglomeratele și gresiile din cadrul pietrișurilor de Almașu Mare și ele, în parte, hidrotermalizate.

În forajul F 3 pe un interval destul de restrins, între m 598-603 și în forajul F 4 pe circa 11 metri, între m 468-479 au fost întlnite siltite micacee, gresii și marnocalcare cenușii negricioase cu diaclaze de calcit și oglinzi de fricțiune, pe alocuri evident breciate. Prin corelarea cu formațiunile învecinate se ajunge la concluzia că aceste depozite pot apartine Senonianului, fiind echivalente cu stratele de Bozeș reprezentate prin depozite de fliș grezos-marnos (Bordea et al., 1978).

2.4. Complexul pietrișurilor de Almașu Mare (Helvetian, Carpatian)

Având o largă răspândire la suprafață în zonele adiacente edificiului vulcanic Săcărîmb, fiind cunoscute și în subteran, bine exprimate în special la orizontul inferior Leopold (sectorul I Certej) la cota 325 m, dar și la nivele superioare, pietrișurile de Almașu Mare au fost întlnite și în toate cele cinci foraje studiate, în următoarele situații :

În forajul F 3, în intervalul m 326-382, depozitele grezoase, microconglomeratice albe sau roșii se află între pachetul de vulcanite andezitice de tip Săcărîmb (situat deasupra) și andezitele cuarțifere de tip Cetraș (dedesubt), precum și mai jos, în foraj, între m 521-598 unde se întlnesc siltite micacee roșii, chiar la contactul inferior al andezitului cuarțifer de Cetraș, și mai jos, gresii și conglomorate albe gălbui, în alternanță, pînă la partea de jos a intervalului, unde se trece la depozite cretacice. Prezența andezitului cuarțifer cu biotit și hornblendă (tip Cetraș) între cele două pachete de gresii și conglomerate o interpretăm ca o apofiză a unui corp dezvoltat în adîncime care aici a traversat complexul pietrișurilor, pătrunzînd spre vest și în andezitele ce reprezintă acoperirea acestora.

În forajul F 4, complexul „pietrișurilor“ are aproape 150 m grosime (m 321-468); se dispune pe depozitele senoniene și suportă acoperirea de vulcanite de Săcărîmb. Situația este asemănătoare în forajul F 28, unde aceste depozite au circa 120 m (între m 319-437), cu deosebirea că aici se dispune direct pe gabouri, intens alterate. În forajele F 6 și F 10 nivele foarte subțiri de pietrișuri, de 2-3 m, au fost întlnite aproximativ la cotă de 500 m, la contactul superior al unui corp subvulcanic de andezit cuarțifer de Cetraș cu pachetul de lave andezitice de Săcărîmb.

2.5. Andezitele cu hornblendă și biotit (tip Săcărîmb)

Având o foarte largă extindere la suprafață, fiind de fapt, elementul esențial în alcătuirea edificiului vulcanic Săcărîmb, andezitele cu hornblendă și biotit constituie un pachet gros de lave dispuse uniform deasupra complexului pietrișurilor de Almașu Mare și mult mai rar, direct pe alte depozite mai vechi sau mai decât acestea.



Forajele executate în regiunea Bocșa și care au fost studiate cu această ocazie, F 3, F 4, F 28, F 6 și F 10, permit estimarea cu destulă precizie a grosimii pachetului de andezite. Este cu totul remarcabilă situația prezentată de toate cele cinci foraje care arată că grosimea pachetului de lave andezitice este de 310-320 m (fig. 2), astfel că baza acestuia se găsește, sistematic, la altitudinea de 530-550 metri.

Principalele caractere petrografice ale acestor andezite au mai fost prezентate fie de alți autori (Rădulescu, 1954, 1956; Jude, 1961; Cioflica, Udubașa, 1962; Cioflica et al., 1968), fie de noi în lucrările precedente (Istrate în Udubașa et al., 1976), astfel încât în cele ce urmează vom scoate în evidență numai particularitățile oferite de studiul materialului provenit din aceste foraje.

Cînd andezitul apare proaspăt sau doar ușor propilitizat, se caracterizează prin abundența fenocristalelor de plagioclaz (46-59% An, dar cel mai frecvent 53-55% An), hornblendă și biotit ce pot reprezenta uneori 40% din rocă. Dimensiunile fenocristalelor sunt de regulă de 0,2-2,5 mm, cu totul excepțional întlnindu-se plagioclazi de $5,6 \times 4,2$ mm și hornblade sau biotit de 2,5-3,4 mm. Apariția cuarțului ca fenocristale, totdeauna intens corodate, deși este obișnuită, se întâlnește destul de rar. Fondul microcristalin al rocii este constituit aproape integral din cuart și plagioclaz, întlnindu-se destul de frecvent structuri seriate cu microlite mici de 0,05 mm, de 0,08 mm sau altele ceva mai mari de 0,15 mm ce fac trecerea la microfenocristale de plagioclaz și hornblendă. De multe ori structura andezitului este holocrystalin porfirică, și cum masa fundamentală este micro sau criptocrystalină, trebuie să considerăm că roca s-a consolidat ceva mai lent din lave de grosime mai mare și nu neapărat că ar reprezenta neck-uri sau corpuri înrădăcinăte sau subvulcanice.

Dacă fenocristalele de plagioclaz sunt de multe ori proaspete — casul rocilor nehidrotermalizate — hornblenda rareori este netransformată, în general fiind substituită de calcit + clorit \pm minerale argiloase (illit, caolinit) eventual cu o bordură opacică. Ca minerale opace apar destul de frecvent magnetit și titanomagnetit sub forma unor granule mărunte, de 0,10-0,15 mm ce se pot asocia în număr mare, într-un agregat de 1,0-1,4 mm, cu care de regulă se asociază și apatitul, de regulă idiomorf, atingând uneori 0,45 mm.

Biotitul pare a fi o varietate bogată în Ti și Mn, avînd culori brun-roșcate închis sau deschis, cu pleocroism evident spre brun pal, și prezintă frecvent incluziuni de plagioclaz, apatit, magnetit, zircon. Prin alterare se evidențiază două trei seturi de cristale aciculare paralele de rutil pe un fond de clorit și illit sau de illit și carbonat.

Odată cu avansarea procesului hidrotermal, mai întîi hornblenda este pseudomorfozată de clorit + calcit + oxizi de fier, apoi biotitul ceva mai rezistent, se transformă în calcit și clorit, iar plagioclazii devin parțial substituți de calcit și illit.

În cazul andezitului intens argilizat, macroscopic de culoare albicioasă, sub microscop chiar și caracterul structural-textural se sterge complet, recunoscîndu-se numai o asociație illit-caolinit-calcit-pirită \pm clorit și cuart, singurul mineral ce rezistă fiind apatitul.



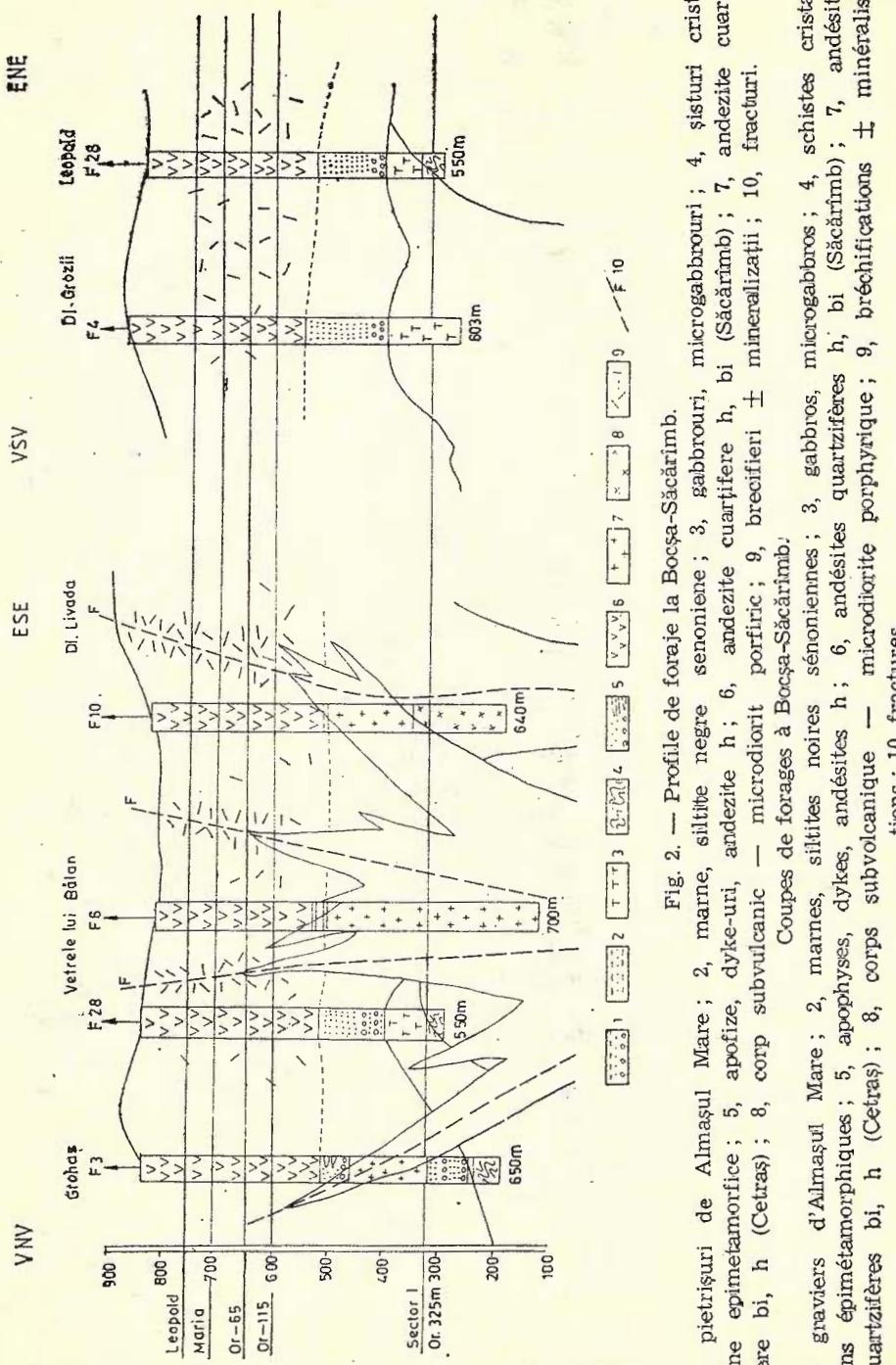


Fig. 2. — Profile de foraje la Bocşa-Săcărimb.

1, pietrișuri de Almașul Mare ; 2, marnes, siltites negre senoniene ; 3, dyke-uri, andezite h ; 4, apofize, epimetamorfice ; 5, lains épimétamorphiques ; 6, dykes, andésites h ; 7, quartzifères bi (Săcărimb) ; 8, corps subvulcanique — quartzifères bi, h (Cetras) ; 9, breccifieri — porphyrique ; 10, fractures ; 10, fractures.

Coupes de forages à Bocşa-Săcărimb.

În coloanele de foraj se prezintă suprapus pe tipul petrografic intervalele pe care rocile sănt mai mult sau mai puțin hidrotermalizate. Sânt de asemenea figurate cu diferite semne locurile din care au fost prelevate probe pentru analize chimice și spectrale, pentru analize microscopice sau pentru analize cu raze X (planșa).

2.6. Andezite cuartifere cu biotit și hornblendă (tip Cetraș)

În aria edificiului vulcanic Săcărîmb, nu erau cunoscute pînă acum nici la suprafață, nici în lucrările miniere, andezite cuartifere cu biotit și hornblendă, de tip Cetraș. Identificarea acestui tip petrografic în trei din cele cinci foraje studiate reprezintă una dintre surprizele oferite și ridică probleme legate de aprecierea dimensiunii, localizarea exactă și morfologia corpului subvulcanic. Forajul F 3 a interceptat o apofiză a acestui corp, pe intervalul m 382-521, localizată la nivelul pietrișurilor de Almașu Mare. Forajul F 6 pare a fi pătruns în plin corp subvulcanic dacă avem în vedere că a traversat acest tip de vulcanite pe aproape 400 metri; de la adîncimea de 311 m, sub pietrișuri, pînă la adîncimea de 700 m, unde forajul a fost oprit. În forajul F 10 andezitul cuartifer a fost întlnit începînd de la adîncimea de 323 m, sub placa de andezite de Săcărîmb și sub un nivel subțire de pietrișuri, pînă la aproximativ 570 m, unde se reîntlnesc pietrișurile. Si în acest caz, ca și la forajul F 3, credem că este vorba de o apofiză a corpului subvulcanic situat la aproximativ 300 m mai spre vest. De remarcat că forajele F 4 și F 28 nu au interceptat aceste roci.

Am arătat mai înainte că din punctul de vedere petrografic, andezitele cuartifere cu biotit și hornblendă tip Cetraș se deosebesc de celelalte tipuri de vulcanite din regiune prin prezența cristalelor mari de cuart uneori cu tentă violacee, frecvente, prin apariția biotitului de asemenea larg cristalizat și prin aspectul evident mai leucocratic, gri deschis, al rocii proaspete. În forajele menționate se recunosc toate aceste caractere cu observația că rocile sănt destul de hidrotermalizate, argilizarea și silicifierea fiind caracteristice, ceea ce se trăduse prin dobîndirea unei colorații albicioase. Microscopic, se remarcă fenocristale de plagioclaz (42-50% An), biotit, hornblendă și cuart, larg dezvoltate pe fondul mărunt cristalizat, cuarț-feldspatic. De regulă, cu excepția cuartului, celelalte minerale sănt alterate hidrotermal, asociația illit-caolinit-clorit-calcit fiind omniprezentă, acestora asociindu-li-se pirita și cuartul hidrotermal. În situațiile de intensă hidrotermalizare au loc reacțiile:

1. hornblendă — calcit + caolinit
2. biotit — hidromuscovit sau clorit-calcit + epidot
3. plagioclaz-albit-calcit + adular, clorit.

De remarcat că epidotul apare foarte rar, fiind întlnit abia la adîncimea de 527 m, apărînd aproape simultan cu asociații albit-calcit + adular, clorit. Albitul apare abundant la adîncimea de 517 m avînd compozitia de albit 2-8% An și fiind prezent atît pe fondul andezitului cuartifer cît și în eventualele anclave microdiorit-porfirice.

Uneori se întlnesc filonașe de calcit alb sau roz și dolomit de 0,5-1 cm grosime în care carbonații sănt principaliii constituenți alături

de ei apărind în cantitate mult mai mică baritină sub formă de cristale fine de 1-3 mm, prismatice, albe sau incolore, izolate, având ca substrat carbonații (exemplu proba 3/432). Cîteva cristale au putut fi separate la lupa binoculară și studiate la microscop și prin difracție de raze X. Cristalele arată clivaje perfecte după (010) și (001) și un al treilea clivaj bun după (110), acestea permitînd obținerea de pulberi de cristale fine cu conture rectangulare, cu indici de refracție de valori ridicate și birefringență scăzută, având caracter biax (+), cu unghiul 2V foarte mic încît se pot obține figuri de interferență cu caracteristica mnieralelor uniaxe. Întrucît habitusul prismatic la baritină se întâlnește mai rar, mineralul a fost analizat și prin difracție de raze X, fiind identificate următoarele reflexe caracteristice (tab. 4).

TABELUL 4

d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
4,31	20	2,722	40	1,926	10
3,88	30	2,467	15	1,848	15
3,55	40	2,310	20	1,756	15
3,43	90	2,28	10	1,670	20
3,31	60	2,20	25	1,590	10
3,10	80	2,112	100	1,528	20
2,822	40	2,047	20	1,470	20

2.7. Microdiorit cu hornblendă ± biotit

Singura apariție a unor astfel de roci se întâlnește în forajul F 10 la nivelele sale cele mai profunde, sub 474 m pînă în talpa forajului. Deși nu au fost întlnite roci proaspete, s-a putut remarca pe de o parte mareea cantitate de fenocristale de plagioclaz (peste 50% din rocă) și în același timp dimensiunile reduse ale acestora, caracter ce împrimă rocii un aspect grăunțos. Mineralele melanocrate, hornblenda și biotitul, rar apar în stare proaspătă spre a putea fi identificate, de regulă sănt primele alterate încît cu greu, chiar la microscop, pot fi recunoscute. Studiul microscopic a scos în evidență caracterul holocrystalin porfiric, fondul rocii fiind destul de bine cristalizat. Alterarea hidrotermală mai intensă determină stergerea caracterelor structo-texturale ale rocii, nemaiputîndu-se face distincția între fenocristale și fondul mărunt cristalizat, și nici preciza natura inițială a fenocristalelor. S-au putut totuși, recunoaște reacțiile: plagioclaz-illit ($2 M_1$) + calcit; hornblendă-penin-calcit-pirită; biotit-hidromuscovit-penin-leucoxen. Mineralelor de neo-formație hidrotermală li se adaugă frecvent cuartul ce constituie mici cuiburi de cristale mărunte microscopice. În ansamblu asociația caracteristică de minerale hidrotermale este: cuart-illit-clorit-calcit-pirită, cu remarcă asupra cristalizării largi a mineralelor illit-clorit-calcit.

TABELA
Compoziția chimică a vulcanitelor neogene

Nr. crt.	Dr. probă	Tip rocă	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	/5	Andezit q hb bi Săcărîmb, argilizat	56,45	0,62	17,20	0,53	3,62	0,32	1,30	5,63
2	3/86	Andezit q hb bi Săcărîmb, proaspăt	55,50	0,62	16,54	3,47	2,55	0,12	2,73	7,83
3	3/250	Andezit q hb bi Săcărîmb, propilitizat	56,16	0,61	16,85	3,13	2,72	0,13	2,55	6,37
4	3/334	Andezit q bi hb Cetraș, intens argilizat	56,98	0,53	16,45	0,84	3,32	0,12	1,95	5,18
5	3/395	Andezit q bi hb Cetraș, intens argilizat	61,15	0,52	17,05	0,62	1,51	0,08	1,31	3,40
6	3/450	Andezit q bi hb Cetraș, proaspăt	61,14	0,49	17,25	2,94	1,96	0,13	1,90	6,03
7	3/512	Andezit q bi hb Cetraș, proaspăt	60,73	0,49	17,05	3,08	2,03	0,14	2,05	6,03
8	28A	Andezit q hb bi Săcărîmb, proaspăt	55,55	0,64	17,30	1,61	4,08	0,15	3,11	7,19
9	28/28	Andezit q hb bi Săcărîmb, propilitizat	57,06	0,63	16,95	1,84	3,46	0,16	2,56	7,10
10	28/163	Andezit q hb bi Săcărîmb, propilitizat	56,13	0,64	16,62	1,39	4,18	0,14	2,68	6,44
11	28/294	Andezit q hb bi Săcărîmb, propilitizat	55,21	0,64	16,85	1,86	3,76	0,16	2,31	8,04
12	6/457	Andezit q bi hb Cetraș propilitizat	58,28	0,49	16,71	1,24	1,63	0,16	2,62	6,41
13	6/569	Andezit q bi hb Cetraș, argilizat	57,68	0,54	15,54	1,17	0,69	0,24	2,75	5,60
14	6/675	Andezit q bi hb Cetraș, argilizat	55,96	0,53	16,69	1,30	0,54	0,13	2,70	5,73
15	10/304	Andezit hb dyke	54,97	0,56	17,16	1,21	2,44	0,19	3,02	7,53
16	10/409	Andezit q bi hb Cetraș, albitezat	57,59	0,48	16,04	1,05	1,40	0,16	2,60	6,03
17	10/500	Andezit hb dyke	58,07	0,58	17,24	2,55	2,15	0,15	2,76	7,07
18	10/592	Andezit – $\mu\delta$ argilizat	64,34	0,50	19,34	0,26	0,28	0,06	1,02	0,89
19	10/595	Andezit – $\mu\delta$ propilitizat	58,15	0,47	16,31	2,52	1,61	0,13	2,12	5,80



LUL 5

din forajele de la Bocșa-Săcărîmb

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	Spy	Fe(s)	SO ₃	Total	Observații
1,40	0,88	0,17	6,05	4,16	0,72	0,63	u	99,75	III + Cc + Chl ± Q
2,98	1,24	0,15	3,70	2,45	0,09	0,08	abs	100,26	proaspăt
2,78	1,38	0,15	3,48	3,03	0,07	0,07	abs	99,76	Chl, Cc, Q
2,10	1,64	0,17	6,01	4,31	0,11	0,09	abs	99,99	Illit + Cc ± Ka
2,59	2,02	0,18	3,67	3,14	1,32	1,15	u	99,85	III + Ad + Cc
3,85	1,83	0,19	1,08	0,88	0,10	0,09	abs	100,14	proaspăt
3,67	1,81	0,17	1,82	0,80	0,08	0,07	abs	100,30	început de propilitizare Chl - Ep - Cc
3,22	1,18	0,16	2,29	2,65	0,30	0,26	abs	99,85	Chl, Ab, Cc
3,28	0,77	0,16	3,10	2,55	0,17	0,15	0,10	100,29	Chl, Ill, Cc, Q
2,50	1,07	0,17	4,17	3,27	0,11	0,09	abs	99,76	Chl + Cc
2,75	1,12	0,18	4,42	2,47	0,08	0,07	0,11	110,28	Chl + Cc
2,77	1,14	0,18	3,13	2,65	1,50	1,31		100,17	Chl, Ill, Cc, Q, Py
0,14	3,91	0,12	3,51	3,02	2,51	2,18		99,60	Ill, Cc, Q + Py, Ka
0,30	2,79	0,20	4,27	2,97	2,92	2,54		99,57	Ill, Chl, Cc, Q + Py
2,67	1,18	0,21	3,73	2,67	1,04	0,90		99,48	proaspăt
3,01	1,73	0,17	3,87	3,07	1,52	1,32		100,04	Ab, Ad, Ill, Cc
3,04	1,38	0,19	2,05	1,76	0,53	0,46		99,98	proaspăt, allanit, anaidrit
0,12	4,50	0,20	0,24	3,72	2,28	1,98		99,73	III + Q
3,30	2,10	0,22	2,49	2,04	1,52	1,32		100,10	Ill, Chl, Cc, Q + Py



2.8. Andezite cu hornblendă (dyke-uri și apofize)

În forajele F 3 și F 10 la nivalele inferioare, sub 300 m au fost intercinate dyke-uri subțiri de 2-3 m sau apofize subțiri de andezite cu hornblendă, în general proaspete, de culoare închisă cu mici fenocristale pe un fond microcristalin. Acestea sunt localizate în complexul pietrișurilor de Almașu Mare (în F 3) sau în andezitul de Săcărîmb (la m 304 și m 319) și în andezitul microdioritic în cadrul corpului subvulcanic, la peste 500 m adâncime în forajul F 10.

Rocile din dyke sunt fine, aproape negre, dure și casante și conțin cristale mărunte de plagioclaz (50-60% An) și hornblendă verde de dimensiuni variabile, idiomorfe sau xenomorfe datorită intenzei corozioni magmatice. De remarcat două elemente ce par caracteristice — prezența hornblendei sub formă de cristale foarte mărunte și foarte numeroase și intensa corodare a plagioclaziilor, inițial idiomorfi. Cuarțul apare sporadic, în cristale rotunjite, puternic corodate, întotdeauna de dimensiuni foarte mici. Accidental se întâlnește allanitul ce poate atinge 0,80 mm. Pe fondul roci apar în cantitate redusă carbonați și clorit, iar în proba 10/500 menționăm apariția anhidritului, atât în pastă cât și pe fenocristale. Când sunt parțial alterate hidrotermal, rocile de dyke au plagioclazul parțial substituit de calcit și illit larg cristalizat. Compoziția chimică nu arată trăsături specifice pentru aceste roci cu singura mențiune că printre elementele minore se situează conținuturi ceva mai ridicate de Be față de celelalte roci, concomitent cu valori sensibil mai mari de Sr și în special Ba.

3. Caracterele geochemice ale vulcanitelor neogene de la Bocșa

În vederea descifrării caracterelor geochemice ale vulcanitelor neogene au fost analizate chimic și prin spectroscopie de emisie 19 probe de roci andezitice din forajele din zona Bocșa. Materialul selecționat reflectă situația naturală existentă, faptul că foarte rar s-au putut întâlni roci proaspete, de regulă acestea fiind alterate în facies propilitic sau argilic. Din cele 19 probe analizate, prezentate în tabelul 5, 6, probe din forajul 3 se referă la andezitul de Săcărîmb, proaspăt, argilizat și propilitizat (3 probe), celelalte 4 fiind andezite cuartifere tip Cetraș, probele 3/450 și 3/512 corespunzînd tipului Nealterat, în timp ce 3/384 și 3/395 reprezintă roci intens argilizate și adularizate. Diagramele de variație a principaliilor oxizi cu adâncimea în foraj (fig. 3), ilustrează destul de clar diferențele de chimism între cele două tipuri petrografice: andezitul de Săcărîmb și andezitul cuartifer de Cetraș. Andezitul de Săcărîmb are conținuturi mai ridicate în TiO_2 (în jur de 0,60% față de valorile de sub 0,50%), în suma elementelor feromagneziene, în CaO , în timp ce andezitul cuartifer de Cetraș arată conținuturi sensibil mai ridicate de SiO_2 (60-61% față de circa 56% în medie) și $Na_2O + K_2O$ (media 5,6 față de media 4,2%). Si aceste diferențe și chiar valorile în sine, justifică în parte de ce multă vreme tipul de Cetraș a fost considerat dacit și nu andezit cuartifer ca tipul de Săcărîmb (Ghițulescu, Socolescu, 1941; Cioflica et al., 1968; Berbeleac, 1975 etc.). Diferențele menționate reies și din diagramele $CaNaK$



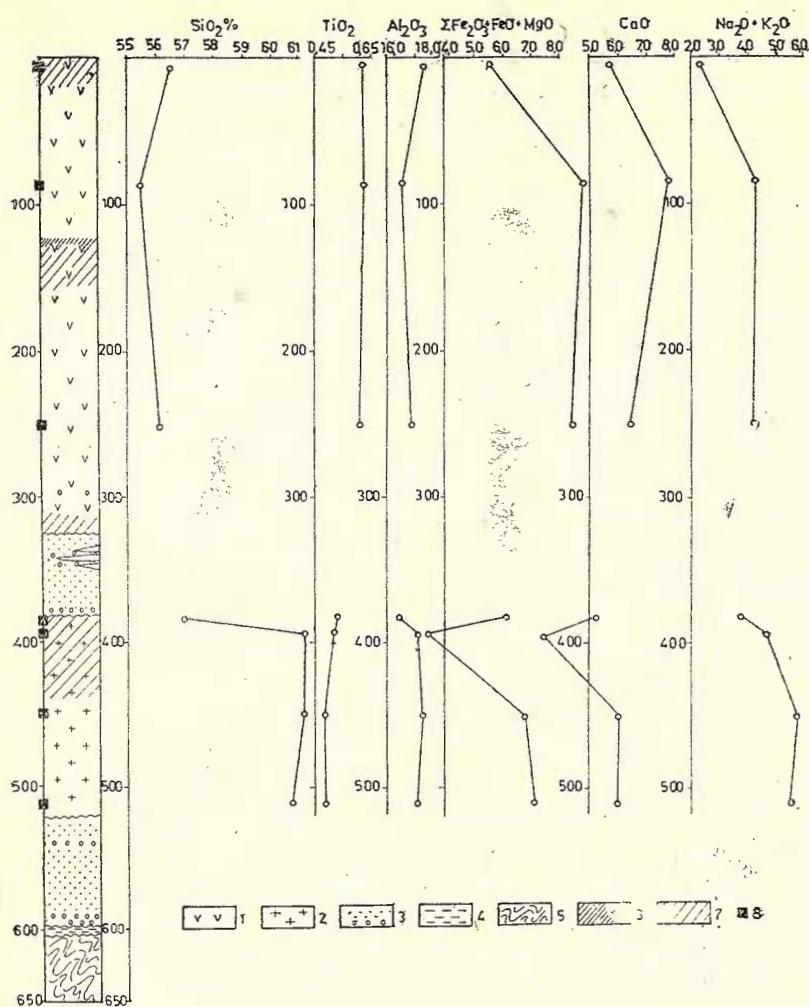


Fig. 3. — Foraj 3 — Bocșa — Compoziția chimică a vulcanitelor neogene.
 1, andezite cuartifere cu hornblendă și biotit (tip Săcărimb) ; 2, andezite cuartifere cu biotit și hornblendă ; 3, gresii, microconglomerate și argile roșii (Almașul Mare) ; 4, gresii, marnocalcare cretacice (senoniene) ; 5, șisturi cristaline epimetamorfice ; 6, argilizări intense ; 7, transformări hidrotermale slabe ; 8, analize chimice.

Forage 3 — Bocșa — Composition chimique des volcanites néogènes.

1, andésites quartzifères à hornblende et biotite (type Săcărimb) ; 2, andésites quartzifères à biotite et hornblende ; 3, grès, microconglomérats et argiles rouges (Almașul Mare) ; 4, grès, marnocalcaires crétacés (sénoniens) ; 5, schistes cristallins épimétamorphiques ; 6, argilisations intenses ; 7, transformations hydrothermales faibles ; 8, analyses chimiques.

(fig. 4) și *FMA* unde cele două tipuri de vulcanite au tendința de a contura domenii sensibil deosebite.

Examineate în grup, andezitele de Săcărîmb ocupă alte poziții decât andezitele cuartifere de Cetraș. Pe diagrama CaNaK primele se

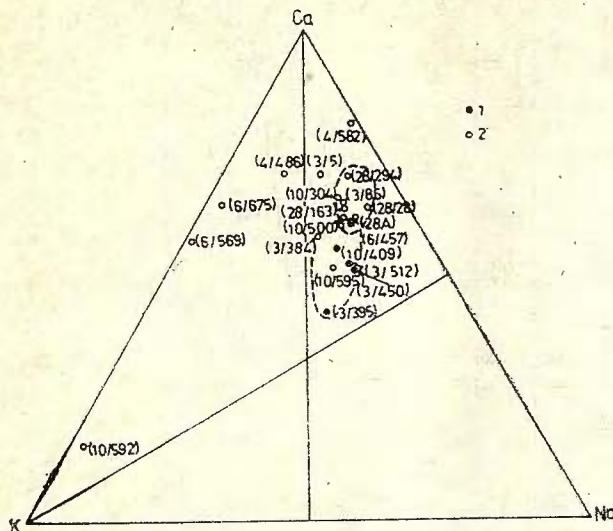


Fig. 4. — Diagrama Ca Na K.
1, αqbih (Cetraș); 2, αqhbi (Săcărîmb)

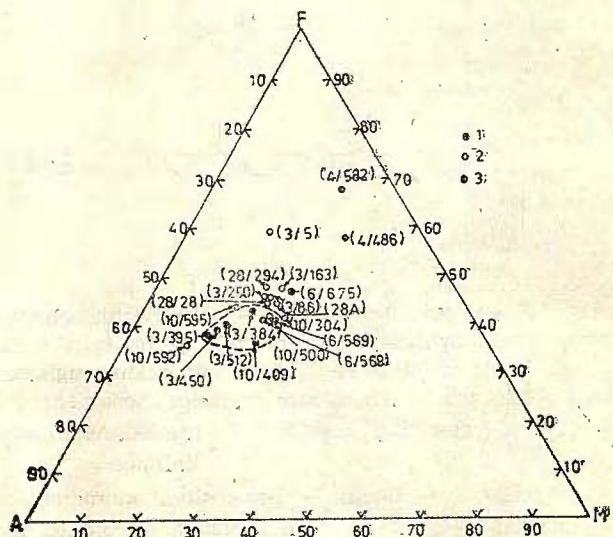
Le diagramme Ca Na K.
1, αqbih (Cetraș); 2, αqhbi (Săcărîmb).

Fig. 5. — Diagrama FMA.

1, αqbih (Cetraș); 2, αqhbi (Săcărîmb); 3, gabbro.

Le diagramme FMA.

1, αqbih (Cetraș); 2, αqhbi (Săcărîmb); 3, gabbro.



situază mai aproape de polul Ca și de latura Ca-Na, în timp ce pe diagrama *FMA*, andezitele cuartifere de Cetraș se află mai aproape de



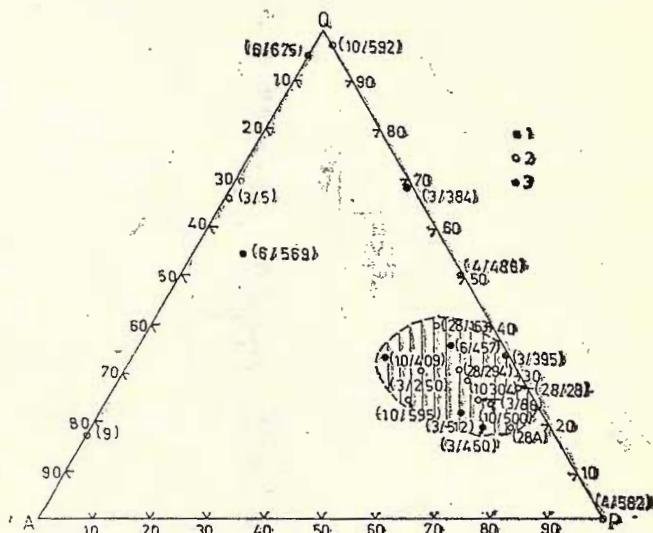
polul K (fig. 5). Pe ambele diagrame rocile din dyke-uri (probele 1/304 și 10/500) fiind, ambele, relativ proaspete se plasează în apropiere una de cealaltă, în zona dintre cele două domenii conturate, ce corespund celor două tipuri principale de andezite.

Pe diagrama QAP (Streckeisen, 1967), folosind valorile reieșite din norma Rittmann (1973), vulcanitele de la Bocșa se plasează în apro-

Fig. 6. — Diagrama QAP.

1, α qbih (Cetraș); 2, α qhbi (Săcărîmb); 3, gabbro.

Le diagramme QAP.
1, α qbih (Cetraș); 2,
 α qhbi (Săcărîmb); 3,
gabbro.



pierea laturii QP între valorile de 20-40 Q, ceea ce ar corespunde în mare andezitelor cuartifere și dacitelor (fig. 6). Rocile care au suferit transformări hidrotermale cu aport de silice și de potasiu se plasează evident către polii Q și A ai diagramei, mai puțin în cazul probelor propilitizate sau slab argilizate și mai mult în cazul în care rocile au fost intens argilizate, cum este cazul probelor deplasate mult în apropierea laturii QA sau către polul Q .

Probele care au fost analizate chimic au fost analizate și spectral, conținuturile de elemente minore fiind înscrise în tabelul 6.

Cum din cele 19 analize, 7 provin din roci sau probe prelevate din forajul F 3, corespunzînd celor două tipuri petrografice — andezitelor de Săcărîmb și andezitelor cuartifere de Cetraș — aceste date au fost înscrise în dreptul coloanei de foraj, urmărindu-se astfel variația lor cu adîncimea, respectiv cu tipul petrografic (fig. 7). Fără a se constata deosebiri esențiale, se poate observa o tendință de creștere a conținuturilor de elemente feromagneziene Ni, Co, V, Sc în andezitele de tip Săcărîmb în directă legătură cu compoziția lor ceva mai bazică.

TABELUL 6
Conținuturile în elemente minore ale nuanțelor neogene din forajele de la Bocșa-Săcarimb (ppm)

Nr. crt.	Nr. probă	Tip rocă	Ni	Co	V	Cr	Nb	Zr	Mo	Sc	Y	Yb	La	Be	Eu	Cu	Pb	Zn	Ga	Sr	Sn	Ba
1	3/5	Andezit qhbhi tip Săcarimb, argilizat	7	11	120	<3	<10	67	<2	16	14	2	<30	<1	<30	48	8	80	12,5	<3	350	310
2	3/86	" proaspăt	11	15	240	<3	<10	95	<2	28	21	2	<30	<1	<30	55	17,5	77,5	15	<3	900	1050
3	3/250	" propilitizat	8,5	12,5	165	<3	<10	75	<2	20	16	1,7	<30	<1	<30	30	11	68	15	<3	1100	1390
4	3/384	Andezit qhbhi Cetraș intens argilizat	5	7,5	70	<3	<10	57	<2	9	11	1,6	<30	<1	<30	28	15	65	10	<3	640	1100
5	3/295	"	5	6	70	<3	<10	65	<2	8	10	1,5	<30	<1	<30	34	33	90	15	<3	800	550
6	3/450	" proaspăt	9	11,5	150	<3	<10	135	<2	15	17,5	2,2	<30	<1	<30	105	46,5	73	21	<3	1000	1500
7	3/512	" ..	9	10,5	140	<3	<10	115	<2	13	5,16	1,9	<30	<1	<30	38,5	29,5	62	18	<3	1050	1390
8	28 A	Andezit qhbhi Săcarimb proaspăt	8,5	15,5	165	<3	<10	100	<2	22	20	1,9	<30	<1	<30	120	10	58	14,5	<3	850	1330
9	28/28	" propilitizat	7,5	12	140	<3	<10	65	<2	18,5	16	1,9	<30	<1	<30	105	8	77,5	15	<3	680	780
10	28/163	" ..	8,5	13	190	<3	<10	80	<2	21	17,5	2,2	<30	<1	<30	80	10	77,5	14	<3	740	1550
11	28/284	" ..	9	16,5	170	<3	<10	85	<2	25	17,5	1,9	<30	<1	<30	120	12,5	75	15	<3	600	850
12	6/457	Andezit qhbhi Cetraș propilitizat	8,5	7,5	100	25	<10	77	2	10	14,5	2	39	1,9	<30	53	18	70	12	<3	700	1250
13	6/569	" argilizat	14	8	115	36	<10	77	2,5	12,5	15	2,3	44	1	<30	42	26,5	65	13,5	<3	120	1250
14	6/675	" ..	8,5	8	110	3	<10	80	2	12	2,3	44	1,6	<30	16	47	43	11	<3	300	1500	
15	10/304	Andezit hb - dyke	8,5	7,5	150	14	<10	87	2	14	15	2,4	44	1,8	<30	76,5	15	60	13	<3	850	2200
16	10/409	Andezit qhbhi Cetraș albitizat	10	8,5	115	28	<10	90	2,5	14	17,5	2,5	49	1,9	<30	57,5	10	60	13	<3	750	1700
17	10/500	" Andezit hb - dyke	10,5	10	185	16,5	<10	115	3	18	19	2,8	44	2,2	<30	89	24,5	70	13	<3	1300	2300
18	10/592	Andezit - μδ argilitizat	6,5	8	100	10	<10	110	2,5	10	10	2,1	44	2,1	<30	48	28	<30	14,5	<3	70	1700
19	10/595	" propilitizat	14	7,5	115	11,5	<10	100	3	12	17,5	2,4	39	2,4	<30	40	29	50	16	<2	1250	3000



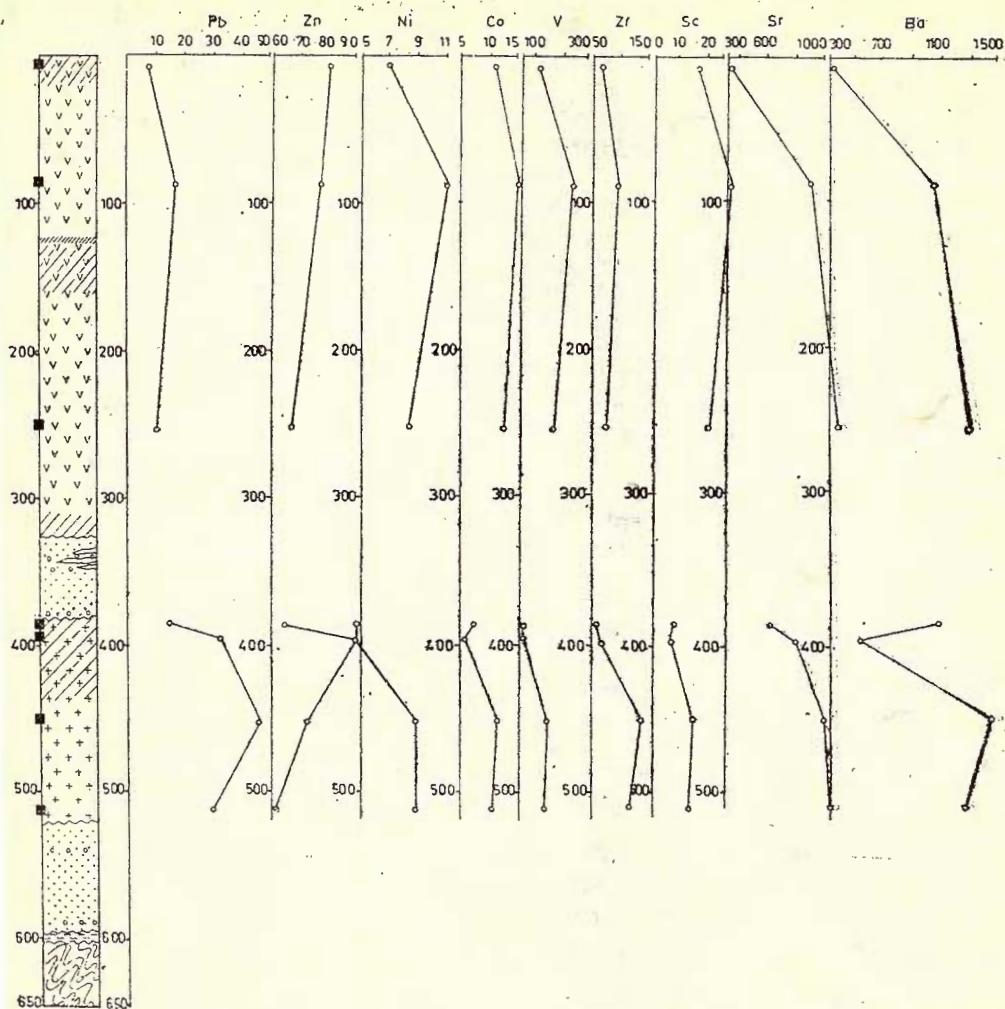


Fig. 7. — Foraj 3 — Bocșa — Conținutul în elemente minore din vulcanitele neogene.

Forage 3 — Bocșa — Le contenu d'éléments mineurs des volcanites néogènes.

4. Concluzii

Studiul detaliat al forajelor F 3, F 4, F 28, F 6 și F 10 din zona Bocșa a permis obținerea unor date noi, de natură să completeze informațiile acumulate pînă acum din cercetări efectuate la suprafață sau în subteran cu privire la structura edificiului vulcanic de la Săcarimb. Astfel, dacă prezența andezitelor cu hornblendă și biotit de tip Săcarimb și a substratului acestora (depozitele sedimentare neogene ce constituie „complexul pietrișurilor de Almașu Mare“) era previzibilă, au:

apărut și unele elemente noi. Pe baza corelării datelor din forajele examineate se pot desprinde cîteva observații mai interesante.

1. La suprafață se află un pachet de lave andezitice de tip Săcărimb, gros de 300-350 m, a cărui limită inferioară se află la altitudinea de 500-550 m. De regulă andezitele sunt propilitizate, iar local, intens argilizate și brecificate, caz în care pot apărea și mineralizații.

2. Sub cuvertura de lave andezitice se întâlnescă în totdeauna o secvență de depozite detritice ce se încadrează în „complexul pietrișurilor de Almașu Mare“. De regulă aceste depozite apar la altitudinea de 400-550 m, numai în cazul forajului F 3 întâlnindu-se și la cote inferioare (240-310 m). Grosimea depozitelor este de 100-150 m.

3. În foraje s-au întâlnit andezite cuartifere cu biotit și hornblendă (dacite de Cetraș) de regulă intens hidrotermalizate; ele apar sub cota de 500 metri. În forajul 6 s-a interceptat pe aproape 400 m un neck, talpa forajului aflându-se încă în acest tip de vulcanite. De remarcat că din cele 5 foraje studiate, în F 6 rocile sunt cel mai intens mineralizate.³

4. Forajul 10 a interceptat la cota de 346 m pînă în talpă un corp subvulcanic de microdiorit parțial hidrotermalizat și slab mineralizat.

5. În cadrul complexului pietrișurilor pot apărea apofize de andezite cuartifere cu biotit și hornblendă (dacite de Cetraș) sau dyke-uri andezitice cu grosimi reduse (1-3 m), de regulă proaspete; uneori dyke-urile traversează și andezitele.

6. Două dintre foraje (F 4 și F 28) au interceptat un corp de gabbouri. Limita superioară a acestuia, în foraje, se află la cota de 400-410 m. F 4 a traversat gabbourile pe un interval de 130 m — între 474-603 — talpa acestuia aflându-se încă în gabbouri, la altitudinea absolută de 270 m. La limita superioară a corpului de gabbro din F 4 s-a format o crustă de alterare, „perigabbroidă“, cu intense limonitzări, de 5 m grosime. F 28 a interceptat gabbourile pe distanță de 71 m, între m 437-508, rocile fiind în acest caz intens hidrotermalizate. De remarcat că sub gabbouri în foraj au apărut sisturi cristaline epimetamorfice.

7. Forajele F 3 și F 28 au interceptat sisturi cristaline epimetamorfice la adîncimile cele mai mari. În F 3 începînd cu m 603 pînă în talpă (m 650), deci pe un interval de 47 metri, la cota absolută de 180-230 m. În F 28, între m 508-550, deci pe 42 metri diferență de nivel, la cota absolută de 290-332 m. Avînd în vedere cele mai nordice apariții de cristalin din zona Vârmaga, unde afloreză la altitudinea de 350-500 m rezultă că în zona Bocșa, la 5 km distanță spre nord, cristalinul a suferit o afundare de numai 150-200 metri.

³ Vom utiliza în descrierea forajelor denumirea de „dacit de Cetraș“ și nu de andezit cuartifer cum este, poate, mai exact (vezi Borcoș et al., 1972) pentru a fi mai elocvenți în sublinierea acestei prezențe. Caracterele de recunoaștere ale „dacitului de Cetraș“ pe teren sunt: frecvența fenocristalelor mari de cuarț uneori cu tentă violacee, apariția cristalelor mari de biotit sub formă de lamele hexagonale suprapuse și aspectul mai leucocrat față de alte roci andezitice prezente în regiune.

BIBLIOGRAFIE

- Berbeleac I. (1973) Studiul petrografic și metalogenetic al regiunii Vălișoara (Porcurea) Munții Metaliferi. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLIV, 1-189, București.
- (1976) Aspecte petrografice și metalogenetice ale insulei cristaline Rapolt. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LIV, 4, p. 5-22, București.
- Bordea J., Berbeleac I., Borcoș M., Mantea G., Stancu J., Rogge-Țăranu E. (1978) Harta geologică a R. S. România, 1 : 50.000, foaia Geoagiu.
- Borcoș M., Mantea G. (1964) Vîrstă formațiunilor neogene din bazinul Zlatna-Almașul Mare. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/2, p. 99-112, București.
- Colios E., Bratosin I., Ianc R. (1972). Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Cioflița G., Istrate G., Popescu G., Udubașa G. (1966) Contribuții la cunoașterea vîrstei produselor vulcanice din regiunea Hărțăgani-Trestia (Munții Metaliferi). *St. cerc. geol., serv. geofiz. ser. geol.*, 11, 1, p. 171-182, București.
- Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Etude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Géol.*, Rom. XXI, p. 181-464, București.
- Giușcă D. (1935) Note préliminaire sur la genèse du gisement aurifère de Săcărimb. *Bul. Lab. Min. Gen. Univ. Buc.* I, 72-82, București.
- (1937) Le chimisme de la nagyagite, *Bull. Soc. Rom. Géol.*, III, 118-121, București.
- Helke A. (1938) Die Jungvulkanischen Gold-Silber-Erzlagerstätten des Karpathenbogens unter besonderer Berücksichtigung des Genesis und Paragenesis des gediegenen Goldes. *Arhiv Lagerstättentforschung*, 66, Berlin.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni, *Ed. Acad. R.S.R.*, 631 p., București.
- Lup I., Dafin E., Braun Al., Udubașa G., Istrate G., Anton O., Ivan Tr., Bichir G., Ifrim I. (1975) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Nopcsa F. (1905) Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervár, Deva, Ruszkabánya u.d. rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. Geol. Anst. Bd.* XIV, 4, Budapest.
- Pálfy M. (1901) Geologische Totizen aus dem Tale des Aranyosflusses. *Jahrb. d. k. ung. geol. A.F.* 1901, Budapest.
- Rădulescu D. P. (1956) Observații asupra structurii aparatului vulcanic de la Săcărimb. *Anal. Univ. București, Ser. Șt. nat.*, 10, p. 139-145, București.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Miner., Abbh.* 107, p. 144-210.
- Udubașa G., Istrate G., Dafin E., Braun Al. (1976) Mineralizațiile polimetaleice de la Boșca (N de Săcărimb) Munții Metaliferi. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 2, p. 97-124, București.

DONNÉES NOUVELLES
SUR LA STRUCTURE DE L'ÉDIFICE VOLCANIQUE DE SĂCĂRÎMB

(Résumé)

On présente les principaux résultats obtenus de l'étude détaillée des formations géologiques traversées par les forages F₃, F₄, F₂₈, F₆ et F₁₀, exécutés par IPEG Hunedoara dans la zone de Bocșa au nord de Săcărîmb.

Le forage F₃ a été emplacé à presque 320 m au nord de la colline Grozii (885,0 m) à l'altitude de 840 m. La profondeur atteinte par le forage est de 650 m. De la surface en profondeur on a rencontré les formations suivantes :

m 0-326 — andésites quartzifères à hornblende et biotite (type Săcărîmb) ;
m 326-382 — le complexe des graviers d'Almașu Mare (Carpalien, Hélvétien) ;
m 382-521 — andésite quartzifère à biotite et hornblende type Cetras — „dacites de Cetras“ ;

m 521-598 — le complexe des graviers d'Almașu Mare ;
m 598-603 — argiles et grès rubannés noirs, presque charbonneux (Santonien-Maestrichtien) ;

m 603-650 — schistes cristallins épimétamorphiques. On débute (m 603-605) par des schistes quartzeux-sériciteux, suivis (m 605-607) par des schistes chloriteux à intercalation de métadolérite à m 606. A m 607-638 on rencontre des schistes quartzeux-sériciteux \pm porphyroblastes d'albite et à m 638-650 des schistes chloriteux.

Le forage F₄ a été emplacé sur la colline Grozii, à l'altitude de 870 m. La profondeur du forage 603 m.

m 0-321 — andésites quartzifères à hornblende et biotite (type Săcărîmb) ;
m 321-468 — graviers d'Almașu Mare ;
m 468-474 — marnes et marnocalcaires grisâtres à diaclases de calcite bréchoïde, probablement d'âge sénonien ;
m 474-479 — croûte d'altération limonitique périgabbroïde ;
m 479-603 — gabbros.

Le forage F₂₈ se situe à l'est de la colline Grozii, à l'altitude de 845 m. La profondeur du forage 550 m.

m 0-319 — andésites quartzifères à hornblende et biotite (type Săcărîmb) ;
m 319-437 — graviers d'Almașu Mare ;
m 437-508 — gabbros intensément altérés ;
m 508-550 — schistes cristallins épimétamorphiques. On y rencontre aussi des schistes quartzeux-sériciteux à grenat \pm porphyroblastes d'albite.

Le forage F₆ est emplacé à 250 m SSE du forage F₂₈, à l'altitude de 835 m. La profondeur du forage 700 m.

m 0-289 — andésites quartzifères à hornblende et biotite (type Săcărîmb) ;
m 289-292 — grès et argiles gréseuses gris-blanchâtres d'âge carpatien ;
m 292-309 — andésites quartzifères à hornblende et biotite ;
m 309-311 — grès et graviers blanchâtres ;

m 311-700 — andésites quartzifères à biotite et hornblende type Cetras („dacites de Cetras“) généralement argilisées et silicifiées. Il est possible qu'elles représentent un neck de dacite de Cetras, si on envisage l'intervalle très large où on l'a intercepté, la structure holocrystalline porphyrique des roches et l'altération hydrothermale avancée à minéralisation disséminée et en tant que filonnets fins.



Le forage F₁₀ est emplacé à 330 m SSE du forage F₆ à l'altitude de 820 m. La profondeur du forage 640 m.

m 0-320 — andésites quartzifères à hornblende et biotite ;
 m 320-323 — grès grisâtres durs et microconglomérats ;
 m 323-470 — andésites quartzifères à biotite et hornblende type Cetras (dacites de Cetras) propylitisées, faiblement argilisées par endroits ;
 m 470-473 — grès gris-blanchâtres, brèche à fragments d'andésite ;
 m 473-639 — microdiorites à hornblende et biotite ; à m 499-531 et m 599-600 des dykes d'andésite traversent l'andésite quartzifère.

L'étude détaillée des forages F₃, F₄, F₂₈, F₆ et F₁₀ de la zone de Bocșa a fournit des données nouvelles sur la structure de l'édifice volcanique de Săcarîmb.

Des laves andésitiques de type Săcarîmb, épaisses de 300-350 m y affleurent ; leur limite inférieure atteint l'altitude de 500-550 m. Au-dessous de la couverture de laves andésitiques il y a toujours une séquence de dépôts détritiques qui appartient au „complexe des graviers d'Almașu Mare“ (Prébadénien-Carpatien).

Les forages F₃, F₆ et F₁₀ ont traversé un corps subvolcanique d'andésite quartzifère à biotite et hornblende („dacites“ de Cetras) intensément hydrothermalisé, au-dessous de la cote m 500. Le forage F₆ a traversé un neck sur 400 m, en temps que son fond était situé dans les volcanites de ce type-là.

Le forage F₁₀ a traversé, de m 346 vers le fond, un corps subvolcanique de microdiorite partiellement hydrothermalisé et faiblement minéralisé.

Dans le complexe des graviers on rencontre des apophyses d'andésites quartzifères à biotite et hornblende (dacites de Cetras) ou des dykes andésitiques peu épais (1-3 m), généralement frais ; par endroits les dykes traversent les andésites aussi.

Deux forages (F₄ et F₂₈) ont traversé un corps de gabbros. Sa limite supérieure, dans les forages, atteint m 400-410. F₄ a traversé les gabbros dans un intervalle de 130 m — m 474-603 — le fond étant situé dans les gabbros, à l'altitude absolue de 270 m. A la limite supérieure du corps de gabbro de F₄ il y a une croûte d'altération „périgabbrroide“, intensément limonitisée et épaisse de 5 m. F₂₈ a intercepté les gabbros sur 71 m, m 437-508, et les roches sont intensément hydrothermalisées. Il faut mentionner que les gabbros surmontent des schistes cristallins épimétamorphiques.

Les forages F₃ et F₂₈ ont traversé des schistes cristallins épimétamorphiques aux plus grandes profondeurs. Dans le F₃ de m 603 jusqu'au fond (m 650), à la cote absolue de 290-332 m. En considérant les affleurements les plus septentrionaux de cristallin de la zone de Värmaga situés à l'altitude de 350-500 m, il en résulte que dans la zone de Bocșa, à 5 km vers le nord, le cristallin s'enfonce seulement par 150-200 mètres.



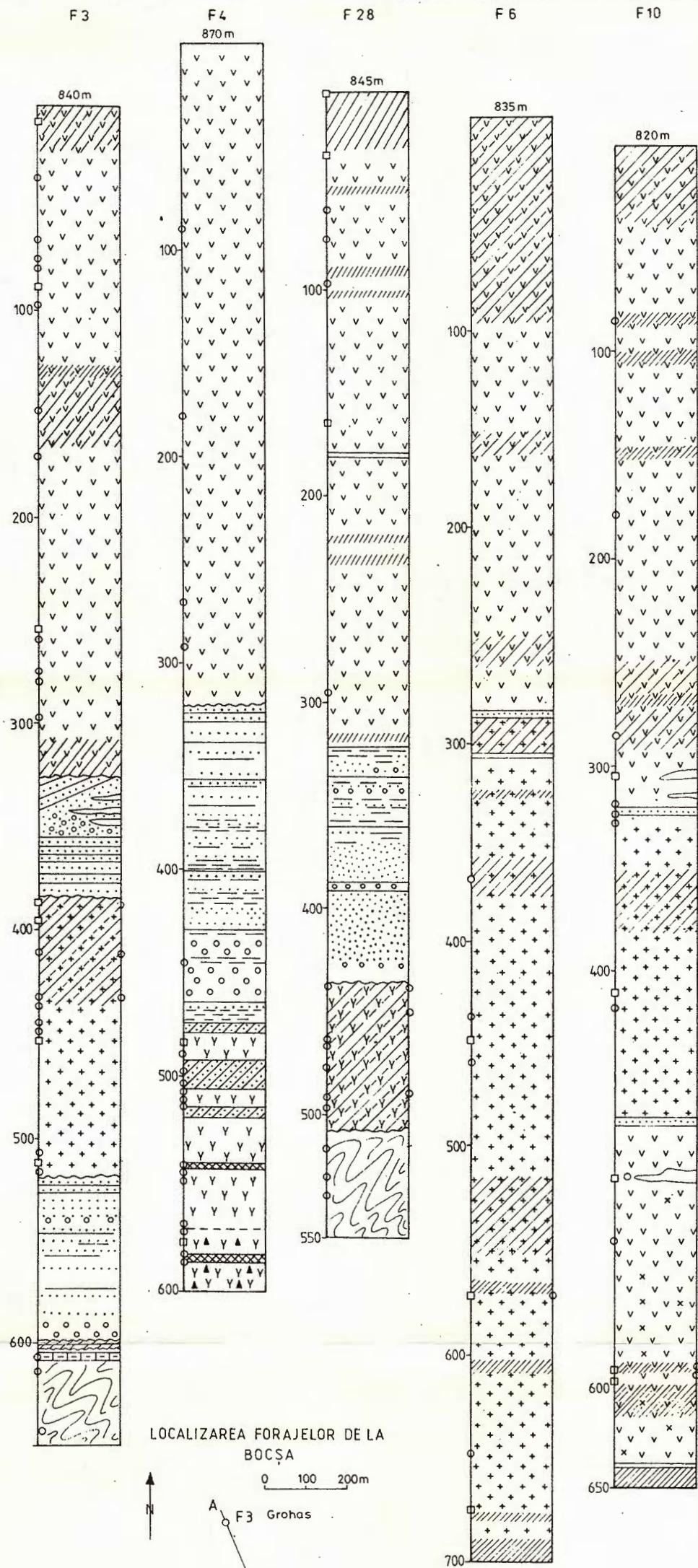
EXPLICATION DE LA PLANCHE

Colonnes lithologiques des forages F₃, F₄, F₂₈, F₆ et F₁₀ de Bocșa.
1, andésites à hornblende et biotite (type Săcărîmb) ; 2, andésite quartzifère à biotite et hornblende (type Cetras) ; 3, andésites à hornblende, dyke ; 4, andésite-microdiorite porphyrique ; 5, gabbro, gabbro à hornblende ; 6, gabbro à magnétite ; 7, microgabbro à hornblende ; 8, siltites micacées, rouges, grisâtres, grès, conglomérats blanc-grisâtres ; 9, siltites, marnes grisâtres sénoniennes ; 10, schistes cristallins épimétamorphiques, métadolérites ; 11, argilisations + silicifications ; 12, argilisations intenses ; 13, altération albite-chlorite-carbonate ; 14, analyses chimiques + spectrales ; 15, analyses microscopiques.



COLOANELE LITOLOGICE ALE FORAJELOR F3, F4, F28, F6 și F10 DE LA BOCSA

ISTRATE et al. Noi date asupra structurii edificiului vulcanic Săcărîmb



LEGENDA

1	v v v	Andezit cu hb, bi (tip Săcărîmb)	9	Siltite marne cenușii senoniene
2	++ +	Andezit quartifer cu bi, h (tip Certăș)	10	Şisturi cristaline epimetamorfice, 1. metadolerite
3	---	Andezit cu hornblendă, dyke	11	Argilizări ± silicifiere
4	x v x	Andezit-microdiorit porfiric	12	Argilizări intense
5	y Y	Gabbro, gabbro cu horblendă	13	Alteratie albit-clorit-carbonat
6	y * y	Gabbro cu magnetit	14	Analize chimice +spectrale
7	---	Microgabbro cu horblendă	15	Analize microscopice
8	---	Siltite micacee roşii cenuşii, gresii, conglomerate alb cenuşii		

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

Working Group 3.4: *The Magmatism and the Metallogenesis Associated to the Epoch of Molasse Formation*

MICROTECTONIC INVESTIGATIONS
WITHIN NEOGENE VOLCANICS AREA
FROM THE GUTII MOUNTAINS¹

BY

VASILE MANILICI², VIOREL MACALEȚ²

Microtectonics. Volcanic rocks. Neogene. Tectonic control. Fissures. Fractures. Quartzites. East Carpathians. New eruptive. Gutii Mts.

Sommaire

Investigations microtectoniques dans l'aire des volcanites néogènes des monts Gutii. On présente les résultats de l'étude microtectonique concernant l'aire des volcanites néogènes des monts Gutii (district de Maramureș). On démontre la ressemblance entre les fissures naturelles des champs miniers et les filons métallifères. A la fois, les fissures naturelles renseignent sur la structure des zones de profondeur de la région investiguée. Les quartzites de la région sont traversées par les mêmes systèmes de fractures que les roches mères des filons, ce qui démontre que le processus de silicification a précédé le processus de minéralisation.

The lack of microtectonic systematic data regarding the Neogene volcanics from the Gutii Mountains, which are related to important non-ferrous and gold-silver mineral deposits, has led us to elaborating this study on a large area containing the main mines in this region. We had in view the influence of the tectonic factor on the process of metal vein constitution, the age relationships between metal veins and hydrothermal quartzites constitution and the spatial position of natural fissures from different volcanic and sedimentary rock deposits.

Up to now, a similar study has been worked out for the Sarmatian Seini andesites lying between Seini and Băița localities, for the Pannonian dacites and quartz andesites situated between Băița and Săsar valleys as well as for the Jereapăn pyroxenic andesites lying between Șuior and Văratec. A number of almost 9,000 measurements on natural

¹ Paper presented at the Meeting of the Working Group 3.4 on September 24 1980 at Deva and received in 1980.

² Institutul politehnic, București, România.



fissures has been made between Seini and Săsar and between Șuior and Văratec, almost 13,000. The projection of the poles of these fissures from outcrops and mines on Schmidt line, given in Plate and Figure, reveals the following :

The diagrams of adularized and silicified andesitic breccias lying between Seini and Ilba (Pl./1, 2) are characterized by a wide spreading of natural fissure poles which form a concentric maxima garland, resembling the diagrams drawn up by Gurău et al. (1975) for the mineralized breccias at Roșia Poieni in the Apuseni Mountains. In the western part of the Ilba deposit, the diagrams, drawn up on the basis of measurements executed on the Colbului valley and of mining works from this zone, include the characteristic fissures of breccias and a great number of fissures trending to the NW-SE, parallel to metal veins (Pl./4). This proves that besides the fissures formed during the breccification period, there add those constituted previously to metal veins and the ones parallel to the faults affecting these veins.

In the Ilba mining field (Pl./4, 8, 10) one notices a wide dispersion of natural fissure poles, metal vein poles and of poles of those faults affecting the veins, which demonstrates the advanced tectonisation of this mining field. Having in view the fact that the fissures, parallel to the faults which affect the veins, often present a quartz filling that crystallized at the same temperature as the quartz from the central part of metal veins, we may consider that vein faulting occurred during the final stage of mineralization process.

The tectonics of the Nistru-Băița mining field is less complicated than the one of the Ilba field. Here, we mention a mainly NE-SW cleavage (Pl./13-17), the fissure slopes trending either to the north-west or to the south-east, while axis C of the deformation ellipsoid trends to the NW-SE. The vein poles are projected on the concentration maxima of natural fissure poles, showing that vein fractures were formed concomitantly with the entire mining field. The Nistru veins are slightly tectonized, the few intercepted faults trending to the NW-SE or NE-SW (Pl./15).

Besides the study of the tectonics of Ilba and Băița-Nistru deposits, related to Sarmatian volcanism, we were interested in determining the formation period of hydrothermal (secondary) quartzites related to this volcanism as opposed to the mineralization belonging to the same volcanism. In the Seini-Ilba — Nistru-Băița zone, the quartzites crop out within the metal veins area from these mining fields and they often represent the host rock of veins, pointing to the presence of a genetic relationship between quartzite formation on one hand and of vein mineralization on the other hand. At the same time, the measurements of natural fissures from the Beneci quartzites (Pl./3), emplaced at the western end of the Ilba mining field, show that the latter are being crossed by the same fissure systems as the breccias lying between Seini and Ilba. This pleads for the dating of the silicification process previously to the breccification one. A similar case may be encountered at Piatra Handalului (Pl./16), which according to Borcoș et al. (1972) is an important eruption centre of the Seini andesites. The restraint areas of quartzite occurrences do not allow a great



number of measurements. Nevertheless, the few fissures of quartzite occurrences show that at Ilba (Pl.9) the fissures crossing these quartzites are parallel to veins, to faults affecting the veins respectively, while at Băița (Pl.18) the quartzites are crossed by fissures parallel to the veins of this mining field. This fact demonstrates that while fractures on which veins lie were formed, the quartzites already existed and they were fissured concomitantly with the host rocks of veins. It results that the silicification process which generated the quartzites occurred previously to the emplacement of metal veins. This conclusion is inferred from the evolution of hydrothermal processes from this region (Manilici et al., 1971; Stanciu, 1973).

The diagrams of fissures of Upper Pliocene basaltoid andesites from Ilba and Săbișa (Pl.5) are similar to those from breccification zones, although the former andesites contain cooling fissures.

Within the area of deposits related to Pannonian volcanism, represented by dacites and quartz andesites lying between Băița valley and Săsar meridian, one notices some features characteristic of this tectonomagmatic phase. Thus, on the upper course of the Băița valley, within the Tyuzoșa mineralization zone (Pl.23) the NE-SW trending fissures parallel to the metal veins are predominant, while the faults affecting the mineralized bodies trend to the east-west with a southern bending. The veins from the Ludovica zone (Pl.21, 22) present the same trending, their maxima containing the projection of poles of this group veins, but lacking in the E-W trending fissures, parallel to the Tyuzoșa faults. Axis C of the deformation ellipsoid, which points to the WNW-ESE in the Tyuzoșa-Ludovica zone.

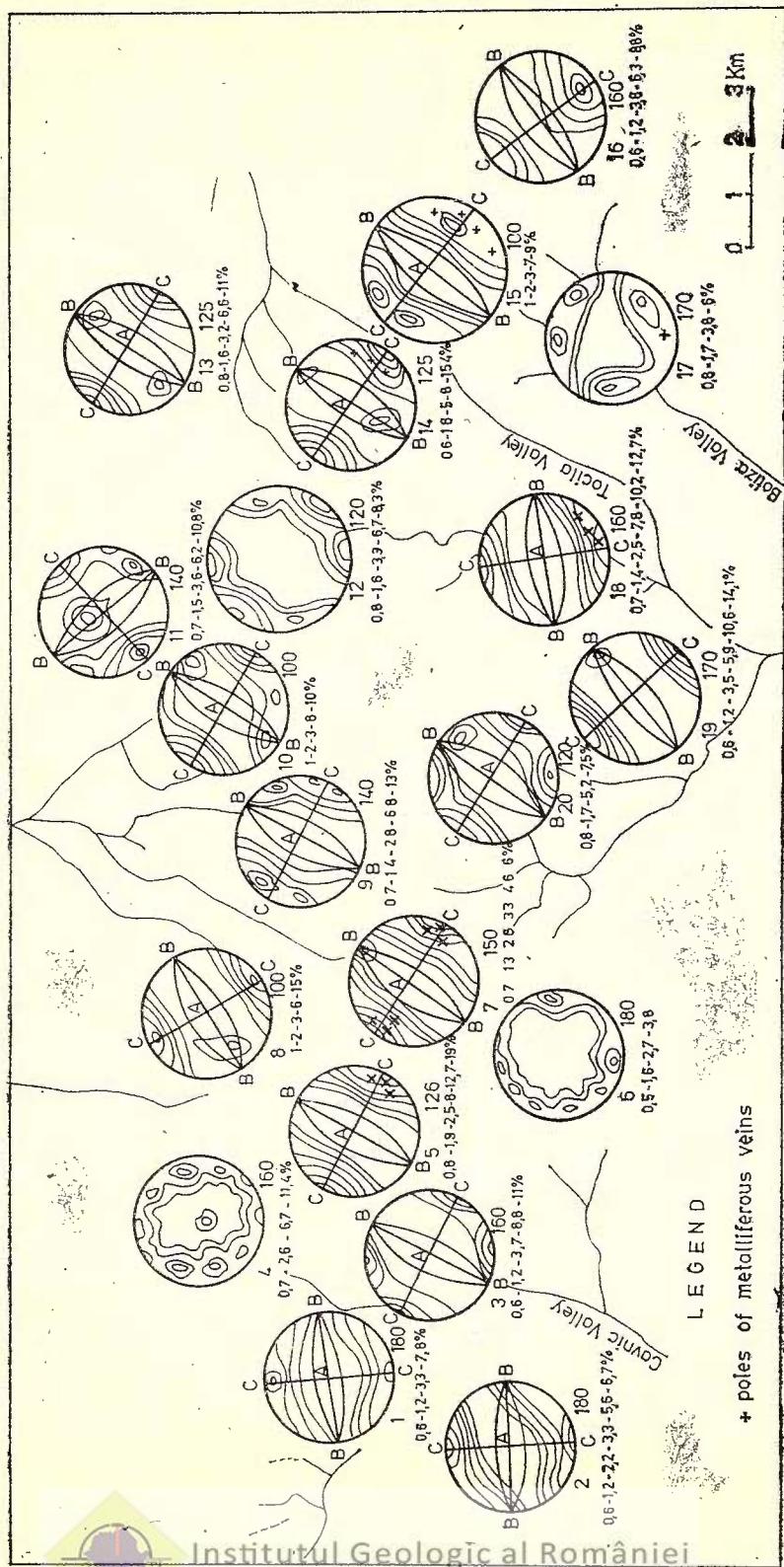
The Săsar mining field, containing a gold-silver and a base-metal mineralization, is highly tectonized as compared to the Ilba mining field. Here too, the natural fissure poles present fluctuating trendings and bendings (Pl.26, 27, 30), revealing the prevalence of the N-S trending ones. Axis C of the deformation ellipsoid trends almost to the E-W in the Wilhelm zone, to the NE-SW or NW-SE respectively in the Poprad-Sofia zone. This mining field is characterized by the higher frequency of faults subsequent to the mineralization, as compared to the Ilba field. The fissures parallel to the faults affecting the mineralization veins contain mainly a calcite filling characteristic of the central part of veins. This demonstrates, that in the Săsar deposit tectonization occurred during the final stage of the mineralization process, before the exhaustion of ascending flows of hydrothermal solutions.

The diagram of natural fissures from the volcanic pilars rooted in quartz andesites (Pl.25, 28) resembles the diagrams of breccification zones.

In the eastern part of the Gutii Mountains, within the Pontian Jereapăń andesite area, the fissure diagrams point to a less complicated tectonics, with locally and regionally distinct features.

In the Șuior mining field, the E-W trending fissures are predominant, lying parallel to the main vein (Fig.1); this is valid for the western part of this deposit, between Baia Sprie and Șuior, and also for the south of the Șuior deposit, within the Șuior quartz andesite zone (Fig.2).





Cartodiagram of the Natural Fissures in the Șuior-Căvnici-Vărătec Zone.

The same fissure systems may be encountered in the Cavnic mining field, where the NE-SW trending veins present north-western or south-eastern bendings. To the south of this deposit, there is an E-W trending vein and besides the fissures parallel to the other veins one may encounter E-W trending fissures as well (Fig./3). The poles of metal veins are projected on the concentration maxima of natural fissure poles. The Piatra Malnașului hydrothermal quartzite occurrence (Fig./7) is crossed exclusively by NE-SW trending fissures, the respective maxima containing the projection of metal vein poles in the neighbourhood. Some of the widely opened fissures are overlain by hydrothermal quartz crystals and sulphides similar to those of the vein filling, which crystallized at the same temperature as the ones from the vein central part. They prove that the quartzites in this mining field are previous to metal veins, as well. Here, axis C of the deformation ellipsoid trends to the NW-SE. The Roata deposit, lying to the east of Cavnic, contains veins parallel to those from the previous mining field, NE-SW trending fissures and weakly represented NW-SE trending ones.

The same fissure systems with NE-SW trendings and north-western or south-eastern bendings occur between Roata and Băiuț deposits on one hand (Fig./19, 20) and Roata and Jereapăń ones, on the other hand (Fig./9). As compared to the western part of the Gutii Mountains, it is worth mentioning that here the E-W and NW-SE trending fissures are more frequent.

In the Jereapăń mining field (Fig./12) on the northern slope of the Gutii massif, the same parallelism between the position of natural fissures and the position of metal veins is to be noticed. The E-W trending natural fissures are quite numerous, accounting for the presence of some mineralized bodies trending on this direction. The hydrothermal quartzites of this mining field and the Piatra Totoș (Fig./10) and Piatra Sesului ones are also crossed by NE-SW fissures, running parallel to the metal veins. To the east and north-east of Jereapăń, the NE-SW trending fissures are still present, while the E-W trending ones prevail locally, as for example in the Jereapăń mine, on Pițului and Pietrele Onciului valleys; the NW-SE trending fissures prevail on the Chicera hill (Fig./11) and Corha hill. The well developed quartzite occurrences at Pietrele Onciului, Piatra Sermeteșului and Galbena are also crossed by fissure systems parallel to the veins of the above mentioned fields.

In the Băiuț mining field (Fig./18), where the veins trend to the ENE-WSW with northern or southern bending, there prevail the fissures with the same trending and bending, while at Văratec (Fig./15), where the veins trend to the E-W, NE-SW and N-S, the natural fissures present the same trendings. The quartzites from the Surfuri zone at Băiuț are also crossed by fissures parallel to the veins of this mining field, while those from Piatra Văratecului (Fig./14) lying in the neighbourhood of this deposit are crossed by fissures parallel to the veins; their poles are projected on the concentration maxima of natural fissure poles of these quartzites.

In the Cizma and Coasta Ursului vein zone, with NE-SW trending (Fig./17) and north-western bending, there prevail fissures with the same trending. It is worth mentioning that within this last sector, the diagrams get more complicated than in the neighbouring Băiut and Vărătec mining fields. This complex character is accounted for by the more advanced tectonization of this zone, which according to Bombită (1972) is due to proximity to the Botiza nappe front. The Băiut veins are less faulted, while the Vărătec ones, inside the same nappe, are not affected by faults. The same fissure systems occur generally among the three mining fields.

The high frequency of E-W trending fissures in the eastern part of the Gutii Mountains is reflected in the east-western trending of Șuior vein, of Ramura Iosif vein at Cavnic and of some mineralized zones trending on the same direction at Jereapăń. At Băiut, the veins trend N60-80°E, while the vein Ion S at Vărătec trends N70-85°E.

The diagrams drawn up according to natural fissure measurements of Gutii andesites (Fig./4) and of Upper Pliocene Igniș andesites, have a peculiar aspect. The fissure poles of these andesites form a concentric garland of reduced concentration maxima, with bendings of 65-90°. The absence of some highly concentration fissure systems parallel to metal veins, as well as the absence of friction mirrors point to the presence, within these andesites, of some cooling fissures, deprived of tectonic character. These diagrams resemble those from breccification zones and rooted pilars.

Conclusions

The 21,000 measurements of the Gutii Mountains natural fissures, made on the Paleogene flysch and Neogene volcanics of Sarmatian, Pannonian and Upper Pliocene age, point to the parallelism between metal veins and natural fissures from the respective mining fields. On the diagrams, the vein poles are projected on the concentration maxima of natural fissure poles from the neighbouring areas.

The flysch-like rock complex, folded during previous stages, is affected by the same fissure systems as volcanics, demonstrating that the Paleogene basement and the overlying volcanic complex have been fissured as a result of the same tectonic action.

The tectonisation degree of the studied sectors shows an advanced tectonisation of the Sarmatian Ilba deposit and of the Pannonian Săsar one, while the Sarmatian Nistru-Băița deposit, lying in-between, is less tectonized. According to Borcoș et al. (1979), this is due to the emplacement of Ilba and Săsar deposits in highly tectonized compartments, delimited by a less tectonized one which contains the Nistru-Băița deposit. By means of microtectonic investigations, within these three mining fields there have been delimited, both in the Sarmatian and Pannonian, two tectonisation stages posterior to the emplacement of the Seini andesites, the Piscuiatu quartz andesites respectively : a first stage, prior to the emplacement of the Sarmatian mineralization, Pannonian respectively, and a second stage, posterior to it.



To the east of the Gutii Mountains, the fissuring occurred during a single stage, after the emplacement of the Jereapăn andesites and before the emplacement of the mineralization, under the influence of a mainly NW-SE trending stress, responsible for the generation of vein fractures. In this case, it is relatively easy to delimit those zones specific to vein deposits.

The fact that the Sarmatian, Pannonian and Pontian deposits are crossed by the same natural fissure systems as host rocks of metal veins, while the poles of these veins lying in the neighbourhood of quartzite occurrences are projected on the concentration maxima of natural fissure poles of quartzites, demonstrates that the silicification process related to the three tectonomagmatic cycles, which generated the quartzites, are prior to mineralization processes.

The microtectonic study of the largest area of the Gutii Mountains offers information on the deep structure of this structural unit. Correlating the geological and geophysical data from this region, Borcoş et al. (1979) account for the westward prolongation of the Dragoş Vodă fault trending to the E-W to west of Baia Mare, crossing the Cizma-Roata-South Baia Mare zone and for the presence of an important NW-SE trending fault passing through Jereapăn and Roata, called the Gutii fault. The microtectonic data confirm these conclusions by the higher frequency of east-westward fissures from the eastern part of the region and their rather high frequency west of Baia Mare, between Baia Mare and Ilba localities, as well as the high frequency of NW-SE fissures of the Jereapăn zone, related to the Gutii fault. The east-westward alignment of the hydrothermal quartzite occurrences in the Jereapăn-Băiuț-Văratec zone seems to be related also to some deep fractures trending on the same direction.

REFERENCES

- Borcoş M., Lang B., Peltz S., Stan N. (1972) Evoluţia vulcanismului neogen din partea de vest a Munţilor Gutii, *St. tehn. econ., Inst. geol.*, I, 6, p. 7-35, Bucureşti.
- Fotopolos S., Peltz S., Socolescu M., Stan N. (1979) Observaţii preliminare asupra structurii regiunii vulcanice neogene Oaş-Gutii dedusă din corelarea datelor geologice şi geofizice, *St. tehn. econ., Inst. geol. geofiz.*, I, 6, p. 109-130, Bucureşti.
- Bombiţă Gh. (1972) Studii geologice în Munţii Lăpuşului. *An. Inst. geol.*, XXXIX, p. 7-110, Bucureşti.
- Gurău A., Gridan T., Glavačchi I., Hutini T. (1975) Consideraţiuni structural-genetice privind zăcământul cuprifer de la Roşia Poieni (Munţii Apuseni). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LX, 2, p. 23-39, Bucureşti.
- Manilici V., Stiopol Victoria (1971) La corrélation entre la minéralisation et l'altération hydrothermale au champ minier de Băiţa-Nistru (département de Maramureş), p. 27-32, Budapest.
- Stanciu C. (1973) Procese de transformare hidrotermală în zăcăminte Herja şi Baia Sprie. *St. tehn. econ., Inst. geol.*, I, 9, p. 73-94, Bucureşti.

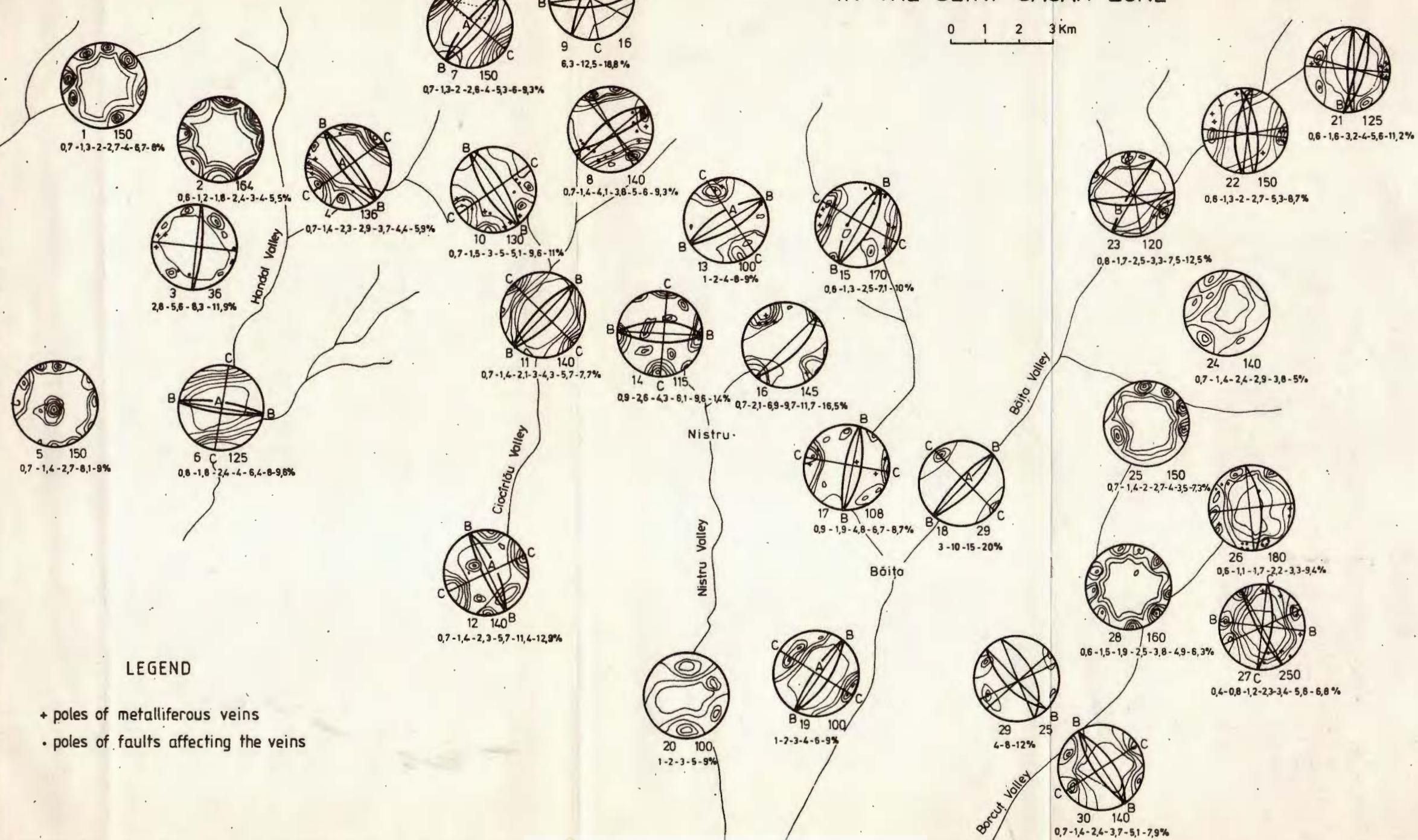




Institutul Geologic al României

CARTODIAGRAM OF NATURAL FISSURES IN THE SEINI-SĂSAR ZONE

0 1 2 3 Km



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

NEW DATA ON THE VOLCANO-SEDIMENTARY FORMATION
FROM THE NORTHERN CĂLIMANI MOUNTAINS
— GURA HAITII ZONE (EAST CARPATHIANS)¹

BY

EUGENIA NIȚOI², RADU CONSTANTINESCU³

Volcano-sedimentary formation: volcanic structure. Petrology — volcanics. Petrochemistry. Sedimentary rock assimilation. East Carpathians. New eruptive — Călimani.

Sommaire

Données nouvelles sur la formation volcano-sédimentaire située au nord des Monts Călimani — zone de Gura Hătii — district de Suceava. Pour la première fois on mentionne et on décrit au N des Monts Călimani la 3ème série de la formation volcano-sédimentaire (le compartiment inférieur de la structure de la chaîne volcanique Călimani-Gurghiu-Harghita). L'étude pétrologique des roches composantes de cette série a démontré l'importance de la différenciation sur le trajet d'éruption par l'assimilation des roches sédimentaires, parmi lesquelles les marnes — découvertes comme enclaves — ont certainement influencé le chimisme des laves.

Our researches (Fig. 1) concern the upper part of the volcano-sedimentary formation from the "lower compartment" (Rădulescu et al., 1964; Peltz, 1965; Peltz, Peltz, 1970) of the Neogene eruptive. This area lies south of the zones previously studied by us (Nițoi, 1980), representing a continuation and a more detailed investigation of the volcano-sedimentary formation.

The anterior researches in the zone are sporadic and related with the Neogene eruptivism in general, e.g. Nichita (1934); Teodoru and Teodoru (1961). The Toplița section (Alexandrescu et al., 1968) of the

¹ Delivered on May 15, 1981, accepted for publication on September 18, 1981, communication in the session of May 29, 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București 32.

³ Întreprinderea de foraj și lucrări geologice speciale str Caransebeș nr. 1, 78344, București 32.



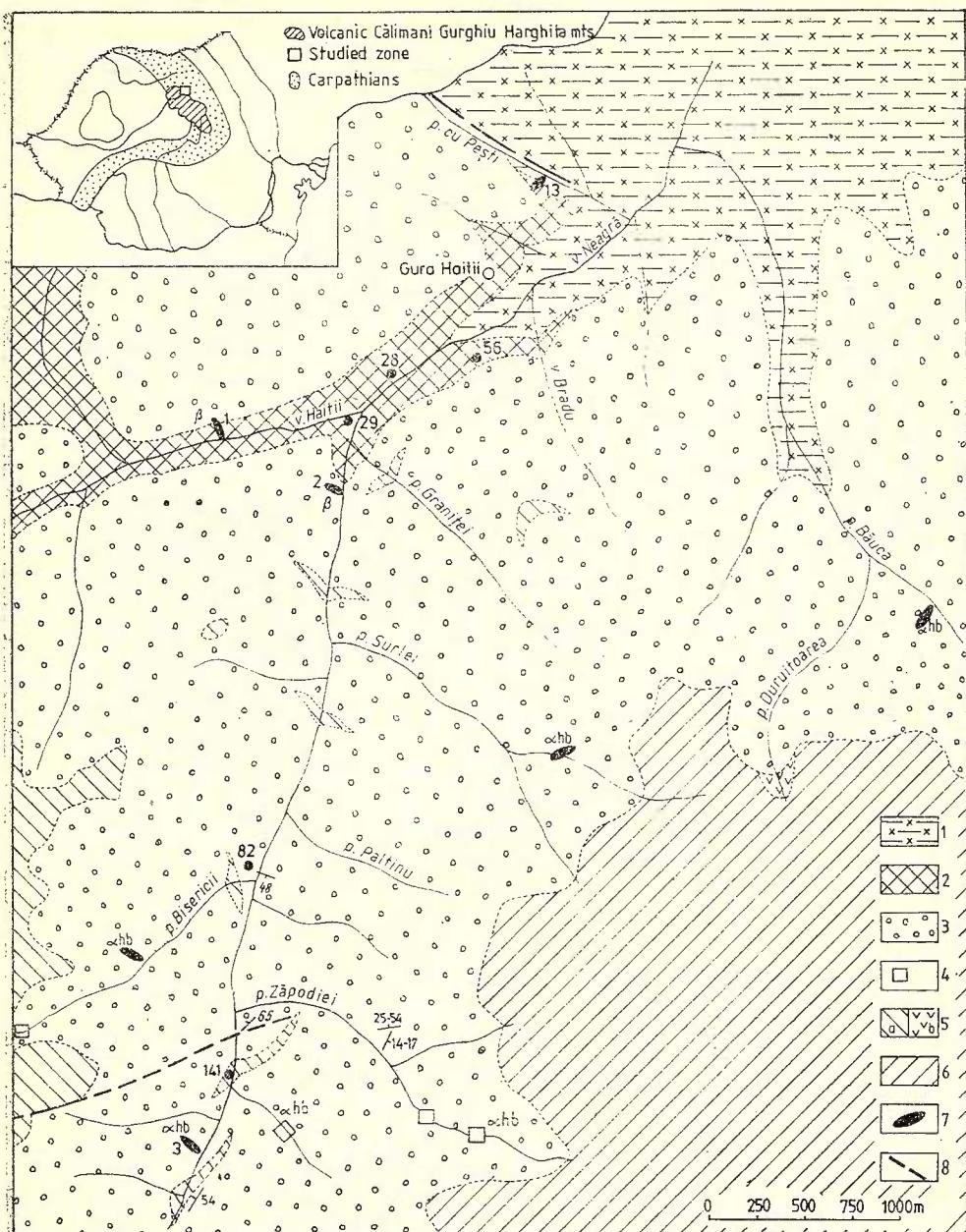


Fig. 1. — Geological sketch map of volcano-sedimentary deposits from Gura Haitii zone — N Călimani Mts (Oriental Carpathians). Lower compartment: 1, undifferentiated volcanic-sedimentary deposits; 2, augite hypersthene andesites (\pm hornblende, olivine); 3, agglomerates, microagglomerates, breccias, tuffs; 4, hornblende andesites; 5 a, augite andesites (\pm hypersthene); b, augite olivine andesites. Upper compartment: 6, pyroxene andesites; 7, veins: basaltic andesites (β); hornblende andesites (hb); 8, faults.

geological map of the S.R.R. on a scale of 1 : 200,000 puts forward the idea of the volcano-sedimentary character of the discussed domain. Nițoi (1980) draws a parallel between the lower part of the formation and the first and second series (Rădulescu et al., 1964 ; Peltz, 1969 ; Peltz, Peltz, 1970 ; Rădulescu et al., 1973 a, 1973 c) of its analogous formation from the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic mountains (Fig. 2), maintaining the terminology of the above-mentioned authors.

We are now in a position to state that the upper sequence (III) of the volcano-sedimentary formation (Fig. 2) appears south of Gura Haitii.

Petrography

The third volcano-sedimentary series south of Gura Haitii is made up of : volcanoclastic rocks (pyroclastic breccias, agglomerates and microagglomerates, tuffs), epiclastic rocks (conglomerates), lava flows (augite \pm hornblende \pm olivine hypersthene andesites, augite andesites, brown hornblende andesites, green hornblende andesites, basaltic augite olivine andesites), veins (augite-olivine or olivine-augite basalts, hornblende andesites and pyroxene \pm olivine \pm hornblende andesites). The general features of the series — according to Rădulescu et al., (1973) — are : the preponderant explosive character ; the predominance in volcanoclastics of the large size rock fragments and weakly developed matrix ; the varied petrographic nature ; rare rough tuff levels ; small sized massive rock sills and veins ; the presence of augite-olivine andesites.

The following description of the rocks is informative, the given succession being not related with the stratigraphic order, undefined so far.

Volcanoclastic rocks. 1. Pyroclastic breccias from the Neagra Valley and the Haita Valley present 15-20 cm angular, subangular or subrounded elements of pyroxene andesites, or amphibole-pyroxene andesites, which are chaotically distributed. The binding material, in reduced amount, such as microbreccia or lapilli, is made up of ash, pyroxene crystals, iron oxides, sedimentary rock fragments. 2. Agglomerates and microagglomerates are well represented on the Surlei, Zăpodieci (Pl. III, Fig. 2), Graniței and Bisericii Valleys. The component fragments are included in a porous or compact binding mass. Their cartographic separation is impossible. As a function of the mineralogical composition of elements several types are distinguished : pyroxenic (hypersthene or hypersthene-augite) andesites on the Neagra Valley ; amphibole-pyroxenic (hornblende or hornblende-augite) andesites on the Bisericii, Duruitoarea and Haita Valleys ; with pyroxenes and olivine on the Zăpodieci, Haita, Băuca Valleys ; andesites without ferromagnesian minerals. Agglomerates present a clear gravitational sorting in some places, namely where more tuffaceous levels are associated with rougher ones, or at the upper part of the outcrops, where agglomerates and microagglomerates alternate. 3. Tuffs either alternate with agglomerates (the Zăpodieci, Haita, Neagra Valleys) or appear as a



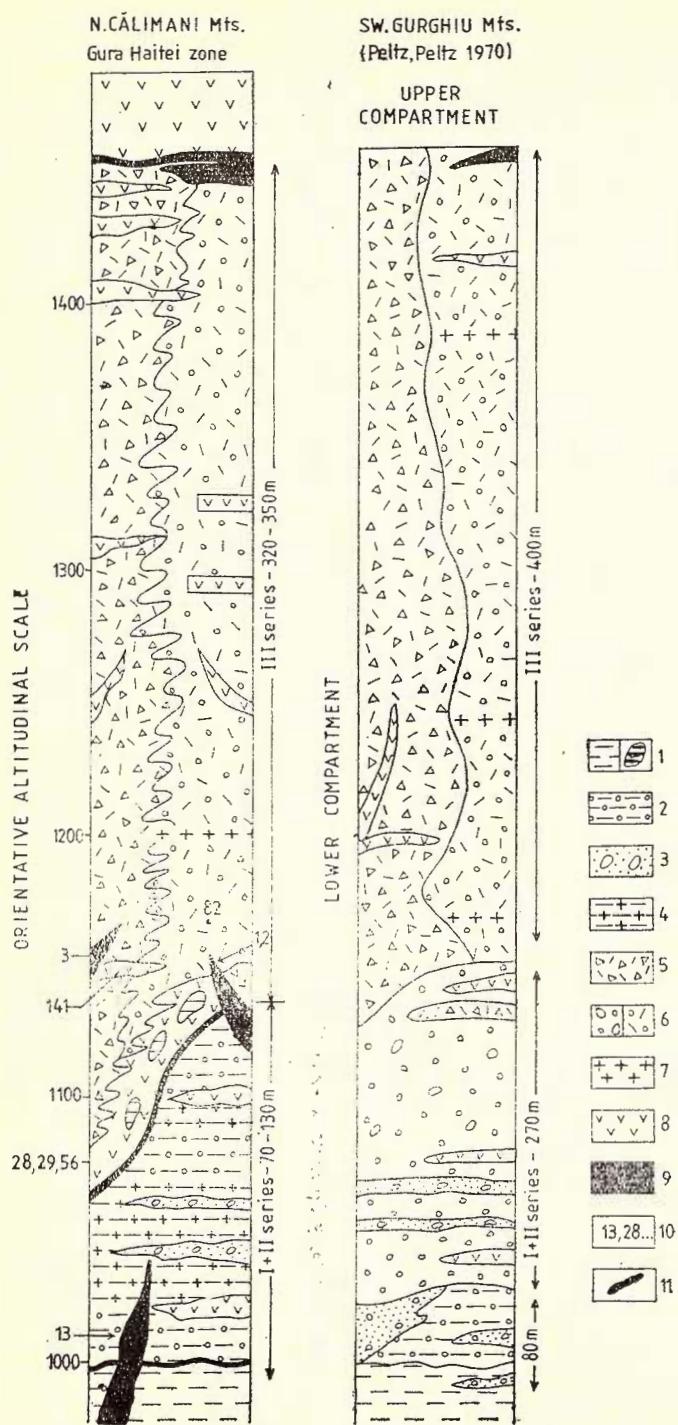


Fig. 2. — Synthetic lithologic column of volcano-sedimentary unit from Gura Haifei zone-N Călimani Mts.
 1, sedimentary rocks;
 2, mixed agglomerates;
 3, epiclastics;
 4, tuffites;
 5, breccias and
 microbreccias;
 6, agglomerates,
 microagglomerates;
 7, tuffs;
 8, andesites;
 9, basaltic
 andesites;
 10, samples;
 11, stratigraphic limit.

binder of the latter. They consist of feldspar and pyroxene crystals, glass, minute andesite lithoclasts and many ferruginous small sized oolites. In places a fine graded stratification is seen, in which thin millimetric tuff levels with granulation to 0.5 mm alternate with levels of a rougher granulation, 2-3 mm; these horizons present intraformational microwaves and cracks.

Epiclastic rocks: appear only on the Neagra Valley, at this unique level of andesite conglomerates.

Lava intercalation. The difference between the lavas of the upper series of the volcano-sedimentary formation consists not so much in their paragenesis, but rather in their varied chemism, due to the assimilation of some sedimentary rocks, of which the carbonatic ones (marls, marly limestones) are obvious as enclaves of various sizes; they are less frequently associated with ferruginous oolites taken over from pierced or adjacent sediments.

1. Hornblende-augite-hypersthene andesites are found on the Neagra and the Haita Valleys. It is known from other zones of the eruptive Călimani-Gurghiu-Harghita range, too, that the rock type defined by the presence of a certain mineral as a macrocrystalline phase varies even within the same outcrop. Thus the rocks of this group are characterized by the red colour (the groundmass is impregnated with iron oxides and carbonates), the plate separation, a fluidal or massive structure, a porphyric microcrystalline texture. The monoclinic pyroxene is often very limy and frequently carbonated. Surprisingly, the feldspar of the rock with carbonated pyroxene is unexpectedly fresh; this fact could be explained when it was found that calcite changed into plagioclase. The catching of the calcite by the growing feldspar crystals undoubtedly demonstrates that the crystallization sequence was as follows: pyroxene (corroded) — Pl. I, Fig. 1. — carbonate (Pl. I, Fig. 1; Pl. III, Fig. 1) (sometimes in inverse order and in genetic relation with pyroxene) — plagioclase (uncorroded — Pl. I, Fig. 2). The carbonation of the pyroxene delivers iron as opaque minerals.

Feldspar — obviously the last crystallized mineral, even after the consolidation of the groundmass (Pl. I, Fig. 2; Pl. II, Fig. 1) presents a clear, more acid rim which indicates either an intracrystalline moving of the feldspathic material or the presence of a final fluid enriched in alkalis. Likewise we should point out that in many either fluidal or massive intergranular rocks the porphyritic character of the texture is caused by the unusual late growing of the feldspar.

Only the macrocrystals of some femic minerals — such as olivine (seldom), hypersthene, or augitic diopside — originated in the initial melt, their presence in this form giving the true volcanic porphyritic character.

The existence of the poikilitic hornblende which includes the plagioclase should be especially mentioned.

2. Hypersthene-augite andesite (sample 141) from the Batoșul Hill and the Neagra Valley has a massive structure and a cryptocrystalline porphyritic-hyalopilitic texture; one can see a preponderance of the matrix on pyroxene and glomeroporphyric plagioclase crystals. Pyroxene



may include the plagioclase, whose composition — optically determined — is 52-55% An. The cavities of the rock are filled with cryptocrystalline silica.

3. Brown hornblende andesites were encountered on the Zăpodie Valley. The fluidally disposed amphibole crystals are often solved and opacitized. The augite and plagioclase phenocrysts appear in a low proportion.

4. Green hornblende andesite appears on the Biserici Valley. The amphibole crystals are 3-4 mm in size and represent, beside the sporadic pyroxene, the macrogranular phase of the lava with the microcrystalline groundmass and massive structure. Rădulescu (1973) and Peltz (1973) attribute the hornblende andesite lavas resembling those described above to the upper stratovolcanic compartment, thus situating them at the bottom of the second stage effusives from the Călimani-Gurghiu-Harghita Mountains. Being not certain of their stratigraphic situation, we have drawn them on the annexed sketch-map as a rectangle in the only topographic position.

5. We found basaltic augite-olivine andesites on the Duruitoarea Valley above the amphibole-pyroxene agglomerates, with a quantitatively subordinated plagioclase An₆₀. The rock has a massive structure and an intersertal texture. Olivine crystals present alteration phenomena (serpentization or chloritous-ferruginous alteration). Nichita (1934) mentioned erosion surfaces at the basaltic level as the evidence of an ancient relief; Rădulescu et al. (1964) states that throughout the Călimani-Gurghiu-Harghita range such levels mark the upper stratigraphic boundary of the volcano-sedimentary formation.

Veins are small and go through the agglomerates and lavas (see addenda to Table 1). 1. Olivine-augite basaltic andesite (sample 1) appears on the Hăita Valley as a body of 50-60 cm in thickness and 5-6 m

TABLE 1

Rittmann's norm — % minerals (see addenda)

Sam- ple no.	Qua- rtz	Sani- dine	Plagioclase		Pyroxenes		Accessories						SI (Kuno index)
			Andes- ine	Labra- tor	Augi- te	Hy- per- sthene	Olivin- e	Magnete	Ilme- nite	Apa- tite	Cal- cite	Cordi- erite	
1	0.54	8.02	—	61.37	13.79	12.01	—	1.34	1.14	0.44	1.35	—	24.06
2	1.63	7.21	—	68.90	6.43	12.44	—	1.19	1.81	0.39	—	—	21.70
3	8.97	9.54	66.10	—	7.13	5.83	—	1.11	0.98	0.35	—	—	19.41
13	7.63	—	—	76.22	1.19	1.53	—	1.28	0.84	0.31	—	—	20.51
28	16.72	6.59	—	63.01	—	4.43	—	0.72	0.57	0.40	—	7.55	5.97
29	14.50	4.65	68.03	—	—	6.50	—	0.52	0.62	0.36	—	4.03	16.71
56	9.37	4.76	—	70.43	6.22	6.59	—	1.11	1.20	0.31	—	—	9.19
82	11.71	6.79	—	64.91	4.90	9.03	—	1.08	1.11	0.46	—	—	13.55
131	9.76	6.46	70.26	—	3.80	6.73	—	1.67	1.00	0.32	—	—	10.96
132	0.74	3.29	74.72	—	—	17.41	—	1.04	1.29	0.51	—	0.99	25.35
133	13.71	10.17	64.33	—	—	9.47	—	0.58	0.91	0.34	—	0.50	20.14
134	—	8.87	—	67.82	4.60	15.06	0.44	1.87	1.08	0.27	—	—	24.33
141	13.84	13.23	—	61.05	1.84	7.45	—	1.25	0.92	0.43	—	—	11.57



Addenda to Table 1

Sample no.	Rock	Field position	Analyst	Observations
1	Augite-olivine basaltic andesite, transverse body	Haita Valley	Nichita O., 1934	Yamasaki and Brousse (1963) consider basalts, according to Kuno, all rocks with Kuno's index SI between 27 and 45; Kuno considers basaltic andesites rocks with SI index 29-20 (from Peltz). Considered basaltic andesite by Peltz, 1973.
2	Augite-olivine basalt, transverse body	Neagra Valley	Nichita O., 1934	
3	Green hornblende andesite, transverse body	Neagra Valley	Nichita O., 1934	1934
4	Basaltic andesite, transverse body	Piriul cu Pești Valley	Nacu D., 1981	
28	Quartz hypersthene andesite, lava flow	Neagra Valley	Nacu D., 1981	According to Nichita (1934), hypersthene-augite hornblende andesite.
29	Quartz hypersthene andesite, lava flow	Neagra Valley	Nichita O., 1934	According to Nichita (1934), hypersthene-augite-hornblende andesite
56	Augite-hypersthene (hornblende) andesite, lava flow	Neagra Valley	Nacu D.	
82	Augite-hypersthene andesite, pyroclastic block	Neagra Valley	Nacu D.	
131	Hornblende-hypersthene andesite, lava flow	Tămău Peak	Nichita O., 1934	West side, out of our area of investigation; pyroxene-hornblende andesite, according to Peltz, 1973.
132	Augite-olivine-basaltic andesite, lava flow	Mereșel Peak	Nichita O., 1934	West side out of our area of investigation: considered basaltic andesite by Peltz, 1973.
133	Hornblende andesite, lava flow	Pietrele Roșii	Nichita O., 1934	West side, out of the area in our map.
134	Augite-hypersthene basaltic andesite, lava flow (Peltz, 1973)	Pietrosu Peak	Nichita O., 1934	South-west side, out of the area in our map.
141	Augite hypersthene andesite, lava flow, intercalated in pyroclastics	Neagra Valley	Nacu, 1981	

in height, crossing andesitic agglomerates; the rock has a porphyritic-hyalopilitic texture, with bytownite and pyroxene phenocrysts. 2. The "Neagra type basalt" (Nichita, 1934, sample 2) is a porphyritic, microlitic rock with plagioclase (bytownite?), augite and serpentinized olivine phenocrysts. Nichita (1934) judiciously remarked that "the augite was in quite complete crystals when the feldspar began to separate". 3. The hornblende andesite (sample 3) has a porphyritic-hyalopilitic texture, with feldspar and green macrogranular hornblende phenocrysts. The plagioclase composition varies from An_{70-90} in the centre of the crystals to An_{40} at their periphery (Tab. 2). Sporadically there

TABLE 2
Feldspar composition and colour index

Sample	Colour * index	Feldspar composition			
		Optically determined (number of determ.)	Chemical analysis data		
			Or	Ab	An
1	30.06		14.59	34.61	50.80
2	22.26		14.15	37.85	48.00
3	15.39		14.94	47.19	37.87
13	16.15	37-38(2):50-52(5): 62(3): 72(9).	77.32	30.89	61.79
		46-55 (5)	13.74	38.81	47.45
28	13.67		12.43	43.84	43.73
29	12.02		12.21	34.46	53.33
56	15.45	44-62 (4)	14.16	31.40	54.44
82	16.59	-	15.73	49.95	37.32
131	13.52	-	11.17	41.18	47.65
132	21.25	-	15.62	42.39	42.00
133	11.79	-	14.94	35.68	49.38
134	23.31	-	18.69	31.53	49.78
141	11.89	53-54 (3)			

* Calculated after Rittmann's method, 1973

appear chlorite pseudomorphoses after hypersthene. 4. Basaltic augite andesite (sample 13) has isles of altered olivine, poikilitic pyroxene and plagioclase macrocrystals in a microcrystalline groundmass. A lot of calcite is present in the matrix, obviously assimilated from the pierced sedimentary rocks (Pl. II, Fig. 2; Pl. III, Fig. 1). Pyroxene is to a great extent calcitized, the phenomenon going from borders to the total pseudomorph substitution. The zoned plagioclase has a varied composition, from bytownite in the core of the crystals to andesine at their external part; the normative anorthite (about 62% — Tab. 2) seems to have a little too high value in comparison with the optical results.

After Peltz et al. (1973) the eruptive sequence in the volcanic Călimani-Gurghiu-Harghita range appears as follows:



— stage I (lower volcano-sedimentary compartment) : 1, dacite ; 2, hornblende andesites ; 3, hornblende-pyroxene andesites, pyroxene-hornblende andesites (samples 28, 29, 56) ; 4, pyroxene andesites (sample 141, 82) ; 5, basaltic andesites ;

— stage II (upper stratovolcanic compartment) : 1, hornblende andesites ; 2, hornblende-pyroxene andesites, pyroxene-hornblende andesites (samples 131, 133, 3) ; 3, diorites, microdiorites ; 4, pyroxene andesites (samples 132, 134, 1, 2, 13) ; 7, basalts.

The chemically analysed rocks we refer to are lava flows intercalated in the third series of the volcano-sedimentary compartment (samples 28, 29, 56, 141) and a pyroclastic element from the mass of this series (sample 82) ; they seem to form a petrochemical subseries with the composition of the veins (samples 1, 2, 3 — analysed by Nichita, 1934) and with some lava flows situated on the crest west of the Neagra Valley (samples 131, 134). The Rittmann norm (Tab. 1) may give a veridical idea about the modal composition of the chemically analysed volcanics ; the corroboration of the data from Table 1 with the projection points position in the QAP diagram (Fig. 3) proves that the rock species were correctly registered (schedule to Table 1). The analysed samples proceed from leucocratic rocks in which the principal mass is formed by the tectosilicate ; the microscopic study showed the frequent existence of almost exclusive feldspathic facies in which generally only melanocratic minerals are true phenocrysts, the plagioclase being the last formed mineral, often obviously blastic, at the expense of calcite. The finding may be regarded as a characteristic of the petrography of the andesites and basalts south of Gura Haitii. But confronted with the length of the Călimani magmas field (Peltz et al., 1973) in the QAP diagram (Fig. 3 a) the lavas south of Gura Haitii have a transversal disposition, in the direction of the syntectic melts (Rittmann, 1963) and a Pacific differentiation tendency ; it is worth noting that in the diagram of Figure 3 b, built after data from Table 1, the basaltoid lavas are aligned parallel to the triangle base, while the normative compositions of the zone studied by us — among which samples 131, 134 — form an elongated field in the leucocratic side direction ; it is significant that sample 13 — basaltoid vein with much assimilated sediment — is the meeting point of the two series. We should point out the orthopyroxene enrichment of the basaltic rocks (samples 1, 2, 132, 134 — Tab. 1) which are not necessarily the bearers of the most basic plagioclase (rock 132). In this last respect the CI (colour index) %An (normative) diagram (Fig. 4 and Tab. 2), is more suggestive, which clearly separates the lavas group of the studied zone (lower in Fig. 4) from that of the veins (upper) resembling the basaltoid rocks from the upper compartment and from the western mountainous ridges (a fact also supposed by Nichita, 1934) ; namely, one may clearly distinguish between the plagioclastic melts, or those which possibly assimilated sediments (it seems especially marly limestones) and the ones for which samples 56 and 13 represent the most striking and also the most melanocratic cases, formed at high pressures ; again sample 13 — although coming from a discordant vein-like body — belongs, by carbonate assimilation, rather to the lower series of the



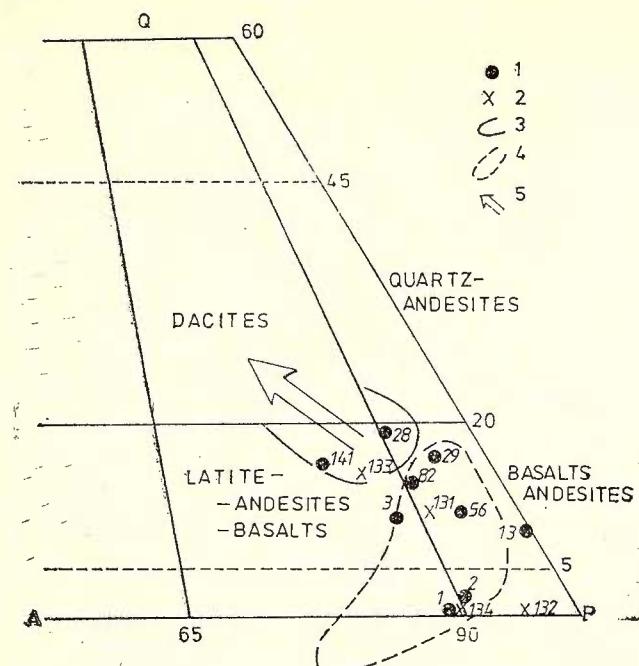


Fig. 3a. — QAP diagram; b, Rittmann norm mineral associations diagram.

1, Gura Haitii zone samples; 2, comparison terms from west Neagra Valley edge (W side of Gura Haitii areal); 3, granodioritic magmas from Călimani Mts (Peltz, 1973); 4, gabbrodioritic magmas from Călimani Mts (Peltz, 1973); 5, synthetic magmas trend of evolution (Rittmann, 1963); 6, basaltoid lavas and 7, normative composition from Gura Haitii zone.

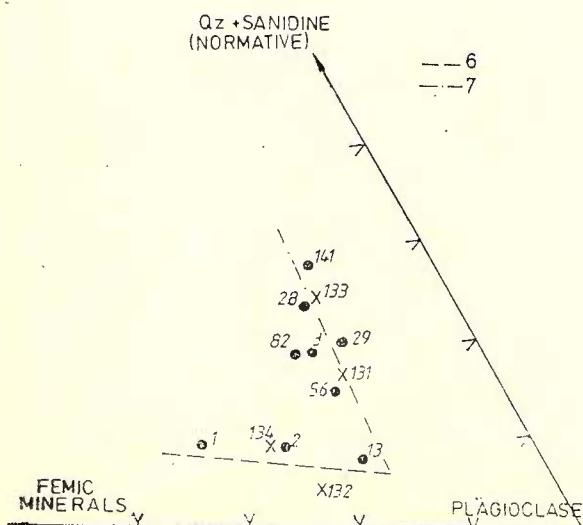


diagram. The close grouping of the virtual feldspathic compositions (Tab. 2) in Or-Ab-An diagram (Fig. 5) demonstrates that the partition of the petrographic types is made not so much by the plagioclase as by the melanocrate share in the rock structure (see also Fig. 3 b).

Fig. 4. — Colour index:
% An diagram.

1, Gura Haitii zone samples ; 2, comparison terms from west side of the areal (Călimani Mts basaltic andesites).

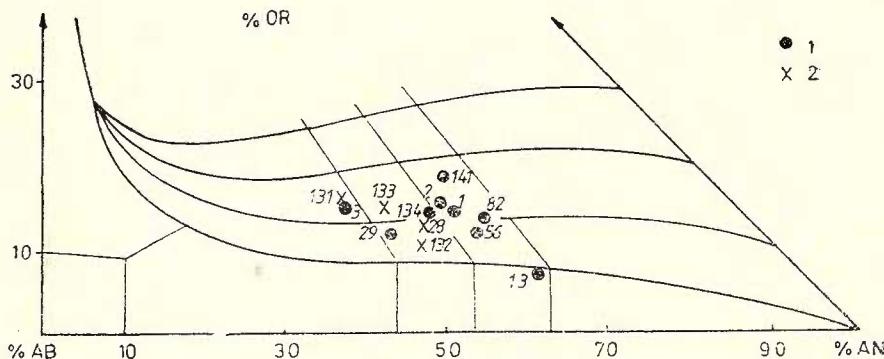
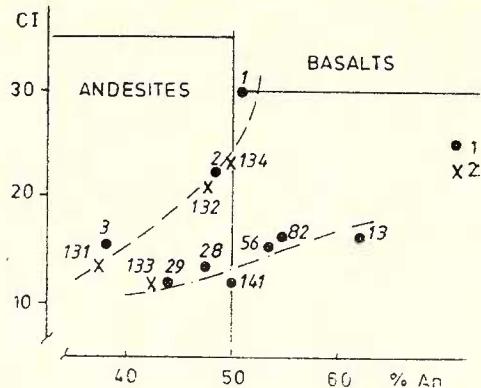


Fig. 5. — Rittmann's (1973) normative Or-Ab-An diagram.
Legend : see Fig. 4.

However, the curve aspects of the two series from Figure 4 mark normally the positive correlation between the anorthite frequency and that of the femic minerals ; only the slope difference is given by the carbonate presence in the lower series rocks.

Chemical Data and Petrogenetic Considerations

Discussing together the compositions from the two structural compartments (Tab. 3, 4) of the eruptive Călimani-Gurghiu-Harghita range we have to mention that their separation was made (Rădulescu et al., 1964) according to the criterion of the existence between them of a "moulding level" and that "the structural link of the veins with the volcanic superstructure is demonstrated" (Rădulescu, 1973 a).

TABLE 3
Chemical analyses results

Oxides (%)	Samples												
	1	2	3	13	28	29	56	82	131	132	133	134	141
SiO ₂	48,36	50,45	57,14	52,85	59,84	60,33	53,77	54,95	57,78	52,60	59,70	51,36	57,33
TiO ₂	1,07	1,64	0,95	0,75	0,52	0,58	1,10	1,02	0,94	1,15	0,83	0,99	0,85
Al ₂ O ₃	17,43	19,05	18,42	21,58	20,94	20,47	19,98	19,23	18,76	20,45	19,05	19,93	19,64
Fe ₂ O ₃	2,73	2,35	2,10	1,78	2,98	1,37	5,62	5,80	3,05	1,68	1,75	3,02	2,77
FeO	6,46	6,09	3,17	5,79	2,96	2,83	2,65	2,52	4,45	6,45	2,89	6,42	3,92
MnO	0,17	0,06	0,16	0,13	0,12	0,04	0,13	0,11	0,18	0,18	0,14	0,13	0,15
MgO	4,16	3,62	2,63	2,83	0,67	1,87	1,26	1,93	1,63	4,40	2,52	4,55	1,50
CaO	10,48	8,51	7,52	9,54	6,83	6,66	9,32	8,92	6,75	7,48	6,37	8,52	7,91
Na ₂ O	2,41	2,95	3,82	2,50	3,01	3,58	2,72	2,51	4,14	3,42	3,42	2,88	2,51
K ₂ O	1,53	1,67	1,83	0,90	1,61	1,54	1,46	2,26	1,60	1,41	1,92	1,83	2,26
P ₂ O ₅	0,20	0,18	0,17	0,14	0,20	0,18	0,15	0,22	0,16	0,25	0,17	0,13	0,20
H ₂ O ⁺	4,20	2,11	1,50	0,30	0,39	0,68	1,16	1,22	0,16	0,36	1,12	0,43	1,22
H ₂ O ⁻	0,66	0,55	0,62	0,24	0,54	0,44	0,84	1,02	0,32	0,29	0,42	0,39	0,36
CO ₂	0,52				Sld.	Sld.	Sld.					Sld.	
Total	100,38	99,23	100,03	99,08	100,07	100,57	99,33	100,31	99,92	100,12	100,32	100,58	100,26

TABLE 4

Niggli values

Niggli values	Samples												
	1	2	3	13	28	29	56	82	131	132	133	134	141
Si	125,29	137,90	178,24	145,11	203,46	202,05	159,32	163,30	181,08	139,76	197,69	130,52	181,21
al	26,61	30,70	33,85	34,88	41,95	40,39	34,88	33,67	34,64	32,01	37,17	29,84	36,57
fm	3574	33,65	25,84	28,84	19,77	20,82	24,98	28,05	26,94	35,51	25,18	36,92	24,41
c	29,08	24,93	25,12	28,05	24,87	23,89	29,58	28,39	22,66	21,29	22,5	23,19	26,78
alk	8,58	10,75	15,19	8,23	13,41	14,90	10,57	9,89	15,77	11,19	15,06	10,06	12,24
k	0,29	0,27	0,24	0,19	0,26	0,22	0,26	0,31	0,20	0,21	0,27	0,26	0,37
mg	0,45	0,44	0,47	0,40	0,17	0,45	0,22	0,30	0,28	0,49	0,45	0,45	0,29
ti	2,08	3,37	2,23	1,55	1,55	1,46	2,47	2,28	2,21	2,30	2,07	1	2,02
p	0,22	0,21	0,22	0,17	0,29	0,26	0,19	0,28	0,21	0,28	0,2	0,14	0,28
w	0,27	0,26	0,36	0,21	0,47	0,30	0,65	0,86	0,37	0,19	0,3	0,21	0,38
qz	-9,02	-4,94	17,50	12,20	49,84	42,43	17,05	23,76	18,01	-5,01	37,4	7	32,24
c/fm	0,814	0,741	0,972	0,973	1,258	1,147	1,184	1,012	0,841	0,599	0,89	1,62	1,097
Q	32,35	34,44	40,02	39,23	46,86	45,37	40,16	41,20	40,25	34,92	44,0		43,21
M	27,52	21,68	15,39	16,20	10,88	10,44	15,58	16,60	14,49	19,73	11,5		12,76
L	40,13	43,88	44,59	44,57	42,26	44,19	44,32	42,20	45,26	45,35	44,4		44,03
Fo	9,09	7,81	5,50	5,98	0,00	2,91	1,84	4,14	3,42	8,94	5,1		3,19
Fs	3,01	2,56	2,24	1,90	3,17	1,44	4,60	6,26	3,23	1,76	1,8		2,97
Fa	8,14	7,45	3,95	7,05	3,17	3,36	9,14	3,17	5,45	7,73	3,5		4,85
Cs	4,84	2,30	2,63	0,45	0,00	0,00	0,00	1,83	1,41	0,00	0,0		0,72
Kp	5,73	6,17	6,62	3,26	5,81	5,49	12,82	5,95	5,74	5,01	6		8,22
Ne	13,71	16,56	20,99	13,75	16,49	19,40	4,87	13,22	22,57	18,48	18,7		13,87
Cal	20,42	21,15	16,97	27,56	19,97	19,31	13,19	23,03	16,94	21,46	18		21,95



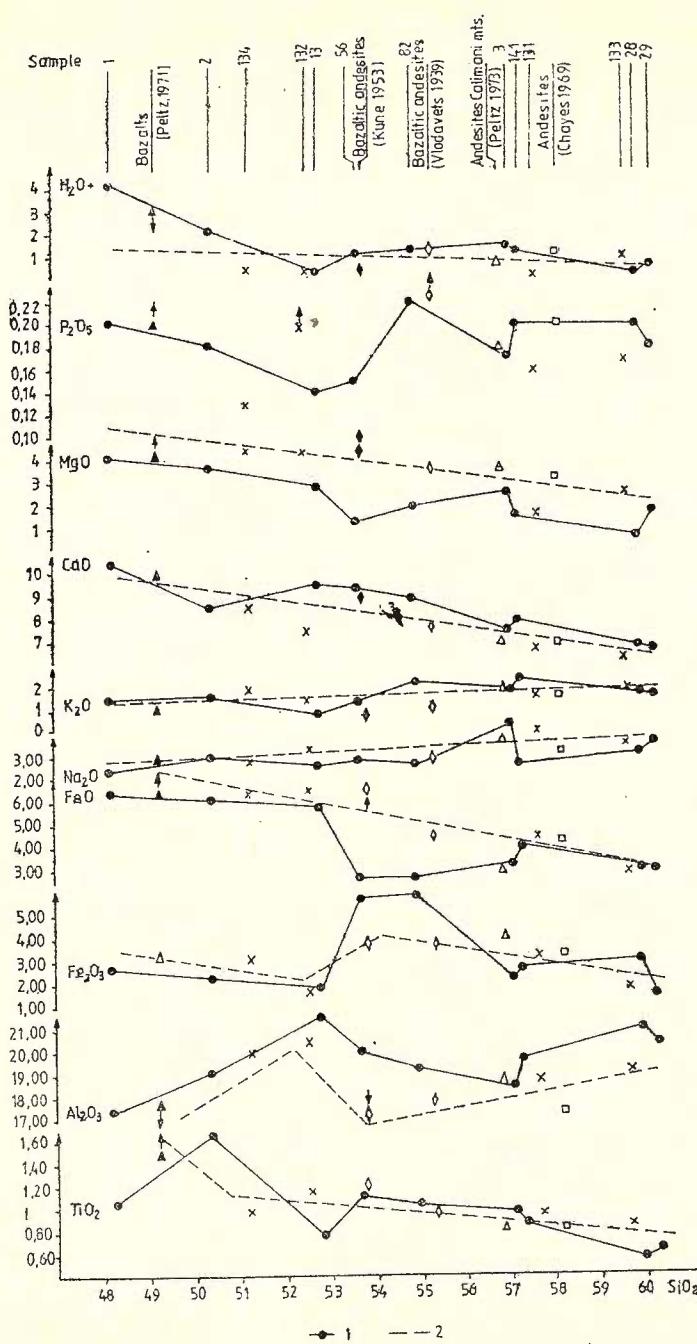


Fig. 6. — % oxides : % SiO_2 diagram. 1, Gura Hajtii zone samples ; 2, comparison terms.

The data of Table 3 are more suggestively expressed in Figure 6, in which the bench marks of some characteristic compositions for the studied class rocks are also projected. Some brief comments upon the resulted curves follow :

— especially characteristic is the Al_2O_3 curve ; it is situated on the whole much higher than the average values admitted for tholeiites ($14\text{--}15\%$ Al_2O_3 with a net minimum of 13.5% Al_2O_3 straight at 50% SiO_2 — Besson and Fonteilles, 1974) ; the analysed rocks substantially exceed the content of 16% Al_2O_3 of the calc-alkaline series too, certainly belonging to the category called by Kuno (1960) "high alumina basalts", characteristic of the island arcs (subduction zones) (see also Rădulescu and Săndulescu, 1973 ; Bleahu et al., 1973 ; Bocaletti et al., 1973 ; Peltz, 1973). The calc-alkaline characteristic of the differentiation products was announced by the above-mentioned petrographic investigation, the features of the modal composition of the series being the following : the presence of the hypersthene instead of the pigeonite and particularly the richness in plagioclase especially of andesites ; this fact reveals the oxidizing forming conditions of melts with little water. It is remarkable for the Gura Haitii rocks that the peaks of the curve — the samples with much calcite — generally rise by $1\text{--}2\%$ above the Al_2O_3 content of the basalts and andesites from the Călimani Mountains. We must admit that the limy fragments represent — as recrystallized "restites" — Pl. II, Fig. 2 ; Pl. III, Fig. 1 — only a fraction from the assimilated sediment, the one which was not assimilated by the hot lava ; Nichita (1934) enumerates in the base of the eruptive "calcareous glauconitic grits, sandy limestones, clays" and Szadecky in 1928 (Nichita, 1934) considers the quartz-biotite andesites in the south and in the north of the eruptive range as "assimilation products caused by the close contact with the base" ; thus the idea is not new (see also Rădulescu et al., 1973 ; Rădulescu, 1973 e ; Peltz et al., 1973) and we can accept that the clay material (Al !) of the assimilated sediments redistributed more easily in the melt ; anyway, the association of plagioclases — possibly with a relatively very limy feldspar (sample 13) — with carbonate is striking ;

— two essential aspects of the analysed rocks chemism arise from the study of the iron diagram : 1 — the symmetry of the antagonistic fluctuation of the FeO and Fe_2O_3 curves, which demonstrates an oxidation process in pyroclastics (sample 82) and in some lavas (sample 56) on the generally linear descending background of the total iron content, simultaneously with the rising of SiO_2 ; 2 — Gura Haitii rocks are situated under the standard line, thus contrasting also with the tholeiites rich in iron (and olivine) (see Fig. 7) ;

— the CaO and MgO curves should be considered together, as being of some principal elements involved in the common process of differentiation. The CaO curve rises over the standard values, that of MgO substantially descends under them. Judging by the CaO/MgO proportion in the rocks 56 and 28, the calcitization is made with the elimination of the ferrics, a fact also noticed in thin sections ; but while the iron dislocation is made with its preserving in the rocks — if not with its substitution by oolitic sediments iron — the magnesia dis-



location is made with its exclusion from the system (chloritization — Teodoru and Teodoru, 1965). However, for the analysed samples in general, the curves slopes are similar ; the quite perfect symmetry of the contrary oscillation of the MgO and Al_2O_3 curves proves that the differentiation process must be pursued through its mineralogical bench

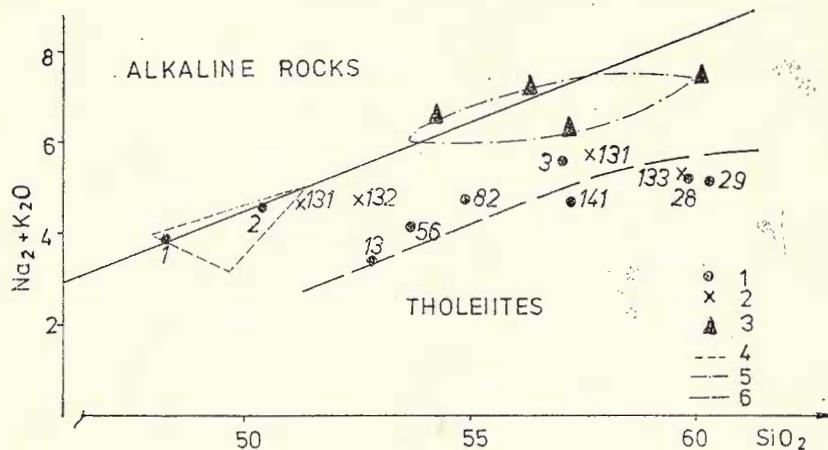


Fig. 7. — % alk : % SiO_2 diagram. 1 and 2, see Fig. 4 ; 3 and 5, Călimani Mts typical andesites ; 4, Călimani Mts basalts (Peltz, 1971) ; 6, Gura Haitii series.

marks — the femic minerals and the plagioclase feldspar, the latter taking to a great extent the lime resulted from the pyroxene decomposition ; the assimilation of the sediment carbonate could cause only the important deviations from the line.

Peltz et al. (1971), discussing about the second eruption stage basalts from the Călimani Mountains, established their position at the limit between the alkaline and tholeiitic domains ; the pyroxene andesites of the upper compartment (Rădulescu et al., 1964) are placed on the same limit line, thus presenting a constant tendency in the magmas chemism evolution. The lavas studied by us south of Gura Haitii build a certain differentiation subseries, elongated parallel to the mentioned limit, but in the so-called tholeiitic domain of the alk/ Al_2O_3 diagram (Kuno, 1968). The vein-like basaltic rocks (samples 1 and 2) have the same limit composition, quoted by Peltz, as the basaltoid andesites 131 and 132 too, taken as comparison terms ; the fact demonstrates that this is the standard series of the Călimani Mountains rocks (Rădulescu, 1973 e, d). The parallel line of the lavas south of Gura Haitii pleads for the intervention in the differentiation process of an additional phenomenon which as a rule causes a change in the process ; this phenomenon is the clay, gritty, marly sediments assimilation, recognized by Peltz et al. (1973), also for the South Harghita Mountains, but which is much more obvious here ; the presence in the lavas studied by us of sample 13 — basaltoid vein-like andesite with basic plagioclase and much calcite in composition — and of samples 131 and 132

on the crest west of the Neagra Valley certifies the truth of the above interpretation. On Rittmann's diagram (1973, Fig. 8) all the rocks examined by us enter the maximum frequency domain of the island arc lavas chemism (see also Rădulescu and Săndulescu, 1973; Bleahu et al., 1973; Bocaletti et al., 1973; Peltz, 1973).

The study of the $si : al, fm, c, alk$ (Fig. 9, Tab. IV) ratios strengthens the findings from the comment of Figures 6 and 7. Especially

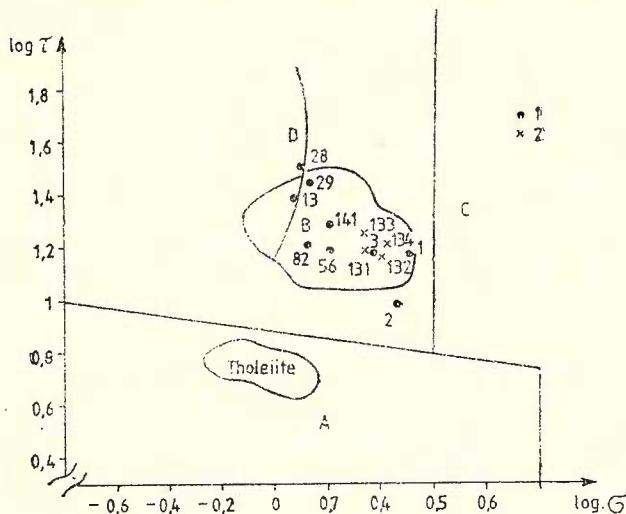


Fig. 8. — Rittmann's (1973) diagram for tectonic position of calc-alkaline rocks. $\tau = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}) / \text{TiO}_2$ (% wt); $\delta = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})^2/\text{SiO}_2 - 43$ (% wt);

A, unorogenic zones; B, orogenic zones and island arc lavas; C, alkaline derivates of A and B (sodic linked to A; potassic linked to B); D, Japan volcanoes lavas; 1, Gura Haitii zone samples; 2, basaltic andesites Călimani Mts.

the peculiar subseries character of the rocks south of Gura Haitii clearly ensues against the basalts and andesites differentiation general line from the Călimani Mountains: the adverse oscillation of the parameters fm — under the Călimani Mountains average — and c — over their average — is very obvious; there also appears — as in Figure 7 too — the less alkaline character of these rocks. The lime excess, irrespective of its origin, leads to the fémics elimination and its presence in the carbonatic form modifies the process development — according to Willie and Watkinson (1970) CO_2 extracts the water from magma as a separate gaseous phase, forcing the crystallization; but the "dry" melts crystallization does no longer precipitate pyroxenes but plagioclase at solidus limit. This finding is in agreement with the petrographic data (see above) — the pyroxene which has become instable loses its lime which is taken over by the partially blastic feldspar. In order that this differentiation sequence may exist the carbonate introduction in the system is necessary after the fémics formation — therefore, again

the assimilation of the sediments. Only thus can the evolution from aluminous basaltic magmas (with pyroxenes — see Figure 3 b) to plagioclase andesites be explained; the feldspar formed either at the expense of the magma lime or at the expense of the lime introduced from outside, possibly with more anorthitic compositions (sample 13).

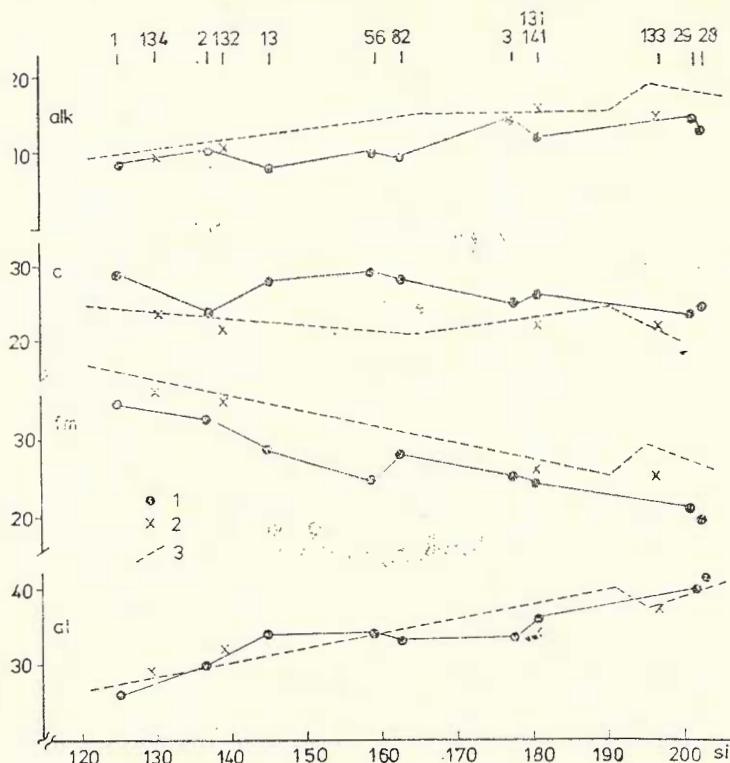


Fig. 9. — Niggli parameters diagram. 1 and 2, see Fig. 4; 3, Călimani Mts basaltic and andesitic rocks (Peltz, 1973).

in the latter case. The observation data and the experiments (Bowen, 1928, 1937; Stanfield, 1928; Shand, 1930; Schairer and Bowen, 1935; Schairer, 1950; Wyllie, 1970) proved the existence of the above-mentioned "feldspathic barrier" preventing the "desilicification and alkalinization of magmas" with syntectic limestone.

In the $al:fm$ diagram (Fig. 10) there appear three groups of rocks aligned on the negative (descending) diagonal: basalts and basaltic andesites (samples 1, 2, 132, 134; see also Figure 3), hornblende and pyroxene andesites and those with (normative) hypersthene and quartz (samples 28 and 29); the last two groups get out of the Călimani Mountains volcanics field (Peltz, 1973), still remaining in their elongation direction and thus proving the subseries character of the rocks south of Gura Haitii.

The examination of the $al : alk$ diagram (Fig. 11) leads to the same conclusion, but here the differentiation is less marked, the andesites south of Gura Haitii assimilating especially marly limestones.

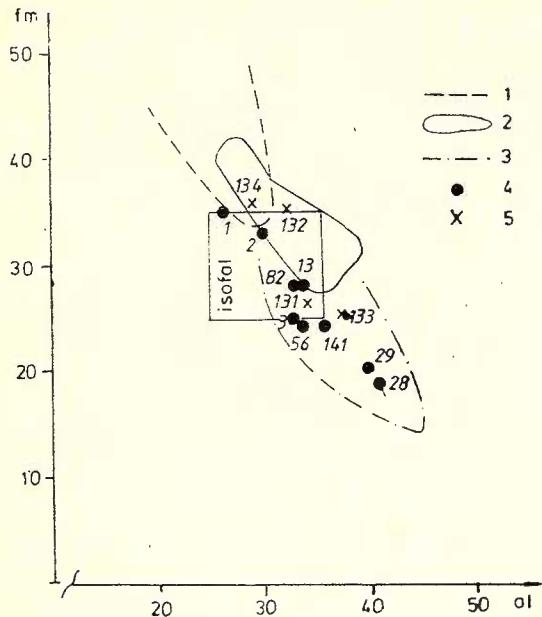


Fig. 10. — Niggli fm :
al diagram.

1, gabbrodioritic magmas, Călimani Mts (Peltz, 1973); 2, dioritic magmas, Călimani Mts (idem); 3, quartz-dioritic magmas, Călimani Mts (idem); 4, Gura Haitii zone samples; 5, west side edge comparison terms.

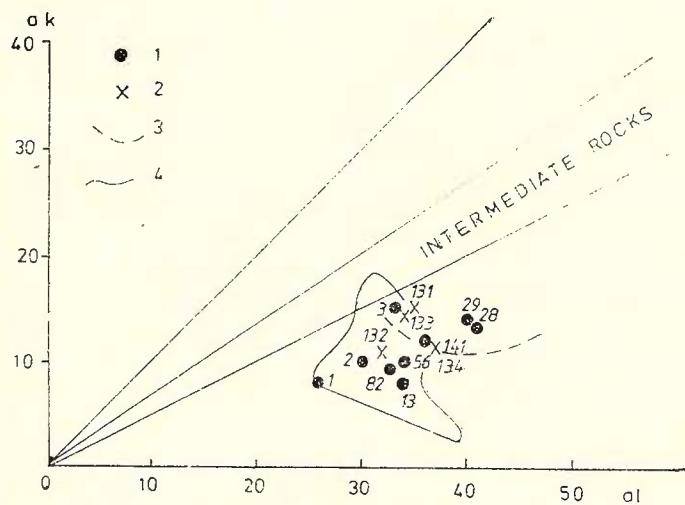


Fig. 11. — Niggli alk : al diagram. 1 and 2, see Fig. 4; 3, granodioritic magmas, Călimani Mts (Peltz, 1973); 4, dioritic magmas, Călimani Mts (idem).

The subseries character of the rocks studied by us also results from their alignment in the $Kp : Ne : Cal$ diagram (Fig. 12); that their differentiation is controlled by the lime amount is proved by the pre-



serving of the alkalis ratio, the kalium enrichment stated by Rădulescu (1961) for the "intracarpathian province" being here slightly obvious.

Taking into account the bipolar relation of the lime and magnesia we tried to see the behaviour of the analysed samples in the $c : mg$

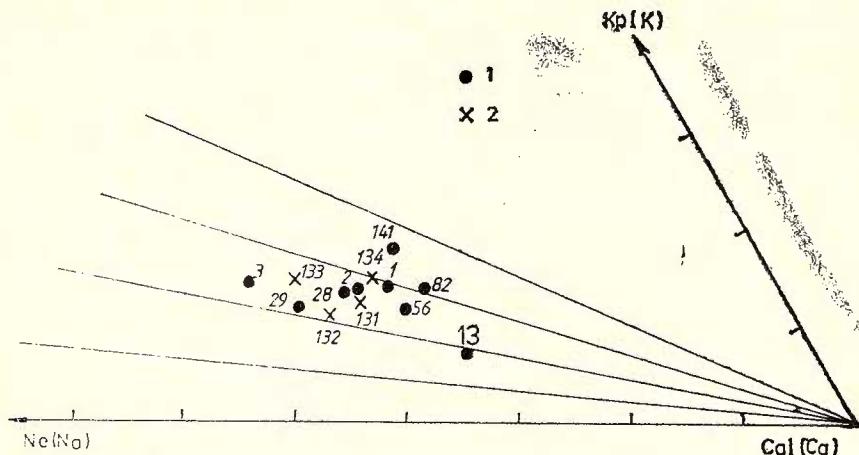


Fig. 12. — Niggli's norm Kp - Ne - Ca diagram. 1 and 2, see Fig. 4.

diagram (Leake, 1964, Fig. 13). The deviation of our rock series from the evolution normal line of the magmatic differentiates appears.

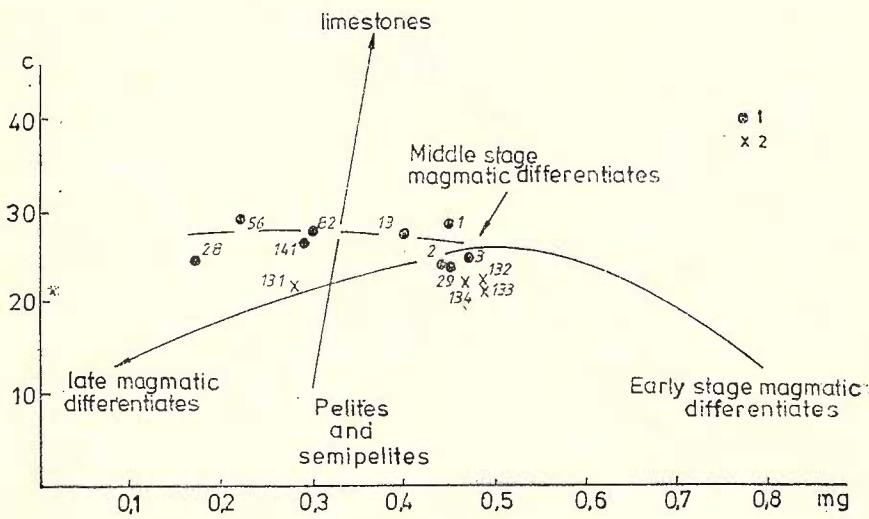


Fig. 13. — Leake's (1964) $c:m$ diagram. 1 and 2, see Fig. 4.

divergent towards the limestones domain. Again the basaltoid andesites represent the chemism from which the differentiation by assimilation begins. With the exception of sample 13 — a basaltic vein from the lower volcano-sedimentary series — all the transversal bodies have

compositions projected in the middle stage differentiates domain, like the basaltoid andesites on the crest west of the Neagra Valley (samples 132, 133, 134) too. That the differentiation without assimilation is made after the evolution line noted by Leake is proved by the position of sample 131; the lavas and sample 13 are certainly syntectic. The close grouping of the vein-like rocks under the curve's peak is due to their excessive aluminous character.

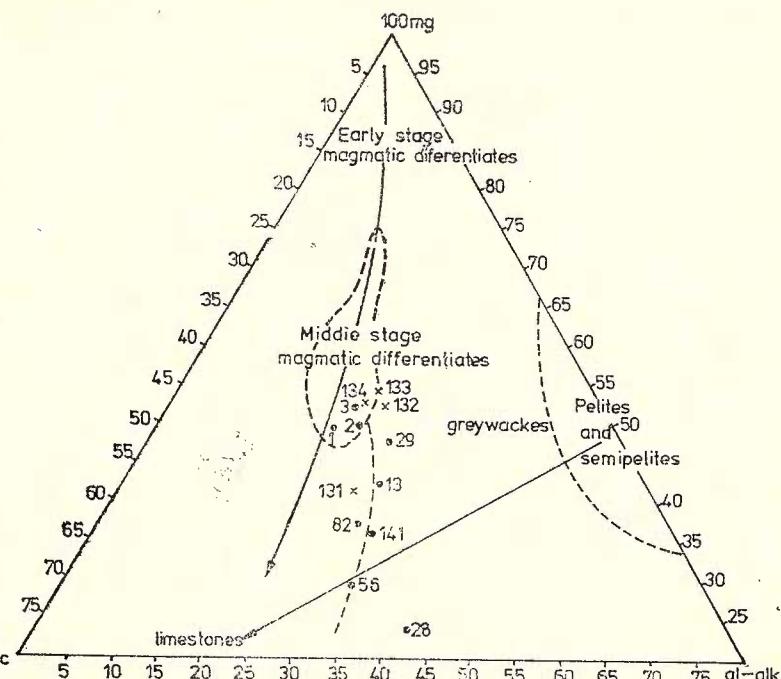


Fig. 14. — Leake's (1964) $mg : c : (al-alk)$ diagram. 1 and 2, see Fig. 4.

For discussing this last parameter we have to use the $100\ mg : c : (al-alk)$ diagram (Fig. 14) of the same author, to which we added the graywackes domain. Here the basaltoid veins and andesites have the same genetic position as in Figure 13, but the hyperaluminous character of the lavas from the zone investigated by us makes the whole projected series to migrate to the right side of the diagram, namely to graywackes and pelites. It is very plausible that such sedimentary rocks or fractions would solve in magma rather than the calcite which is assimilated especially in the samples from the lower side of the diagram; this leads to the recurring of the series line to the left in the base of the triangle.

On the QLM diagram (Fig. 15) the rocks chemism "moves" parallel to the standard magmas from Lassen Peak towards the leucocratic domain, within the Călimani Mountains lavas limits (Peltz et al., 1973). The concentration of the projection points in three zones marks

the assimilation character: down on the left there are "pure lime" andesites; in the centre-limy rocks; up on the right-hyperaluminous lavas.

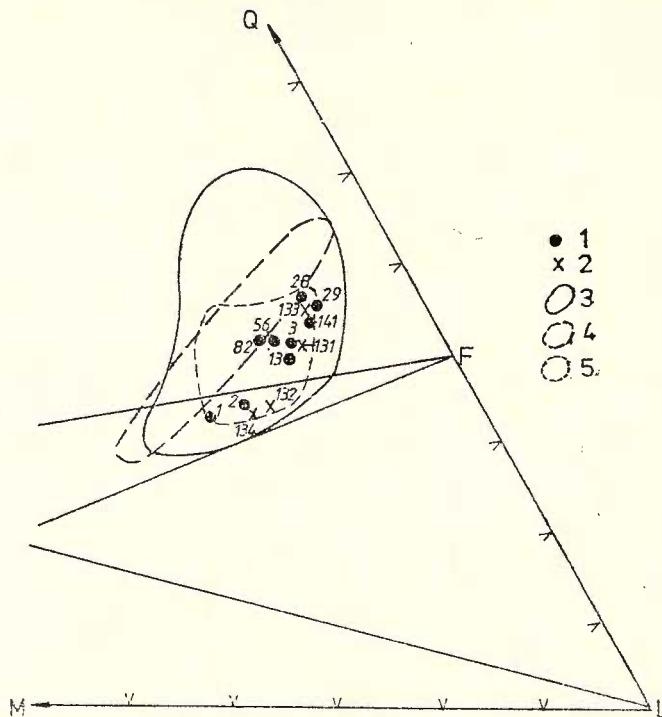


Fig. 15. — QLM diagram. 1 and 2, see Fig. 4; 3, Călimani Mts magmas (Peltz, 1973); 4, Lassen Peak rocks; 5, dioritic magmas, Călimani Mts (Peltz, 1973).

The elimination of the quartz and alkalis from the interpretation of the chemism does not change the grouping of the rocks, the same in the $c/fm : mg$ diagram (Fig. 16), the parameters of which illustrate the differentiation.

The most significant grouping of the samples is that from the $al : c/fm : alk$ diagram (Fig. 17), in which: rocks 132 and 134, basaltoid andesites, represent the unsyntectic lavas domain ($c/fm = 0.6 - 0.62$; Fig. 17 a); hornblende andesites lavas head the series in the Gura Haitii veins group ($c/fm = 0.74 - 0.97$; Fig. 17 b); syntectic lavas from the studied zone form a differentiation series in the most limy domain ($c/fm = 1.012 - 1.258$; Fig. 17 c). That the diversification of the rocks in question is essentially defined by the lime content is proved by the superposition of the 17 a-c diagrams, forming a single one (Fig. 17 d) which reconstitutes the subseries character.

Starting from the idea of the differentiation control by lime, we were concerned with the iron situation, knowing that: basaltoid andesites are as a rule the richest in Fe^{2+} (Fig. 6); the antagonist oscillation of the FeO and Fe_2O_3 curves in Figure 6 demonstrated an oxidation; the syntectic lavas have many sedimentary ferruginous enclaves, eventually restitic in the neoformation plagioclase (Pl. II, Fig. 2; Pl. III,.

Fig. 1); the pyroclastics and tuffs have very much iron, which lends them the red colour. The $Fo : (Fs + Fa) : Cs$ diagram (Fig. 18) distributes the rocks south of Gura Haitii in two groups: the first is radially disposed towards the right corner of the triangle — that of the basaltoid andesites and of the veins, uncontaminated volcanic rocks of the Lassen Peak type; the second is divergent against the first one, sub-

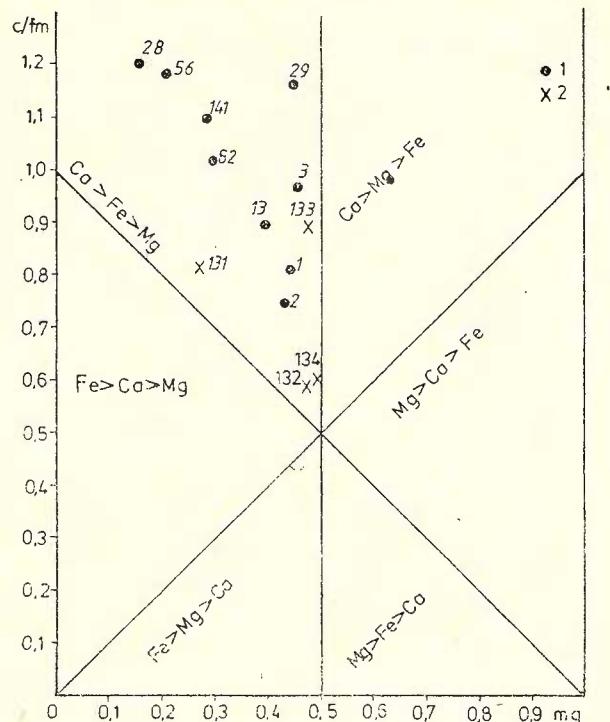


Fig. 16. — $c/fm : mg$ diagram. 1 and 2, see Fig. 4.

parallel to the right side of the diagram — that of the syntectic andesites. It is significant that the latter line begins with sample 13 — a basaltoid vein-like andesite which passes through the volcano-sedimentary series I and II, assimilating marly limestones and modifying its plagioclase anorthite content. The chemism evolution of the second rock group at the bottom of the diagram denotes, as it has already been noticed, the substitution of the magnesia by lime and in a small amount by iron; simultaneously there is a growth of the Fe_2O_3 share in the rocks composition, accompanied for the lower head of the series by the diminution of the FeO frequency, which means an oxidation. The oxidation of the magmas when they assimilate limestones is a phenomenon already seen elsewhere (e.g. in the Triassic zone of North Dobrogea, Constantinescu et al., 1981), unexplained satisfactorily so far; it could be connected with the water extraction from melt by CO_2 . It is interesting that sample 82, a pyroclastic element, has the most

oxidizing character. Rock 28 — with a peculiar position in many diagrams (e.g. Fig. 14) — occupies the left corner of the figure, marking thus through its chemism the taking over in this composition of a great quantity of polites (and clay material) to the lime detriment; remarkably, the essential difference (Tab. 3) between the chemism of sample 28 and that of its neighbour in the field, sample 29, consists

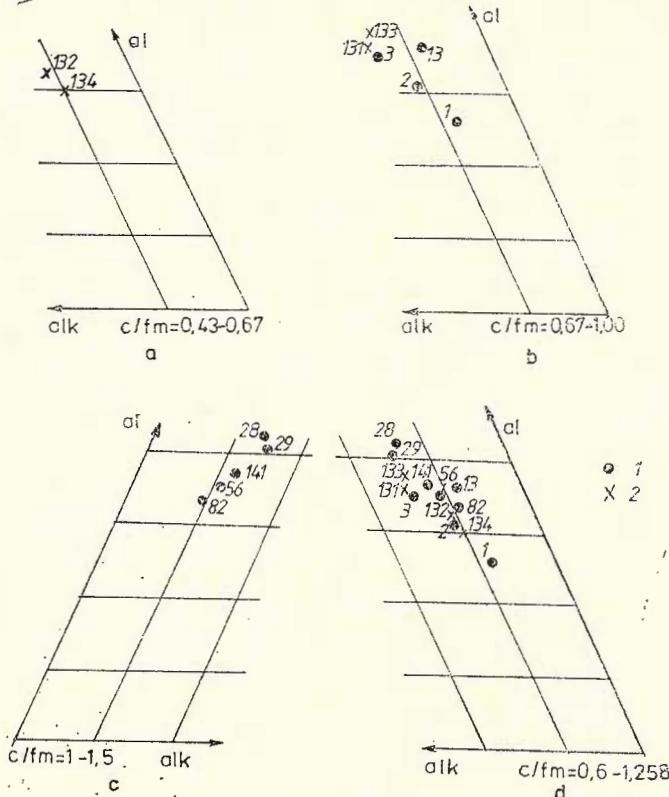


Fig. 17. — Niggli $c/fm : al : alk$ diagrams. 1 and 2, see Fig. 4.

in the Fe_2O_3 amount, revealing again the oxidizing character of the assimilated iron.

It is obvious for us that, against a hyperaluminous background, the rocks south of Gura Haiti form a continuous differentiation sub-series in which the control of the analysed sample position is done by the lime : magnesia ratio (Figs. 13, 14); a subgrouping is done by the iron : magnesia ratio (Fig. 18). In this situation the elements which do not participate in the mentioned differentiation process are expected to characterize the rock type, together with the magnesia, which is always present in the first born metasilicates. The $mg : alk$, k , ti , p diagram (Fig. 19) supports the validity of such an idea.

The $mg : alk$ ratio (Fig. 19 a) concentrates the samples like the feric minerals which petrographically define them: at the bottom in the right side of the figure there appears the basaltoid andesites field (lavas on the crest west of the Neagra Valley and veins); on the left side, centrally, there are the syntectic pyroxene andesites lavas; at

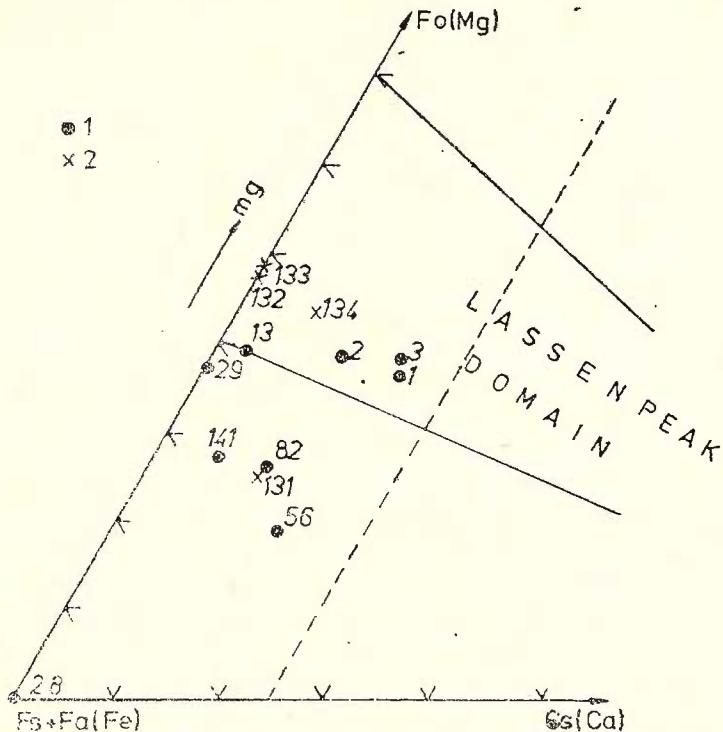


Fig. 18. — Niggli's norm $Fo : (Fs + Fa) : Cs$ diagram. 1 and 2, see Fig. 4.

the top of the figure hornblende (quartz) andesites (among which sample 29 is somehow dissonant) are grouped. The evolution of the melts would be made from an initial basaltoid type towards the hornblende type — through fractioned differentiation and alkalinization or towards the pyroxene type, finally syntectic — through alkalinization and the loss of magnesia when there is assimilation; the initial basaltoid type was of the composition of the present veins (the field from the right side, at the bottom of Figure 19 a), which represent a new eruption with uncontaminated melts.

The $mg : k$ ratio (Fig. 19 b) establishes the same groups, but with another graphic aspect, differentiating also the rocks within the groups. Keeping the above genetic interpretation we accept an enrichment in kalium — on the right of the diagram — accompanied by an elimination of the magnesia from the syntectic compositions on the left.

Titanium (Fig. 19 c) leaves only the rocks with very much dis-

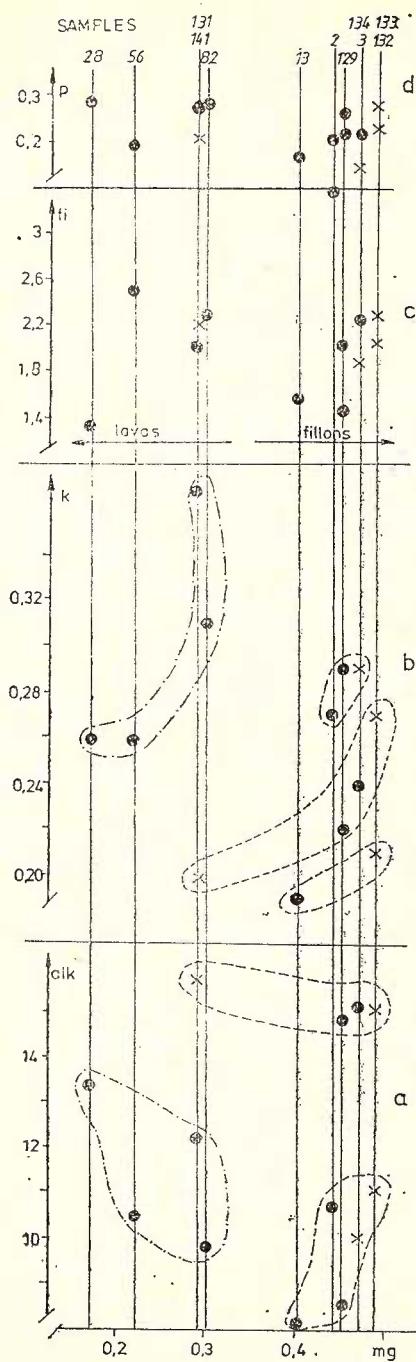


Fig. 19. — Niggli parameters p , ti , k , alk:mg diagram. 1 and 2, see Fig. 4.

solved sediment (samples 29, 28, 13), keeping the same share in lavas (left) as in the initial melt (right).

The $mg : p$ ratio (Fig. 19 d) clearly separates only the lavas group south of Gura Haitii (the left side of the diagram) from that of the basaltoid veins andesites on the crest west of the Neagra Valley (right).

Otherwise Figure 19 marks on the whole firstly this concentration of rocks under $mg = 0.3$ and over $mg = 0.4$ — linked to the Mg : Ca ratio — like the anterior figures ; the ordinate parameters differentiate then, to some extent, the rock types.

Conclusions

The summing up of the above-presented facts allows the following statements :

— the field research revealed first the presence in the north of the Călimani Mountains (Fig. 1) of the third series of the volcano-sedimentary formation, in normal superposition over the lower terms (Nițoi, 1980) ; thus the stratigraphic column in this zone is completed, marking the remarkable sedimentation constancy throughout the Călimani-Gurghiu-Harghita Mountains range (Rădulescu et al., 1964 ; Peltz, Peltz, 1970 ; Rădulescu et al., 1973 b). The mentioned third volcano-sedimentary series is overlain by the upper strato-volcanic compartment (Balintoni et al., 1981, Geological Map of the S.R.R., 1 : 50.000, Șaru Dornei sheet, in press) ;

— the third series of the volcano-sedimentary formation consists of : volcanoclastic rocks, sporadically epiclastic rocks, lava flows and veins. The essential features of the series are : the predominance of the volcanoclastics with large sized elements and little matrix, the relatively varied petrographic nature, lava sheets and small transversal bodies with massive structure of the rock ;

— lava intercalations consist of : hornblende-augite-hypersthene andesites ; augite andesites ; brown hornblende andesites ; green hornblende andesites ; basaltoid augite-olivine andesites ;

— veins consist of basaltoid olivine-augite andesites, basalts, hornblende andesites, basaltoid augite andesites ;

— lavas and some veins are characterized by the assimilation of the sediments (marly limestones more evidently, generally with ferruginous oolitic concretion) on which they lie or which they pierce. The process is unpublished for the zone studied by us ; in other regions of the volcanic Călimani-Gurghiu-Harghita range the phenomenon was accepted as possible with local typicalness (Szadecky, 1928 ; Nichita, 1934 ; Rădulescu, Dimitriu, 1973 ; Peltz et al., 1973) ;

— all the massive volcanic rocks from the researched area have the common feature of the plagioclase net predominance in their modal composition ; this plagioclase is in all the cases fresh, late formed in rocks, near the groundmass of the rock consolidation point and sometimes after it, so that only femic minerals could be called phenocrysts, the feldspar giving a porphyroid character ; the petrographic study revealed the plagioclase genesis from lime originating either in the magmatic pyroxenes decomposition or in assimilated sediments ;



— among femic minerals the pyroxenes are always, present as rhombic (hypersthene) or monoclinic (diopside augite) varieties ; the olivine and the brown or green hornblende appear sporadically ; the last-named metasilicate may also finally crystallize in the consolidation sequence of the rocks ;

— the chemical investigation established : the hyperaluminous character ; the particular frequency of the lime, with varied shares and growths at the expense of magnesium ; the generally oxidizing character which is stronger in the syntectic varieties ; the water scarcity of the andesitic species and especially of those with sedimentary assimilations ;

— the mentioned defining petrographical, mineralogical and chemical features distribute the volcanic rocks south of Gura Haitii to the "high alumina basalt" composition domain, typical of the subduction zones (or island arcs) (Fig. 8) (Rădulescu, Săndulescu, 1973 ; Bleahu et al., 1973 ; Peltz, 1973) ;

— the interpretation diagrams of the flows and veins chemism demonstrated the particular subseries character of the studied rocks, disposed parallel to or as a continuation of the compositional variation, of the volcanics from the Călimani Mountains in general ; this behaviour is due not so much to the fractioned differentiation as to the assimilation of the prevailing limy sediments ; within the subseries the composition of the veins is placed constantly near that of the basaltoid lavas of the upper stratovolcanic compartment and the flows show a syntectic diversification ;

— the finding leads to the conclusion that the changing of the lime : magnesium ratio is the essential reason of the melt groups differentiation, on the hyperaluminous background ; iron and the alkalies shares produce the varieties in groups. The whole process is best characterized by Niggli's $c/fm : al : alk$ diagram (Fig. 17) ;

— we suppose that in the investigated zone the unique basaltoid andesitic magma erupted in pulsations (see also Rădulescu, 1973 a) ; the first flows were affected by assimilations, consequently modifying their chemism ; the next generally uncontaminated eruptions have generated the transversal veins and the lava sheets of the upper stratovolcanic compartment, well represented west and south-west of the Neagra Valley ; the unsyntectic differentiation of these last melts evolved to the hornblende andesites of the upper compartment. (The pyroxene andesites south-east of the zone belong to the general frame of the upper stratovolcanic compartment lavas chemism, but represent either another differentiation of the basaltoid andesitic melts or belong to another eruptive centre — Figs. 1 and 7) ;

— the mineralogical sequence of the differentiation has been probably the following : the eruptive basaltoid lost its water, which led to the femic minerals disintegration (mostly metasilicates) and to the melt oxidation, with the normal consequence of the massive plagioclase crystallization at the expense of pyroxenes too. When magma included sediments the process was hastened : CO_2 extracted the water from the melt, simultaneously contributing to the pyroxene calcitization and forcing the crystallization of the plagioclase ; the lime resulted



from the calcite dissociation was taken over by the plagioclase, whose composition became more basic (e.g. sample 13, Tabs. 1, 2). The alkalinization theory of the gabbrodioritic magma through the limestones assimilation (Daly, 1910), which was not proved and was contradicted by experiments (Stanfield, 1928) is also refuted here — against the foides appearance there exists the "thermal barrier of the plagioclase". Otherwise Bowen demonstrated as early as 1922 that the marls addition to the basaltic magma "brings nothing new in melt"; only the assimilation of a great amount of sediment leads to the melilites appearance under the conditions of the existence of a heat excess;

— the exhaustion of the sedimentary material from the melts access way to the surface and the screening of the sediments by the first syntectic eruptions and by pyroclastics finally allowed the appearance of "pure magmatic line" eruptions; hence the basaltoid character of the upper compartment lavas;

— the generally admitted differentiation sequence for the Călimani-Gurghiu-Harghita range on the whole — from acid to basic — is not contradicted so that the above-presented explanation is valid for the chemical variation of the rocks south of Gura Hătii. Against the very constant basaltoid andesitic background of the hypogene magmas from the East Carpathians (Rădulescu 1973 d; Rădulescu, Săndulescu, 1973; Peltz, 1973) the chemism variations are due to various differentiation processes; the assimilation of the sediments represents a stage in the second Neogene eruptions cycle in the Gura Hătii zone, offering a practical basis for some older hypotheses (Szadecky, 1928 — see Nichita, 1934; Rădulescu, 1973).

Acknowledgments

We thank Dr. Sergiu Peltz for his useful observations on this manuscript.

REFERENCES

- Alexandrescu G., Mureșan G., Peltz S., Săndulescu M. (1968) Notă explicativă la harta geologică a României, scara 1:200.000 — foaia Toplița.
- Besson M., Fonteilles M. (1974) Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholeïitique et calco-alcaline. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 97, p. 445-9.
- Bleahu M., Bocaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc. A Continental Arc Displaying the Features of an Island Arc. *Journ. of Geophysic. Research*, vol. 78, no. 23.
- Bocaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Peltz S. (1973) Young volcanism in Călimani-Harghita Mts (East Carpathians): Evidence of a paleoseismic zone. *Tectonophysics*, 9, 1973, Amsterdam.



- Borcoş M., Peltz S., Stan N., Berbeleac I. (1980) Neogene and Permian Volcanism in the Apuseni Mountains and the East Carpathians. *Guide book for the Field Works of the Group 34, Romania.*
- Bowen N. L. (1922) The behaviour of inclusions in igneous magmas. *Jour. Geol.*, 30, p. 513-570.
- Burri C. (1959) Petrochemische berechnungsmethode auf äquivalenter Grundlage. *Birkhäuser Verlag*, Basel u. Stuttgart.
- Constantinescu R., Anton L., Medeşan A., Zămîrcă A.; David M. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Cosma S., Teodoru I., Teodoru C. (1964) Contribuţii la cunoaşterea geologiei munţilor Călimani de N şi Bîrgăului de S. D. S. *Inst. geol., geofiz.* L, II, 1964, Bucureşti.
- Daly R. A. (1910) Origin of the alkaline rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 21, p. 87-118.
- Green T. H., Green D. H., Ringwood A. E. (1967) The origin of highalumina basalts and their relationships to quartz tholeiites and alkali basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 2, Nederl.
- Kuno H. (1968) Origin of Andesite and its Bearing on the Island Arc Structure. *Bull. volc.* XXXII, Napoli.
- Nichita O. (1935) Étude pétrographique et chimique de la région des vallées Neagra et Haita du Massif des Monts Călimani, Depart. Cimpulung. Teză doctorat, Iaşi.
- Nițoi E. (1982) Notă asupra depozitelor vulcano-sedimentare din nordul munţilor Călimani, zona Neagra-Sarului-Gura Haitii, judeţul Suceava. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXVII/1, Bucureşti.
- Peltz S. (1965) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva-Stînceni-Călimănel (extremitatea sudică a Munţilor Călimani). *D. S. Inst. geol. geofiz.* LI/1, 1963-1964, Bucureşti.
- Peltz M. (1970) Contribuţii petrografice și paleovulcanologice la cunoaşterea părţii de sud-vest a Munţilor Gurghiu. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LVI/1, Bucureşti.
 - (1971) Contribuţii la cunoaşterea formaţiunii vulcano-sedimentare pleistocene din sudul munţilor Harghita şi nord-estul bazinului Baraolt. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LVII, Bucureşti.
 - Vasiliu C., Bratosin I. (1971) Petrologia rocilor bazaltice plio-cuaternare din România. *An. Inst. geol., geofiz.*, XXXIX, Bucureşti.
 - Vasiliu C., Udrescu C., Vasilescu Al. (1973) Geochemistry of volcanic rocks from the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains (major and trace elements). *An. Inst. geol., geofiz.*, XLII, Bucureşti.
- Rădulescu D. (1961) Contribuţii la cunoaşterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *St. cerc. geol.* VI, 2, Acad. R.S.R., Bucureşti.
- Vasilescu A., Peltz S., Peltz M. (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Munţilor Gurghiu. *An. Com. Geol.*, XXXIII, Bucureşti.
 - Borcoş M. (1968) Aperçu général sur l'évolution du volcanisme néogène en Roumanie. *An. Com. Geol.*, 36, Bucureşti.
 - (1973 a) Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munţii Călimani-Gurghiu-Harghita. *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LIX, 4, Bucureşti.

- Peltz S., Popescu A. (1973 b) Lower compartment of the structure of the Călimani, Gurghiu and Harghita mountains. The volcano-sedimentary formation. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLI, București.
- Dimitriu R. (1973 c) Considerations on the Evolution of Magmas during the Neogene Volcanism in the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLI, București.
- (1973 d) Considerations on the origin of magmas of the Neozoic subsequent volcanism in the east Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLI, București.
- (1973 e) Tentative paleogeographical reconstitution of the Călimani-Gurghiu-Harghita area during the Neozoic volcanic activity. *Anal. Univ. C. I. Parhon ser. Geol.-Geogr.*, 23, București.
- Săndulescu M. (1973) The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics* 16, Amsterdam.
- Rittmann A. (1963) Les volcans et leur activité. *Masson & Cie*, Paris.
- (1973) Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. A Method of Calculation. *Springer Verlag*. Berlin — New York.
- Schairer J. F., Bowen N. L. (1935) Preliminary report on equilibrium relations between feldspars and silica. *Trans. Amer. Geophys.* Un 16th annual meeting.
- (1950) The alkali-feldspar join in the system Na Al SiO₄ — KAlSiO₄ — SiO₂. *Jour. Geol.* 58.
- Schmiling R. D. (1964) a, Dry synthesis of feldspathoids by feldspar-carbonate reactions, *Nature*. b, The limestone assimilation hypothesis. *Nature*, 204, 1054-55.
- Seghedi I. (1982) Contribuții la studiul petrologic al calderei Călimani. *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXVII/1, București.
- Shand S. J. (1930) Limestone and the origin of feldspathoidal rocks : an aftermath of the Geological Congress. *Geol. Mag.* 67, 415-427.
- Stanfield J. (1928) Assimilation and petrogenesis : Separation of ores from magmas. *Valley Publ. Co. Urbana*, Illinois.
- Teodoru I., Teodoru C. (1965) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera Munților Călimani. *D. S. Com. Geol.* LII/1, București.
- Tilley C. E., Harwood H. F. (1931) The dolerite-chalk contact of Scawt Hill, Co. Antrim. The production of basic alkali-rocks by the limestone assimilation by basaltic magma. *Min. Mag.*, vol. 22, 439-68.
- (1952) Some trends of basaltic magma in limestone syntaxis. *Am. Jour. Sci.*, Bowen, vol. 529-45.
- Török Z. (1955) Vulcanologia și stratigrafia Călimanilor de NE și tectonica între-gului masiv. *D. S. Inst. geol.* XXXIX, București.
- (1956) Probleme teoretice și practice ale metodei faciesurilor complexe. *Acad. R.S.R., Fil. Cluj, St. și cerc. geol., geogr.*, 7, 14, Cluj.
- Watkinson D. H., Wyllie P. J. (1964) The limestone assimilation hypothesis. *Nature*, 204, 1053-54.
- Wyllie P. J. (1969) Phase equilibrium studies bearing on the limestone assimilation. Hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* v. 80, 1565-76.
- Wyllie P. J., Watkinson H. D. (1970) Phase equilibrium studies, bearing on genetic links between alkaline and subalkaline magmas, with special reference to the limestone assimilation hypothesis. *Canad. Min.* vol. 10, part 3.

QUESTIONS

G. Udubaşa : 1. Are the rocks exhibiting assimilation phenomena generally fresh or altered ?

Do you consider the rocks under discussion to be devoid of magmatic plagioclase ?

Answer : 1. What strikes is the freshness of the rock and the neosomatic character of the plagioclase megacrystals.

2. No, but the magmatic plagioclase is more acid and forms the essence of the matrix and the germs of the neosomatic megacrystals.

D. Săndulescu : 1. Did you find other types of sedimentary enclaves beside limestones ?

2. Do the chemically analysed samples proceeding from both pyroclastics and veins and flows suggest the same evolutionary process as that of the differentiation of the andesites analysed within the stratigraphic column of the volcano-sedimentary formation ?

3. Do you consider possible the assimilation of the limy sediments at the speed of the magma ascension on the way of the emplacement of lavas ?

4. As there are also alveoli filled with chlorites within these andesites, cannot the limestone recrystallized as rosette be such a type of alveoli filled with calcite ?

Answer : 1. Yes, we found the ferruginous oolites of the sediments in the zone.

2. No. As shown in the diagrams, the rocks of Gura Haitii form a special subseries exhibiting distinct chemical and mineralogical characteristics connected with the assimilation process. The contaminated magma is the andesitic, basaltoid, hyperaluminous one, resulted from the remelting of the oceanic crust on the Benioff plane.

3. Yes. We shall furnish proofs in another work we are preparing now.

4. The alveoli are difficult to be mistaken for the corroded enclaves (see photo).

M. Săndulescu : What is the percentage of plagioclases considered by you to be generated by the assimilation of some sedimentary rocks ?

Answer : The phenomenon has a substitution character and the result is not so much a change in the feldspar amount within the rock as a "basification" of this mineral (see Table 1).

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Fig. 1. — Corroded clinopyroxene in syntectic pyroxene andesite, crossed nichols, x 57.

Fig. 2. — Large size late plagioclase, crystallized at "solidus" limit, plagioclase (pyroxene-hornblende andesite), crossed nichols, x 29,3.



Plate II

Fig. 1. — Plagioclase with large size crystals, formed at "solidus" limit on limestone (restitic, included) — syntectic andesite with pyroxene and hornblende, crossed nichols, x 70,7.

Fig. 2. — Enclaved limestone (oolitic, or spherolithically radially recrystallised) ingested in syntectic andesite, crossed nichols, x 60.

Plate III

Fig. 1. — Recrystallized limestone in syntectic andesite, with isotropic assimilation rim; one can see half-islands of calcite in plagioclase, as plagioclase growth on calcite, crossed nichols x 58,7.

Fig. 2. — Volcanoclastic rocks (breccias), Hâta Valley.



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CORPUL SUBVULCANIC DIN VALEA MESTEACĂNULUI
(ILBA — MARAMUREŞ)¹

DE

PÉTER PAULINI², PÉTER KOVÁCS-PÁLFFY², ANDREI GÖTZ³

Subvolcanic body. Andesite; diorite; granodiorite. Tectonic control. Metallogenetic control. Petrochemistry. Gold-silver mineralizations. Base metal mineralization. Copper mineralization. East Carpathians. New eruptive. Gutii Mts.

Abstract

The Subvolcanic Body in the Mesteacăń Valley (Ilba - Maramureş). Mineralogical, petrographic and petrochemical data on the hypabyssal bodies from the Ilba zone — Maramureş — are presented. The relationships among regional tectonics, position of subvolcanic bodies and spatial location of mineralization are studied.

În zona de obîrșie a văii Mesteacăñului, la nord de localitatea Ilba (județul Maramureş), aflorează într-o fereastră erozională, depozite sedimentare ale fundamentului pre-Badenian. El reprezintă unul din punctele de maximă elevație a fundamentului munților Ighiș, constituind totodată un element de importanță majoră în descifrarea structurii subasmentului zonei vulcanice Oaș-Gutii.

Rezultatele obținute în urma prospecțiunilor geologice efectuate în această zonă (Paulini, Kovács, 1974), au intuit legătura genetică între mineralizațiile localizate în aceste depozite, boltirea și poziția elevată a formațiunilor paleogene, precum și existența unor corpuri subvulcanice în profunzime, asociate unor fracturi majore de ordin regional cu adânci implicații în relațiile dintre diferitele unități structurale din fundamentul zonei vulcanice Oaș-Gutii (fig. 1).

¹ Depusă la 6 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 10 aprilie 1981, comunicată în ședință din 16 aprilie 1981 organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureş“.

² IPEG „Maramureş“, str. Victoriei nr. 146, Baia Mare.

³ ICPMMN, str. dr. Victor Babeș nr. 64, Baia Mare.



Măsurările geofizice reflectă această structură (Andrei et al., 1970, Popescu, 1980).

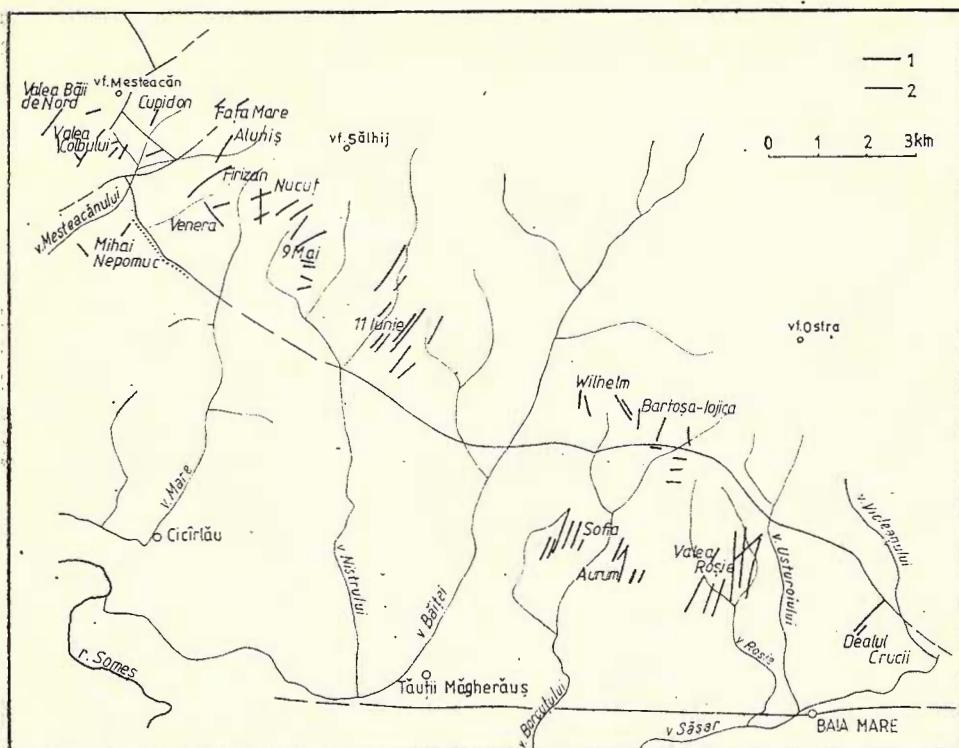


Fig. 1. — Schița structurală a regiunii Baia Mare-Ilba.

1, fracturi majore ; 2, grupuri de filoane.

Esquisse structurale de la région de Baia Mare-Ilba.

1, fractures majeures ; 2, groupes de filons.

Încadrarea zonei cercetate în structura regională și caracterizarea depozitelor sedimentare preneogene

Depozitele sedimentare din fundamentalul pre-Badenian au fost considerate ca aparținând Eocenului superior-Auersianului (Paucă, 1952).

Edelstein, Chițimus (1969) le consideră paleocen-oligocene, pe baza similitudinii litologice cu rocile cunoscute în Valea Romană-Firiza.

Borcos et al. (1976, 1980) aduc precizări privind relațiile între tectonică, structuri profunde și semnificația lor metalogenetică.

Săndulescu (1980) atribuie formațiunilor paleogene din partea sudică a fereastrăi erozionale din valea Mesteacănnului, vîrsta paleocen-eocenă, paraleлизîndu-le cu stratele cu hieroglife din cadrul seriei de Baia Mare (pinza de Botiza), în timp ce depozitele din partea nordică le compară pe baza afinităților litologice cu stratele cu inocerami din ca-

drul pînzei de Măgura, opinind pentru apartenența lor la solzul de Petrova.

În această concepție cele două unități structurale sunt opuse una alteia de-a lungul unui element ruptural major orientat WNW-ESE.

Rezultatele lucrărilor de prospecție și explorare confirmă existența a două unități distințe din punct de vedere litologic la nivelul fundamentului pre-Badenian.

Astfel, forajele din partea nordică au străbătut un complex sedimentar alcătuit din depozite detritice cu structura în general psamitică, mai rar aleuritică-pelitică, alcătuit din gresii calcaroase micacee (grauwacke și subgrauwacke), marne grezoase (pl. II, fig. 1, 2), calcare grezoase și aleurite de culoare cenușie.

În partea sudică, la sud de fractura majoră marcată de apofize andezitice în talvegul și versanții văii Mestecănușui, se dezvoltă depozite sedimentare cu structura predominant pelitică-aleuritică, considerate ca aparținând pînzei de Botiza, care se dezvoltă la sud de falia Bogdan Vodă (Săndulescu, 1980).

Constituția petrografică a corpului subvulcanic

Corpul subvulcanic din valea Mestecănușui face parte dintr-un edificiu intrusiv compozit, alcătuit din corpuri de dimensiuni mai mari, localizate probabil mai în profunzime de-a lungul fracturii majore regionale Bogdan Vodă, care în sectorul acesta al munților Ighiș are orientarea generală WNW-ESE. El reprezintă probabil o pînză (diverticul) intrusă pe una din fracturile cu direcția perpendiculară (NE-SW) pe fractura majoră și se trădează la suprafață prin apofize cu diametre de 4-10 m.

Corpul subvulcanic, pătruns în depozitele sedimentare paleogene, străbătut de forajul 103 se caracterizează printr-o neomogenitate structurală și texturală pronunțată și prin acumulări de minerale de primă cristalizare (hornblendă, piroxeni etc.) care formează șlire (pl. II, fig. 3).

Neomogenitatea petrografică se explică prin venirile succesive de magmă și diferențierea acesteia în condiții subvulcanice. Pulsațiile de magmă și regimul de răcire inegal în condiții de labilitate mecanică continuă au generat texturi în șlire.

Din punct de vedere petrografic s-au determinat următoarele tipuri de roci :

Andezit piroxenic în facies subvulcanic, care formează apofize cu diametre de 4-10 m, are culoare negricioasă-verzuie, cu textura masivă, slab brecioasă spre contact. Textura masei fundamentale este omogen-fluidală, orientată. Structura rocii este porfirică, masa fundamentală fiind pilotaxitică, recristalizată. Această rocă corespunde andezitului piroxenic propilitizat de faza a 2-a (α py₂ Sm) descris de Borcoș et al. (1969).

Componenții mineralogici principali ai rocii sunt următorii :

— feldspați plagioclazi (20-35% ; 0,1/0,01-2,5/1,0 mm) cu 20-40% An (oligoclaz-andezin) transformat intens în sericit, calcit, minerale argiloase și quart (pl. III, fig. 2, 3) ;

- piroxeni (5-15% ; 0,01-0,9/1,2 mm) reprezentăți prin hipersten și augit intens transformați în clorit, sericit, carbonați ± opacit;
- magnetit, apatit, zircon (sporadic — 1%) apar sub formă de granule neregulate.

Masa fundamentală a rocii este alcătuită din feldspat plagioclaz în general transformat (30-64%), cuarț sub formă de granule xenomorfe (10-25%), piroxeni transformați integral (5-14%), granule fine, xenomorfe de magnetit (0-2%) și sticlă devitrificată (0-20%).

Ca minerale secundare se remarcă carbonații, sericitul, cuartul, cloritul, mineralele argiloase, muscovitul, opacitul etc.

Sub formă de cuiburi și vinișoare de neoformație apar : cuartul, carbonații, cloritul, adularul, zeoliții, mineralele argiloase, pirită etc.

Diorit porfiric cuartifer. Această rocă consolidată în facies subefuziv, este de culoare cenușiu-verzuie, dură, compactă, cu structură porfirică-pilotaxitică, intens recristalizată și are textura masivă (pl. II, fig. 4).

Componenții mineralogici principali ai rocii sunt :

- feldspați plagioclazi (30-55% ; 0,1-3,4 mm), cu 35-65% An (andezin — labrador), transformați în albit, sericit, epidot, clorit și hidromice ;
- piroxeni (0-20% ; 0,35-4,00 mm) sub forma unor prisme scurte, integral transformați în carbonați, epidot, clorit, uralit, leucoxen, rutil și titanit ;
- cuarț magmatic primar (0,5% ; 0,05-0,5 mm), corodat de soluțiile hidrotermale.

Masa fundamentală este constituită din cuart (0-20%), albit (30-65%), epidot (1-13%), sericit (5-15%), calcit (2-15%), clorit (2-20%) - minerale argiloase (2-15%), hidromice (6-10%), minerale opace (sporadic — 6%) etc. (pl. III, fig. 4).

În masa acestei roci apar cuiburi și vinișoare subcentimetrice divers orientate de : calcit + sericit + apatit ± pirită ; rutil + leucoxen ± pirită ; calcit ; calcit + cuart ± pirită + apatit ; calcit + clorit + cuart ± apatit ; zircon ; pirită ; albit + epidot ± calcit ; rutil ; adular etc.

Pe lîngă aceste minerale s-a mai semnalat prezența adularului și biotitului.

În forajul 103 a fost străbătută o varietate de *diorit porfiric cuartifer leucocratic*, lipsită complet de minerale melanocrate. Roca este compactă, masivă, dură, de culoare albă. Structura rocii este porfirică — ștearsă. Cristalele porfirice de feldspat se disting greu în masa fundamentală de asemenea albă, granulată.

Componenții mineralogici principali ai rocii sunt :

- feldspați plagioclazi (1,5-0,5 mm) cu 15-25% An (oligoclaz) ; tabulari, acumulați sub formă de agregate mai mult sau mai puțin compacte. Cristalele sunt maclate, lipsite de zonalitate. Conturele cristalelor sunt mai mult neregulate, dințate și se întrepătrund cu microlitete învecinate. Masa fundamentală este formată în cea mai mare parte din oligoclaz (13-20% An), care formează o masă de microlite tabulare-xenomorfe, cu structură holocristalină, cu granulația 0,07-0,02 mm. În pastă, apar cantități reduse de cuarț fin, xenomorf,



mai mult sub formă de cuiburi fine și mai puțin dispers.

În unele porțiuni roca este puternic impregnată cu minerale de neoformație, cum ar fi cuartul și subordonat calcita și pirita.

Granodioritul porfiric constituie partea centrală a corpului străpuns cu forajul 103.

Roca este compactă, dură, de culoare alb-cenușie, deosebindu-se de dioritul porfiric cuartifer, în primul rînd prin caracterul lor mai leucocratic. Structura rocii este porfirică, masa fundamentală holocristallină, iar textura este masivă (pl. IV, fig. 1, 2).

Componenții mineralogici ai rocii sînt :

— feldspați plagioclazi (25-45% ; 0,2-1,5 mm) sub forma unor cristale tabulare, în întregime transformați în calcit, sericit și minerale argiloase ;

— piroxeni (10-15% ; 0,1-1,5 mm) de formă prismatică, transformați de asemenea integral în clorit, calcit și hidroxizi de fier ;

— cuartul (2,5% ; 0,3-0,5 mm) apare sub formă granulară ;

— zircon (sporadic ; 0,1-0,2 mm).

Masa fundamentală este constituită din feldspați plagioclazi (30-50% ; 0,05-0,07 mm) transformați în albit, sericit, calcit ; piroxeni (10-20%) transformați în clorit, hidroxizi de fier, carbonați ; cuart (4-20% ; 0,05-0,5 mm) ; magnetit ; apatit ; rutil-leucoxen (sporadic — 1% ; 0,03-0,1 mm).

Dintre mineralele secundare remarcăm prezența următoarelor minerale : albit, carbonați, clorit, minerale argiloase, sericit, pirită și hidroxizi de fier.

Ca neominerale apar cuartul, carbonații și pirita, sub formă de cuiburi, vînișoare divers orientate în următoarele asociații parogenetice : calcit ; calcit + cuart ; calcit + rutil + leucoxen ; cuart + apatit.

Maleyev (1971) descrie corperi subvulcanice din Ucraina Transcarpatică cu o compoziție petrografică și variații faciale în cadrul corporilor similare cu cele descrise de noi.

În Transcarpatia, Merlici și Spirkovskaja (1974) — prezintă detaliat acest complex hipoabisal, care se caracterizează prin intruziuni stadiale pe fracturi majore adânci. Intruziunile acestui complex s-au format în urma injectiei succesive a diferitelor produse ale unui bazin magmatic, începînd cu gabroabiaze, prin diorite porfirice, diorite porfirice cuartifere, granodiorite porfirice, iar în partea finală ajungînd la roci acide exotice (ce nu conțin minerale melanocrate).

Observații petrochimice

Analizele chimice efectuate aduc elemente noi în caracterizarea petrochimică a corporilor hipoabisale din perimetru Ilba.

Acstei roci magmatice intruzive, cum rezultă din studiul microscopic, prezintă un grad relativ avansat de transformare a componenților mineralogici. Astfel, neavînd posibilitatea de a analiza chimic roci proaspete, încercăm a efectua o descriere preliminară privind caracteristicile petrochimice principale ale acestor roci.



TABELUL 1
Compoziția chimică a rocilor studiate

Nr. probei	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Roca	andezit	diorit	diorit	diorit	diorit	diorit	granodiorit	diorit	diorit	diorit
Localizare	F.102/ m 338	F.103/ m 435	F.103/ m 560	F.103/ m 576	F.103/ m 640	F.103/ m 583	F.103/ m 706	F.103/ m 732	F.103/ m 781	F.103/ m 844
SiO ₂	55,00	65,50	64,90	66,00	66,25	65,95	64,10	65,80	65,30	65,40
Al ₂ O ₃	16,40	18,08	16,03	15,00	14,78	15,63	15,35	18,80	15,87	16,21
Fe ₂ O ₃	5,27	0,31	0,80	0,45	0,45	0,55	1,20	0,35	1,43	0,61
FeO	4,25	3,15	3,00	3,00	3,00	1,20	0,63	3,15	2,45	1,50
MnO	0,18	0,05	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	2,25	2,20	0,10	2,60	1,40	0,90	1,80	1,75	1,40	2,70
CaO	5,18	2,10	5,18	3,50	2,80	2,94	2,52	2,98	3,66	2,80
Na ₂ O	2,62	3,39	6,00	6,00	7,10	8,16	10,76	4,24	4,45	6,14
K ₂ O	4,09	1,44	0,48	0,84	0,26	0,99	—	1,15	2,24	0,84
TiO ₂	0,70	0,42	0,50	0,50	0,48	0,52	0,70	0,50	0,50	0,52
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,17	0,20	0,19	0,19	0,25	0,18	0,15	0,19
CO ₂	1,29	1,25	1,25	—	0,50	0,40	0,80	—	0,50	1,25
S	—	0,10	0,19	0,10	0,38	0,18	0,45	0,15	0,05	0,10
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O+105c	1,67	1,60	1,60	1,65	2,00	2,00	1,20	1,30	1,40	1,85
H ₂ O-105c	0,21	0,15	0,25	0,15	0,30	0,60	0,15	0,10	0,10	0,15
TOTAL :	99,21	99,88	100,05	100,05	99,94	100,27	99,96	100,50	99,55	100,31

Prin simpla parcurgere a rezultatelor a 10 analize chimice (tab. 1), se remarcă existența unui interval relativ restrâns în care variază conținuturile în SiO₂, între 64,10-66,25%, excepție făcând andezitul piroxenic în facies subvulcanic (55% SiO₂).

Conținuturile în CaO sunt în general sub valoarea de 5,18%, iar cele de MgO se înscriu între 0,10-2,70%. Suma oxizilor de fier prezintă valori maxime (9,52%) în cazul faciesului andezitic, iar la rocile dioritice-granodioritice oscilează între 1,75-3,88%.

Din analizele efectuate se remarcă predominanța Na₂O asupra K₂O (excepție fiind andezitul în facies subvulcanic). Suma lor trece de 10% și se explică prin compozitia chimică a plagioclazilor. Conținuturile de Na₂O prezintă o creștere spre tipurile de roci leucocraticice.

Calculul parametrilor Niggli ne permite sesizarea valorilor parametrului „si“ în intervalul cuprins între 243 și 281 (fig. 2).

Parametrul „al“ variază în limite restrânse, înregistrind valori maxime în cazul unor epidotizări, cloritizări și calcitizări puternice.

În cazul lui „alk“ remarcăm valoarea maximă de 39,61 în cazul probelor cu un conținut ridicat în albit. Se remarcă o scădere vizibilă atât a valorii lui „alk“, cât și a conținutului în albit spre contactul din culcușul corpului subvulcanic.

Valoarea maximă a parametrului „c“ marchează momentul trecerii la o albitizare pronunțată a rocii. Se observă o descreștere în intensitate a fenomenului de calcitizare spre contactul din culcuș al corpului intruziv.



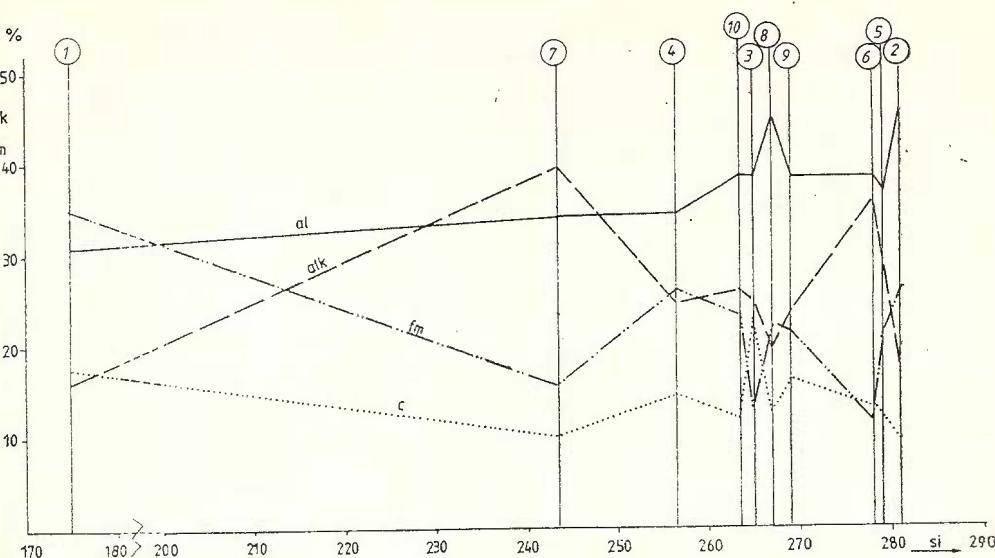


Fig. 2. — Diagrama variației parametrilor Niggli. Numerele de probe corespund numerelor din tabelul nr. 1.

Diagramme de variation des paramètres Niggli. Les numéros des échantillons correspondent aux numéros du Tableau 1.

TABELUL 2

Valorile parametrilor Niggli

Nr. pro- bei *	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
si	175,21	281,13	265,74	256,65	279,11	278,12	243,42	266,78	269,05	263,48
al	30,78	45,73	38,68	34,37	36,69	38,84	34,35	44,91	38,53	38,48
fm	35,12	26,56	13,52	26,34	20,96	11,84	15,77	22,49	21,64	23,28
c	17,68	9,65	22,72	14,58	12,63	13,28	10,25	12,94	16,15	12,08
alk	16,40	18,04	25,07	24,70	29,69	36,02	39,61	19,63	23,66	26,13
k	0,506	0,218	0,050	0,084	0,023	0,073	0,000	0,151	0,248	0,082
mg	0,304	0,529	0,045	0,572	0,419	0,477	0,645	0,470	0,397	0,696
c/fm	0,503	0,363	1,680	0,553	0,602	1,121	0,649	0,575	0,746	0,519
ti	1,677	1,355	1,539	1,462	1,520	1,649	1,999	1,524	1,549	1,575
p	0,134	0,254	0,294	0,329	0,338	0,339	0,401	0,308	0,261	0,324
w	0,527	0,081	0,193	0,118	0,118	0,291	0,631	0,090	0,344	0,267
Qz	9,60	108,94	65,46	57,84	60,32	34,02	0,75	88,22	74,40	58,92
Q	38,045	53,975	47,431	45,977	46,219	42,921	35,496	51,417	48,613	46,516
L	48,648	30,209	44,310	42,414	44,488	49,328	52,808	35,501	43,059	44,194
M	18,306	15,814	8,258	11,608	9,292	7,750	11,695	13,080	8,326	9,289

* Numărătoarea probelor corespunde cu cea prezentată în tabelul 1.



TABELUL 3
Compoziția mineralogică normală C.I.P.W. a rocilor studiate

Nr. probei *	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
pirită	—	0,1871	0,3555	0,1871	0,3381	0,3368	0,8420	0,2630	0,0935	0,18701
apatit	0,2367	0,3313	0,4042	0,4734	0,4497	0,4974	0,5917	0,4260	0,3530	0,4497
calcit	2,9311	2,8402	2,8402	—	1,1361	0,9088	1,8177	—	1,1361	2,8402
ilmenit	1,3316	0,7989	0,9511	0,9511	0,9131	0,9892	1,3316	0,9511	0,9892	
magnetit	7,6561	0,0885	0,4748	0,2919	—	0,1478	—	—	1,8905	0,5244
ortoză	24,1405	8,4993	2,8331	4,9579	1,5346	5,8433	—	6,7876	13,2212	4,9579
albit	22,1503	28,6602	50,7260	60,0258	68,0874	74,8862	35,8464	37,6218	51,9096	
anortit	16,9421	1,6916	15,3774	11,5067	7,6846	3,0934	—	13,7148	14,1036	4,8679
diopsid	—	—	1,2434	3,8166	1,6056	6,3764	4,6492	—	—	—
wallastonit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
hipersten	8,2121	10,5934	4,0999	9,2122	7,4805	0,4996	2,4009	9,3954	6,1620	8,3892
cuarț	12,2150	33,8736	18,9833	15,8959	15,9198	9,6856	4,3282	25,8614	21,4049	19,5440
corindon	1,4495	10,3279	—	—	—	—	—	5,5519	0,9523	3,4158
acmit	—	—	—	—	—	—	0,229	—	—	—
Na metasi	—	—	—	—	—	—	2,7524	—	—	—
Q	72,55	71,21	67,98	53,72	59,14	53,07	24,59	71,95	73,44	62,21
A	18,83	7,07	12,90	2,23	7,13	9,26	18,45	1,92	5,42	11,08
P	8,62	21,72	19,12	44,05	33,73	37,67	56,96	26,13	21,14	26,71

* Numărătoarea probelor corespunde cu cea prezentată în tabelul 1.



TABELUL 4

Valorile parametrilor Blumman

Nr. probei *	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
apatit	0,22	0,29	0,35	0,39	0,37	0,53	0,36	0,28	0,38	
ilmenit	0,77	0,47	0,23	0,48	0,46	0,04	0,80	0,54	0,59	
magnetit	2,57	0,46	0,95	0,89	0,92	0,45	0,48	0,93	0,30	
sfen	31,50		0,54			0,59		8,52	13,49	
ortoza	43,10	11,65								
plagioclas										
cordierit	25,65									
hipersten	10,06	0,53		5,97	3,11	0,35	5,99	0,96	5,65	1,84
clinopiroxen	2,85			5,47	3,72	5,80	6,39	8,14		7,12
cuart.	8,11	27,88	19,34	17,58	17,11	9,83	13,33	23,25	21,03	16,38
I.C.	20,7	27,4	7,54	11,45	10,66	8,19	15,46	18,78	7,4	10,23
x	57,77	73,05	100	100	100	100	100	85,05	81,15	100
y	+ 9,80	+ 39,20	+ 20,91	+ 19,85	+ 18,95	+ 10,70	+ 15,67	+ 28,98	+ 22,70	+ 18,23
Nr. cimp	8*	4	10*	10*	10*	10*	cuart-diorit	4	4	10*
Diagnostic										
Plagioclas An %	53	30	21	16	10	4	23	28	27	17

* Numărătoarea probelor corespunde cu cea prezentată în tabelul 1.

Valorile parametrului „fm“ sănt în general inferioare celui înregistrat în faciesul andezitului subvulcanic. În cazul rocilor dioritice se

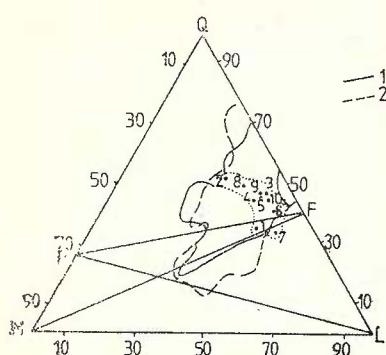


Fig. 3. — Diagrama QLM pentru corpul subvulcanic din valea Mesteacănu-l Ilba (linie punctată). Numerele de probe corespund numerelor din tabelul nr. 1.

1, vulcanitele neogene din România (după Rădulescu, 1961); 2, vulcanitele neogene din Carpați (după Karolus, 1965).

Diagramme QLM pour le corps subvolcanique de la vallée de Mesteacănu-l Ilba (ligne ponctuée). Les numéros des échantillons correspondent aux numéros du Tableau 1.

1, volcanites néogènes de Roumanie (d'après Rădulescu, 1961); 2, volcanites néogènes des Carpathes (d'après Karolus, 1965).

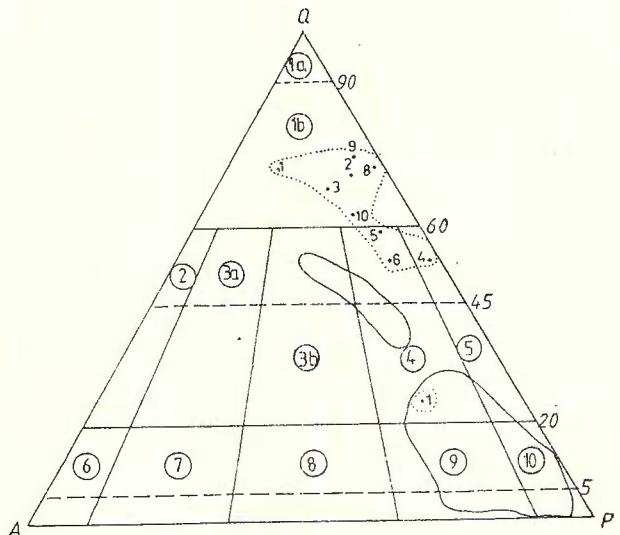


Fig. 4. — Diagrama QAP pentru corpul subvulcanic din valea Mesteacănu-l Ilba (linie punctată). Numerele de probe corespund numerelor din tabelul nr. 1.

1, magmatitele zonei subvulcanice din Carpații Orientali (Peltz et al., 1971).

Diagramme QAP pour le corps subvolcanique de la vallée de Mesteacănu-l Ilba (ligne ponctuée). Les numéros des échantillons correspondent aux numéros du Tableau 1.

1, magmatites de la zone subvolcanique des Carpathes Orientales (Peltz et al., 1971).

înregistrează valoarea maximă de 22,72 a lui „fm“, ele fiind albitezate, epidotizate și cloritizate.



În triunghiul QLM (fig. 3), cîmpul de variație al rocilor cercetate se plasează deasupra liniei PF , cu un grad avansat de saturare în silice, cu excepția a două probe (granodiorit porfiric și andezit piroxenic subvulcanic), care se situează sub această linie. Toate probele analizate se încadrează în cîmpul de variație al vulcanitelor neogene din România (Peltz et al., 1971).

În diagrama QAP (fig. 4) după Streckeisen (1976), majoritatea probelor sunt grupate în cîmpurile corespunzătoare cuart-granitelor, cuart-granodioritelor, granodioritelor și cuart-dioritelor, neîncadrindu-se în cîmpul de variații al vulcanitelor neogene din Carpați Orientali (Peltz et al., 1971) cu excepția granodioritului porfiric.

În diagrama clasificării rocilor eruptive după Streckeisen (fide Rittmann, 1973), rocile studiate se plasează în cîmpurile corespunzătoare cuart-latitelor (andezitul piroxenic subvulcanic), granodioritelor, trondhjemitelor și cuart-dioritelor (fig. 5).

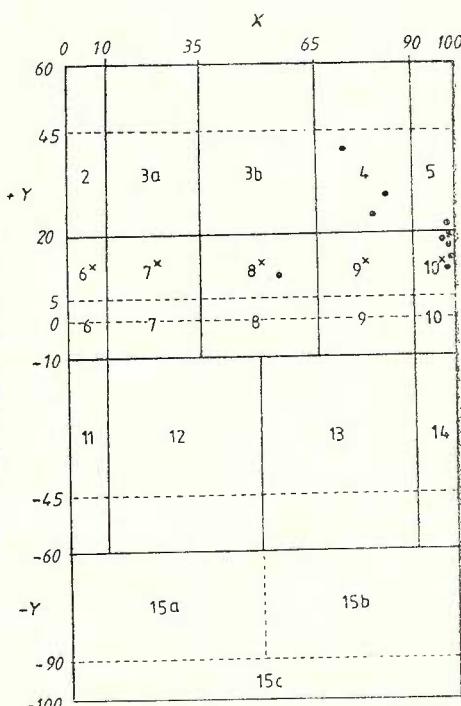


Fig. 5. — Diagrama clasificării rocilor corpului subvulcanic din valea Mestecănuș-IIba (puncte negre), după Streckeisen (1976).

Diagramme de la classification des roches du corps subvolcanique de la vallée de Mestecănuș-IIba (points noirs), d'après Streckeisen (1976).

Diagrama $al-fm$ (fig. 6) ilustrează caracterul isofalic spre subfemic. Majoritatea probelor se situează în triunghiul izofalic-semisalic-subfemic.

În diagrama *al-alk* (fig. 7), majoritatea probelor se proiectează în cîmpul rocilor intermediare și alcaline, cu tendință generală spre rocile alcaline.

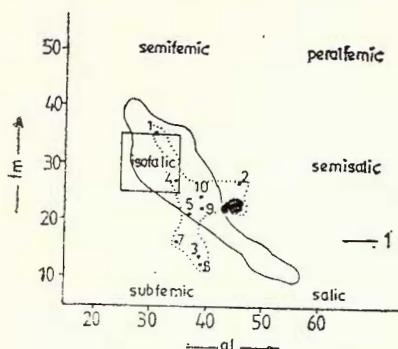


Fig. 7. — Diagrama *al-alk* pentru corpul subvulcanic din valea Mesteacanului-Ilba. Numerele de probe corespund numerelor din tabelul nr. 1.

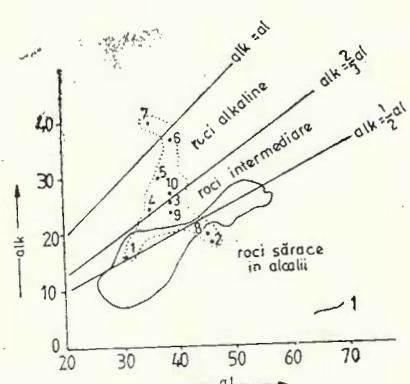
1, magmatitele zonei subvulcanice din Carpații Orientali (Peltz et al., 1971). Diagramme *al-alk* pour le corps subvolcanique de la vallée de Mesteacan-Ilba. Les numéros des échantillons correspondent aux numéros du Tableau 1.

1, magmatites de la zone subvolcanique des Carpathes Orientales (Peltz et al., 1971).

Fig. 6. — Diagrama *al-fm* pentru corpul subvulcanic din valea Mesteacanului-Ilba. Numerele de probe corespund numerelor din tabelul nr. 1.

1, magmatitele zonei subvulcanice din Carpații Orientali (Peltz et al., 1971). Diagramme *al-fm* pour le corps subvolcanique de la vallée de Mesteacan-Ilba. Les numéros des échantillons correspondent aux numéros du Tableau 1.

1, magmatites de la zone subvolcanique des Carpathes Orientales (Peltz et al., 1971).



Considerații privind relațiile dintre mineralizații și corpul subvulcanic

Mineralizațiile din partea central-vestică a sectorului sudic al munților Ighiș se dezvoltă la nord și la sud de fractura majoră cu caracter regional, marcată și geofizic și interpretată ca aliniament tectonomagmatic. Semnificația măsurătorilor geofizice este motivată de coruri intrusive hipoabisice înălțătoare.

Perpendicular pe fractura principală, de-a lungul unor fracturi penate, care se sprijină pe fractura principală, s-au intrus pînă în imediata apropiere de suprafață, pînze și apofize de roci magmatische cu compoziția intermediară acidă în flancurile sau în prelungirile căror sint localizate filoane.

Cele două sisteme ale fracturii, fractura majoră cu direcție NW-SE, care spre E își schimbă direcția pînă la E-W și fracturile penate cu direcția NE-SW, care spre E își schimbă direcția pînă la N-S, păstrîndu-se perpendicularitatea între cele două sisteme, sint marcate la suprafață de filoane mineralizate preponderent cuprifer, respectiv auro-

argentifer și polimetalic. Spre adâncime aceste filoane sunt însoțite de corpuri și apofize hipoabisice.

Kalmár și Bălașa (1968) recunosc în perimetru Ilba trei sisteme de fracturi, datând ca cel mai vechi sistemul NW-SE, purtător de mineralizații cuprifere, urmat de sistemul NE-SW cu mineralizații polimetale și de sistemul N-S, fără importanță metalogenetică.

Filonul Mihai-Nepomuc, cu direcția NW-SE, localizat pe o fractură regională este mineralizat predominant cuprifer. Spre adâncime filonul vine în contact cu apofize andezitice digitale, în apropierea căror mineralizație devine mai concentrată, îmbogățindu-se în cupru (Duma, Costache, 1962).

Este interesant de amintit în acest context procesul intens de magnetizare al rocii în jurul fracturii la orizontul —50 (Duma, Setel, 1961).

La nord de această fractură și perpendicular pe ea se dezvoltă grupurile de filoane Firizan, Fața Mare — vest și Cupidon, cu direcție NE-SW. Aceste mineralizații sunt preponderent auro-argentifere și polimetalice.

Filonul Firizan localizat pe o fractură penată, care se sprijină pe fractura principală, este dispus în flancul unei pînze intrusiv ale cărei apofize se cunosc din lucrări miniere și de foraj. În lucrările miniere se descriu coloane și corpuri neregulate de andezit intrus, de care este considerat a fi legată genetic mineralizația. Se menționează faptul că mineralizatia în apropierea corpurilor de andezit se îmbogățește pe fondul unei silicificieri pronunțate. În corpurile de andezit se amintește prezența unor diaclaze mineralizate. În partea superioară filonul are o textură rubanată, liniștită, în timp ce în părțile inferioare aceasta devine brecioasă. Odată cu apropierea de sursă, se menționează parageneze de Au-Cu, în forajele de cercetare executate.

Filonul Cupidon, are direcție generală NE-SW și este localizat în depozite sedimentare paleogene, pe o fractură căreia probabil fi este asociată de asemenea o pînză intrusivă ale cărei hipofize au fost interceptate în foraje. În jurul fracturii s-au produs substituții metasomaticice de blendă și galenă în cimentul carbonatic al gresiilor arcoziene paleogene, din apexul corpului subvulcanic de care este legată genetic.

Corpul subvulcanic din valea Mesteacănu lui, traversat de forajul 103 a produs o aureolă de transformări hidrotermale în comoplexul sedimentar, marcată prin cloritizări, epidotizări, carbonatări și argilizări. Activitatea hidrotermală este însoțită de apariția unor mineralizații sub formă de cuiburi, impregnații și vinișoare scurte de pirită, pirotină, blendă, galenă ± calcopirită ± aur și argint nativ, în gangă de cuarț, calcit și clorit.

Corpurile intruse în depozitele sedimentare paleogene din valea Mesteacănu lui au produs o ușoară brezilieră a rocilor din jur și corneificări ce uneori ajung la 100 m grosime (forajul 102). Rocile sedimentare marnoase slab argiloase sunt transformate în sisturi micacee-cuarțoase, desmosite, corneene constituite din benzi paralele alternative de albă + clorit, minerale argiloase + albă + calcit; calcit + albă.

Se poate observa o zonalitate în corneificare a formațiunilor sedimentare, pornind dinspre exterior spre contact: creșterea compactității

rocii ; rocile devin mai inchise la culoare, cu aspect rubanat datorat alternanței culorilor cenușiu-alb cu verzui-cenușiu ; corneene cu rare mineralizații de pirită, pirotină, magnetit, blendă, galenă \pm calcopirită, neimportante economic (pl. III, fig. 3, 4).

Rocile corneificate generate de metamorfismul de contact, sunt împânzite de o rețea de filonașe subcentimetrice cu albit + epidot + cuarț ; albit + clorit ; carbonați ; calcit + albit \pm pirită.

BIBLIOGRAFIE

- Andrei J., Ionescu Fl., Ciucur E., Nedelcu I. C. (1970) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Borcoș M., Peltz S., Stanciu C., Gheorghita I., Lang B., Întorsureanu I., Volanski E. (1969) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Peltz S., Stan N., Gheorghita I., Stanciu C., Fotopolos S., Socolescu M. (1976) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Peltz S., Gheorghita I., Florescu R. (1980) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Duma N., Setel M. (1961) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Costache C. (1962) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Edelstein O., Chitimus V. (1969) Contribuții la cunoașterea fundamentalui sedimentar al zonei eruptive între Valea Itba și Valea Chiuzbaia (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.*, LV/5 (1967-1968), p. 76-86, București.
- Kalmár I., Bălașa E. (1968) Asupra sistemelor de fracturi în neoeruptivul din zona Cicirilău (Baia Mare). *D. S. Com. Geol.*, LV/2 (1966-1967), p. 105-114, București.
- Maleev E. F. (1971) Relations between extrusions and hypabyssal intrusions in volcano-plutonic series. *Rev. Roum. Geol. Geophys. Geogr. Seria Geol.*, 15, 2, p. 148-155, București.
- Merlici B. V., Spitkovskaja D. M. (1974) Glubinie razlomov neoghenovii magmatizm i orudenenie Zakarpattia. *Problemi tektoniki i magmatizma glubinnih razlomov*, vol. 2, Lvov.
- Paucă M. (1952) Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N și E de Baia Mare. *D. S. Com. Geol.*, (1951-1952), p. 55-69, București.
- Paulini P., Kovács P. P. (1974) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Peltz S., Vasiliu C., Udrescu C. (1971) Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpații Orientali. *An. Inst. geol. geofiz.*, XXXIX, p. 177-256, București.
- Popescu A. (1980) Raport, arhiva IPEG „Maramureș“, Baia Mare.
- Rittman A. (1973) Stable Mineral Assemblage of Igneous Rocks. Springer, Heidelberg.
- Sândulescu M. (1980) Sur certains problèmes de la corrélation des Carpathes Orientales Roumaines avec les Carpathes Ucrainiennes. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXV (1977-1978), p. 163-180, București.
- Streckeisen A. (1976) To each plutonic rock its proper name. *Earth — Science Rev.*, 1e, p. 1-33, Amsterdam.



LE CORPS SUBVULCANIQUE DE LA VALLÉE DE MESTEACĂN (ILBA — MARAMUREŞ)

(Résumé)

La présente note inclut des données minéralogiques, pétrographiques et pétrochimiques sur les corps hypabyssaux traversés pendant les investigations effectuées dans le périmètre d'Ilba.

Dans ces corps intrusifs on a délimité les pétrotypes suivants : andésites pyroxéniques subvolcaniques, diorites porphyriques quartzifères et granodiorites porphyriques.

On mentionne aussi les relations entre la tectonique régionale, la position des corps subvolcaniques et la localisation spatiale des minéralisations.

On considère que les corps hypabyssaux à composition intermédiaire-acide se situent le long des fractures pennées qui tendent NE-SO et s'appuient sur la fracture majeure orientée NO-SE.

Des minéralisations d'or et argent aussi bien que polymétalliques sont contrôlées par les fractures orientées NE-SO et par les corps hypabyssaux.

On note également qu'à la fracture majeure qui tend NO-SE s'associent des corps intrusifs à composition basique situés à grande profondeur qui contrôlent des minéralisations surtout cuprifères.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la zone d'Ilba (complétée d'après Stan et al., 1977 et Edelstein et al., 1978).

1, granodiorite porphyrique ; 2, diorite porphyrique quartzifère ; 3, andésite pyroxénique d'Ilba ; 4, andésite quartzifère de Piscuiatu ; 5, dacite de Sindileu ; 6, andésite pyroxénique ; 7, andésite au hypersthène et augite de Seini ; 8, complexe volcanoclastique rhyodacitique ; 9, complexe volcano-sédimentaire badénien-sarmatien ; 10, Paléogène ; 11, brèches volcaniques ; 12, aggrégats volcaniques ; 13, failles ; 14, filons ; 15, minéralisations d'imprégnation ; 16, galeries ; 17, forages ; 18, coupe géologique.

Plansă II

Fig. 1. — Echantillon de gresii calcaroase micacee cenușii cu intercalații subțiri de marmă grezoase cenușii închise. Se observă frecvența diaclazelor de calcit. Échantillon de grès calcaires micacés grisâtres aux intercalations fines de marnes gréseuses gris foncées. Il faut noter la fréquence des diaclases de calcite.



Fig. 2. — Eșantion de gresii calcaroase micacee cenușii cu secvențe marnoase negricioase, cu efecte disjunctive.
Échantillon de grès calcaires micacés grisâtres aux séquences marneuses noirâtres, aux effets disjonctifs.

Fig. 3. — Eșantion de diorit porfiric cuartifer cu șlirele de minerale melanocrate. Se observă diaclazele transversale de cuarț de neoformăție.
Échantillon de diorite porphyrique quartzifère aux schliers de minéraux mélanoocrates. Il faut noter les diaclases transversales de néoformation.

Fig. 4. — Eșantion de diorit porfiric cuartifer cu pseudomorfoze de pirită, marcasită după mineralele melanocrate.
Échantillon de diorite porphyrique quartzifère aux pseudomorphoses de pyrite, marcasite suivant les minéraux mélanoocrates.

Plansa III

Fig. 1. — Gresie calcaroasă micacee, 65 x.
Grès calcaire micacé, 65 x.

Fig. 2. — Andezit cu augit. Cristalele de plagioclazi în nucleu sunt sericitizați, 65 x.
Andésite à l'augite. Les cristaux de plagioclases du noyau sont sérichtisés, 65 x.

Fig. 3. — Andezit cu hornblendă alterată. Se remarcă conturul hornblendei prin mineralele opace, 21 x.
Andésite à hornblende altérée. Il faut noter le contour de la hornblende à travers les minéraux opaques, 21 x.

Fig. 4. — Diorit porfiric cuartifer. Cristalele de augit sunt substituite de clorit și epidot. Masa fundamentală este holocristalină. Se observă frecvența cristalelor de cuarț.
Diorite porphyrique quartzifère. Les cristaux d'augite sont substitués par chlorite et épidoite. Pâte holocristalline. Il faut noter la fréquence des cristaux de quartz.

Plansa IV

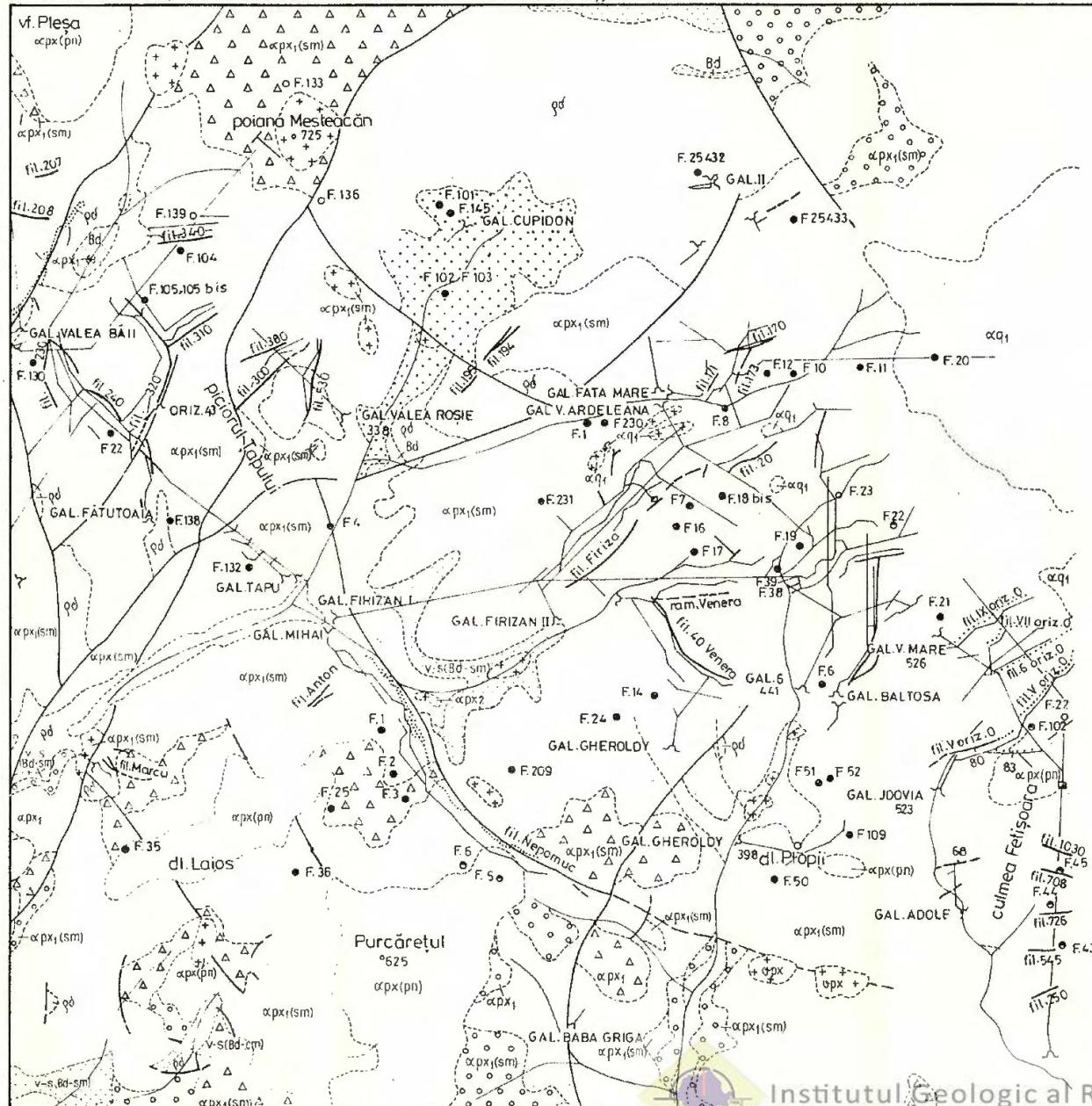
Fig. 1. — Granodiorit porfiric. Se remarcă cele două generații de minerale, 33 x.
Granodiorite porphyrique. Il faut noter les deux générations de minéraux, 33 x.

Fig. 2. — Granodiorit porfiric. Masa fundamentală este holocristalină, 126 x.
Granodiorite porphyrique. Pâte holocristalline, 126 x.

Fig. 3. — Benzi de epidot în corneene, cu pirită, galenă și blendă, 126 x.
Bandes d'épidote dans les cornéennes, à pyrite, galène et blonde, 126 x.

Fig. 4. — Pirita din benzile de epidot, prezintă inclusiuni de pirotină, 126 x.
La pyrite des bandes d'épidote présente des inclusions de pyrrhotine, 126 x.





P. Paulini, P.P. Kovács

HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI ILBA

(cu completări după Stan et al (1977) și Edelstein et al.(1978)

LEGENDA

- 1 Granodiorit porfiric

2 Diorit porfiric cuartifer

3 Andezit piroxenic de Ilba

4 Andezit cuartifer de Piscuiatu

5 Dacit de Sindileu

6 Andezit piroxenic

7 Andezit cu hipersten si augit de Seini

8 Complex vulcanoclastic riadacitic

9 Complex vulcano-sedimentar badenian-sarmatiian

10 Paleogen

11 Brecii vulcanice

12 Aglomerate vulcanice

13 Falii

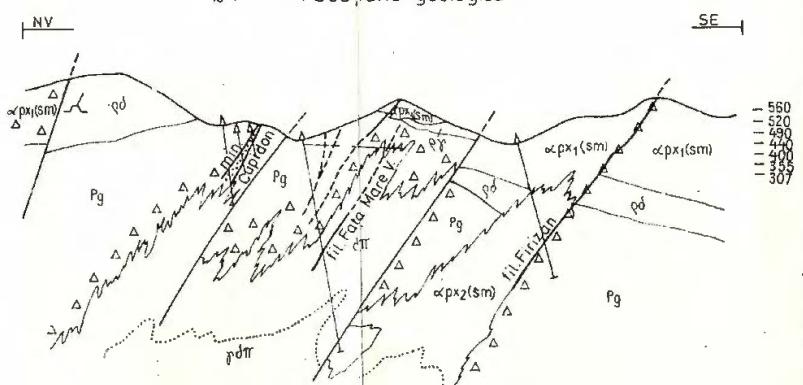
14 Filoane

15 Mineralizatii de impregname

16 Galerii

17 Foraje

18 Sectiune geologica



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE



Working Group 3.4.: *The Magmatism and the Metallogenesis Associated to the Epoch of Molasse Formation*

SYSTEMATIZATION OF NEOGENE VOLCANIC PRODUCTS
FROM THE SOUTH OF THE CĂLIMANI MOUNTAINS¹

BY
SERGIU PELTZ²

Volcanic rocks. Systematization, volcanic products. Paleovolcanology. Lithostratigraphy of eruptive formations. Malvensian-Pontian. Pliocene. Formations; members; units. East Carpathians. New eruptive. Călimani Mts.

Sommaire

La systématisation des produits volcaniques néogènes du sud des monts Călimani. L'étude complexe, détaillée en corrélation avec la reconstruction paléovolcanologique et paléogéographique offre une image nouvelle de la lithostratigraphie de l'aire volcanique située au sud des monts Călimani. L'édifice des monts Călimani est constitué de deux compartiments structuraux qui englobent les produits de l'activité développée durant les deux stades principaux (Malvensien supérieur-Pontien et Pliocène) de l'évolution volcanique. Les produits volcaniques des deux compartiments structuraux ont été attribués à deux formations ; celles-ci représentent „le groupe de Călimani“. Au sud des monts Călimani, seulement la formation du compartiment inférieur présente une colonne lithologique complète. Ainsi, en considérant des critères lithologiques, paléovolcanologiques et géographiques on a attribué les membres des deux formations à une unité lithologique inférieure (degré subordonné), c'est-à-dire aux sous-groupes : Bistra-Răstolița (br) situé à l'ouest de la région ; Ilva-Toplița (it) situé au centre de la région et Voivodeasa-Sărmaș (vs) situé à l'est. Les formations du groupe de Călimani ont des correspondants lithologiques dans les aires volcaniques néogènes de Călimani-Harghita et Gutii (Carpathes Orientales). Les résultats satisfaisants obtenus jusqu'à présent démontrent que l'étude unitaire de la lithostratigraphie des formations eruptives des Carpathes Orientales contribue à la corrélation future des néovolcanites des Carpathes.

1. Introduction

The volcanic area from the south of the Călimani Mountains consists of massive eruptive rocks (lava flows, bodies) and volcano-

¹ Paper presented at the Meeting of the Working Group 3.4. on September 24, 1980, at Deva and received in 1980.

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



clastic rocks. In order to elucidate the geological structure of this territory and the development of volcanic activity, one of the main concerns of investigations carried out till now, has been the systematization of volcanics. If mineralogically and chemically volcanics do not differ much, being generally assigned to the andesites, then as regards their facies, they are rather different. Having this latter aspect in view, there have been established the criteria for : distinguishing between lavas and bodies ; assigning the lavas to different eruption centres ; assigning the bodies to different deposition types.

The systematization of volcanoclastic deposits according to their classification, facies and affiliation to certain volcanic structures proved to be more difficult. Thus, systematization was achieved by paleo-volcanological investigations, domain in which satisfactory results have been obtained so far, but most of the research work remains for the future. This is due to the fact that a correct reconstitution of volcanism evolution is based on the solving up of those problems connected with the detailed and complex analysis of volcanoclastics facies in view of correlating them, as well as of the correlation with other rock facies in the region. Otherwise, this problem is not limited to the south of the Călimani Mountains, it envisages the entire neovolcanic area of the East Carpathians.

In the Călimani-Gurghiu-Harghita Mountains, the pyroclastics cover the largest areas. Although their important role in the volcanic manifestations has been recognized for a long time now, they have been less studied than massive volcanics.

If one has in view the region from the south of the Călimani Mountains, one may consider that the first systematic and complex investigations of volcanoclastics have been carried out by Peltz and Peltz between 1962-1963. The results have been published in 1969. Having in view the systematic study of granulometry, angularity and composition of component fragments of pyroclastics and epiclastics, the rock types have been characterized, their areal distribution and finally the constitution of volcanoclastic formations have been established. In connection with the facies definition, complexes of volcanoclastic rocks have been distinguished, and within them the pyroclastic rocks have been delimited from the epiclastic ones.

During the recent years, the author has proceeded at a new analysis of accumulated data in order to achieve a unitary systematization of volcanoclastics and implicitly to contribute to deciphering the geological structure.

2. Nomenclature and classification of volcanoclastics

The nomenclature and classification of volcanoclastics is based on the most recent viewpoints adopted by the IUGS Subcommission for the classification of pyroclastic rocks, 1975-1979. In accordance with these, the author no longer uses the term agglomerate (still frequently used in our geological literature), as the component fragments of pyroclastics are blocks and not bombs. At the same time, special attention is paid to the correct assignment of clastic rocks to,



pyroclastic and endogenous ones. The delimitation of mixed volcanic rocks is also had in view on the one hand and on the other, the separation of the former from the sedimentary rocks with volcanic supply (Table).

TABLE
Nomenclature and Classification of Volcano-clastic Deposits and Fragments from the Călimani Mountains (Southern Part)

Clast size (mm)	Composition and form of fragments	Pyroclastics			Epiclastics
		Homogeneous angular rounded	Heterogeneous volcanic + nonvolcanic (< 50 %)		
ce- ment		pyroclastic			epiclastic
Nomenclature	pyroclast	pyroclastic deposit		mixed pyroclastic deposit	epiclastic deposit
		tephra	pyroclastic	rock	epiclastic rock
		block tephra	pyroclastic breccia	mixed pyroclastic breccia	volcanic conglomerate
			pyroclastic microbreccia	mixed pyroclastic microbreccia	volcanic microconglomerate
		lapilli tephra	lapilli tuff	mixed lapilli tuff	
		coarse ash	coarse tuff	mixed coarse tuff	volcanic sandstone
		fine ash	fine tuff	mixed fine tuff	volcanic siltstone
> 100	block				
100—32					
32—4	lapilli				
4—1					
1—0,25	ash grain				
< 0,25	dust particle	dust	dust tuff		volcanic mudstone

The classification is based on the petrographic composition of rock fragments, the composition and nature of binder. At these criteria, there add: the fragment dimension; the subaerial or subaqueous facies; the nature of fragments; the supply of nonvolcanic material. The facies has been established on the basis of the deposition background as well as of the conditions in which explosion, transport and deposition did occur.

The pyroclastics of this region are deposited on a subaerial and subaqueous background, far from the eruption centre. In this case, it had been normal that an advanced sorting of fragments be prevalent; however, at certain levels one encounters coarse pyroclastics with sub-angular fragments chaotically displayed (characteristic for the deposits

emplaced in the neighbourhood of eruption centres). Thus, we should mention that as regards the ratio between the sorting of material and the distance to the eruption centre, there are no fixed boundaries. The latter are determined by the complicated mechanism of eruptions.

Definition of denominations used

Pyroclasts are the individual particles such as crystals, crystal fragments, glass or rock fragments ejected during explosions. The result of ejection is a pyroclast which underwent aerial transportation before its deposition.

Pyroclastic rocks are represented by consolidated or unconsolidated pyroclast accumulations. The unconsolidated pyroclastic deposit is called "tephra".

A block is a pyroclast with a diameter of 32 mm, with angular and subangular shape, which underwent ejection while in solid state.

Lapillis are pyroclasts with a diameter between 32-4 mm.

Ash is an unconsolidated pyroclast aggregate with a diameter smaller than 4 mm.

Pyroclastic breccia is a consolidated block aggregate.

A tuff is a consolidated pyroclast aggregate with the diameter smaller than 32 mm.

Epiclasts are the individual particles such as crystals, crystal fragments, glass or rock fragments released from pre-existent volcanics by erosion and transported from their origin place by air or water.

Epiclastic rocks are represented by consolidated or nonconsolidated epiclast aggregate.

Mixed epiclastic breccia, mixed tuff and mixed epiclastic rock contain besides fragments of volcanic rocks non-volcanic fragments up to 50%, as well.

The coarse epiclastics are represented in this case by andesitic conglomerates and microconglomerates; the less coarse ones are the andesitic sands and sandstones respectively; the finest ones are the andesitic siltites.

The mixed rocks whose non-volcanic material represents 25-75% are denominated as follows: tuffaceous conglomerate, tuffaceous sandstone, tuffaceous siltstone, tuffaceous mudstone, all of them being of andesitic nature in this region.

The collective term of volcanoclastite is used for pyroclastic and epiclastic rocks on the whole in case we cannot distinguish between pyroclastics and epiclastics.

The assemblage of pyroclastic rocks (subordinately associated with lavas and eruptive bodies), epiclastic rocks and sedimentary rocks represents the volcano-sedimentary formation. Lithologically, the volcano-sedimentary formation from the south of the Călimani Mountains differs from the Neogene volcano-sedimentary formations from the Metaliferi and Oaș-Gutii Mountains. The main difference consists in the presence of sedimentary rocks only at the lower part of the formation. It results that the volcano-sedimentary lithogenesis in the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic area implies the recognition of the alter-



nation or interpenetration of volcanic products (pyroclastics and epiclastics) and subordinately the alternation of volcanoclastics with sedimentary deposits.

3. Lithostratigraphy of volcanic formations

According to classification-nomenclature principles, in the volcanic area from the south of the Călimani a number of volcanoclastic rock complexes has been delimited, their distinctive feature being the petrotype of component fragments. The complexes include either pyroclastic rocks or pyroclastic and epiclastic ones. The lithological assemblage consisting of volcanoclastic and massive volcanic rocks represents the basic lithological unit of the Southern Călimani Mountains volcanic area.

Following previous systematizations, the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain is considered to consist of two structural compartments. These compartments are being characterized by a different lithology, cover different parts of the volcanic edifice structure and have a different evolution and age.

The first systematization of this kind has been elaborated for the Gurghiu Mountains by Rădulescu et al. (1964). Later on, the investigations have confirmed the presence of the two compartments all over the Călimani-Harghita area; the lower, volcano-sedimentary compartment and the upper, stratovolcanic compartment.

The south of the Călimani Mountains is characterized by the presence on a large area of the lower compartment formation. According to lithological criteria, this formation was divided into three series (Peltz and Peltz, 1969, call them levels; then, Peltz calls them series in the geological reports by Peltz et al., 1972, Peltz fide Rădulescu et al., 1973). Thus, the lower series includes the products of the first volcanic manifestations in this region. The deposits in the basis alternate and interfinger with the Upper Malvensian (Pannonian, zone E) terrigenous deposits. This series is 30–100 m thick. The intermediary series has a complex lithology, consisting of pyroclastic and epiclastic rocks, bodies and lavas; terrigenous rocks are absent. The deposits of this series are about 250–400 m thick. The upper series consists mainly of coarse pyroclastics; epiclastics are absent. The series is 200–400 m thick.

In the last years, the author's investigations envisaged a new analysis of data regarding: a) the lithology of different volcanoclastic rock complexes; b) their position in the lithological column of the two compartment formations; c) the areal distribution; d) the correlation with the eruption centres; e) the correlation among different sections of this region, as well as between them and the neighbouring volcanic areas. It was obtained a new image of the lithological column of volcanic formations, especially of the lower compartment formation which covers almost 70% of the territory.

As the lithology of formations differs all over the region, three subgroups have been delimited: subgroup A in the western zone Bistra-Răstolița (br); subgroup B in the central zone Ilva-Toplița (it);

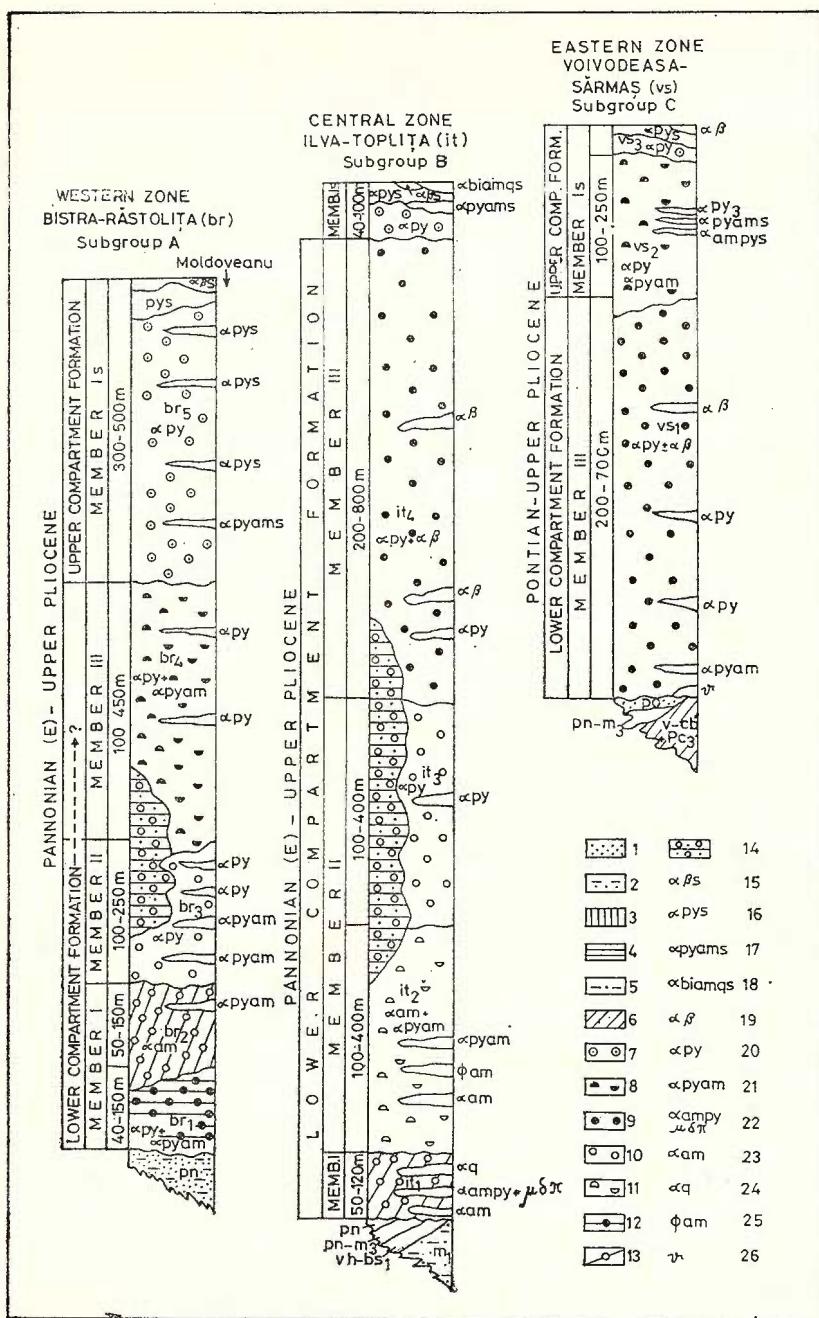


Fig. 1

subgroup C in the eastern zone Voivodeasa-Sărmaș (vs). Each subgroup consists of two formations : a) the lower compartment formation (volcano-sedimentary) which covers a whole lithological column in the southern Călimani Mountains ; b) the upper compartment formation which covers only partially the southern area of the Călimani Mountains.

Within the formations, 1-3 members are distinguished. The lithological columns of the three subgroups (Fig. 1) illustrate the way in which the different volcanoclastic complexes take part in the constitution of the formations belonging to the two compartments. The lithostratigraphic systematization of volcanic formations presented above, agrees with the recommendations regarding the stratigraphic classification and the terminology of lithostratigraphic units, elaborated by the International Subcommission on Stratigraphic Classification (H. D. Hedberg, 1970, ISSC, 1974).

According to these principles, at the level of the southern area of the Călimani Mountains no groups can be delimited. This is determined by the fact that the upper compartment lithology of the low rank unit — the formation — is not complete. We consider that on the Călimani Mountains regional scale the lower compartment formation together with the upper compartment one forms the "Călimani group".

4. Characterization of lithostratigraphic units

Subgroup A Bistra-Răstolița (br)

Lower compartment formation

The first member includes two volcanic rock complexes.

The lower complex (br₁), 40-150 m thick, consists of epiclastics and pyroclastics whose fragments are of pyroxene andesite and pyroxene-hornblende andesite composition. At the lower part of the column, the volcanoclastic deposits interfinger with the Upper Malvensian sedi-

Fig. 1. — Lithological columns in the southern part of the Călimani Mountains. 1, Pontian (clays, sands) ; 2, Pannonian (marly clays, clays, sands, gravels) ; 3, Pannonian-Upper Miocene (marls, sandstones, microconglomerates) ; 4, Volhy-nian-Bessarabian (clays, marls, sandy sandstone, conglomerates) ; 5, Lower Miocene (distal, schistose, gritty flysch) ; 6, Vendian-Cambrian+Upper Precambrian (crys-talline schists of the Tulgheș+Rebra series) ; volcanoclastic rocks complexes : 7, with α py fragments ; 8, α py+ α pyam fragments ; 9, with α py± β fragments ; 10, with α py fragments ; 11, with α am+ α pyam fragments ; 12, with α py+ α pyam fragments ; 13, with α am fragments ; 14, volcanoclastic rocks complex from intravolcanic basins (α py+ α pyam+ α am) ; 15, basaltic andesites from upper compartment formation ; 16, pyroxene andesites from upper compartment formation ; 17, pyroxene-hornblende andesites from upper compartment formation ; 18, biotite-hornblende+quartz andesite from upper compartment formation ; 19, basaltic andesite ; 20, pyroxene andesite ; 21, pyroxene-hornblende andesite ; 22, hornblende-pyroxene andesite, porphyry microdiorite ; 23, hornblende andesite ; 24, quartz andesite ; 25, phenoandesite ; 26, dacite.

Note : The scale of lithological columns is of 1 : 10,000, given the sketched maximum thickness.



mentary deposits. The volcanics of this complex crop out on restraint areas in the south-western part of the region (Fig. 2).

The upper complex (br_2) is 50-150 m thick and consists of pyroclastics with hornblende andesite fragments; coarse pyroclastics are prevailing. The products of this complex crop out in the Lunca Bradului region (Fig. 2).

As for the subgroup Bistra-Răstolița, the present knowledge on the lithology of volcanoclastic rock formation are poorer than those regarding other parts from the south Călimani Mountains. That is why, it was difficult to distinguish between members and formations, while the representation on the lithological column is preliminary. Consequently, the two rock complexes delimited at the median and upper part of the lower compartment formation could be assigned each to a member.

As far as the second member (br_3) is concerned, it consists of a volcanoclastic complex with pyroxene andesite fragments; lavas with metric thicknesses intercalate at different levels. The thickness of the deposits reaches 100—250 m. The volcanics lie over a large area to the south, in the neighbourhood of Răstolița and Lunca Bradului localities.

At the present state of knowledge, we consider that the third member (br_4) includes a coarse pyroclastic complex and mixed pyroclastic breccias, coarse and fine epiclastics with pyroxene andesite and pyroxene-hornblende andesite fragments, inclusively. The deposits are between 100-450 m thick. The volcanoclastics cover an important area in the south-west of the Călimani Mountains (Fig. 2). The basal part of the deposits included in this lithological unit comes directly into contact with the Pannonian sedimentary deposits of the Transylvania Depression and with the terms of members I and II (br_1 , br_2) as well. The lithology of member br_4 is less known as compared to the other members of the west subgroup formation. The pyroclastics containing pyroxene andesite and pyroxene-hornblende andesite fragments assigned to units br_3 and br_4 interfinger locally with the pyro-epiclastic rock complex from the Andreneasa and Lunca Bradului intravolcanic basins.

Upper compartment formation

Member Is (br_5). In the Bistra-Răstolița region, large areas are covered by pyroclastics and lavas originating in volcanoes lying to the north of the Călimani Mountains. Thus they belong to the second stage (Pliocene) of Neogene volcanism, when the upper compartment was built up.

This lithological unit consists of pyroclastic breccias with pyroxene andesite fragments, lava flows (pyroxene andesites + basaltic andesites), andesitic bodies with a similar petrographic constitution as lavas. The br_5 deposits are 300-500 m thick.

Subgroup B (it) Ilva-Toplița

Lower compartment formation

The first member (it_1) consists of a coarse and fine pyroclastic complex with fragments of hornblende andesite, flows and bodies of



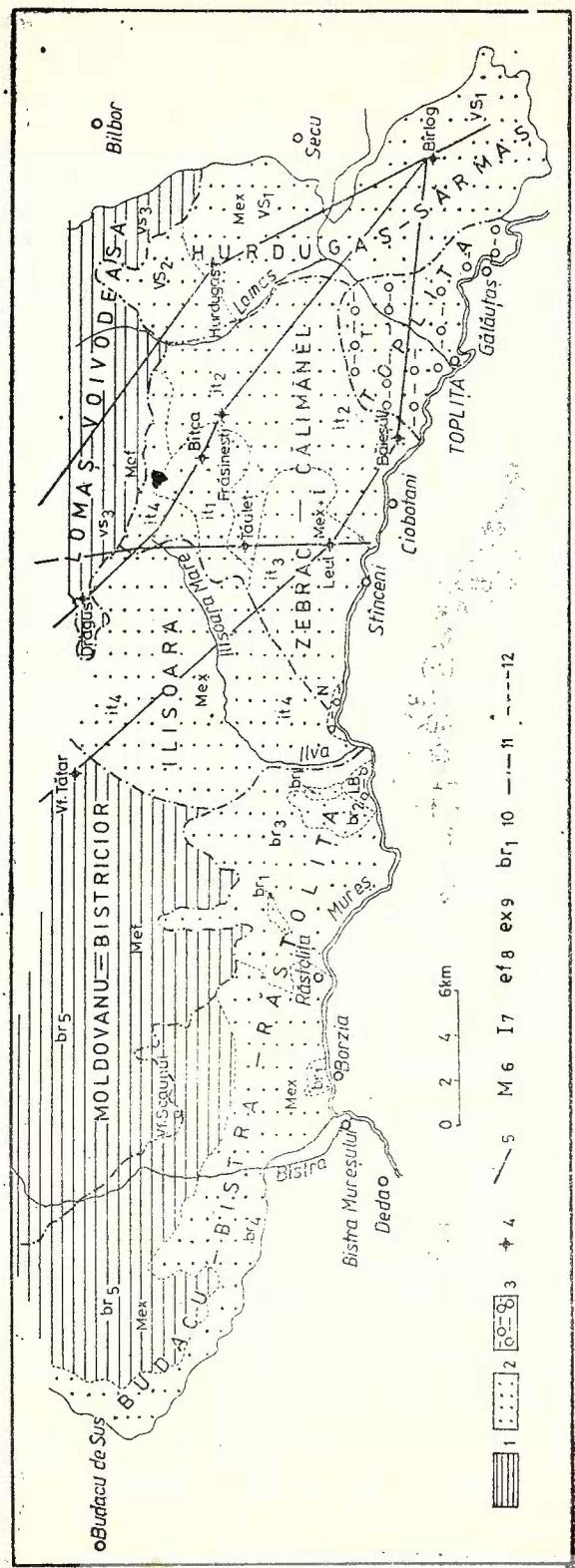


Fig. 2. — Volcanic and lithological units in the southern part of the Călimani Mountains.
 1, upper compartment formation ; 2, lower compartment formation ; 3, intravolcanic basin ; T, Toplița ; N, Neagra ; LB, Lunca Bradului ; 4, eruption centre ; 5, tectono-volcanic alignment ; 6, mixed volcanic activity ; 7, intrusive activity ; 8, mainly effusive volcanic activity ; 9, mainly explosive volcanic activity ; 10, lithological unit ; 11, boundary between volcanic units ;
 12, boundary between lithological units.

hornblende andesite, hornblende-pyroxene andesite, quartz andesite. This unit is 50-120 m thick. Its volcanic products crop out on restraint areas in the north-eastern part (Fig. 2). Recent drillings point to relationships between it_1 volcanics and the deposits of the sedimentary pre-volcanic basement (Upper Miocene-Pannonian).

The second member consists of two volcanic complexes.

The lower complex (it_2) is 100-400 m thick and contains coarse and fine grained pyroclastics with fragments of hornblende and hornblende-pyroxene andesite. In the pyroclastic pile there intercalate lavas (hornblende andesite, pyroxene-hornblende andesite); hornblende andesite bodies are also present. The products of it_2 complex cover a wide area in the central-eastern part of the region, between the rivers Mureş to the south and Lomaş to the north (Fig. 2). The upper complex (it_3) represents the equivalent of the "Zebrac-Şingu pyroclastics" (Peltz, 1969). This complex includes pyroclastics with fragments of pyroxene andesite, lavas and bodies of pyroxene andesite. The deposits are 100-400 m thick. The volcanic products of it_3 lithological unit cover the central part which is crossed by the Zebrac and Mermezeu valleys (Fig. 2). The it_3 pyroclastics occur in relationship with Miocene sedimentary deposits of the Zebrac basin as well as with it_2 complex deposits. The third member (it_4) is represented by a complex consisting of volcanoclastic rocks, pyroxenic and basaltic andesite flows, amounting to a remarkable thickness of 200-800 m.

The lithology of the it_4 deposits is less known as compared to the other complexes of the Ilva-Toplita group. The characteristic feature of these deposits is given by their petrographic nature, the fragments consisting of pyroxenic and basaltic andesites. The volcanics of member it_4 cover almost 90% of the reception basin of the Ilva valley in the central part of the region (Fig. 2).

The pyroclastics of complex it_2 represent the basement of the Toplita intravolcanic basin; these pyroclastics together with some of complex it_3 and those of complex it_4 take part in the pyro-epiclastic deposits which represent the filling material from this basin.

Upper compartment formation

Member I_s (it_5). The northern extremity of the Ilva-Toplita region is overlain by lavas and pyroclastics with pyroxene andesite fragments. These volcanics originating in volcanoes lying to the north of the Căliman caldera entered the lithostratigraphic unit of member I_s. The deposits are 40-100 m thick. Besides the pyroxene andesites and their pyroclastics, the pyroxene-hornblende andesites in the Lomaş area and the hornblende-biotite-quartz andesites in the Drăguş area do add.

Subgroup C (vs) Voivodeasa-Sărmaş

Lower compartment formation

Member III (vs_1). The western part of this region (west of the Lomaş valley) consists of a volcanic rock complex, mainly volcanoclastic. Lithologically, one notices the obvious resemblance with mem-



ber III of subgroup B. The deposits are 200-700 m thick. It is worth mentioning the correlation between the deposits of member III of both subgroups, not only from lithological point of view but also of spatial position in the lithological column of lower compartment formation.

The age of the deposits belonging to member III in the Voivodeasa-Sărmaș zone is determined by their relationships with the Pontian (Dacian ?) sedimentary deposits from the Bilbor basin. These deposits crop out in the basal part of volcanoclastics, inside the volcanic area (on the Crestătura and Secu brooks).

Upper compartment formation

Member Is ($vs_2 + vs_3$). The lithology of this complex is more varied and led to distinguishing two complexes.

The lower complex (vs_2) contains pyroclastic breccias with pyroxene andesite and pyroxene-hornblende andesite fragments. Andesite lavas and bodies do associate. The volcanoclastics of this complex have been assigned to a lithostratigraphic unit, superior to member vs_1 . This was achieved according to superposition relationships against pyroclastic breccias with pyroxenic and basaltic andesite fragments encountered in the south-eastern extremity (Hurdugaș hill, Cărutaș brook). The complex is 100-250 m thick.

The upper complex (vs_3) includes pyroclastic breccias with pyroxene andesite fragments, pyroxene andesite lavas and subordinately basaltic andesite lavas; the deposits thickness is only of 20-50 m. As far as the lithology and the spatial emplacement are concerned, the products are perfectly correlative with those of complexes of members Is, it_5 and Is, br_5 .

The volcanics of subgroup "vs" lie in the north-eastern extremity of the south Călimani Mountains in the region between the Voivodeasa valley and the eastern border of the eruptive massif (Fig. 2).

The study of the lithological columns of the three subgroups (Fig. 1), as well as the map containing the emplacement of lithological units (Fig. 2), points to the good correlation of volcanic rock complexes all over the south Călimani Mountains. The emplacement of volcanic complexes at different levels of the lithological column was achieved according to the spatial position. The age determinations had in view the few data offered by the relationships with the sedimentary deposits lying on the eruptive border or inside the volcanic area.

5. Volcanic units

The synthesis of present-day knowledge of the volcanic area lithology connected with its volcanology and tectonics, brought about the delimitation of volcanic units; these are being characterized by a proper manifestation mode of eruptive processes.

Within the south Călimani Mountains, one distinguishes five volcanic units belonging to the lower compartment and two units of the upper compartment; these units cover the neighbouring geographic regions, as well, that is the north Călimani Mountains and the north Gurghiu Mountains.



Lower compartment

(1) *Budacu - Bistra - Răstolița* represents a volcanic unit covering an important area from the south of the Călimani Mountains and including the volcanics of subgroup "A". Volcanoclastics are dominant, and among them the pyroclastic breccias. The products from this unit are considered to be characteristic for a mainly explosive andesitic volcanism.

(2) *Ilișoara* is the second volcanic unit from the south Călimani Mountains (Fig. 2). The assignment to the lower compartment of all the volcanic products of this unit is a problem to be solved in the future. The Ilișoara volcanic unit includes volcanoclastics, lavas and bodies of member III, subgroup Ilva-Toplita. On the whole, the products are characteristic for a mainly explosive, andesite basaltic mixed volcanism.

(3) *Zebrac - Călimănel* unit lies in the central part of the south Călimani Mountains presenting the most complex activity. It is also the unit which contains the most varied facies of volcanics. The tectonics of the pre-volcanic basement and of the volcanic area is more complicated as compared to the other volcanic units.

(4) *HurdugAŞ - Sărmaș* is the easternmost unit of the volcanic massif (Fig. 2), exhibiting some volcanological, structural and lithological similarities with the Ilișoara volcanic unit. Volcanism seems to have been more differentiated in the Hurdugaş-Sărmaş region : this is proved by the presence of dacitic, andesitic and andesite basaltic products.

(5) *Toplița*, a volcanic unit less extended than the other ones, covers the area of the intravolcanic basin containing typical volcano-sedimentary deposits. They present a peculiar lithogenesis, accumulating during quiet periods of volcanic activity within Zebrac-Călimănel and Hurdugaş-Sărmaş units. The lithology of this volcanic unit is rather well known ; the epiclastic deposits can be used as terms of comparison, as well as reference ones for other volcanic areas in the Călimani-Harghita Mountains.

Upper compartment

The products of the upper stratovolcanic compartment have been assigned to the Moldovanu-Bistrițor and Lomaș-Voivodeasa volcanic units. The two units have been delimited according to volcanological criteria having in view : a) the origin of the products from the Moldovanu-Bistrițor unit in the Bistrițor, Strunior, Moldovanu group of volcanoes ; b) the origin of the Lomaș-Voivodeasa unit products in volcanoes of the Căliman caldera only. The products of the two units are of andesitic nature, pyroxene andesites being predominant. These two volcanic units extend over the northern area of the Călimani Mountains.

6. Remarks on the use of quantitative data

In order to establish the basic lithological units — complex and member — and the volcanic units also, we used statistic methods re-



garding the granulometry, the angularity and the petrographic composition of volcanoclastic rock fragments. This has been first used by Peltz and Peltz (1969) for the study of Romanian pyroclastics. In the field, the quantitative frequency/m² of fragments (blocks, lapillis) has been established. Maximum dimensions, shape, petrographic composition, which are variables reworked statistically, were had in view.

Each outcrop contained one or more prelevation points (at least 50 measurements for each). After selection, the variables have been assigned to classes. There have been calculated the central values \bar{X} (the mean), M (the median), Mo (the module) and the dispersion index σ (the standard deviation considered as selection coefficient as well), E_a (absolute deviation), R_{98} (the 98% interval), Cv (the variation coefficient) as well as the shape, index α p (Pearson asymmetry), β_R (maximal amplitude, Kurtosis-Rosfelder).

Different pyroclastic rock types have been established on the basis of statistic parameters and then they were grouped into complexes. For example, although the br₁ complex from the first member of the lower compartment, subgroup "A" (Fig. 1) contains outcrops (prelevation points) spread all over a wide area (Fig. 2), it has the following variables (parameters) with common values : $\bar{X}=40.78-64.11$ mm ; $M=29.85-55.21$ mm ; $Mo=16-42.22$ mm ; all these point to the largely developed binder abundant in small fragments. $\sigma^x=0.38-0.70$ showing a reduced dispersion of fragments ; α_p between -0.47 and 0.64 points to a reduced sorting of lapilli population. Among the petrographically heterogeneous fragments, the pyroxene-hornblende andesite ones are predominant ; morphometry of fragments : 19.5% angular, 73.3% subangular, 77.2% subrounded.

According to these data, the pyroclastics enter the category of pyroclastic breccias with largely developed tuffo-lapillic binder. The pyroclastics are also characteristic for the facies developed at a medium distance from the explosion centre, being well sorted and emplaced at 5-10 km against the isolines of maximal diameter of fragments (class 4046-8200 mm).

7. Conclusions

The detailed and complex lithological study correlated with paleovolcanological and paleogeographic reconstruction offered a new image of the lithostratigraphy of the volcanic area from the south Călimani Mountains. The Călimani Mountains edifice consists of two formations which include the products of the activity which took place during two main stages (sub-cycles ?) in the volcanic evolution.

The basic lithological unit (the smallest one) is represented by the complex made up of volcanoclastics and massive volcanics (lavas, bodies) of andesitic and subordinately andesite basaltic and dacitic nature. The complexes take part in the constitution of the members of the two formations.

On the south Călimani Mountains, the upper compartment formation does not present a complete lithological column ; thus, the members of the two formations have been assigned to a low lithological unit, namely to three subgroups, according to lithological, paleovolcano-



logical and geographic criteria : subgroup "A" Bistra-Răstolița (br) emplaced to the west of the region ; subgroup "B" Ilva-Toplita (it) lying in the central part of the region ; subgroup "C" Voivodeasa-Sărmaș (vs) covering the eastern part of the region.

All over the Călimani Mountains the two formations have a complete lithological column and constitute the "Călimani group".

The formations belonging to the Călimani group have their lithological correspondents all over the Călimani-Harghita volcanic chain, with a regional extent of members. Especially, as far as volcanoclastic complexes are concerned there are correspondencies among the members of the two formations of the Călimani group and the lithological units on the territory of the Oaș-Gutii neovolcanic area ; such as for example, between the Pliocene andesitic volcanoclastic complexes "br₅" and "vs₃" (Călimani Mountains) and those from the Negrești-Săpînța, Firiza-Blidari-Mara regions (the north of the Gutii Mountains). The satisfactory results obtained till now, have shown that the lithostratigraphy of East Carpathian eruptive formations based on unitary principles will contribute to the future correlation of Carpathian neovolcanics.

The systematization of eruptive formations from the south Călimani Mountains has also led to delimiting the typical volcanic units which point to the proper manifestation mode of regional and local volcanism. Thus, we achieved a better correlation and a better delimitation of geo-economic prospect areas.

REFERENCES

- Peltz S. (1969) Studiu petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *Să. tehn. econ.*, I/4, 206 p., București.
- Peltz M. (1969) Forms of manifestations of young volcanism in the south of the Călimani Mts. *Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr. série de géol.*, 13, 2, București.
- Peltz M. (1969) Unele rezultate ale utilizării datelor cantitative în studiul piroclastitelor. *D. S. Inst. geol.*, LIV/3, București.
- Rădulescu D., Vasilescu A., Peltz S., Peltz M. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.*, XXXIII, București.
- Peltz S., Popescu A. (1973) Lower compartment of the structure of the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains : the volcano-sedimentary formation. *An. Inst. Geol.*, XLI, București.
- Peltz S., Stanciu C. (1973) Neogene volcanism in the East Carpathians (Călimani-Gurghiu-Harghita Mts). *Guide Symp. Volc. and Metallogenesis*, Bucharest.
- * * * International Geological Congress. Preliminary Report on Lithostratigraphic Units. H. D. Hedberg-Editor (1970), Montreal.
- * * * International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC), 1974. A guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure.
- * * * IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Final recommendations for the pyroclastic rock nomenclature. Padua meeting, April/May, 1979.



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL FEATURES
OF UPPER JURASSIC ISLAND ARC VOLCANICS
FROM THE ALMAŞ SĂLİŞTE-GODINEŞTI-ZAM REGION
(MUREŞ ZONE)¹

BY

HARALAMBIE SAVU², ION BERBELEAC², CONSTANȚA UDRESCU²,
VASILICA NEACSU², DIDINA NACU²

Island arc volcanics. Upper Jurassic. Petrology. Petrochemistry; Minor elements. Ophiolites; Ocean floor basalts. Calc-alkaline magmatism. Magmatic differentiation. Subduction. South Apuseni Mts. Mureş Mts.

Sommaire

Les traits pétrologiques et géochimiques des volcanites d'arc insulaire jurassique supérieures de la région Almaş Sălişte-Godineşti-Zam (Zone de Mureş). Les volcanites d'arc insulaire jurassique supérieures de la région Almaş Sălişte-Godineşti-Zam reposent sur un soubassement jurassique-préoxfordien constitué d'un complexe de basaltes de fond océaniques qui appartient à une série ophiolitique. Les volcanites sont représentées par des pyroclastites, en alternance avec des coulées de laves basaltiques, andésitiques et de roches acides bien qu'avec des argillites rouges et jaspes; celles-ci sont surmontées par les calcaires de Stramberg. Le magma qui a généré les roches a été un magma basaltique calco-alkalin, dont la différentiation a suivi la ligne classique basalte-andésite-dacite-rhyolite, accompagnée par une ligne collatérale — alcaline. Le magma basaltique s'est formé dans des conditions de subduction bilatérale. Le volcanisme généré par celui-ci s'est développé dans la zone située au bord des plaques actives, générant ainsi deux arcs insulaires dans la zone de Mureş. Selon les traits géochimiques, on attribue ces roches-là aux volcanites d'arc insulaire. Elles sont tout à fait différentes des basaltes de fond océanique, ainsi que les ophiolites qu'elles surmontent. Les processus métallogénétiques associés à ce type de volcanisme calco-alkalin sont peu intenses et consistent en impregnations de sulfures dans les zones d'altération hydrometasomatique.

¹ Received on November 19, 1980, accepted for publication on December 17, 1980, presented in the session of March 27, 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344 București 32.



Introduction

The Jurassic-post-Oxfordian volcanics from the Mureş Zone have been recently proved to belong to a pre-orogen or submarine island arc magmatism, differing wholly from pre-Oxfordian ophiolitic rocks (Savu et al., 1978; Savu, 1980 a, b). Carrying on our complex studies on the igneous rocks from the Mureş Zone, in 1979 we investigated the Upper Jurassic rocks occurring in the south-western extremity of the Metaliferi Mts (Pl. I), that is in the localities of Almaş Sălişte, Păroasa, Ghielani, Brăşeu, Dănuleşti, Cărmăzineşti, Tămăşeşti and Zam (Savu et al., 1980 c)³.

This region stands out by a complete sequence of island arc volcanics from the Mureş Zone, which is characteristic of all pre-orogen or submarine island arc volcanics of this tectono-magmatic zone. The results of our field and laboratory studies constitute the subject matter of the present paper.

Evolution of Ideas

This region was partly investigated in the past. Thus, Szentpétery (1919) who synthetized the data of previous studies, showed that west of the Zam-Căzăneşti alignment, which marks the boundary between the Drocea and the Metaliferi Mts and crosses the investigated region, diabases are predominant, while east of it one encounters porphyrites.

In 1941, Ghitulescu and Socolescu described the Mesozoic mafic rocks as "the melaphyre complex". Socolescu (1944) showed that in this region the complex is largely developed and consists of diabases, melaphyres and gabbros crossed by banatitic intrusions related to Cu, Pb and Zn mineralizations which occur north of Almaş Sălişte. To the south the author mentions slight manganese concentrations associated with jaspers and tuffs of basaltic rocks.

In 1953 Savu investigated the northern part of this region, situated between Almaş Sălişte, Strîmbu Valley, Păroasa, Ghieleni, Brăşeu and the Dosul Peak. South-westwards, the author delimited the diabasic rocks which contain the Almaş Sălişte gabbro body as well as the peridotite and gabbro ones on the Strîmbu Valley; the whole complex is crossed by the Cerbia banatitic body. As for the rest of the region he mentions pyroclastics of porphyritic basalts and andesites associated with jaspers and overlain by the Păroasa Jurassic limestones. The same formations are recognized in the Tămăşeşti region, investigated in 1975 in view of elaborating the geological map of Romania, scale 1 : 50.000, sheet Roşia Nouă, published in 1979.

The south of this region was investigated by Jacob (1953, 1957) who showed that east of Zam, the melaphyres and porphyrites are predominant while the quartz porphyries erupted before the "diabases with flow structure". The same region was studied by Cioclica (1964) who was mainly interested in the banatitic rocks of the Cerbia body, which according to him, crosses the Jurassic basalts and gabbros and metamorphoses them in the contact area. In 1961 the same author showed that the Mesozoic volcanism generated basalt eruptions during



the Jurassic as well as intermediate and acid rocks during Lower Cretaceous.

In 1968 I. Teodoru, Camelia Teodoru and Constanța Caravețeanu prospected the Almaș Săliște-Bacea zone up to the Mureș River and recognized the basic magmatites, the banatitic rocks, the Neogene volcanics and their associated sedimentary formations. This area covers also the south of the region investigated by us.

East of the region in study, Savu and Nicolae (1975) have divided the igneous rocks into pre-Oxfordian magmatites (stage I) and Upper Jurassic-Lower Cretaceous magmatites (stage II) and presented their petrochemical characteristics. Within the second stage, the authors delimited agglomerates of basalts and tuffs of rhyolites and andesites associated with argillaceous bands and jaspers (Vorța Formation), that form a wide synclinorium.

Geology and Tectonics

The investigated region is situated at the boundary between the Metaliferi and Drocea Mountains, including, according to former studies, the approximate boundary of the western "diabase domain" which contains rocks with intersertal-ophitic structure and of the "eastern domain" which includes porphyrites, typical volcanic rocks with porphyritic texture and pilotaxitic or hyalopilitic groundmass. According to Szentpétery (1919) these two domains could be delimited by an alignment passing between Zam and Căzănești, while Papiu (1953) envisages a winding boundary which links the localities Zam-Godinești-Basarabeasa.

According to Savu (1980 a, b) this petrographic delimitation of the Mesozoic igneous rocks is of a peculiar geotectonic and petrological significance, as the two domains correspond to the western outcropping area of ocean floor ophiolites and to the eastern one of porphyritic rocks (basalts, andesites, etc.), island arc volcanics.

This view is the result of an elaborated study based on the evolution of ideas in the world. Thus, as Papiu (1953) puts it, former researchers of the Mureș Zone pleaded for at least two stages of eruption of similar rocks: a Triassic or Jurassic one and a Cretaceous one. As concerns the age of the Mesozoic eruptions in the Drocea Mts, Papiu (1953) mentions that the eruption of basic effusive rocks started long time before the emplacement of the Stramberg limestones (during the Jurassic or Triassic) and accounts for the occurrence of some eruptions, at least concomitantly with the Neocomian flysch.

In 1957 Savu divides the eruptions from the Drocea Mts in two series of different ages: the ante-Kimmerian eruptions (ophiolitic) series, consisting of diabases and gabbros and the new Kimmerian eruptions series, which starts with basalts and continues with andesites, acid and alkaline rocks, generated by volcanoes of central type with stratovolcanic structure, some of them coming out of the Mesozoic sea as volcanic islands bordered by coral reefs (Savu, 1962 a). These eruptions manifested along two basins (troughs) located on the northern and southern borders of the geosyncline in which they are insediment-



ed ; the recurrent volcanism is synchronous with the Lower Cretaceous flysch (Savu, 1962 b). The second stage eruptions have been subsequently pointed out to the east of the Metaliferi Mts by Cioclica (1961).

In 1963 Giușcă et al. distinguish three phases of the initial magmatic activity from the Mureș Zone : (1) Jurassic-pre-Oxfordian, (2) Upper Jurassic-Neocomian and (3) Albian-Cenomanian. This classification led to the conclusion that in the Mureș Zone the ophiolitic magmatism had lasted since Lower Jurassic or Upper Triassic till Albian-Cenomanian and took place during three evolution stages which corresponded to the former magmatic phases (Giușcă et al., 1968 ; Savu, 1967, 1968). This viewpoint was then adopted in all studies on the initial magmatism from the Mureș Zone and the Metaliferi Mts (Ianovici et al., 1969, 1976 ; Savu, 1976 etc.).

Savu (1962 a) considers that the Upper Jurassic and Lower Cretaceous calc-alkaline eruptions form their own volcanic stage apart from the ophiolite stage. This one is determined by the new Kimmerian movements, which also generate the two subsidiary troughs on the borders of the Mureș Zone, the centre of the volcanic activity.

In the last years, according to the plate tectonics theory and the new definition of the ophiolite notion in the world (Coleman, 1977 a, b) it has been shown that not all initial magmatites from the Mureș Zone correspond to the ophiolite definition ; this led to a dilemma, as it had already been stated (Savu, Nicolae, 1975 ; Savu, 1976) that the rocks of stages 2 and 3 differ by their occurrence, petrography, petrochemistry and geochemistry from the rocks of the first stage which are typical ophiolites (Savu, 1962 c).

In 1973⁴ Savu and Udrescu and later on Savu and Nicolae (1975) and Savu (1976) related the Upper Jurassic volcanic activity to a bilateral subduction process, which started manifesting itself during the Oxfordian and Kimmeridgian, at the same time with the new Kimmerian movements.

The first sign of the geotectonic character of the eruptions from the Mureș Zone was offered in 1977 by the geochemical data obtained by Savu et al. (1978) ; at the same time it has been noticed that the first stage rocks are plotted on diagrams within the field of ocean floor basalts, while the second stage porphyritic basalts and andesites are plotted within the field of island arc volcanics. Recently, Savu (1980 a, b) has demonstrated that the initial eruptions from the Mureș Zone may be assigned to ocean floor rocks or ophiolites (Lower Jurassic-Oxfordian) and to pre-orogen or submarine island arc volcanics (Upper Jurassic-possibly Lower Cretaceous) following Mitchell and Bell (1973). The author notices two pre-orogen island arcs west of the Mureș Zone, which associate with the two marginal troughs previously distinguished (Savu, 1962 a, b) ; eastward, the pyroclastic products of the island arc porphyritic basalts and andesites cover almost entirely the mobile zone⁵.

According to these new conclusions, the region in study — which is located within that part of the axial zone consisting of ophiolites, which is getting covered, east of Almaș Săliște, by island arc pyro-



clastics — includes the two rock series : (1) ophiolitic series and (2) island arc volcanic series.

1. The ophiolitic series occurs to the west of the region, between the springs of the Strîmbu Valley, Almaş Sălişte and Zam. Having in view the previously published data and the personal investigations (Savu, 1953 ; Savu et al., 1980) this series had been emplaced since Lower Jurassic till the Oxfordian and the radiogenic age of the rocks was established at 180 m.y. (Herz et al., 1974). The ophiolitic rocks form a large convexity which sinks ENE, to Brăşeu-Băgara-Visca, below the island arc volcanics. The axial zone of this convexity contains the Cerbia intrusive body. It is still under question whether this convexity represents an anticlinal axial zone or an uplift of eruptive formations caused by the intrusion.

2. The island arc volcanic series covers the widest area of the region, starting from the boundary with the ophiolitic series north-east and southwards, in the basin of the Almaş Sălişte, Tămăşesti, Godineşti and Dănuleşti Rivers, up to the crest which delimits this basin from the neighbouring hydrographic basins, where it does also occur.

The Upper Jurassic volcanic activity is mainly extrusive and has generated pyroclastics (agglomerates and tuffs) interbedded with scarce lava flows, often in pillow lava facies, which all lie over the ophiolitic basement. The same situation may be often encountered in the western Pacific island arcs (Hart et al., 1972 ; Mitchell and Bell, 1973), the basic volcanic products of which overlie the ocean floor basalts.

The volcanic series consists of the following types of magmatites : (a) basaltic rocks, (b) andesitic and acid rocks, (c) alkaline rocks, whose sequence corresponds to the three volcanics series accounted by Miyashiro (1974) for the island arcs.

(a) This activity generated an important amount of porphyritic basalts and basaltic andesites agglomerates, which generally start with tuffs, red argillites and radiolarites which cover the whole area of the island arc volcanism. Similar rocks are intercalated at some other levels of the agglomerates as well. The tuffs are better developed NE of Godineşti, at Gruiaul Mărului and on the hills west of Băgara. The typically volcanic basalt pyroclastics include peridotites and melagabbros blocks at the springs of the Căstănescu Brook, where they are intruded by olivine basalts that may be also encountered on the Comorii Hill and round the springs of the Dănuleşti River⁶. Rozlosznic (1905) mentions picrites at Tămăşesti. To the north of the region, between Păroasa and Ghielani, the basaltic agglomerates are overlain by the Stramberg limestones which point to the Upper Jurassic age of the pyroclastics.

(b) Then follow different types of andesite eruptions, the pyroclastics of which overlie the porphyritic basalt agglomerates at Dumăşti, on the hills between the Turcu Brook and the Gura Boului Valley and are overlain by or intercalate with acid rock pyroclastics, accounting for a recurrent volcanism (Savu, 1962 a, b). They occur in the Tămăşesti Valley, especially on the left bank, where the andesitic pyroclastics are overlain by the Stramberg limestones from the south of the region. For the rest of the region, they occur as veins.

As far as one advances southwards and reaches the axial zone of the southern volcanic island arc, located within the Dealul Mare-Vorța-Dănușești-Zam area, the volcanic activity gets more complex. The last products of the island arc volcanism are constituted of acid rocks represented by dykes, veins and pyroclastics of dacites and rhyolites alternating with andesite eruptions. In the Dănușești-Tămășești area one may clearly notice how the acid rock pyroclastics are overlain by the Stramberg limestones, pointing out that the island arc volcanism is of post-Oxfordian age and occurred during the Upper Jurassic. The Stramberg limestones occur as a reef barrier — similar to that one north-east of Australia — which starts from Căpâlnaș to ENE, passing by Zam, Dealul Mare, Vălișoara, Almașul Mare (Savu et al., 1978) and continues to the Trascău Mts, by Rîmeți up to Turda, following the volcanic structures situated on the alignment of the southern island arc of the Mureș Zone on a distance of 160 km (Savu et al., 1982 a).

(c) The upper horizon rocks are sometimes associated with oligophyres and orthophyres (paleotachytes), which may be encountered either as extrusive rocks or as veins which cross both the ophiolitic series and the island arc basalts, as well as the amphibole andesites or the acid rocks.

To the south-west of this region, south of the Cerbia body, two dykes of porphyry rocks were assigned to the banatitic rocks, although it is hard to identify, according to petrographic criteria, the dykes related to the Cerbia body on the one hand and the Upper Jurassic ones on the other, as the rocks are very similar. Thus Teodoru et al. (1968) assigned all the acid rocks from this region to the banatitic eruptions, while Iacob (1953, 1957) considered them older than the mafic rocks with which they associate. It is possible that some intrusions, generally assigned to the banatitic province, have started since the Upper Jurassic (?). This conclusion is supported by the following observations : (a) the obvious similarity between some rocks considered to be banatitic and the Upper Jurassic island arc ones ; (b) the radiogenic ages obtained by Lemne et al. (1979) for some acid rocks from the Săvîrșin and Cerbia massifs, which vary between 140 and 60 m.y.

We note that all dacite, rhyolite and orthophyre dykes from the southern part trend ENE-WSW, pointing to their generation under the same geotectonic conditions as well as to their appartenance to the Upper Jurassic island arc volcanism, just like the acid pyroclastics which they resemble petrographically. On the contrary, the Cerbia body is somehow unconformable to the trend of these dykes and veins and it trends NE-SW ; this shows that it is a little younger. However, it is worth stating that the rhyolite, dacite, oligophyre pyroclastics as well as the associated volcanic rocks are of Upper Jurassic age and are overlain by the Stramberg limestones from the south and north of the region.

Petrography of the Island Arc Volcanics Series

The Upper Jurassic volcanics of the submarine island arc are much more varied petrographically than the effusive rocks of the ophio-



litic series. We distinguish four rock groups : basic, intermediate, alkaline and acid.

A) *The basic rocks.* These rocks are represented by agglomerates and sometimes by basalt and olivine basalt flows in pillow-lava facies. The island arc basalts are characterized by the porphyritic texture of typical volcanic rocks and consist of a hyalopilitic groundmass, sometimes of flow nature, with floating augite and plagioclase phenocrysts ; the amygdaloid structure is very frequent. These petrographic features, determined by genetic conditions, make them differ from the ocean floor basalts with intersertal-ophitic structure (ophiolitic basalts) and allow their delimitation in the field. According to the phenocryst nature and to their frequency, there occur basalts with augite or sometimes olivine phenocrysts and basalts with plagioclase phenocrysts. These features are also characteristic of the basalt veins that cross the Almaş Sălişte gabbro body. One may also encounter rocks with both phenocryst types in equal amounts.

There are instances in which the amygdales characteristic of these rocks exhibit a zoned distribution within the pillow lavas (Pl. II, Fig. 1, 2). On borders the amygdales are finer (1-2 mm in diameter), while inwards they get larger until 1-15 mm in diameter. In places there occur basalts the zeolite amygdales of which reach 4 cm in diameter, while the elongated, ellipsoidal ones reach 7 cm in length.

a) The olivine basalts crop out only in the area of the Comorile Hill, the springs of the Căstănescu and Dănuleşti Rivers.

The porphyritic rocks consist of a mainly hyaline groundmass built up of glass containing plagioclase, magnetite and pyroxene micro-liths crowded with bigger elongated plagioclase crystals (An_{62}) twinned according to albite law. The augite phenocrysts are sometimes idiomorphic and in most cases they react on borders with the magma that corroded them ; they exhibit twins after (100) and a clepsydra or slightly zonal structure, pointed out by the extinction angle of crystals. The olivine phenocrysts, which are smaller than the augite ones, are sometimes idiomorphic and show frequent signs of magma corrosion. On fissures they are partly or wholly replaced by idingsite and siderite or calcite (Pl. III, Fig. 1).

b) The peridotites are rocks which consist of clynopyroxene phenocrysts and a holocrystalline groundmass built up of augite, olivine, amphibole, biotite (phlogopite) and scarce plagioclase (An_{54}), in melagabbros, corresponding thus to the definition given by Nockolds (1940) and Hatch et al. (1961) for this type of rocks (Pl. IV, Fig. 2). The augite phenocrysts ($c \wedge Ng = 41^\circ$) are often idiomorphic. Sometimes they contain olivine inclusions replaced by bowlingite. Cyna-pyroxene is replaced in places by a secondary, fibrous hornblende. The olivine does usually occur in fine, generally altered crystals. Accidentally, these rocks contain polysynthetically twinned plagioclase crystals altered within an argillitic mass, as well as brown-yellowish pleochroic phlogopite lamellae. There also occur fine magnetite grains.

c) The basalts with augite phenocrysts are also typical porphyritic rocks and consist of a groundmass made up of glass and plagioclase,



augite and magnetite microliths with floating augite phenocrysts, 2-3 mm in length, with twins after (100) and scarce plagioclase phenocrysts (An_{54}) ; the latter exhibit a slightly zonal structure (Pl. III, Fig. 3). The centre of the plagioclase crystals contains small inclusions of glassy groundmass and fine magnetite grains. The augite phenocrysts of some rocks group together, forming glomeroporphyritic structures. There are some rocks in which the augite phenocrysts ($C \wedge Ng = 41^\circ$) intergrow with magnetite crystals. Within one of the basalt veins that cross the Almaş Săliște gabbro body, the augite phenocrysts exhibit several twins similar to the plagioclase polysynthetic ones. The amygdales of these basalts, as well as of other rock types, are filled with calcite, zeolites, chlorite and/or quartz.

a) The hyalobasalts are rocks mainly consisting of devitrified glass that contains numerous small plagioclase (An_{50}) and augite crystals, as well as some broken augite and plagioclase phenocrysts ; the latter exhibit a narrow marginal zone.

e) The basalts with plagioclase phenocrysts are also typical volcanics that consist of a groundmass mainly built up of plagioclase microcrystals (An_{62}), glass and fine magnetite crystals with plagioclase phenocrysts the diameter of which reaches 4-5 mm. The rock often exhibits a flow structure (Pl. III, Fig. 2, 4 ; Pl. IV, Fig. 1).

The pyroclastics resulted from this type of basalt richer in plagioclase, contain also hyalobasalt elements the glass of which is of brown-reddish colour. The amygdales of these rocks exhibit radial or semi-radial zeolite occurrences. The walls of the amygdales present a chlorite crust and the amygdales themselves are filled with zeolites.

It is worth mentioning the "polygenous agglomerates", which represent a sort of "volcanic melange" made up of elements of Upper Jurassic porphyritic basalts and of the ophiolitic basement. They occur mainly at Godinești, to the south of this region.

B) *The intermediate rocks.* They are represented by two andesite types : pyroxene and hornblende andesites and hornblende andesites.

a) The pyroxene and hornblende andesites occur as pyroclastics on the Dănușești Valley and on the south-western slope of the Ciș Hill. They are porphyritic rocks, consisting of a pilotaxitic groundmass, often of flow structure with plagioclase, pyroxene and hornblende phenocrysts. The groundmass consists of devitrified glass, small plagioclase and magnetite crystals and microliths in different proportions. The plagioclase phenocrysts (An_{40}) exhibit on borders 2-3 zones, more acid than the inner part and are usually twinned according to albite and albite-Karlsbad laws. In places they are partly replaced by calcite, which occurs as patches all over the rock. The pyroxene phenocrysts include magnetite crystals and their borders are sometimes corroded by magma. They group together and form glomeroporphyritic textures. The amphibole is twinned after (100) and presents the following pleochroism : $Ng = \text{greenish}$; $Nm = \text{dark brown}$; $np = \text{yellowish}$. The amphibole phenocrysts do often react with magma and are partly or wholly resorbed, leaving behind a swarm of magnetite crystals, associated with plagioclase microcrystals and calcite (Pl. IV, Fig. 4).



b) The amphibole andesites form agglomerates to the south of the region, as well as some veins which cross the basalt agglomerates situated to the north. They are rocks with porphyritic texture and flow structure, built up of a microcrystalline groundmass which contains plagioclase phenocrysts, hornblende and bigger magnetite crystals.

The rock groundmass consists of plagioclase microliths, fine magnetite grains and partly chloritised glass. The plagioclase phenocrysts (An_{43}) 5-6 mm in length, are usually idiomorphic, exhibit twins according to albite and albite-Karlsbad laws and zonal structure (Pl. IV, Fig. 3). They contain chlorite inclusions, probably resulted from the replacement of the glass initially included in the plagioclase phenocrysts. These inclusions are distributed in several zones. The hornblende phenocrysts are either isometric or elongated. The borders usually exhibit traces of opacitization or magnetite grains associated with plagioclase crystals (Pl. IV, Fig. 4). The hornblende presents the following optical features : Ng=greenish brown ; Nm=brown ; Np=yellowish ; $c \wedge Ng = 14^\circ$. The rock contains small calcite patches.

C) *The alkaline and subalkaline rocks.* These rocks are represented by oligophyres and orthophyres.

a) The oligophyres do usually occur as veins which cross the Upper Jurassic basalt agglomerates. They are porphyritic rocks which consist of a groundmass with floating plagioclase phenocrysts and in one case of hornblende ones. The groundmass exhibits a bostonitic or flow, trachytic structure and consists of oligoclase microcrystals, scarce chlorite and fine magnetite grains. The oligoclase phenocrysts (An_{10-12}) are polysynthetically twinned according to albite law. They are turbid just like the plagioclase microcrystals. The elongated hornblende phenocrysts are twinned after (100) and show the following pleochroism : Ng=brown-greenish ; Nm=brown ; Np=yellowish. Usually these rocks contain small amygdales with quartz and green-yellowish pistacite, which sometimes form radial or arborescent intergrowths.

b) The orthophyres (paleotachytes) occur as veins especially to the south of this region. They are porphyritic rocks that consist of albite microcrystals (An_{10}), chlorite and fine magnetite grains, with small, irregular quartz depositions within which plagioclase, potash feldspar and magnetite phenocrysts do float. The polysynthetically twinned plagioclase phenocrysts are usually idiomorphic, sometimes broken and have reacted with the magma. The potash feldspar phenocrysts are also idiomorphic and sometimes exhibit twins according to Karlsbad law ; their structure is a slightly perthitic, rudimentary one. The melanocrate mineral is represented by small biotite lamellae, partly altered, the cleavage of which is filled with prehnite.

D) *The acid rocks.* They were previously described as quartz porphyries and include the dacites and rhyolites which form dykes or veins ; they may be also encountered within the pyroclastics from the south of this region.

a) The dacites are light coloured rocks, of porphyric character, which consist of a microcrystalline groundmass containing plagioclase



phenocrysts (An_{16}) with polysynthetic twins and a slightly zonal structure. They often group together into glomeroporphyritic textures. One may also notice biotite phenocrysts with the following pleochroism : Ng=Nm=dark brown ; Np=yellowish. There also occur quartz relics, highly corroded by the magma.

b) The rhyolites are characterized by their light colour and porphyric texture. They consist of a finely crystallized groundmass with floating quartz phenocrysts corroded by the magma, scarce plagioclase (An_8), turbid potash feldspar, similar to the plagioclase one, and biotite lamellae partly altered into chlorite. Sometimes the groundmass is glassy, with flow structure or concentric delimitations which remind

TA

Chemical Composition

No. Sample	1 57	2 821	3 1224	4 82	5 1222	6 813	7 1072	8 1056	9 1084	10 1087	11 1071	12 753
Rock type	Cornetu brook	Amygdaloid basalt										
Location	Căstănești brook	Melagabbro										
SiO_2	43.28	46.60	49.63	47.03	48.32	49.50	49.70	50.04	50.15	50.15	50.62	51.48
Al_2O_3	14.60	11.94	16.54	16.85	15.10	15.49	18.33	16.40	17.40	15.22	16.13	17.31
Fe_2O_3	6.15	3.59	5.49	5.85	5.96	14.59	2.87	2.96	5.02	16.52	4.85	4.18
FeO	2.35	5.13	3.06	4.05	3.12	4.63	5.85	6.12	4.10	3.50	4.23	5.07
MnO	0.19	0.18	0.04	0.15	0.08	0.15	0.11	0.11	0.17	0.14	0.12	0.18
MgO	2.92	16.54	7.43	5.03	7.13	9.01	5.20	5.74	5.48	7.00	5.93	4.71
CaO	16.98	8.96	12.07	3.05	11.80	9.10	9.93	9.26	10.75	10.04	9.40	9.98
Na_2O	2.10	0.84	1.50	2.20	1.55	2.13	2.66	2.90	2.50	2.25	2.97	2.55
$K_2O > 0.40$	1.00	0.45	0.42	1.65	0.36	0.75	0.42	0.60	0.50	0.85	0.65	1.30
TiO_2	1.15	0.40	0.89	1.18	0.89	1.05	0.69	0.80	1.03	1.22	1.01	1.12
P_2O_5	0.60	0.11	0.19	0.27	0.15	0.15	0.06	0.06	0.08	0.07	0.13	
CO_2	6.05	—	1.13	0.30	1.31	0.90	0.98	0.92	1.35	—	1.17	0.25
S	0.09	0.09	—	0.08	—	—	—	—	—	—	—	0.10
Fe(5)	0.08	0.08	—	0.07	—	—	—	—	—	—	—	0.08
H_2O^{+}	1.93	5.38	1.59	1.79	1.56	0.48	1.25	1.20	0.31	1.89	2.11	0.88
H_2O^{-}	—	—	3.59	—	3.48	2.14	1.20	1.44	1.46	1.16	1.50	—
Cr_2O_3	—	0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NiO	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	99.47	100.48	100.45	99.55	100.74	99.96	99.29	100.91	100.31	99.93	100.82	100.11
FeO(total)/Mg	2.70	0.35	1.06	1.85	0.46	0.97	1.62	1.50	1.57	1.34	1.45	1.87



of the perlithic structure. The quartz phenocrysts which are corroded by the magma exhibit a reaction aureole on borders. The potash feldspar ones are sometimes twinned according to Karlsbad law.

The fine rhyolitic pyroclastics from the south of this region are vitrocrystaloclastic tuffs consisting of devitrified glass and including broken quartz and feldspar crystals.

Postmagmatic Transformations of Volcanic Rocks

After being formed, the island arc volcanics underwent several transformation processes, such as : changes effected in submarine con-

BLE 1

of Island Arc Volcanics

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
549	41	1104	1056/1	1094/1	1094	577	1026	1022	1058	37	35	125
Valcea Boului	Tisa valley	Musăciu hill	Gruiaul Moşului	Dănuleşti valley	Dănuleşti valley	Valcea Boului	Dănuleşti valley	Brăşcu	Tisa valley	Tisa valley	Tisa valley	Godineşti valley
Basaltic andesite	Amygdaloid basaltic andesite	Pyroxenes and olivine basalt	Basaltic andesite	Pyroxenes and olivine basalt	Basaltic andesite	Andesite	Hornblende and pyro- xene andesite	Andesite	Andesite	Andesite	Dacite	Rhyolite
51.64	52.31	52.37	53.01	53.20	53.70	54.13	53.32	57.03	58.01	61.63	67.07	10.80
14.79	17.00	17.79	16.32	16.98	19.05	16.09	15.50	19.41	17.16	15.43	15.39	12.94
7.10	4.30	4.69	3.21	4.69	4.30	4.80	4.07	4.27	4.62	3.37	2.46	1.17
3.73	4.11	5.06	3.91	5.02	4.11	4.88	3.98	2.76	3.05	2.37	2.23	0.24
0.15	0.09	0.16	0.10	0.14	0.16	0.12	0.11	0.11	0.09	0.09	0.13	0.05
5.22	5.73	6.01	3.41	4.23	3.36	3.78	5.74	2.88	2.51	1.92	1.14	0.50
7.79	5.84	9.73	10.47	9.40	9.41	6.71	9.26	8.46	7.11	7.49	5.10	2.67
2.40	2.65	2.70	2.33	2.84	2.85	3.55	2.90	2.57	2.75	2.85	2.65	2.20
1.00	2.65	0.51	0.85	0.41	0.55	1.52	0.60	0.35	1.00	1.65	1.53	2.70
1.26	0.89	1.00	0.71	0.96	0.69	1.04	0.80	0.55	0.72	0.67	0.54	0.18
0.25	0.18	0.06	0.16	0.06	0.11	0.12	0.06	0.13	0.18	0.10	0.11	0.05
—	2.16	—	2.62	—	—	—	—	—	1.00	1.21	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08
2.07	1.25	0.11	2.06	0.74	1.32	1.52	1.20	0.89	1.93	0.67	1.32	6.08
2.64	1.60	0.56	0.94	0.98	1.20	0.80	1.44	1.58	0.92	0.46	1.08	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100.04	100.76	100.75	100.16	99.53	100.80	99.26	100.91	100.99	100.95	100.75	100.75	99.73
1.94	1.39	1.54	1.99	2.11	2.37	2.43	1.33	2.29	2.87	2.81	3.89	2.58



ditions and hydrothermal alterations. Since hydrothermal alterations constitute a chapter apart, at this point we are going to treat upon the effects of submarine metamorphism, which is mainly caused by the reactions between water on the one hand and submarine erupted lavas and pyroclastics on the other, at which the effects of diagenesis are added. Thus the characteristic phenomena are the general filling up of gase vacuoles of basaltic and andesite-basaltic rocks with zeolites, calcite, quartz and chlorite and the invading of some of these rocks by calcite. These changes seem to resemble the submarine or ocean floor metamorphism in zeolite facies which affects mafic rocks on the whole.

We also mention the devitrification and chloritization of the glass from the rock groundmass, as well as the incipient alteration of plagioclase from different rocks and sometimes of melanocrate minerals. However these phenomena may also represent incipient manifestations of the hydrothermal alteration.

Petrochemistry of Volcanic Rocks

For the petrochemical study of island arc volcanics, there have been analysed chemically 25 samples, representing all types of characteristic rocks from this region, from amygdaloid porphyritic basalts to dacites and rhyolites. As the authors aim at establishing the origin of magmas as compared to the different volcanics (Pl. I), most of the analysed rocks were represented by basalts and intermediate rocks.

The results of the chemical analyses are relevant for this sequence of volcanic rocks (Table 1). The very high CaO content, 16,98%, of sample 1 is due to the fact that the rock is an amygdaloid basalt the amygdales of which are filled with calcite, situation accounted for by the high CO_2 content (6,05%); CO_2 is absent from the other rocks or occurs in rather small amounts, especially in basaltic rocks and basaltoid andesites, due to their amygdaloid structure; the amygdales are filled with calcite or/and zeolites and chlorite, rarely silica. The occurrence of zeolites within these rocks is proved by the high H_2O content. Sulphur is practically absent. We mention the occurrence of Cr_2O_3 and NiO within the melagabbro, which seems to be a cumulate constituted of olivine crystals, augite and scarce plagioclase sometimes with zonal structure.

This rock series comes from a calc-alkaline basaltic magma, as shown on diagram of Fig. 1, drawn up according to Irvine and Baragar (1971) and Weaver et al. (1979). On this diagram all the volcanics enter the field of subalkaline (calc-alkaline) rocks, south of the IB line, which delimits the field of calc-alkaline basalts from the tholeiitic basalt field, mentioned by Irvine and Baragar (1971). Within this field, most of the rocks (56%) enter the area of Al_2O_3 -rich basalts ("high alumina basalts") delimited by lines K-K' according to Kuno (1960, 1966). The character of basic and intermediate calc-alkaline rocks rich in Al_2O_3 stands out from the diagram of Fig. 2, on which they enter the field of "high alumina basalts" recognized by Kuno (1968).



The same diagram of Fig. 1 reveals another petrochemical feature of the Upper Jurassic island arc volcanics from the Mureş Zone, namely that most of them are transition rocks between calc-alkaline and tholeiitic basalts, being situated on either side of the IB line. The dif-

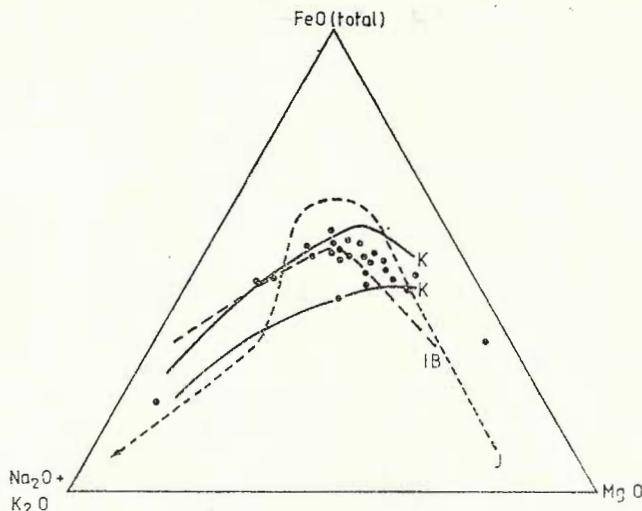
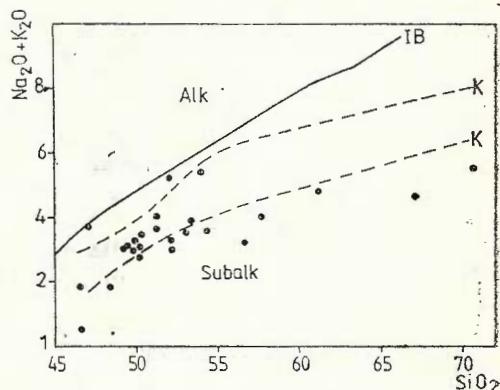


Fig. 1. — $\text{FeO}(\text{tot})$ — MgO — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram.

ferentiation line of the Mureş Zone sequence, from basalts to rhyolites, stands out obviously within the calc-alkaline field. The exception is represented by mellagabbro, a MgO -rich rock, which tends to reach the Mg corner of the diagram.

Fig. 2. — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ — SiO_2 diagram.



The tendency of calc-alkaline differentiation of the basaltic magma stands out clearly from the diagram of Fig. 3, drawn up according to Miyashiro (1975). On all the three diagrams, the rocks of the Upper Jurassic volcanic series from the Mureş Zone are generally distributed

along the northern margin, the southern and the eastern margins, as well as the central part of the continent, were all affected by the same tectonic processes. The evolution of the continental margin in the Tisza-Tiszaulom area is reflected by the presence of the Tiszaulom thrust system, the Tiszaulom nappe, the Tiszaulom dome, the Tiszaulom synclinorium, as well as the Tiszaulom dome.



At the end of the Cenozoic, the Tiszaulom dome and the Tiszaulom thrust system were still active, but the metamorphic zones had already been established. The Tiszaulom dome is characterized by the presence of the Tiszaulom synclinorium, the Tiszaulom thrust system, and the Tiszaulom nappe. The Tiszaulom dome is a large, elongated, and somewhat irregularly shaped structure, with a diameter of approximately 10 km. The Tiszaulom synclinorium is a deep, narrow, and elongated depression, oriented roughly east-west, with a length of approximately 10 km. The Tiszaulom thrust system is a series of thrust faults, dipping generally towards the west, which have thrust the metamorphic rocks of the Tiszaulom dome over the metamorphic rocks of the Tiszaulom synclinorium. The Tiszaulom nappe is a series of thrust faults, dipping generally towards the east, which have thrust the metamorphic rocks of the Tiszaulom dome over the metamorphic rocks of the Tiszaulom synclinorium.

The Tiszaulom dome is a large, elongated, and somewhat irregularly shaped structure, with a diameter of approximately 10 km. The Tiszaulom synclinorium is a deep, narrow, and elongated depression, oriented roughly east-west, with a length of approximately 10 km. The Tiszaulom thrust system is a series of thrust faults, dipping generally towards the west, which have thrust the metamorphic rocks of the Tiszaulom dome over the metamorphic rocks of the Tiszaulom synclinorium. The Tiszaulom nappe is a series of thrust faults, dipping generally towards the east, which have thrust the metamorphic rocks of the Tiszaulom dome over the metamorphic rocks of the Tiszaulom synclinorium.



TABLE 2
Niggli Parameters

No.	Sam- ple	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>w</i>	<i>Qz</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	Magma type	
1	57	106.79	21.19	27.36	44.84	6.61	0.24	0.39	1.64	2.15	0.62	0.70	-19.65	27.61	35.04	37.35	gabbroic fm < ;c> (cal- cite amygdalae)	
2	821	93.97	14.26	64.19	19.34	2.21	0.24	0.77	0.30	0.60	0.13	0.39	-14.87	25.56	23.38	51.06	hornblenditic	
3	1224	110.20	23.04	42.36	30.56	4.04	0.15	0.62	0.72	1.57	0.09	0.62	-	5.96	31.50	33.90	34.60	
4	82A	110.76	23.40	36.24	32.94	7.42	0.33	0.48	0.91	2.09	0.27	0.56	-	18.92	28.54	37.82	33.64	
5	1222	117.68	21.65	43.39	30.74	4.22	0.13	0.57	0.71	1.62	0.09	0.63	+	0.80	33.02	31.63	35.45	
6	81B	117.25	21.49	49.45	23.05	6.01	0.19	0.64	0.47	1.86	0.14	0.47	-	6.79	31.01	33.44	35.45	
7	1072	126.52	27.55	38.09	27.09	7.27	0.09	0.51	0.71	1.31	0.10	0.31	-	2.64	34.06	39.74	26.26	
8	1056	128.91	24.96	41.19	25.53	8.26	0.11	0.57	0.62	1.55	0.06	0.30	-	4.13	33.15	37.78	29.07	
9	1084	125.42	25.68	38.66	28.86	6.80	0.12	0.53	0.74	1.92	0.07	0.52	-	1.78	33.74	37.46	28.80	
10	1087	122.66	21.97	45.12	26.26	6.61	0.20	0.57	0.53	2.23	0.06	0.63	-	3.78	32.13	33.81	34.06	
11	1071	129.73	24.38	41.28	25.89	6.45	0.10	0.62	0.63	1.94	0.14	0.51	-	4.07	33.00	37.17	29.83	
12	753A	132.46	26.28	37.76	27.48	8.48	0.25	0.48	0.73	2.16	0.26	0.43	-	1.46	34.16	38.63	28.21	
13	549	142.20	23.97	44.92	22.92	8.19	0.21	0.47	0.51	2.59	0.28	0.63	+	9.44	36.11	34.77	29.12	
14	41	140.08	28.04	42.62	17.41	11.92	0.39	0.56	0.41	1.86	0.20	0.49	-	7.60	33.51	42.46	24.03	
15	1104	128.23	25.73	41.45	25.53	7.29	0.10	0.53	0.61	1.84	0.05	0.46	-	0.93	33.98	37.65	28.37	
16	1056/1	154.12	27.99	31.46	32.58	7.97	0.20	0.47	1.03	1.53	0.20	0.42	+	22.24	39.86	36.96	23.18	
17	1094/1	142.47	26.84	38.03	27.03	8.05	0.24	0.44	0.71	1.92	0.06	0.46	+	10.27	36.96	37.46	25.58	
18	1094	148.22	30.96	32.58	27.87	8.59	0.11	0.42	0.85	1.46	0.12	0.49	+	13.86	38.75	40.99	20.26	
19	577	157.18	27.55	38.89	20.79	12.77	0.22	0.42	0.53	2.26	0.14	0.47	+	6.10	36.46	40.32	23.22	
20	1026	145.66	24.49	40.39	26.62	8.50	0.12	0.66	0.66	1.61	0.06	0.48	+	11.66	36.80	35.31	27.89	
21	1022	172.26	34.47	29.91	27.43	8.19	0.08	0.43	0.92	1.23	0.16	0.58	+	39.50	44.42	40.43	15.15	
22	1058	187.52	32.75	34.89	24.67	10.69	0.19	0.39	0.77	1.74	0.23	0.58	+	44.76	44.79	39.16	16.09	
23	37	216.65	31.94	26.37	28.24	13.45	0.27	0.38	1.07	1.75	0.14	0.57	+	62.85	47.22	37.40	15.38	
24	35	283	64.38	33.23	10.23	19.15	0.08	0.27	0.30	1.06	1.70	0.18	0.58	+	123.87	55.12	36.09	8.79
25	125	436.11	47.15	11.65	17.53	23.67	0.45	0.38	1.50	0.96	0.14	0.82	+	241.43	63.49	31.79	4.72	



differentiation line of the island arc volcanics is represented by basalt-andesite-dacite (\pm granodiorite)-rhyolite (\pm granite) association, while the primary magma is a calc-alkaline basaltic magma.

The last features were pointed out by Savu (1962 b) in his study on the island arc volcanics, that occur within the two island arcs

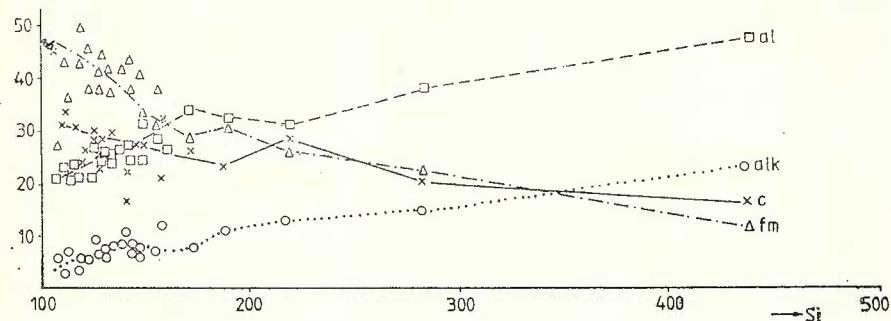


Fig. 4. — Differentiation diagram of island arc volcanics.

situated on the margins of the western part of the Mureş Zone and which are equivalent to the Upper Jurassic volcanics from the Almaş Sălişte — Godineşti — Zam region. On that occasion, it has been shown that the main calc-alkaline line is accompanied by a collateral one of alkaline nature, represented by basalt-limburgite-oligophyre-trachy-andesite-trachyte (orthopyre) association. The rocks of this series are the result of contamination of basaltic magma with acid magma, which according to latest views (Savu, 1976) has resulted from the melting of the plates subducted below the Mureş Zone ophiolites, which in their turn have undergone thrusting processes (Savu, 1980 b). In the studied region, this collateral alkaline differentiation line must include the oligophyses and orthophyses encountered in some places and not analysed chemically yet.

Although the island arc volcanic activity from the Mureş Zone was mainly explosive and recurrent — the andesite eruptions sometimes alternated with dacite and rhyolite ones — the general differentiation line trends from basalts to rhyolites, as mentioned above.

Distribution of Trace Elements

The volcanic rocks analysed chemically and presented in Table 1, were also analysed by emission spectrography in order to establish the behaviour of trace elements. The latter contents, as well as the values of Cr/Ni, Zr/Y and Ti/Y ratios are given in Table 3.

From this table one may infer that Cr and Ni contents decrease along the island arc volcanic series, starting from basalts to acid rocks. Higher Cr and Ni contents, as compared to basalts and calc-alkaline rocks, have been found in melagabbro. Higher Cr and Ni contents have also been recognized in the olivine basalt (no. 813) and in another basalt (no. 1222). The decreasing tendency of the two elements is clearly shown on the diagrams of Figs. 5 and 6, on which Cr and Ni

TABLE 3
Trace Elements (ppm) in Island Arc Volcanics

No.	Sam- ple	Cr	Ni	Co	V	Sc	Zr	Y	Yb	Pb	Cu	Ga	Sn	Ba	Sr	Cr/Ni	Zr/Y	Ti/Y
1	57	90	22	38	290	34	100	22	3.2	4	24	15	3,5	230	400	4.1	4.5	310
2	821	1000	380	46	160	31	44	11	<1	<2	26	7	<2	100	260	2.6	4.0	218
3	1224	240	80	22	130	19	44	9.5	1.0	<2	73	11.5	<2	140	450	3.0	4.6	570
4	82	82	18	38	420	45	110	32	4.6	6.5	14	19	<2	250	320	4.5	3.1	220
5	1222	370	230	41	290	31	70	14	1.4	<2	55	8.5	<2	125	350	1.6	5.0	380
6	813	500	250	46	215	25	100	22	2.4	2	57	11	2	220	430	2.0	4.5	285
7	1072	23	24	29	170	22	68	18	2.4	3	60	13.5	<2	80	230	1.0	3.8	228
8	1056	17	23	32	200	23	58	19	2.4	3	65	16	<2	80	200	0.7	3.0	290
9	1084	73	34	32	260	30	100	27	2.9	3.5	65	14	<2	95	220	2.1	3.7	230
10	1087	125	40	40	390	85	76	24	2.5	2.5	72	14	<2	78	105	3.1	3.2	305
11	1071	85	30	24	200	20	76	16	1.6	4.5	60	14	2	140	200	2.4	4.7	380
12	753	50	13	34	360	34	155	29	4.8	9	9	18	<2	440	420	3.8	5.3	230
13	549	3	18	23	240	22	80	19.5	1.9	3.5	56	14	2,5	570	700	0.2	4.1	385
14	41	77	52	30	340	28	80	18	1.8	3	52	14	<2	420	270	1.5	4.4	295
15	1104	53	39	44	340	30	100	25	3.0	5	73	17	4	90	120	1.3	4.0	240
16	10561	50	20	24	140	16	100	20	2.1	6.5	55	14	<2	340	170	2.5	5.0	215
17	10941	40	32	38	300	25	140	28	3.0	<2	73	14	2,5	125	160	1.2	5.0	207
18	1094	38	28	34	320	20	110	28	2.8	7.5	73	14	2	170	240	1.3	3.9	146
19	577	50	45	20	360	23	115	23	2.5	5.5	95	17	2	410	400	1.1	5.0	270
20	1026	60	18	20	180	20	76	15	1.9	2.5	55	15	4	120	175	3.3	5.1	320
21	1022	4.5	7	14	95	9	110	16	1.9	12	33	16	2	350	300	0.6	6.9	205
22	1058	5	8	15	120	12	170	20	2.4	12	19	18	4,5	320	200	0.6	8.5	215
23	37	55	31	20	350	30	80	19	2.4	5.5	17	12	<2	550	270	1.8	4.2	210
24	35	4	14	7	45	13	95	20	2.3	26	6	16	3	380	300	0.3		
25	125	2,5	2,5	10	2,5	60	8,5	1,0	4,5	7	9,5	<2	280	225	0,4			

contents were plotted according to the FeO (tot)/MgO differentiation index, the increase of which is simultaneous with the differentiation of the island arc volcanic series, as mentioned above. Being siderophyle chemical elements, both Cr and Ni resemble the iron and their contents decrease according to the increase of FeO (tot)/MgO ratios, at the same time with the FeO (tot) content, as shown in Fig. 3. The Cr/Ni ratio is usually higher than the unit in the more basic rocks of the volcanic series and it becomes lower than the unit in the acid rocks.

The cobalt shows a decreasing tendency from the more basic rocks to the acid ones, but this one is less obvious as compared to Cr and Ni decrease. As regards the vanadium, one notices at first a weak increase in basaltic and andesite-basaltic rocks followed by a decrease in andesites ; this latter tendency gets accentuated in acid rocks. According to Miyashiro (1975), the behaviour of vanadium resembles that of TiO₂, which decreases monotonously in calc-alkaline series, as we have already mentioned in the previous chapter (Fig. 3). The behaviour of scandium is similar to that one of vanadium.

As far as the Zr, Y and Yb contents are concerned, they increase gradually in basic rocks up to the value 2 of the FeO (tot)/MgO ratio



(Fig. 7) and then they decrease slightly to the acid rocks. The uniform increase of Zr content in basic and especially tholeiitic rocks, has been used as a differentiation index of these eruptive series (Savu, Udrescu, 1975).

The Ba content increases gradually from basic to acid rocks. On the diagram of Fig. 8, drawn up after Miyashiro (1975), the Almasă-

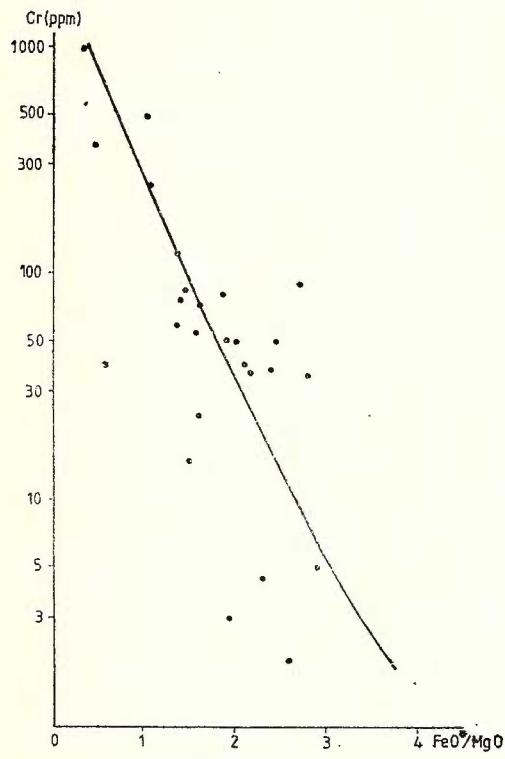


Fig. 5. — Cr — FeO(tot)/MgO diagram.

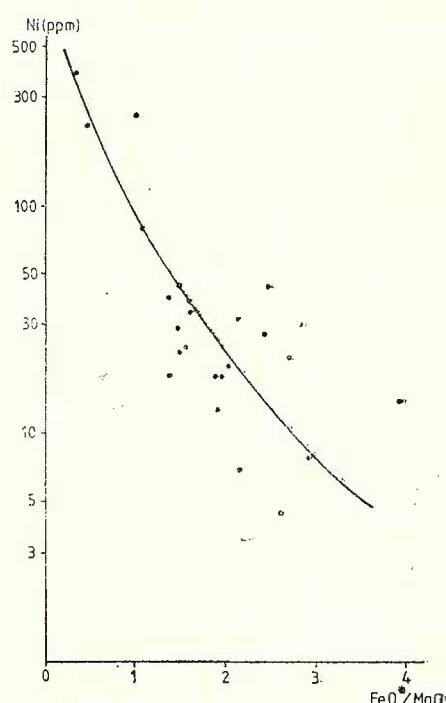


Fig. 6. — Ni — FeO(tot)/MgO diagram.

Săliște-Zam island arc volcanics exhibit higher Ba contents, as compared to the ocean floor tholeiitic rocks situated to the south and north of the Azore Islands, from which they differ by the origin of their magma. The Ba contents of the island arc volcanics from the Mureş Zone which generally depass 80 ppm differ obviously from those of the ocean floor basalts situated behind the Mariana Island arc, where this element varies between 25.8 and 47.1 ppm, as shown by Hart et al. (1972). The K/Ba ratio of the Pacific basalts has a medium value of 85, while in the case of the island arc basaltic and basalt andesitic rocks from the Mureş Zone its value reaches 40, and the medium value of the same ratio is 110 in the basalts occurring on median ocean ridges.

The strontium contents vary between 105 and 700 ppm along the series, without pointing to an obvious variation direction following the



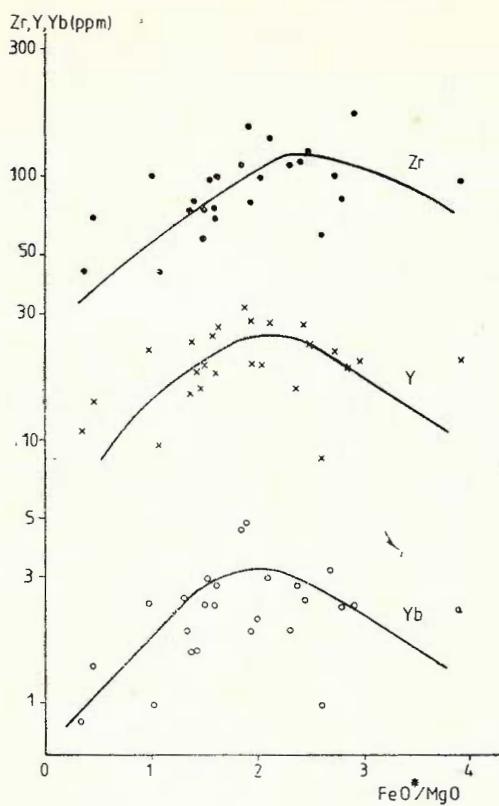


Fig. 7. — Zr, Y, Yb- $\text{FeO}(\text{tot})/\text{MgO}$ diagram.

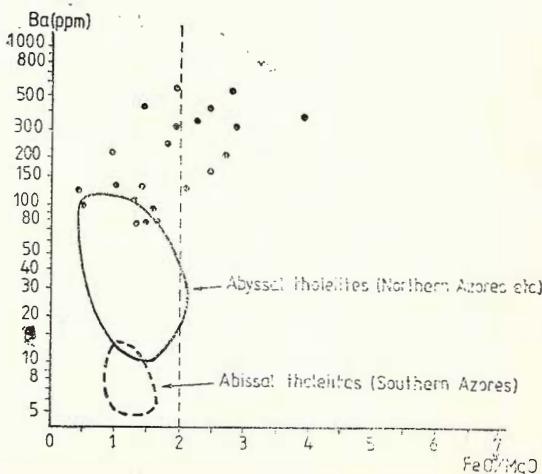


Fig. 8. — Ba — $\text{FeO}(\text{tot})/\text{MgO}$ diagram.



increase of the FeO (tot)/MgO ratio, the differentiation of calc-alkaline magma respectively.

The lead and the staniun exhibit low contents for the whole volcanic series, some of them even below the detection limit, as one may frequently notice for Sn. The copper values are somewhat higher in basic rocks and lower in acid ones. The gallium exhibits almost constant values all over the sequence and in some rocks it occurs in smaller amounts, deprived of peculiar significance.

Origin of Island Arc Volcanics

In the Mureş Zone, the Upper Jurassic island arc volcanics lie over a basement made up of pre-Oxfordian Jurassic ophiolites, which were formed by the Mureş Ocean spreading; they are similar to the island arc volcanics from the West Pacific which overlie the ocean floor basalts (Hart et al., 1972). Recently, Savu (1980 a, b) has reported that the tectono-magmatic evolution of the Mureş Zone implies the transition from the ocean floor stage to the island arc stage, which was caused by the new Kimmerian movements at the beginning of Upper Jurassic.

If one considers the actual structure of the Almaş Săliște ophiolitic region, where the ocean floor basalts are crossed by gabbro bodies and consanguineous peridotites, as well as the distance of only 300 m between the north-eastern extremity of the main gabbro body and the plane that delimits the ocean floor series from the island arc volcanics one, then one notices the occurrence of a hiatus between the two series, which had probably been accompanied by an erosion period. This fact would show that the basaltic and acid magmas, which generated the Upper Jurassic island arc volcanics, did not derive from the ocean floor basaltic magma, but from younger, different magmas, generated by some other processes, as one may see in Fig. 8.

The fact that the basic and intermediate magmas, which generated the island arc volcanics, represent magmas different from the tholeiitic magma which generated the pre-Oxfordian ophiolites, is well marked on the diagram of Fig. 9, drawn up according to Pearce (1975). Excepting four rocks — out of which two are very close to the line that delimits the two domains — all the other members of the series are plotted on the field of island arc basalts of this diagram. These magmas were generated by the bilateral subduction processes that occurred concomitantly with the new Kimmerian movements (Savu, 1976), accompanied by the inversion of the evolution of the Mureş oceanic zone, characterized by the ending of the spreading movement and the starting of the closing process, which will end during the Austrian movements. The bilateral subduction process was accompanied, at the beginning of the Oxfordian, by the formation of the two depressions or troughs (Savu, 1962 a, b) situated on the margin of the subducted plates and well preserved to the west of the Mureş Zone; it is here in these depressions that the Upper Jurassic island arc volcanism will develop and the Upper Jurassic-Neocomian flysch will be formed (Savu, 1976).



The calc-alkaline basaltic magma was formed on the Benioff planes by the partial melting of the ophiolitic substratum. The basalt-andesitic volcanism generated by it develops on the borders of the active plates (Savu, 1980 a), fact proved by the rock distribution on the Zr/Y - Ti/Y

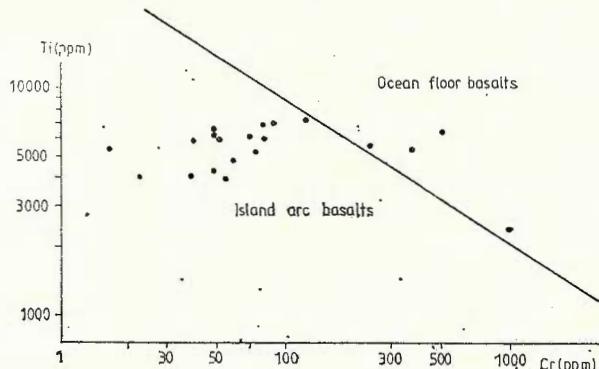
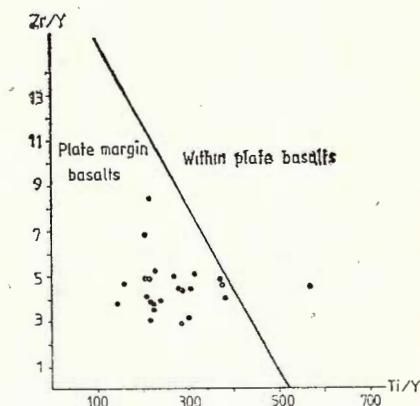


Fig. 9. — Ti-Cr diagram.

diagram of Fig. 10, drawn up after Pearce and Gale (1977); except for a single rock, all the other ones enter the field of "plate margin" volcanics. This is a possible explanation of the formation of the two island arcs from the west of the Mureş Zone (Savu, 1980; Savu et al., 1982 b), which occur parallel to the sialic plates.

Fig. 10. — Zr/Y — Ti/Y diagram.



As far as one advances eastwards, along the Mureş Zone, its structure gets more and more complicated, as besides the volcanoes of the two marginal island arcs, there occur volcanoes of the same type within the mobile zone, that is in the interarc zone. That is the case of the Păroasa-Măgureaua Vaței, Visca etc. volcanic structures, probably generated by the advancing northern plate or both plates, below the mobile zone. In the central part of the Mureş Zone, where the region studied by us is situated, the southern volcanic chain ad-

vances northwards, inside the mobile zone, along the Zam-Tămășești-Godinești-Vorța-Vălișoara line, and then it trends eastwards again. The accumulation of mainly basaltic or andesite-basaltic products, some of them of tholeiitic tendency, of the two marginal island arcs and of the interarc volcanoes, covers the entire eastern part of the Mureș Zone (Savu, 1980 b). That is why, the ophiolitic series occurs from under the island arc volcanic series only in some inliers, such as those at

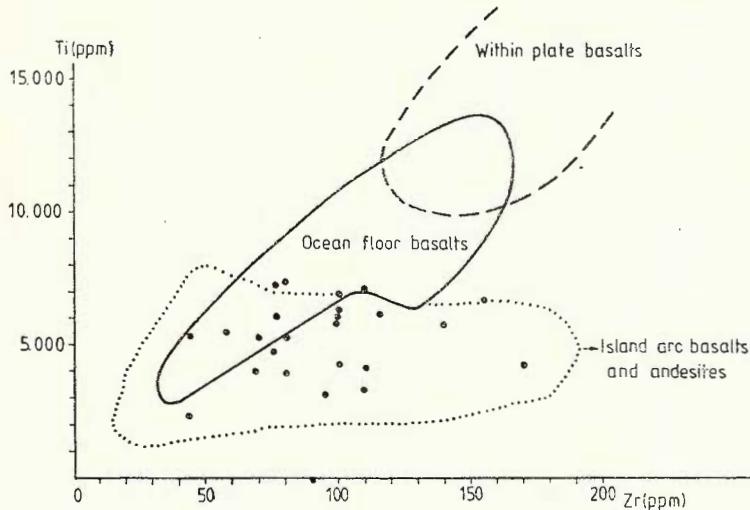


Fig. 11. — Ti — Zr diagram.

Visca, Luncoi and Balșa-Techereu (Savu et al., 1978). In the Trascău Mts only the island arc volcanics crop out.

The basaltic, andesite-basaltic and andesitic rocks produced by these volcanoes have geochemical features characteristic of island arc volcanics, as one can notice from the diagram of Fig. 11, drawn up after Pearce and Gale (1977). On this diagram all the rocks are plotted within the field of island arc volcanics. This conclusion is also supported by the diagram of Fig. 12, drawn up after Pearce and Cann (1973), on which, except for two rocks, all the other ones are plotted within fields C and B, characteristic of island arc volcanics.

The acid magmas which generated the dacites and rhyolites that crop out farther on, were differentiated from the calc-alkaline basaltic magma, as one may often encounter recurrence phenomena accompanied by the alternation of acid and basic or intermediate eruptions. The partial mixture or the contamination of basic and acid magmas have led to the formation of alkaline rocks from the collateral differentiation line (Savu, 1962 b) of the island arc volcanic series (Savu, 1980 b).

In the Jurassic Mureș Sea, some volcanic cones to the east of it and especially the ones from the island arc situated on the border of the southern plate, the Căpîlnaș-Turda trough respectively, have

longly occurred under favourable conditions — at a depth of 0-40 m below water surface — for the formation of reef limestones on their peaks (Savu, 1962 a). Thus a reef barrier was formed, as for example the ones from the south-west Pacific. These Jurassic reefs follow the volcanic cones alignment of the southern island arc, from Căpilnaş to Turda. There also form isolated reef limestones, such as the one at Păroasa-Măgureaua Vaţei, to the north of the appended map, that occur on solitary volcanic cones from the interarc zone.

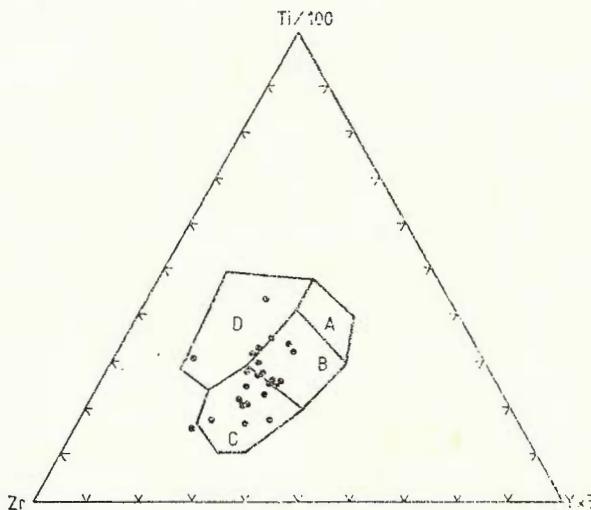


Fig. 12. — Ti — Y — Zr diagram.

As these barrier reefs and isolated reefs seemed to lie unconformably over the volcanic rocks, on which they form, it has been considered for a long time that limestone masses had been transported by an overthrust nappe from the west (Ilie, 1953).

The volcanoes from the northern trough are also accompanied by Upper Jurassic reefs, but as they are rather few and their evolution occurred under more unstable geological conditions, no barrier reefs were formed (Savu, 1962 a). The Upper Jurassic jasper-argillite-carbonatic formation invaded all over the place and the volcanic centres occur only from place to place, between Pătiş and Crişul Alb.

The volcanic explosions, which manifested concomitantly with the formation of the reefs on the volcanic cones, generated the pyroclastic rocks which are preponderant among the island arc volcanics; there also form characteristic polygenous agglomerates (volcanic melange) by the throwing off the sea of some parts of the volcanic cone together with the reef limestones, as well as of some ophiolitic rocks of the pre-Oxfordian basement crossed by the volcanic funnels. All these broken materials were redeposited in the sea as heterogeneous formations, intercalated either between different types of volcanic rocks or in the Upper Jurassic red jasper-argillite-carbonatic formation situated at the basis of the Neocomian flysch from the trough occurring

on the north-western border of the Mureş Zone. This formation and the buried volcanic structures occur at present between Pătîrş and the Saturani Valley (Savu, 1962 a ; Savu et al., 1982 b ; Savu, Manea, 1982).

Metallogenesis

The Upper Jurassic and possibly Lower Cretaceous island arc volcanics from the Mureş Zone are associated with a characteristic metallogenesis. According to Savu et al. (1980) this metallogenesis is represented mainly by polymetallic sulphide mineralisations of the Vorţa type. It differs thus from the metallogenesis with Cyprus type mineralizations associated with Jurassic-pre-Oxfordian ophiolites from the Mureş Zone basement, which are characterized by copper and pyrite concentrations in stockworks of the Pătîrş and Roşia Nouă type. In the region investigated by us, the metallogenesis associated to submarine (Mitchel, Bell, 1973) or pre-Orogen (Savu, 1980 a, b) island arc volcanism manifested itself by the formation of weak manganese oxide and sulphide concentrations.

1) The weak manganese concentrations are associated to some intercalations of basaltic tuffs, argillites and radiolarites in the agglomerates of Upper Jurassic porphyritic basalts. These concentrations are of reduced dimensions (Socolescu, 1944 ; Teodoru et al., 1968) and present no economic interest.

2) The pyrite mineralizations occur in wider hydrometasomatic alteration zones both in the ophiolitic rocks and in the Upper Jurassic island arc volcanics.

a) Hydrometasomatic alterations. The occurrence, in this region, of a metallogenetic activity associated with Upper Jurassic magmatism (Savu, 1953) is pointed out by the presence of some areas affected by hydrometasomatic processes. These processes have led to important structural-textural, mineralogical and chemical modifications. The above mentioned changes are revealed by the occurrence of several neo-mineral associations covering a wide temperature interval of the hydrothermal area. The area covered by these associations points to their relatively selective distribution, marked by frequent superpositions which form, together or independently, an important hydrometasomatic alteration area, situated east of Almaş Sălişte, between the Ghelani Brook to the north and the Dosu Peak to the south (Pl. I).

The rocks have undergone important silicifications in their main alteration area on large surfaces. The most important areas are situated on the Almaş Sălişte and Boul Valleys, on the Frăsinet and Caşul Hills, as well as within the basalts that occur at the eastern and south-eastern contact of the Almaş Sălişte gabbro body. In these areas, silicifications occur on several tens and even hundreds of meters in width and on 1-2 km in length. Macroscopically, the rocks affected by this type of alteration differ from fresh rocks by : the light yellow colour, sometimes dark brown, of altered rocks and their highly fissured, fractured and breccified aspect, high hardness and numerous pores and iron hydroxides.



The microscopic study of these rocks led to the identification of two main neomineral assemblages: quartz-argillaceous minerals-carbonates and quartz-argillaceous minerals-adularia-sericite-carbonates. Both assemblages contain pyrite as impregnations in the rocks. The quartz occurs as: fine monomineral aggregates with mosaic structure made up of xenomorphic elements, ununiformly developed and often impure due to optically amorphous argillaceous minerals; medium to rarely large crystallized grains with hypidiomorphic and idiomorphic contours, usually associated with fissures and substitution holes; cryptocrystalline quartz, frequently encountered on the last depositions that cross and cement the rocks. As far as the argillaceous minerals are concerned, we note their participation quantitatively more reduced than the quartz one, the preponderance of optically amorphous and fine crystallized varieties and the sporadic occurrence of more crystallized specimens (probably caolinite). The mentioned carbonates occur rarely and usually point to later occurrences. Sometimes, besides quartz, argillaceous minerals and carbonates, one may also encounter adularia, partly substituted by argillaceous minerals, probably sericite, as well as by some small, acicular, transparent or lightly coloured crystals, included in the quartz grains, which could represent a low temperature tourmaline.

It is worth mentioning the following general aspects: (1) the silicification processes did not involve the gabbro body and because of that there occurs a typical selective hydrometasomatic alteration; (2) the hydrometasomatic alterations affect both the ophiolitic basalts and the island arc volcanics; (3) the abundant silica depositions are characteristic of the postmagmatic processes associated to the Upper Jurassic island arc magmatism, whose last terms are of acid nature.

The above described hydrothermalisation processes have often modified the trace element content of the ophiolitic rocks and island arc basalts, leading to the concentration of the former and the disappearance of the latter; these changes agree with the type of hydrometasomatic alterations (Tab. 4 a). The Cr, Ni and V of the silicified rocks generally show low values, while the Ba content increases slightly; the calcophyle elements (Cu, Pb, Zn) do not increase in the altered rocks, while the less mobile ones (Sc, Y, Yb) show only small variations.

b) Poor pyrite mineralizations from the main hydrothermalization area. Upstream the Almaş Valley, next to the Almaş Sălişte village, the main stream together with its tributaries (Boul Valley, Frăsinet Brook etc.) as well as the interfluves preserve numerous highly fissured zones, which are often brecciated and strongly silicified and pyrite mineralized. The areas containing these rocks trend approximately N-S or NW-SE and lie over large surfaces which frequently depass hundreds of meters, reaching 1 km in length (Pl. I) and their width varies between tens and hundreds of meters. Many submillimetric, millimetric and centimetric quartz and pyrite veins with different trendings cross the rocks. The quartz is generally of dark grey colour, sometimes of light grey colour and has a cryptocrystalline nature. The groundmass of the mineralized rocks preserves partly the initial porphyritic texture of the island arc basalts, but it has also undergone important changes,



TABLE 4
Trace Elements (ppm) in Hydrothermalized Rocks and Associated Mineralisations

a) Hydrothermalized rocks

No.	Sample	Rock type	Location	Pb	Cu	Zn	Ag	Sn	Ga	Ni	Cr	Co	V	Sc	Y	Yb	Ba	Sr	As	Sb
1	80	Silicified basalt	Dealul Scaul Sasa valley	4 nd.	11 63	nd. 30	nd. md.	12 3,5	8 115	4 370	85 50	4 145	85 145	6 20	18 27	1,5 2,3	110 26	nd. nd.	nd. nd.	
2	84	Pyritized ophiitic basalt	Valea Boulu	8,5 nd.	70 nd.	2,5 nd.	10 2	17 20	2,5 2,5	15 35	14 180	14 24	16 23	16 23	1,5 2,3	110 26	nd. nd.	nd. nd.		
3	652	Silicified and limonitized basalt	Almas Sălătăc valley	7,5 nd.	100 42	64 nd.	2 5	11 nd.	20 105	2,5 370	35 24	145 135	14 23	20 10	27 10	2,3 1	280 48	ud. nd.	nd. nd.	
4	1280	Hydrothermalized porphyritic basalt	Tisa valley	nd.	23	42	nd.	5	105	370	24	135	23	10	1	48	22	nd.	nd.	
5	40 b	Hydrothermalized porphyritic basalt	Balomir (Beleş) valley	5,5 nd.	38	38	nd.	4	14	13	10	83	11	9	1	120	250	nd.	nd.	
6	119	Pyritized porphyry basalt	Almas Sălătăc valley	5 nd.	75	60	nd.	10	100	11	20	195	28	21	2	nd.	2200	nd.	nd.	
7	513	Hydrothermalite	Almas Sălătăc valley	5,5 nd.	27	98	nd.	2	9	35	8,5	26	180	25	21	2,3	340	110	nd.	
8	508 a	Hydrothermalized porphyritic basalt	Almas Sălătăc valley	12 nd.	85	38	nd.	3	15	9,5	2,5	13	115	18	23	2,5	230	nd.	nd.	
9	520	Hydrothermalized porphyritic basalt	Almas Sălătăc valley	36 nd.	60	60	nd.	2	18	57	120	34	180	14,5	21	4,8	nd.	nd.	nd.	
10	588 N	Hydrothermalized porphyritic basalt	Almas Sălătăc valley																	

b) Disseminated pyrite mineralization on the Frăsinet brook

11	675																			
12	658																			
13	674																			

nd. = not detected



being transformed into fine, cryptocrystalline quartz aggregates, associated with different amounts of carbonates, argillaceous minerals and pyrite. In the interfluve zones (Frăsinet Hill, Caşul Hill etc.) these areas are highly oxidized and occur as iron caps with common iron hydroxides ; the rocks contain frequent porosities resulted from the washing out of iron sulphides.

The microscopic study points to the occurrence, in varying proportions (1-7%), of a single metallic mineral — pyrite. This sulphide is generally fine crystallized and occurs in idiomorphic or hypidiomorphic crystals, which are isolated or form aggregate swarms chaotically distributed within the rock mass ; however, it seems to prefer the dense and fine fissure network of cryptocrystalline quartz. The main characteristic of the pyrite from these zones is the slightly zonal structure. The mentioned zonality consists of a white-yellowish core with complex crystallographic forms, while the yellow-greenish marginal zone is highly anisotropic and abounds in gangue mineral inclusions.

The wide spreading of this mineralization and the particularly high silicification of the above mentioned rocks, arise some problems related to their genetic and economic significance. We consider that the pyrite mineralizations represent the upper parts of some important fracture and mineralization areas, which may be associated spatially and genetically with island arc magmatism, just like the hydrothermal alterations. Geochemically, the pyrite mineralizations do not point to important micro-element concentrations, as one may infer from the interpretation of data offered by the three spectral analyses (Tab. 4 b). There are two elements — stibium and arsenic — which show slight concentrations, due to which these mineralizations could be assigned to the hydrothermal-epithermal type.

Conclusions

The main conclusions of our study are the following :

- 1) The Upper Jurassic island arc volcanics from the Almaş Sălişte-Godineşti-Zam region (Mureş Zone) lie over a Jurassic-pre-Oxfordian basement that consists of an ocean floor basalt complex of an ophiolitic series.
- 2) The island arc volcanics are represented mainly by pyroclastics which alternate with basaltic, andesitic and acid lava flows, and red argillites and jaspers ; they are overlain by the Stramberg limestones.
- 3) The original magma was of calc-alkaline basaltic nature and its differentiation followed the classic trend basalt-andesite-dacite-rhyolite, associated with a secondary alkaline trend.
- 4) The basaltic magma formed on the subduction planes and the volcanism generated by it developed in a marginal plate zone.
- 5) The geochemical features of these volcanic rocks determine their geotectonic assignment to the island arc volcanics formed within a marginal zone of active plates ; they differ wholly from the ocean floor basalts, just like the ophiolites overlain by them.
- 6) The metallogenetic processes associated to this calc-alkaline volcanism are weak and consist of sulphide impregnations in hydrometamorphic alteration zones.



³ We mention that during the field investigations carried out in view of elaborating the appended map, some of the profiles were drawn up by I. Nicolae.

⁴ H. Savu, C. Udrescu (1973) Geotectonic Evolution of the Mureş Zone (Apuseni Mts — Romania) and the Distribution of Trace Elements in Its Ophiolitic Rocks. Communication held at the session of the IAVCEI Symposium, Bucarest, September 1973 ; only the abstract has been published.

⁵ Recently, Cioflica et al. (1980) have assigned all the Mesozoic eruptions from the Mureş Zone to the island arc volcanism. However, the rocks are wholly assigned to the ophiolites.

⁶ More recent investigations performed by Savu in 1981, showed that the peridotites and melagabbros blocks could represent olistoliths broken from the ophiolitic basement.

REFERENCES

- Cioflica G. (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi. *Anal. Univ. C. I. Parhon, Seria Șt. Natur. Geol., Geogr.*, 27, p. 7-13, București.
- (1964) Contribuții la studiul petrografic al masivului eruptiv banatitic de la Cerbia (Munții Drocea). *Anal. Univ.*, 30, București.
- Lupu M., Nicolae I., Vlad S. (1980) Alpine ophiolites of Romania : Tectonic setting, magmatism and metallogenesis. *An. Inst. geol., geofiz.*, LVI, p. 79—96, București.
- Coleman R. S. (1977 a) Emplacement and metamorphism of ophiolites. In "High pressure — low temperature metamorphism of the oceanic and continental crust in the Western Alps". p. 3-32, Torino.
- (1977 b) Ophiolites — Ancient oceanic lithosphere ? *Springer-Verl.*, p. 229. Berlin.
- Giușcă D., Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr. al V-lea*, 1961 — II, p. 31-44, București.
- Bleahu M., Borcoș M., Dimitrescu R., Kräutner H., Savu H. (1968) Neogene Volcanism and ore deposits in the Apuseni Mts. *Guide to Excursion 48 Ac — Romania. Int. Geol. Congr. XXIII Sess. Prague*, 1968, 51 pag, București.
- Hart S. R., Glassley W. E., Karig D. E. (1972) Basalts and sea floor spreading behind the Marianna Island arc. *Earth Planet, Sci Letters*, 15, p. 12-18, Amsterdam.
- Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K. (1961) Petrology of the igneous rocks. Thomas Murby, 515 p., London.
- Iacob D. (1963) Contribuții la stratigrafia și tectonica regiunii vestice a Munților Metaliferi. *Stud. cerc. șt. Acad. R.P.R., Fil. Cluj*, 3-4 An. IV.
- (1957) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și tectonicii regiunii Zam-Godinești-Cărmăzinești (Hunedoara). Notă preliminară. *Acad. R.P.R., Bul. șt. sect. Biol., agron. geol., geogr.*, V, 3, p. 663-670, București



- Ianovici V., Giușcă D., Ghijulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R. S. România, București.
- Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitretscu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni, Ed. Acad. R.S. România, 631 p., București.
- Ilie M. (1953) Structura geologică a depresiunii Abrud. *An. Com. Geol.*, XXV, p. 217-240, București.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.*, 8, p. 523—548.
- Kuno I. (1960) High-alumina basalt. *J. Petrol.*, 1, p. 121-145, Oxford.
- (1966) Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. *Geol. Surv. Can. Paper* 66-15, p. 317-336.
 - (1968) Differentiation of basalt magmas. In: Basalts, H. H. Hess and A. Poldervaart. Eds, 2, p. 623-688, New York.
- Lemne M., Borcoș M., Vâjdea E., Tănăsescu A., Romanescu O., Călinescu E. (1979) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Mitchell A. H., Bell J. D. (1973) Island-arc evolution and related mineral deposits. *Journ. Geol.*, 81, 4, p. 381-405, Chicago.
- Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Ammer. Jour. Sci.*, 274, p. 321-355.
- (1975) Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 3, p. 251-269, Palo Alto, Calif.
- Noeckolds S. R. (1940) The Garabal Hill-Glen Fyne Igneous Complex. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 6, p. 451, London.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Acad. R.P.R., Bul. St.* V, 1, p. 107-213, București.
- Pearce J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate posttectonic environment on Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67, Amsterdam.
- Cann J. R. (1973) Tectonic setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Elements Analyses. *Earth Planetary Sci. Let.*, 19, p. 290-300. Amsterdam.
 - Gale G. H. (1977) Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In Jones M. J. "Volcanic processes in ore genesis." (*Inst. Mining and Metallurgy and Geol. Soc. Special Publ.*, 7), p. 14-24, London.
- Rozlozsnik P. (1905) Die Eruptivgesteine des Gebietes zwischen den Flüssen Maros und Körös an der Grenze der Komitate Arad und Hunyad. *Földt. Közl.*, XXXV, p. 505, Budapest.
- Savu H. (1953) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- (1962 a) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș-Pîrnești din masivul Drocea. *D. S. Inst. geol.*, XLIII (1956-1957), p. 137-158, București.
 - (1962 c) Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogenizei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Com. Geol.* XXXII, p. 211-248, București.
 - (1967) Die mesozoischen Ophiolite der rumänischen Karpaten. *Acta. Geol. Acad. Sci. Hung.*, 11 (1-3), p. 59-70, Budapest.
 - (1968) Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de Roumanie. *An. Com. Géol., Inst. Géol.*, 36, p. 143-175, București.



- (1976) Considerations on display conditions and evolution of the Alpine ophiolitic magmatism of the mobile Mureş Zone (Apuseni Mountains). *Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie*, 20, 1, p. 67-75, Bucureşti.
- (1980 a) Ophiolitic rocks and other initial magmatites in the Carpathians. *Ophioliti*, 1, special vol. The Tethyan Ophiolites, p. 97-104, Bologna.
- (1980 b) Genesis of the Alpine cycle ophiolites from Romania and their associated calc-alkaline and alkaline volcanics. *Ann. Inst. Géol., Géophys. LVI*, p. 55-77, Bucureşti.
- Udrescu Constanţa (1975) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance, Xth Congress CBGA, IV, p. 214-221, Bratislava, 1973.
- Nicolae I. (1975) Evolution of ophiolitic volcanism in the Vorţa Region and its position in the Mureş Zone tectogenesis (Apuseni Mountains). *D. S. Inst. geol., geofiz.*, XLI, 5, p. 179-196, Bucureşti.
- Berbeleac I., Călinescu E., Florescu R., Zămircă A. (1978) Structure and Origin of Buneşti gabbroic Body (Metaliferi Mountains). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, 1, p. 173-191, Bucureşti.
- Lupu M., Lupu D., řtefan A., Istrate G. (1979) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, foaia Roşia Nouă.
- Udrescu C., Neacşu V. (1982 a) Contributions to the Petrology and Metallogenesis of Alpine Initialites from the Vălişoara-Dumeşti Region (Metaliferi Mountains), with Notes on the Pre-Alpine Basement. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII, 1, p. 47-67, Bucureşti.
- Berbeleac I., Udrescu C., Neacşu V. (1982 b) Basalt-spilitic (ophiolitic) Complex of Pătiş (Mureş Zone) and the associated Sulfide Mineralizations. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII, 2, p. 161-195, Bucureşti.
- Berbeleac I., Nicolae I., řdrescu C., Neacşu V. (1980) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Manea A. Z. (1982) Petrogenetic studies on Ophiolitic Rocks from the Laleşinţ-Bata Region (Mureş Zone). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII, 1, p. 69-86, Bucharest.
- Socolescu M. (1944) Les affleurements de minéraux de la région de Vaşa-Šoimuš-Buceava-Săvîrşin-Zam (départements de Hunedoara et d'Arad). *C. R. Inst. Géol., Roum.*, XXVIII, p. 93-125, Bucureşti.
- Szentrpétery S. (1919) Über die Eruptivgesteine der Drocsa und des siebenbürgischen Erzgebirges. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R. A. f.* 1916, p. 336-368, Budapest.
- Teodoru I., Teodoru C., Caraveteanu C. (1968) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Weaver S. D., Saunders A. D., Pakhurst R. J., Torney J. (1979) A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. *Contrib. Mineral., Petrol.*, 68, p. 151-169, Berlin.

QUESTIONS

C. Chivu: Are there any geophysical data which could account for the surface relationships between the island arc volcanism and the ophiolitic magmatites?



Answer: According to our previous studies, the Upper Jurassic island arc volcanism of the Mureş Zone occurs along two island arcs or marginal alignments. As we have mentioned since 1981, the axial zone of the southern island arc, overlying the ophiolitic basement, corresponds to an important anomaly of gravimetric and magnetometric minimum, pointed out by J. Andrei and collaborators in 1971. No similar anomaly was reported along the northern island arc, where the volcanoes are buried by the Upper Jurassic-Lower Cretaceous flysch deposits of the northern marginal trough of the Mureş Zone. According to the same geophysical data, on the borders of the Mureş ophiolitic zone, the northern and southern sialic plates, the Transylvanian and Apuseni Mts microplates respectively, sink abruptly.

M. Lupu: 1. Do you consider that the ophiolitic and calc-alkaline rocks represent a structure bordered by two calcareous sedimentary sequences?

2. In my opinion, the authors do not account for the anticlinal structure of the ophiolitic zone. Thus it is obvious that the ophiolites of this unit contact tectonically different formations and units of the South Apuseni Mts.

Answer: 1. We consider that the Mureş Zone consists of a Jurassic-pre-Oxfordian ophiolitic basement overlain by the calc-alkaline volcanics which occur along two island arcs; the volcanics associate with reef limestones and Upper Jurassic-Lower Cretaceous flysch deposits, cropping out in two marginal troughs, on the border of the ophiolitic area. Along the southern island arc, the reef limestones occur as a reef barrier growing on the volcano structures.

2. The Mureş ophiolitic zone does not represent an anticline, but a more complex structure, which in the Almaş Sălişte-Visca-Luncoi-Vorţa-Zam region is characterized by the following tectonic elements: a) a northern anticlinal uplift with the axis situated between Pietriş-Almaş Sălişte-Visca-Luncoi, which we described in 1981; b) it is followed to the south by the Vorţa synclinorium (Savu, Nicolae, 1975); c) farther to the south one encounters another faulted uplift of the ophiolitic basement which lies south of the Cărmăzineşti-Dumeşti parallel (Savu, Nicolae, 1975); d) farther on, both the ophiolites and the island arc volcanics are buried by the flysch deposits from the southern trough of the Mureş Zone, occurring between Căpilnaş and Turda (Savu, 1962; Savu, Nicolae, 1975).

M. Săndulescu: 1. Could you account for the Upper Jurassic age of "island arc" magmatites?

2. The "island arc" magmatites are linked with a sialic plate subduction. It is well known that everywhere in the world, the "island arcs" are related to ocean plate subduction. Otherwise, no sialic plate subduction is known yet. How can you account for this contradiction?

3. Did the erosion period, mentioned by you, mark the generation of ocean floor magmatites apart from the beginning of "island arc" magmatism, the oceanic floor uplift during the Upper Jurassic under subaerial erosion conditions and the moving away of some of the magmatites?

Answer: 1. In several previous studies we mentioned that the island arc volcanics associate with the Stramberg reef limestones and intercalate in the Upper Jurassic jasper formation and possibly in the Neocomian deposits from the two marginal troughs of the Mureş Zone.

2. It is true if we have in view the plate tectonics, a rather young science (20 years). However, we note that the Upper Jurassic and possibly Lower Cretaceous island arc volcanism of the Mureş Zone does exist under different aspects. It has been also shown that it occurred along two island arcs situated on the



borders of the Mureş Ocean, within the ocean plate. This accounts for the bilateral subduction which generated the volcanism. As far as the nature of the northern and southern subducted plates is concerned, we mention the following : a) it is possible that in the 20 years of investigations in the field of plate tectonics not all situations were studied and consequently this one is valid ; b) it is possible that north of the Tethys Sea, where several microplates or microcontinents (Savu, 1976, 1980) formed, there occurred a phenomenon similar to that one which generated the partial underthrusting (subduction) of the East European plate below the East Carpathians, concomitantly with the subduction of the ocean plate lying in front of it (see Rădulescu and Săndulescu, 1973) ; c) in the case of several microplates, such as those from the northern area of the Tethys Sea which include the Transylvanian and Apuseni Mts microplates between which the Mureş Zone did develop (Savu, 1980), it is possible that only the asthenosphere exhibit the convection movement, while the sialic plates undergo collision of continent-continent type or are only partly subducted.

Thus, one of these phenomena did occur accounting for the calc-alkaline character of the island arc volcanism (Savu et al., 1981a) and for the position of northern and southern sialic plates partly thrust (subducted) under the ophiolitic Mureş Zone.

3. Between the two rock complexes there is a hiatus, as the ocean floor basalts are directly overlain by amphibole andesites or calc-alkaline basalt andesites ; it may be inferred that the island arc volcanics are not generated by the tholeiitic magma of the ocean floor basalts from the basement. It is difficult to recognize a subaerial erosion. All phenomena seem to have occurred in submarine conditions during the Kimmerian movements.

DISCUSSIONS

M. Săndulescu : The problem of applying the principles of global tectonics to the elucidation of some aspects connected with (young) fold belts, implies the utilization of present-day models without deformations. Thus, the name "island arc" applied to the calc-alkaline magmatism is wholly inconsistent with the sialic plate subduction.

If we try to account for this contradiction, we come to question on the Upper Jurassic age of the calc-alkaline magmatites. In case a younger age (Cretaceous) is accepted, we should approve of a model according to which the island arc had been generated by ocean crust subduction, following thus the views of global tectonics.

The presence of an erosional period which marked the genesis of the ophiolitic complex from the beginning of the calc-alkaline magmatic activity, would plead, indirectly and partly, for the younger age of the latter.

H. Savu : As we have already mentioned, the island arc volcanics of the Mureş Zone are no doubt of Upper Jurassic age.

As regards the utilization of present-day models of global tectonics — which are more concepts — for the elucidation of the calc-alkaline volcanism occurring along two island arcs lying on the borders of the Mureş Zone, we note that there is no contradiction at all even if they seem to be changed ; at present the northern and southern sialic plates sink below the ophiolitic mass of the Mureş Zone, just like the East European plate sinks under the East Carpathians during the subduction process. Here too, the underthrusting of the two sialic



plates could have been preceded by the subduction of a part of the Mureş Ocean crust.

These aspects were also commented upon in 1980; now we mention once more that, besides the geological and geophysical data, there are no additional proofs to support our hypotheses. The thorough explanation of these processes will be given in a paper at the 12th CBGA Congress, Bucharest, 1981. (This paper has been published in An. Inst. geol. geofiz. vol. LXI, p. 253-262, Bucharest, 1983).

EXPLANATION OF PLATES

Plate II

- Fig. 1. — Section through a pillow lava which exhibits a hyalobasalt border, a few centimeters thick, and an inner structure characteristic of an amygdaloidal porphyritic basalt, the amygdales of which show zonal distribution; their size varies from one zone to another. Almaş Sălişte Valley.
 Fig. 2. — Detail of the inner structure of an amygdaloidal porphyritic basalt pillow lava. Almaş Sălişte Valley.

Plate III

- Fig. 1. — Basalt with olivine, replaced by secondary minerals. Căstănescu Brook, Nic. ||, $\times 60$.
 Fig. 2. — Basalt with plagioclase phenocrysts. Springs of the Dănuleşti Valley. Nic. ||, $\times 55$.
 Fig. 3. — Basalt with augite phenocrysts from a vein which crosses the gabbros on the Scaiu Brook. Nic. ||, $\times 60$.
 Fig. 4. — Basalt with plagioclase phenocrysts, twinned according to albite and pericline law. Springs of the Dănuleşti Valley. Nic+, $\times 55$.

Plate IV

- Fig. 1. — Porphyritic structure of island arc basalts, which show a groundmass, usually with flow texture. Springs of the Dănuleşti Valley. Nic ||, $\times 20$.
 boles. Păroasa, Nic. ||, $\times 60$.
 Fig. 3. — Andesite with plagioclase phenocrysts with zonal structure and amphiboles. Păroasa, Nic. ||, $\times 60$.
 Fig. 4. — Andesite with amphibole phenocrysts, which exhibits a reaction aureole, in which the hornblende is replaced by fine magnetite and plagioclase crystals. Springs of the Dănuleşti Valley. Nic. ||, $\times 25$.



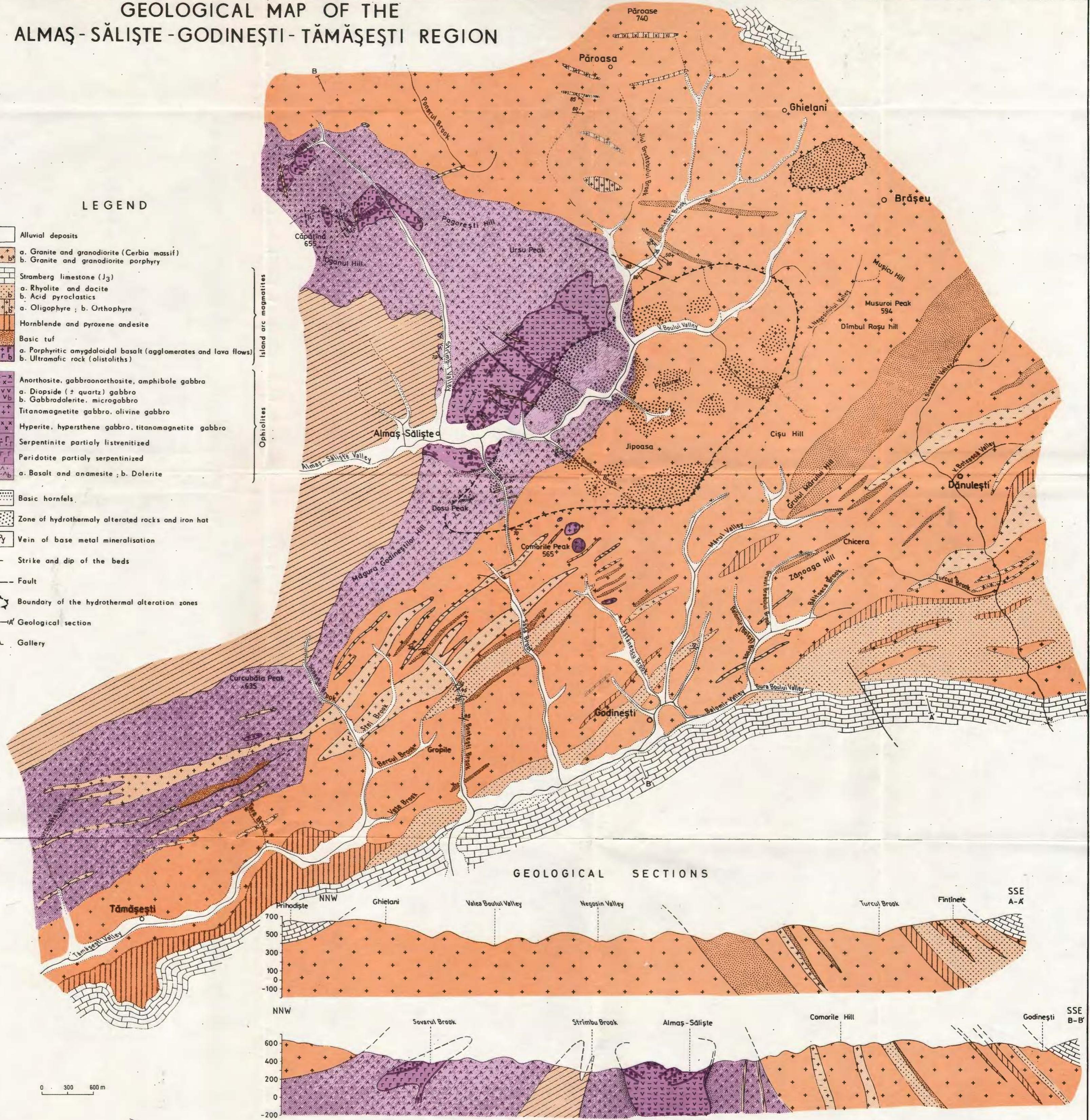


Institutul Geologic al României

GEOLOGICAL MAP OF THE ALMAŞ - SĂLIŞTE - GODINEŞTI - TĂMĂŞEŞTI REGION

LEGEND

Alluvial deposits	
a. Granite and granodiorite (Cerbia massif)	
b. Granite and granodiorite porphyry	
Stramberg limestone (J_3)	
a. Rhyolite and dacite	
b. Acid pyroclastics	
a. Oligophyre ; b. Orthopyyre	
Hornblende and pyroxene andesite	
Basic tuf	
a. Porphyritic amygdaloidal basalt (agglomerates and lava flows)	
b. Ultramafic rock (olistoliths)	
UPPER - JURASSIC (J_1 - J_2)	
Anorthosite, gabbro-anorthosite, amphibole gabbro	
a. Diopside (\pm quartz) gabbro	
b. Gabbro-dolerite, microgabbro	
Titanomagnetite gabbro, olivine gabbro	
Hyperite, hypersthene gabbro, titanomagnetite gabbro	
Serpentinite partially listvenitized	
Peridotite partially serpentized	
a. Basalt and anamesite ; b. Dolerite	
Basic hornfels	
Zone of hydrothermally altered rocks and iron hat	
/Py Vein of base metal mineralisation	
— Strike and dip of the beds	
— Fault	
Boundary of the hydrothermal alteration zones	
A—A' Geological section	
— Gallery	



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

PETROLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDY
OF THE VEIN ROCKS
IN THE ȘINCA NOUĂ-POIANA MĂRULUI-HOLBAV AREA
(FĂGĂRAŞ MOUNTAINS)¹

BY

HARALAMBIE SAVU², VASILICA NEACSU², IRINA BRATOSIN²

Vein rocks. Alkaline rocks. Miyaskites. Agpaites. Liassic. Petrologic processes. Petrochemistry. Tectonic control. Faults. "Withinplate" magmatism. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Făgăraş Mts.

Sommaire

L'étude pétrologique et géochimique des roches filonniennes de la région Șinca Nouă-Poiana Mărului-Holbaș (monts Făgăraș). Les roches éruptives liasiques constituent de nombreux filons et dykes qui traversent les schistes cristallins dalslandiens de l'extrême nord-est des monts Făgăraș. Les corps sont orientés différemment, la plupart d'entre eux étant parallèles ou subparallèles à la faille Valea Lupului. Les roches éruptives sont divisées en deux groupes caractéristiques — mélano-crates et leucocrates — constituant ensemble une province pétrologique alcaline, qui présente des tendances vers les roches calco-alcalines et subalcalines. Chaque groupe de roches présente ses traits pétrologiques et géochimiques caractéristiques. Les roches mélano-crates appartiennent au groupe des roches miyaskitiques, tandis que les roches leucocrates appartiennent au groupe des roches agpaitiques. Les premières sont provenues des magmas simatiques, formés dans le manteau supérieur et les autres se sont formées des magmas résultés des matériaux sialiques fondus. Cette province alcaline s'est formée dans les conditions de manifestation d'un magmatisme de type „intraplaque“ continentale, dont les magmas ont traversé la Microplaque Transylvaine, dans sa partie orientale. Le magmatisme qui l'a générée est subséquent aux mouvements kimmériens anciens. De pauvres minéralisations de sulfures complexes s'associent aux roches éruptives filonniennes de cette province pétrologique.

¹ Received on 17 April, 1981, accepted for publication on 18 May 1981, presented in the session on 29 April 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344 București 32.



Introduction

The region in which the studied vein rocks occur lies in the northern part of the zone known as Tara Bîrselor. It comprises the northeasternmost part of the Făgăraș Mountains, between Șinca Nouă, Poiana Mărului and Holbav, and the southwestern part of the Codlea Basin.

The previous knowledges were not enough for an exact classification, in petrologic and geotectonic respect, of the rocks from this magmatic province (Manilici, 1956; Savu, 1968; Savu, 1980); it determined us to elaborate the present study in the years 1980-1981.

The geological researches on that region commenced in the last century, but they referred particularly to the crystalline schists. The first written observations on the eruptive rocks, which constitute the object of our study as well, are due to Meschendorfer (1860), who pointed out the Bîrsa Fierului granitoid body and some veins of porphyric rocks at Șinca Nouă, occurring in association with weak mineralizations. Different veins of Mesozoic eruptive rocks have been reported later on by Reinhard (1910), Wachner (1915), and Schmidt (1930).

A complex petrographical and petrochemical study on the eruptive rocks from that region has been elaborated by Manilici (1956). In 1963, Manilici and Vilceanu studied the volcanics intercalated and included in the Liass sedimentary deposits in the Codlea Basin. They ascertained that the rocks are similar to the veins in the Șinca Nouă-Poiana Mărului area. On the basis of such considerations the mentioned authors established the age of the eruptions at the Liass level. They specified that, in the Codlea Basin, the eruptions began with acid rocks, leucocrates — e.g. quartz porphyries, trachytes and bostonites — and ended with basic rocks, such as porphyrites and basalts.

In 1971, Savu and Schuster, who studied the crystalline schists of the Cumpăna and Făgăraș series in the Șinca Nouă-Poiana Mărului area, dealt also with the eruptive rock veins and described their statistic mode of distribution. Micu (1969, 1970) carried out geological prospections and made new observations on the eruptive rocks.

Distribution of the Eruptive Rock Veins. Their Structure and Composition

The Jurassic eruptive rocks form, in the northeasternmost part of the Făgăraș Mts, a system of veins and dykes which intrude the crystalline schists of the Cumpăna and Făgăraș series (Pl. I). Likewise, they occur as pyroclastics and lava flows or veins in the Liass deposits at Holbav, in the Codlea Basin, east of the metamorphic fields overthrusting the sedimentary deposits (Pl. I).

In the crystalline schists of the Făgăraș Mts the vein rocks are concentrated in the area lying between Șinca Nouă-Holbav-Poiana Mărului and the Bîrsa Fierului springs. On the map one can observe that the veins and dykes have a constant distribution up to the northern margin of the map; it makes us consider that they might continue farther to the north, beneath the more recent sedimentary deposits,



towards the Perșani Mts, where similar eruptions occur (Szentpetery, 1910 ; Cioflica et al., 1965), and farther away in the East Carpathians.

However, to the west, according to Manilici (1956) and Savu and Schuster (1971) as well as to our researches, they gradually disappear, so that along the Făgăraș Mts veins of Mesozoic basic rocks are found very rarely and they disappear completely in the other parts of the South Carpathians, except the Lotru Mts where two such veins are known.

As regards the frequency of different types of vein rocks in the region, it may be ascertained (as shown on the annexed map on which about 400 veins are represented) that they occur, as follows : bostonites and trachytes 54% ; camptonites 28.5% ; syenitic porphyries 8.5% ; basic rocks 8.2% ; rhyolites (quartz porphyries) 2%.

After the Dalslandian movements, when the crystalline schists of two series of crystalline rocks were metamorphosed, numerous tectonic movements took place in that region which determined the formation of several fault planes, beside the Precambrian fissures and faults. The magma coming from the depth percolated as veins and dykes both on the more recent fractures and on the older Dalslandian fissures. These veins have thicknesses from 1-2 m up to some metres, and their length is variable ; they become narrow until they disappear and then occur again farther on. For this reason the region on the whole consists of a network of such veins, the inter-vein spaces of which are filled with crystalline schists (Savu, Schuster, 1971 — Fig. 8).

On the statistic diagram the vein rocks are grouped in several fields, which correspond to several systems of fractures or open faults along which they have been emplaced. Some more important systems can be observed : (1) a main system trending to N16°E/60°S, conjugated with (2) another one trending to N16°E/75°N ; (3) a system striking to N54°E/50°S. These systems are correlated with the position of the Valea Lupului Fault (Savu and Schuster, 1971). Other two systems (4 and 5) have different positions, e.g. N76°W/55°S and N60°W/50°N (Savu, Schuster, 1971 — Fig. 9).

As regards the structure of the veins, it is observed that they are generally simple, in places having on the margins a rapid cooling (chilled) zone with an aphanitic structure. On the Holba Valley a composite dyke occurs, formed of different types of rocks : a part of the vein is represented by rhyolite (quartz porphyry) and the other one by camptonite (Fig. 1). It indicates that the two veins occurred successively in the same area.

Some of the dykes have a brecciated structure due to deformation processes subsequent to the emplacement of the bodies of eruptive rocks.

Besides veins and dykes there also occur granitoid or syenitic rock bodies or apophyses, such as the main body on the Bîrsa Fierului Valley. The former researchers considered the body older. Its structural features and the petrographic composition indicate its appurtenance to the Liassic rocks. The emplacement of the granitoid body seems to have taken place during the intrusion of the rocks from the leucocratic series, because on the Bîrsa Fierului Valley it interrupts the

bostonite vein occurring near the confluence of the Bolovăniș Brook with the mentioned valley.

On the map the granitoid body has a more sinuous shape (Pl. I); however, it has a dyke structure with a ENE-WSW striking, strongly dipping to SSE. Its position approximately unconformable as against the trending of most of the veins of eruptive rocks is still obscure. The structure of the body is very heterogeneous, being represented by granitic rocks, quartz syenites, quartz diorites, and syenodiorites. The last ones are to be found on the Bîrsa Fierului Valley, near the southern

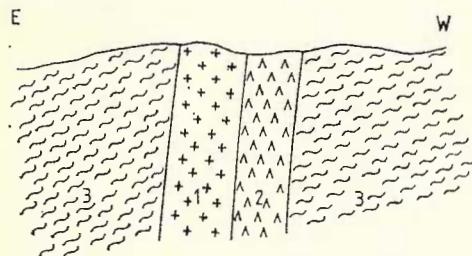


Fig. 1. — A composite dyke formed of rhyolite (quartz porphyry) (1) and camptonite (2), which intrudes the crystalline schists (3).

contact where a more basic, meladioritic facies appears, as well. The granitoid body unconformably intrudes the crystalline schists, metamorphosed by it at the contact, in the facies of the albite-epidote hornfelses (Turner, Verhoogen, 1961). It occurs in association with apophyses spread on its margins (Pl. I).

Petrography

The vein rocks occur everywhere in the region and have different compositions. Taking into account the specification made by Manilici and Vilceanu (1963) on the succession of the eruptions in the Codlea Basin — a succession of magmatic manifestations that characterize some provinces of "withinplate" volcanics — we shall describe the rocks in the following order : rhyolites (quartz rhyolites), trachytes (orthophyre), bostonites, syenitic porphyries, quartz syenites, camptonites, basalts, and dolerites.

1. *Rhyolites (quartz porphyries)*. As compared to other leucocrate rocks, the rhyolite veins are in the minority. They are to be found at the confluence of the Stimbav Brook with the Holbvă Valley as well as on the Gherdana and Vulcănița brooks. The rocks have a porphyric structure, represented by a groundmass consisting of quartz, feldspars and fine chlorite lamellas formed on account of the biotite. Phenocrysts of quartz, albite and anorthose occur in the groundmass. The quartz phenocrysts are idiomorphous, bipyramidal and have a hexagonal section ; they are in places corroded by magma on the margins. Plagioclase (An 5-8) forms elongated phenocrysts twinned according to the law of albite and pericline. Anorthose occurs as isometric or slightly elongated crystals ; in places it is poorly albitized.

2. *Trachytes* (= paleotrichytes=orthophyres). These rocks are spread in the whole region, the most characteristic ones being found on the Holba Valley, Lupu Valley, Știmbav Valley, Birsa Fierului Valley, etc. They are halocrystalline, leucocratic rocks, usually with fluidal texture, and are formed mainly ($>75\%$) of a groundmass consisting of anorthose and albite crystals oriented in the direction of the magma flow in the restricted area of the vein. In this groundmass feldspar phenocrysts and melanocrate minerals (biotite) replaced by chlorite can be observed.

The anorthose phenocrysts are usually slightly elongated and are oriented according to the fluidal texture. On the margins they are replaced by low-temperature, fine-twinned albite. The biotite has the following paleochroism : Ng and Nm = green-olive brown ; Np = = yellowish-slightly brownish.

Usually the feldspar crystals are bent, but not broken, due to their increase during the magma flow in the vein space. At some rocks it is observed that the replacement of the phenocrysts of anorthose with fine-twinned albite takes place only on the margins, while their inner part has an antiperthitic structure. In other rocks there occur quite elongated apatite crystals and magnetite grains larger than the feldspathic crystals from the rock groundmass.

3. *Quartz bostonites*. These are rocks with a "bostonitic" structure, generally divergent, more seldom radially or with fluidal tendency. They consist of a groundmass mostly represented ($>80\%$) by albite and anorthose, occurring as panidiomorphous crystals, in which phenocrysts of the same origin are floating. Albite appears as idiomorphous crystals, polysynthetically twinned according to the albite and albite-Karlsbad law. Both the albite phenocrysts and the anorthose phenocrysts are usually turbid. Xenomorphic quartz is often found in the interstices between the idiomorphous feldspar crystals. Fine lamellae of biotite, represented by a brown—olive-green variety, are found in places. Biotite is usually replaced by pennine, a fine powder of iron oxides and titanium being separated. In some bostonites there are ilmenite crystals (0.5 mm long) which as compared to the fine granulation of the groundmass occur as phenocrysts.

Feldspar phenocrysts are represented by albite and anorthose, the latter being often twinned after Karlsbad law. In some cases calcite masses, which replace a feldspar phenocryst, are spread in the rock groundmass.

4. *Syenitic porphyries*. They are leucocratic rocks, which contain more than 70% feldspars, and have a porphyric structure being formed of a hypidiomorphous, fine-grained groundmass in which phenocrysts of potash feldspar and albite are floating. The groundmass consists of albite and potash feldspar beside fine lamellae of chlorite formed on account of a green-brownish biotite and in places interstitial xenomorphic quartz. The potash feldspar phenocrysts are turbid and have a micropertitic structure ; on the margins they are replaced by fine-twinned albite. The most characteristic syenitic porphyry vein is apt



to be found on the Holba Valley, nearby its confluence with the Poiana Mărului Brook. In this vein one can observe anorthose phenocrysts with a rhombic section and an antiperthitic structure; they are partly filled with sericite and have been weakly albited on the margins. The groundmass of such rocks is also constituted of potash feldspar — partly sericitized — albite, a little quartz and lamellae of secondary chlorite. The calcite patches occur in the rock here and there.

5. *Quartz syenites.* They are fine-grained, aplite-like rocks with a hypidiomorphic-grainy structure. The quartz syenites consist of albite, potash feldspar, green-olive biotite partly replaced by chlorite. They form veins in the northern part of the region.

Most of the feldspars, which prevail in the rock, are represented by albite (An_{8-10}) occurring as hypidiomorphic crystals usually polysynthetically twinned. In a syenite on the Stimbav Valley the albite is broken and deformed along crushing planes on which the feldspar twins are bent. As the other syenites, the mentioned rock contains also a little quartz (<50%), a mineral which, in the zones where the albite is deformed, has a rolling extinction. Potash feldspar is usually xenomorphic, filling the interstices of the plagioclase crystals; it is also turbid. Its structure is microperthitic, sometimes passing to the spindle-shaped twin lamellae, typical of the microcline, and is hardly visible under the microscope. The melanocrate mineral is a chlorite which includes fine powder of secondary iron and titanium oxides; it was formed on account of a brown-reddish or green-olive biotite, still preserved as reliefs in some chlorite lamellae. Fine monazite and magnetite crystals occur in the rock, as well.

Rocks with tendencies to quartz syenites are also found as separations in the granitoid body on the Bîrsa Fierului Valley.

6. *Camptonites.* They are basic vein rocks, consisting of plagioclase, augite, brown hornblende, and biotite. According to their composition they have been separated into: (a) barkevikite-bearing camptonites, (b) biotite-bearing camptonites and (c) camptonites with uncertain position.

(a) The barkevikite-bearing camptonites have a divergent-porphyritic structure, given by the elongated crystals of plagioclase and barkevikitic hornblende, which form a groundmass in which augite phenocrysts are observed in places. An oriented — flow — texture occurs in places on the margins of some veins on the Mesteacăń and Ruda Mare brooks. In fresh rocks plagioclase (An_{38}) appears as elongated crystals twinned after the albite and albite-Karlsbad law. Partly, and particularly in the interior, these crystals are weakly sericitized. Plagioclase is usually decalcified-albitized or partly or totally sericitized. In such cases, a secondary amphibole appears, which fills the interstices of the plagioclase and barkevikite crystals or forms patches or pseudomorphoses after an initial, melanocrate mineral, probably an augite. The latter is found also as fresh crystals in the rocks on Valea Lungă, wherein it forms fine crystals or phenocrysts. The phenocrysts are sometimes altered only on the margins or on small portions inside



them, in which pyroxene is replaced by barkevikite or chlorite; in the latter case fine grains of secondary iron oxides are separated. In such rocks plagioclase is altered, too, being mostly sericitized; it is preserved only as relicts in the sericite pseudomorphoses.

In camptonite one can observe calcite patches, with about circular section, which indicates that this mineral replaced an isometric augite crystal. Other pseudomorphoses are formed of pennine on the margins and calcite in the interior. Very thin and elongated apatite crystals are found in some rocks.

(b) Biotite-bearing camptonites. In structural respect they are rocks of transition between dolerites and intergranular basalts and camptonites. As regards the composition they are similar to camptonites, being formed of a network of plagioclase laths divergently arranged in the interstices of which xenomorphic, more rarely idiomorphic crystals of clinopyroxene altered into chlorite and numerous idiomorphic crystals of magnetite develop. The plagioclase crystals (An_{52}) are strongly elongated and twinned after the albite law. Here and there pseudomorphoses of chlorite after a melanocrate mineral occur, the diameter of which is of 0.5 mm. Biotite occurs as very elongated lamellae included in plagioclase. Its pleochroism is, as follows: $Ng = Nm =$ dark brown; $Np =$ yellowish-brownish. Considering that the other melanocrate mineral is altered, it seems that the biotite lamellae, which are fresh, were formed concomitantly or subsequent to the alteration of that mineral.

(c) Here we point out a vein of basic rock on the Lupu Valley, which has a divergent-porphyritic structure and consists of a fabric of crystals of barkevikite hornblende, phenocrysts of titaniferous augite with a strong zonary structure and phenocrysts of olivine replaced by secondary minerals included in a sericitous groundmass resulting from the alteration of a primary mineral. In this groundmass isometric, polygonal forms can be delimited, which seem to indicate a mineral of the cubic system. It is possible that this mineral might have been an analcime and in this case the rock could be a teschenite or a mugearite. The other minerals of the rock are similar to those from camptonites.

The barkevikitic hornblende appears as thin and strongly elongated crystals, sometimes twinned after 100, with the following pleochroism: $Ng =$ dark brown; $Nm =$ brown-reddish; $Np =$ yellowish-brownish; $c \wedge Ng = 11-13^\circ$. The titaniferous augite forms isometric or slightly elongated crystals. They have a characteristic zonary structure more clearly shown in the crossed polarizing prisms. The inner part of these crystals is usually colourless, and the marginal zones have a slight brown colour. The olivine phenocrysts are replaced by idingsite, a fine powder of secondary iron oxides being separated. Sometimes these pseudomorphoses indicate idiomorphous forms of olivine, a mineral which has not been found fresh.

7. Basalts (diabases). These are aphanitic rocks found on the Iezer Brook and especially in the basin of the Poiana Mărului Valley. The basalts have an intergranular, more rarely variolitic structure, and consist of partly sericitized plagioclase laths, divergently or radially



arranged, strongly elongated and twinned after the albite law. Larger plagioclase crystals, sometimes like phenocrysts, are found in places. The interstices of the network of plagioclase crystals are filled with a groundmass constituted of sericite and fine crystals of magnetite or augite, mostly altered into chlorite. The rocks are pierced by calcite veinlets. In a rock on the Iezer Brook augite is mostly preserved fresh, although plagioclase is sericitized and decalcified under the influence of postmagmatic solutions.

8. *Quartz dolerites.* The most characteristic rocks of this group appear on the Bardaş Brook, tributary of the Masa Mare Valley. The granulation of these rocks is a little larger than that of the basalts and consists of plagioclase, titaniferous augite, quartz, magnetite and

T₂*Chemical composition*

Melanocratic rocks											
No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Sample no.	456	296	28	151	48	51	35	49	566	67	20
Rock type	cAMP- toni- te	cAMP- toni- te	cAMP- toni- te	dia- base (bas- alt)	cAMP- toni- te	dole- rite	cAMP- toni- te	dia- base (bas- alt)	quartz dolomite	hydrother- malized comptonite	comptonite
Location	Bră- nișca Brook	Vulcă- nița Valley	Lupu- lui Valley	Valea Lungă Valley	Pie- troasa Brook	Ieze- rului Brook	Min- zatu Brook	Ieze- rului Brook	Bărdă- ș Brook	Hon- tului Brook	Hon- tului Brook
SiO ₂	36.09	39.80	41.87	44.07	44.37	44.99	45.18	47.18	47.67	47.86	48.9
Al ₂ O ₃	17.23	16.16	15.28	19.11	14.48	15.68	16.09	15.74	14.45	14.35	21.7
Fe ₂ O ₃	3.21	2.24	2.77	1.52	3.27	2.39	4.40	1.57	5.18	5.46	0.2
FeO	8.36	8.81	6.42	8.35	7.04	7.30	5.60	7.49	6.18	6.81	7.5
MnO	0.09	0.13	0.17	0.09	0.17	0.16	0.16	0.15	0.15	0.22	0.1
MgO	9.57	9.98	8.61	7.46	6.65	6.29	5.18	6.63	4.58	4.29	2.0
CaO	11.05	11.23	8.87	10.02	8.98	7.96	7.59	8.57	7.94	6.97	7.5
Na ₂ O	3.40	3.12	2.74	5.89	4.49	3.47	4.04	3.71	4.16	4.17	6.2
K ₂ O	2.09	0.49	3.46	0.53	0.64	1.79	2.60	1.62	2.07	1.28	2.2
TiO ₂	8.35	2.79	2.65	2.00	3.26	1.93	2.94	1.98	3.48	3.88	1.5
P ₂ O ₅	0.14	traces	0.84	0.15	0.44	0.45	0.60	0.42	0.88	1.09	0.1
CO ₂	2.86	2.37	2.39	0.40	2.27	2.68	1.94	1.83	—	—	0.4
S	0.33	0.20	0.22	0.05	0.19	0.23	0.21	0.33	0.14	0.16	—
Fe(S)	—	—	0.19	—	0.16	0.20	0.18	0.29	0.12	0.14	—
H ₂ O ⁻	0.48	0.34	—	0.12	—	—	—	—	—	—	0.2
H ₂ O ⁺	2.02	2.39	3.06	0.81	3.05	3.92	2.82	2.85	2.45	2.95	1.0
Total	100.27	100.05	99.54	100.57	99.46	99.44	99.53	100.36	99.45	99.43	100.1
Ag = $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3} \cdot \text{Mo}$	0.45	0.35	0.54	0.53	0.56	0.48	0.58	0.50	0.63	0.56	0.5
T = $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}}{\text{TiO}_2}$	1.65	4.67	4.73	6.61	3.03	6.32	4.09	6.07	2.95	2.62	10.3



secondary minerals. Plagioclase forms elongated crystals with irregular margins. It is altered — turbid. Some larger crystals (phenocrysts) are strongly sericitized; in this case sericite forms a compact mass, within which patches of epidote grains can be separated in places. The smaller plagioclase crystals are often albited. In places an albite aureole occurs also around the larger sericitized plagioclase crystals. Quartz is represented by xenomorphic crystals, formed in the interstices of the network of plagioclase crystals. Augite forms hipidiomorphic crystals occurring in association with magnetite. It is a titaniferous augite, with a slight brown colour, which often includes magnetite crystals. Chlorite forms on its account, a mineral which often replaces it partly. Strongly elongated apatite crystals with hexagonal section can be observed in the rock.

TABLE 1

of the vein rocks

Leucocrate rocks															
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25		
19	32	57	44	45	3	29	60	20b	383	4	141	154	79		
dole- rite	camp- to- nite	bosto- nite	bosto- nite	bosto- nite	tra- chyte	bosto- nite	trachyte	bosto- nite	syenite with rhybeckite	quartz	quartz	quartz	quartz		
Hon- tului Brook	Stin- bav Va- lley	Șutila Valley	Hol- bav Valley	Hobav Valley	Lupu- lui Valley	Birsa Fierului Valley	Mestecăń Valley	Piscu- lui Hill	Hol- bav Valley	Muri- șoara Valley	Frasinului Hill	Gher- dana Brook	rhyolite)		
50.68	51.28	58.60	59.98	60.74	60.78	63.40	63.80	64.89	66.04	66.80	66.98	69.78	76.50		
17.75	16.60	18.70	21.14	20.02	18.30	16.40	17.91	17.00	17.68	16.25	18.28	15.74	13.83		
2.52	1.28	2.78	0.01	0.18	2.65	1.86	1.42	1.38	1.92	1.06	0.10	0.40	0.14		
5.77	6.10	3.48	3.68	3.81	2.01	1.88	2.46	2.21	1.27	1.98	2.05	2.05	0.95		
0.14	0.20	0.16	0.10	0.07	0.21	0.09	0.14	0.07	0.05	0.07	0.03	0.01	traces		
3.19	3.15	1.18	0.24	0.25	0.42	0.58	0.39	0.85	0.06	0.30	0.04	0.11	0.10		
4.58	4.49	1.57	2.08	1.95	0.75	1.33	1.22	0.18	0.94	0.44	1.75	0.85	0.49		
4.95	4.18	6.85	6.97	7.64	5.58	5.05	6.42	5.68	7.52	4.44	6.78	6.52	4.60		
2.56	3.36	3.26	3.85	3.93	6.48	6.14	5.01	5.05	3.66	6.68	2.83	3.67	3.53		
2.09	2.28	1.04	0.26	0.24	0.40	0.34	0.41	0.35	0.16	0.26	0.10	0.17	0.03		
0.48	0.45	0.26	0.10	—	0.24	0.18	0.10	0.20	0.01	0.18	0.01	0.01	0.02		
1.25	2.81	—	0.61	0.24	—	0.80	—	—	—	0.10	0.68	—	—		
0.12	0.37	0.13	—	—	0.06	0.08	0.14	0.06	—	0.06	0.01	—	—		
0.10	0.32	0.11	—	—	0.05	0.07	0.12	0.06	—	0.05	—	—	—		
—	—	—	—	0.06	—	—	—	—	0.09	—	0.04	—	0.09		
3.37	2.57	1.68	1.34	1.19	1.64	1.32	1.29	1.50	0.53	1.29	0.55	0.62	0.24		
99.55	99.44	99.80	100.36	100.32	99.57	99.52	100.83	99.48	99.93	99.66	100.22	99.93	100.52		
0.62	0.63	0.79	0.74	0.84	0.88	0.91	0.89	0.87	0.92	0.89	0.77	0.93	76.5		
6.12	5.44	11.39	54.50	51.58	31.80	33.38	28.02	32.32	63.50	45.42	115.0	54.23	307.66		



Chemistry of the Vein Rocks

In order to determine the petrochemical peculiarities of the vein rocks in the Șinca Nouă-Poiana Mărului region 15 complete chemical analyses have been carried out on several rocks, in which all the petrographic types encountered are represented. The results of the analyses are rendered in Table 1, which also presents the results of other 10 analyses on silicates published by Manilici (1956).

Taking into account that the vein rocks from the region could be emplaced successively — the eruptions starting with leucocrate rocks and ending with melanocrate terms (Manilici, Vilceanu, 1965) — in Table 1 the rocks have been distributed also to the two petrographic groups. The melanocrate petrotypes are represented by rocks with doleritic character, basalts and camptonites. In these rocks the oxides of the main component elements vary within the following limits : $\text{SiO}_2 = 36\text{-}51\%$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.25\text{-}5.46\%$; $\text{FeO} = 5.60\text{-}8.81\%$; $\text{MgO} = 2.08\text{-}9.97\%$; $\text{CaO} = 4.58\text{-}11.23\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 2.74\text{-}6.29\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0.49\text{-}3.46\%$. It is to be mentioned that in petrochemical respect certain camptonites are similar with the mugearites from the Hebrides Province, whose chemical analysis is shown by Carmichael et al. (1971). According to the oxide content, the analysed terms belong to the basic and intermediary rocks, some of them having an obvious alkaline character.

The leucocrate rocks are represented by bostonites, trachytes, syenites, syenitic porphyries, and quartz porphyries (rhyolites). These rocks have the following oxide contents : $\text{SiO}_2 = 58.60\text{-}76.50\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.83\%$ (in rhyolites)- 21.14% ; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.01\text{-}2.78\%$; $\text{FeO} = 0.95\text{-}3.81\%$; $\text{MgO} = 0.66\text{-}1.18\%$; $\text{CaO} = 0.18\text{-}2.08\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 4.60\text{-}7.64\%$; $\text{K}_2\text{O} = 2.83\text{-}6.68\%$. According to their petrographic and chemical composition, the leucocrate rocks form an alkaline series. These conclusions result also from the values of the Niggli magmatic parameters (Table 2), calculated according to Burri's method (1959), as well as from the magma types to which the rocks correspond depending on the same parameters. Thus, the leucocrate rocks correspond to the typical alkaline magma, e.g. subplagifoyaitic, juvitic and alkali-granitic. The melanocrate rocks belong also to gabbroic, melanatron-gabbroic, natrogabbroic, shonkinitic, essexitic, and natrosyenitic magmas.

In his study on the rocks from the Poiana Mărului-Șinca Nouă region, Manilici (1956) considers that the whole sequence of vein rocks has resulted from a trachydoleritic magma. He asserts that all the rocks from the mentioned region would form a large alkaline petrographic province, extending also in the East Carpathians, in the Ditrău and Tulgheș regions.

Without excluding the consanguineous unity of the vein rocks in the East Carpathians, grouped in a large alkaline province, we consider that the rocks from this province do not derive clearly one from another. As shown on the diagram (Fig. 2) on which although the differentiation curves can hardly be traced from one domain to another the melanocrate rocks are concentrated in the left side of the diagram and the leucocrate ones, although more spread, form also a separate group.



TABLE 2

Niggli parameters

No	Sample no	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	ti	p	w	Qz	Q	L	M	Magma type
1	456	72	20	47	23	9	0.29	0.59	0.47	5.01	0.12	0.25	-64	11.72	42.19	46.09 melanatrongabbroid	
2	296	81	19	49	25	7	0.09	0.62	0.50	4.67	-	0.19	-47	17.11	36.85	46.14 melanatrongabbroid	
3	28	95.54	20.54	46.65	21.73	11.09	0.45	0.62	0.46	4.59	0.88	0.28	-49.82	19.37	40.63	40.03 shonkinitic	
4	151	94	24	41	22	13	0.06	0.58	0.77	3.18	0.12	0.14	-58	17.99	47.36	34.65 gabbroid	
5	48	107.40	20.64	44.58	23.25	11.53	0.05	0.54	0.30	5.90	0.50	0.30	-38.72	22.61	39.16	38.23 shonkinitic	
6	51	113.53	23.33	43.95	21.41	11.31	0.25	0.51	0.49	3.68	0.53	0.22	-31.71	25.70	41.00	33.30 gabbroid	
7	35	115.40	24.23	40.58	20.85	14.34	0.30	9.48	0.51	5.64	0.61	0.42	-41.96	23.70	44.30	32.00 shonkinitic	
8	49	116.50	22.89	42.99	22.64	11.48	0.22	0.57	0.53	3.67	0.47	0.16	-29.42	26.28	40.34	33.38 gabbroid	
9	66	124.13	22.13	41.75	22.18	13.94	0.21	0.42	0.53	6.85	1.06	0.13	-31.63	26.00	40.20	33.80 gabbroid	
10	67	129.15	22.76	43.94	20.15	13.15	0.16	0.39	0.46	7.90	1.28	0.42	-23.45	28.13	39.11	32.76 natrongabbroid	
11	20	129	34	25	20	18	0.32	0.85	0.93	0.15	0.03	-51	25.58	56.58	17.84 essexitic		
12	19	151.43	31.32	34.73	14.64	19.31	0.26	0.40	0.42	4.65	0.68	0.29	-25.81	30.88	49.31	19.81 essexitic	
13	32	161.16	30.78	34.68	15.06	19.48	0.31	0.42	0.43	5.14	0.66	0.17	-16.76	32.67	47.39	19.94 natronyenitic	
14	57.	206.62	38.74	24.51	6.01	30.74	0.23	0.25	0.24	2.83	0.34	0.42	-16.34	35.40	52.60	12.00 subplagiroyaitic	
15	44.	220	46	13	8	33	0.26	0.10	0.60	0.79	0.22	0.0	-12	39.08	53.64	7.28 subplagiroyaitic	
16	45	221	43	13	8	36	0.25	0.10	0.56	0.65	0.22	0.06	-23	35.48	59.09	5.43 subplagiroyaitic	
17	3	237.67	42.28	17.41	3.03	37.28	0.43	0.13	0.17	1.17	0.33	0.54	-11.45	37.20	54.84	7.96 juvitic	
18	29	266.42	40.64	16.34	5.96	37.06	0.44	0.22	0.36	1.11	0.45	0.47	+18.18	41.16	52.25	6.59 alkaligranitic	
19	60	253.92	42.12	15.32	2.11	37.15	0.34	0.15	0.33	1.22	0.24	0.35	+4.12	39.42	54.86	5.72 subplagiroyaitic	
20	20b	280.25	43.35	18.07	0.93	37.65	0.37	0.28	0.05	1.16	0.25	0.36	+29.65	42.90	48.95	8.15 alkaligranitic	
21	383	271.	43	11	4	41	0.24	0.01	0.30	0.50	-	0.57	+7	39.95	55.32	4.73 alkaligranitic	
22	4	310.02	44.48	13.60	2.17	39.75	0.49	0.14	0.16	1.00	0.50	0.32	+51.02	45.49	48.47	6.04 alkaligranitic	
23	141	290	46	9	8	36	0.21	0.03	0.85	0.28	0.28	0.06	+49	45.35	50.23	4.42 alkaligranitic	
24	24	154	357	45	9	4	0.27	0.08	0.48	0.28	-	0.17	+89	49.24	47.96	2.80 alkaligranitic	
25		467	49	7	3	41	0.50	0.11	0.43	0.11	-	0.02	+203	58.43	38.82	2.75 alkaligranitic	



Between the domain of the melanocrate rocks and that of the leucocrate rocks there is a small hiatus of the differentiation curves between $si = 161$ and $si = 202$. These differences will be more clearly emphasized if other diagrams are taken into account, too, made up on the

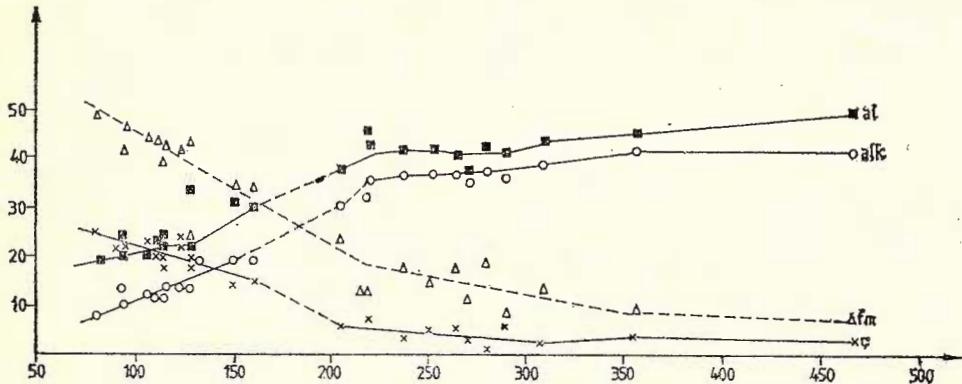


Fig. 2. — Differentiation diagram.

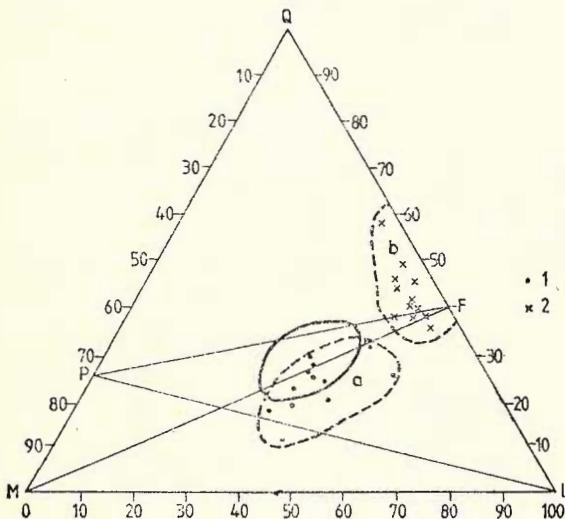


Fig. 3. — QLM diagram. 1, melanocrate rocks (a); 2, leucocrate rocks (b).

basis of other geochemical parameters. Thus, on the QLM diagram (Fig. 3) the vein rocks from the region are clearly distributed to two distinct fields: a field (a) in which the melanocrate rocks occur, situated in the domain of the basic rocks with alkaline tendency — some of them having close tholeiitic characters — and a field (b) in which the leucocrate rocks appear, situated in the domain of acid and alkaline rocks of a petrographic province associated to the oceanic islands or to the continental plates.

Considering these particularities, it can be ascertained that in petrographic and petrochemical respect the rocks from the Șinca Nouă-

Poiana Mărului-Holbaș-Codlea Basin region from an alkaline province with a calc-alkaline or subalkaline tendency whose terms represented by different rock types are attributed to two petrologic groups. These groups present certain consanguinity relationships which belong rather to a contamination process of two primary magmas than to a process of differentiation by fractionary crystallization.

Trace Element Distribution

With a view to establishing the geochemical features of the vein rocks in the Șinca Nouă-Poiana Mărului region 30 samples have been analysed by emission spectrography. Among them, 15 samples represent the rocks from Table 1, chemically analysed (Table 3); the other 15 samples represent rocks which have not been studied in chemical respect, the contents of which are presented in Table 4.

A general observation on the contents of trace elements of the rocks from Table 3 and Table 4 is that, as in case of the chemical analyses, they separate the eruptive rocks from the region into two distinct groups, without intermediary terms: (a) group of melanocrate rocks and (b) group of leucocrate rocks. This separation of the vein rocks is rendered evident on different diagrams on which they have been plotted on the basis of the trace element content according to the Zr content, an element considered as index of magma differentiation (Savu, Udreșcu, 1975).

The contents of siderophile elements (Figs. 4, 5, 6) are typical of the two above-mentioned groups of rocks. In melanocrate rocks Ni and Cr present high values. An exception is sample 67, a weakly hydrothermalized camptonite, in which although the major elements have the values of the nonaltered rocks the trace element contents decrease enough (Table 3). According to the Ni contents, on the diagram in Figure 4 the rocks are distributed in two-different fields except for the hydrothermalized rocks no 67 and 30. As regards Cr, it is to be mentioned that its contents in the melanocrate rocks have a very wide variation domain, oscillating between 1.5-290 ppm (Fig. 5). The field of the leucocrate rocks is very reduced on the diagram in Figure 5 as on the diagram for Ni, being situated at chrome values smaller than 10 ppm.

The melanocrate rocks have also high values of vanadium and cobalt, standing in contrast with the leucocrate rocks in which the values for the mentioned elements are smaller than 10 ppm (Tables 3, 4). These particularities are rendered evident on the diagram in Figures 4 and 6, on which the two groups of rocks are well distributed, except sample 30, which is a hydrothermalized bostonite.

Scandium has also high values (9-26 ppm) in melanocrate rocks and lower contents in leucocrate rocks. These values separate also the rocks of the two distinct groups, as it results from the diagram in Figure 5.

As regards Nb, Y, Yb and La, their behaviour in the two groups of rocks is close. They have a little higher contents in leucocrate rocks and lower contents in melanocrate rocks. This significant particularity



TABLE 3
Trace elements (ppm) from the rocks shown in Table 1

No	sample no	Group	Pb	Cu	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Yb	Y	La	Zr	Nb	Mo	Sr	Ba	Y/Nb	Zr/Nb	
3	28	metamorphic rocks	3.5	60	2	105	41	72	125	19	1	24	60	165	64	<2	670	900	0.37	2.57	
5	48		2.8	22	15	4	115	27	78	110	12	1	24	60	270	47	<2	1400	500	0.61	5.74
6	51		1.4	100	19	<2	98	29	83	140	20	1.3	21	<30	115	10	<2	370	400	2.10	11.50
7	35		2.5	63	15	2	54	37	50	125	17	1.6	26	<40	200	34	<2	650	500	0.76	5.88
8	49		1.3	32	16	3	75	37	75	150	26	1.8	23	<30	135	10	<2	600	330	2.3	13.59
9	66		7	19	24	2	33	29	34	170	26	2	46	43	210	12	<2	750	1550	3.83	17.50
10	67		7	6.5	19	2	9.5	1.5	130	2.5	50	43	210	12	<2	530	700	4.16	20		
12	19		5.5	15	25	3	21	18	8	105	14	2.2	20	45	220	30	<2	800	930	0.66	7.33
13	32		5.5	26	13	12	29	19	16	95	10	2.1	32	59	320	38	<2	370	470	0.84	8.42
14	57	leucocratic rocks	3.5	6	22	3	4	4	2	5	3.5	3	38	92	670	115	<2	210	650	0.33	5.82
17	3		1.5	3	20	<2	4	3	2	5	2	2.2	22	110	650	120	<2	310	650	0.18	5.42
18	29		11	13	22	<4	4.5	2.5	2.5	3	2	3.7	38	117	780	105	<2	80	850	0.36	7.43
19	60		20	20	25	4	4.5	3	4	3.5	3.2	34	70	570	75	<2	63	730	0.45	7.60	
20	20b		2.5	7	26	5	5	2	4	5.5	3	5.8	54	105	1075	138	<2	32	280	0.39	7.79
22	4		13	5.5	23	6	2.5	4.5	6	3.5	4.5	49	140	600	160	2	<2	30	270	0.30	3.75

TABLE 4
Trace elements (ppm) from various rocks without chemical analysis

No	sample no	Rock type	Location	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Yb	Y	La	Zr	Nb	Mo	S ₂	Ba	Y/Nb	Zr/Nb
26	25	Pyroxene + biotite	Lupului Valley	11	38	18	2105	29210	155	191.1	18	30140	11	<2	350	360	1.63	12.72				
27	50	dolerite	Iezur Brook	5.5	58	20	<2	70	34	60	175	24.1.5	17	<30	60	<10	<2	280	340	2.10	7.50	
28	46	Camptonite	Poiana Mărlui Valley	<2	60	12	<2	270	50	270	165	24.1.4	24	46220	37	<2	500	340	0.64	5.94		
26	24	Camptonite	Lupului Valley	2.5	50	12	2170	50	210	195	23.1.4	24	35160	22	<2	220	270	1.09	7.27			
30	62	Syenodiorite	Birsă Fierului Valley	3.5	27	18	2.5	68	24	85110	15.2.4	31	60	320	50	<2	440	480	0.62	6.40		
31	61	Meladiorite	Birsă Fierului Valley	<2	28	14	7	300	46	290155	21	1.120	<30	120	34	<2	440	360	0.58	3.53		
32	34	Mylonitized quartz	Lupului Valley	6	20	16	3	24	34	6190	15.1.2	27	48185	24	<2	440	400	1.12	7.70			
33	27	Camptonite	Lupului Valley	3.5	21	13	2.5	28	26	22	120	9.1.4	28	80240	44	<2	700	750	0.63	5.45		
34	30	Hydrothermalized bostonite	Lupului Valley	4.5	24	18	14	28	10	36	304.5	2.2	27	62730	105	<2	210	650	0.25	6.95		
35	8	Trachyte	Holbay Valley	14	2.5	19	22.5	3	2	6	<2	3.5	44	200460	100	<2	440	570	0.44	4.60		
36	45	Syenitic porphyry	Poiana Mărlui Valley	12	16	34	5.5	5.3	5	8.3	5.4	3.36	1601950	200	100	190	0.18			4.75		
37	21	Bostonite	Sinca Nouă Valley	7.5	2	21	4	5	23.5	3.5	25.4	3.42	85570	270	<2	25	330	0.15	2.11			
38	58	Syenogranite	Birsă Fierului Valley	2.5	5	26	4	5	24.5	2.5	10	24.5	2.50	1101950	180	3	360	750	0.27	5.27		
39	40	Granite	Valea Lungă Valley	7.5	5.5	27	4.5	6.5	24.5	6.5	24.7	4.5	43	54730	180	4	3300	0.23		4.05		



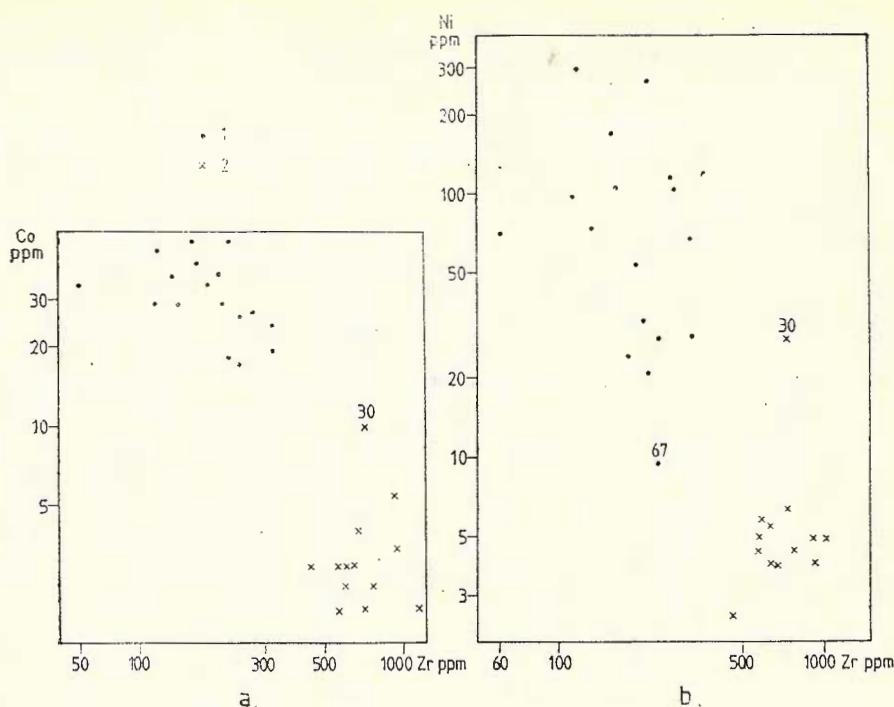


Fig. 4. — Co, Ni-Zr diagram. 1, melanocrate rocks ; 2, leucocrate rocks.

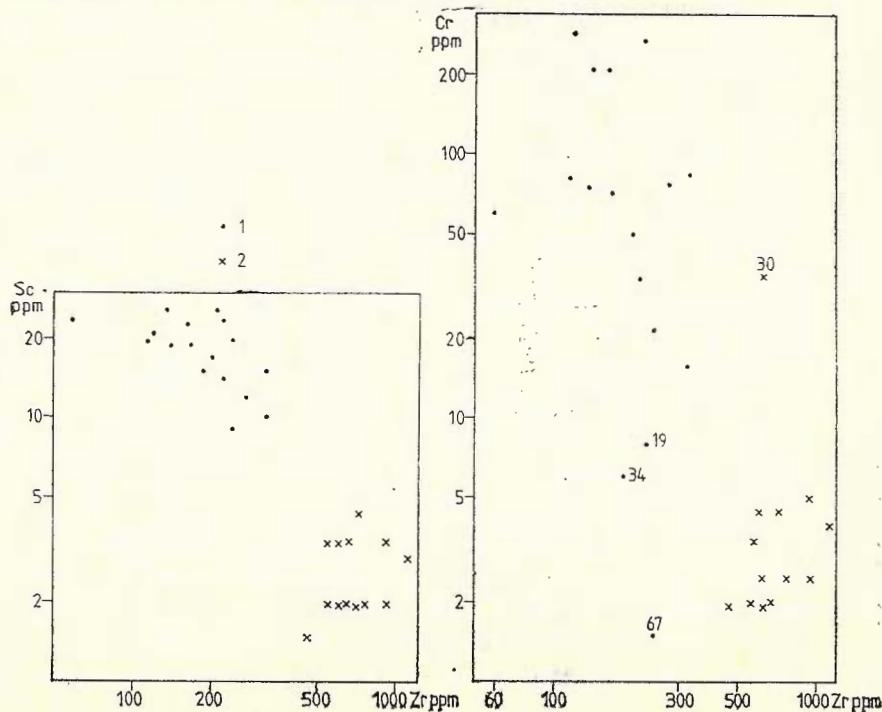


Fig. 5. — Sc, Cr-Zr diagram. 1, melanocrate rocks ; 2, leucocrate rocks.



is rendered evident by the diagram in Figure 7, on which for each element the rocks are distributed along straight lines which indicate a positive correlation between these elements and zirconium.

As already mentioned, Zr contents increase from the melanocrate rocks to the leucocrate ones. Zr/Nb ratio decreases with the increase

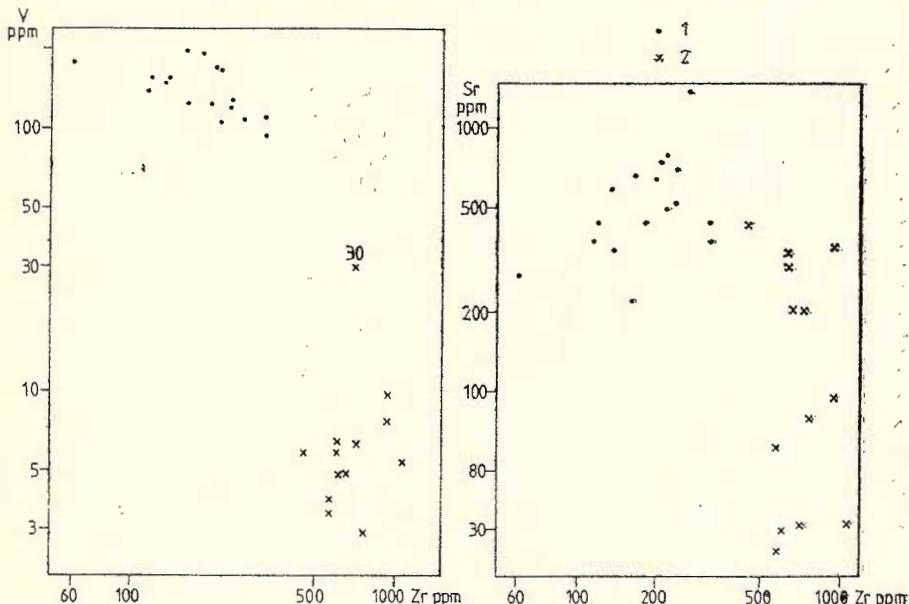


Fig. 6. — V, Sr-Zr diagram. 1, melanocrate rocks ; 2, leucocrate rocks.

of Nb from the melanocrate rocks to the leucocrate rocks. It results very clearly from the diagram in Figure 8, drawn up after Baker et al. (1977), on which the rocks are also divided into two distinct groups. Within each group of rocks — leucocrate or melanocrate — there is a negative correlation between the Zr/Nb ratio and the variation of niobium.

Strontium has generally high contents in the melanocrate rocks (220-800 ppm), excepting sample 48 — a camptonite — in which the strontium content reaches 1400 ppm. In the leucocrate rocks the strontium values are plotted in a larger variation domain, ranging from 25 to 440 ppm. The differences between the Sr contents in the two groups of rocks result clearly from the diagram in Figure 6, on which the two characteristic fields are represented.

Referring to the Ba content it is to be mentioned that no notable differences exist between the two groups of rocks. In both groups gallium presents values situated in a restricted domain. However, there is a tendency of increase of the contents in the leucocrate rocks. The behaviour of Pb, Cu, Sn, Mn is not different in the two groups of



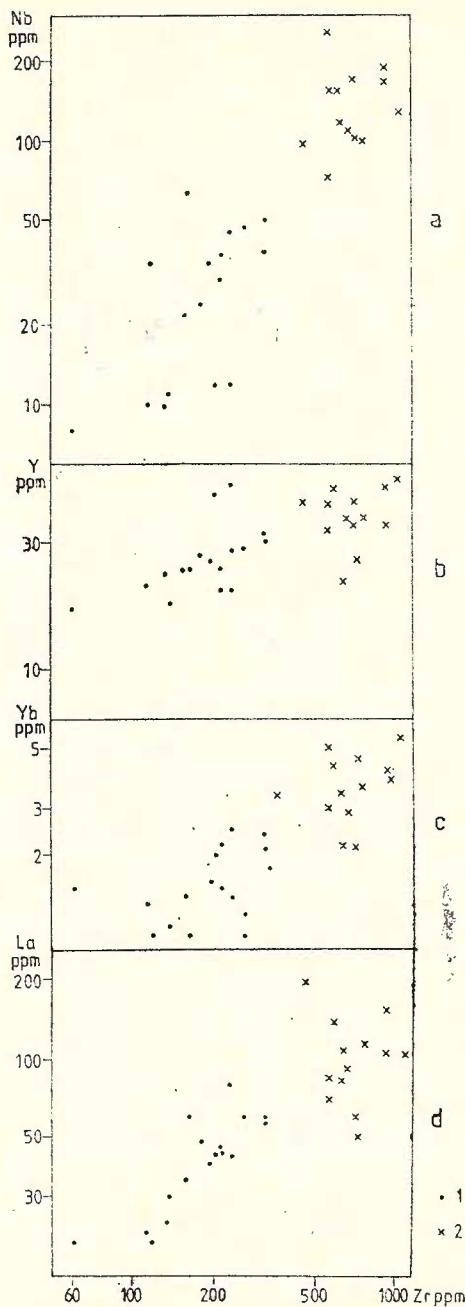


Fig. 7. — Nb, Y, Yb, La-Zr diagram. 1, melanocrate rocks; 2, leucocrate rocks.

rocks, therefore it is not significant for their petrology. Higher contents of Sn (12 and 14 ppm) are observed in samples 32 and 30. A little higher values of Mn appear in some leucocrate rocks (2.5-10 ppm).

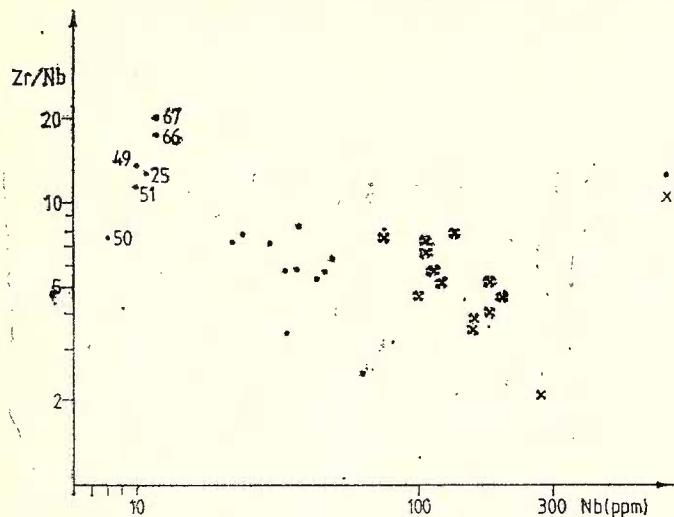


Fig. 8. — Zr/Nb-Nb diagram. 1, melanocrate rocks; 2, leucocrate rocks.

Origin of the Eruptive Rocks

In the Șinca Nouă-Poiana Mărului magmatic province the eruptive rocks form a swarm of dykes and veins. As mentioned before the leucocrate rocks belong to a typical alkaline series. As regards the melanocrate rocks, if we consider the Y-Nb ratio (Tables 3 and 4) we shall find out that nine of them (in which the values of the ratio is below 1) are similar to the rocks in the oceanic islands (Pearce, Cann, 1973), three have values ranging between 1-2, similar to those of the deep-seated alkaline rocks, and five rocks (with the value of the ratio larger than 2) would be situated nearby the intermediary rocks.

The data presented indicate that the melanocrate rocks are mostly alkaline rocks and occur in the same magmatic province; however, some of the rocks show a calc-alkaline tendency. These rocks tending to the intermediary series might represent less differentiated primary magmas. This province would be similar to the mixed provinces, described by Carmichael et al. (1974), such as the Hebrides Province studied by Thompson et al. (1972).

Mention should be made of the fact that the rocks of the granitoid body on the Bîrsa Fierului Valley are to be found in the same province.

The presence of the volcanic correspondents of the vein rocks (lavas, agglomerates and tuffs) as intercalations in the Liassic epicontinental sedimentary deposits with coals in the Codlea Basin (Maniliu, Vilceanu, 1963) indicates the Liassic age of the rocks in this magmatic province. The vein which according to Micu (1970) would cross the "Cenomanian-Senonian conglomerates" at Poiana Mărului shows



that either the sedimentary deposits are older, which is more likely, or the vein is more recent than the vein rocks from the region. It would probably belong to the next cycle of magmatic rocks, which developed during the Jurassic and Lower Cretaceous (Savu, 1980), because both south of the region — on the Prahova Valley (Murgeanu,

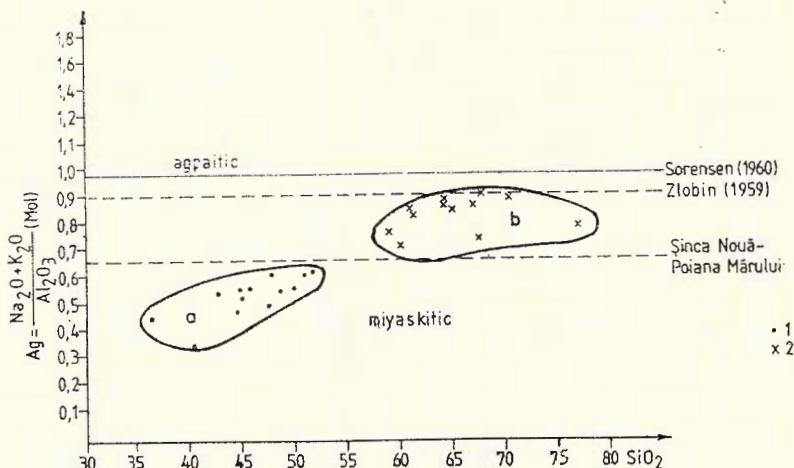


Fig. 9. — SiO_2 -agpaitic index diagram. 1, melanocrate rocks (a); 2, leucocrate rocks (b).

Patrulius, 1959)) — and to the north (Cioflica et al., 1965) basic rocks are reported in association with the sedimentary deposits having the above-mentioned ages.

The agpaicity index of the rocks from the two petrographic groups separated within the province — melanocrate and leucocrate — shows characteristic values for each group. For this reason on the diagram in Figure 9 the two groups of rocks occur in two distinct fields. If we consider value 1 of the agpaicity index (Sørensen, 1960) as the separation limit of the miyaskitic rocks from the agpaitic ones, therefore both groups of rocks would be situated in the miyaskitic domain; if the value considered is 0.9 (Zlobin, 1959), then a part of the leucocrate rocks belong to the agpaitic domain.

According to the value of the index $T = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} / \text{TiO}_2$ of the rocks (Rittmann, 1967; Gottini, 1969) referred to the SiO_2 value, there results that the melanocrate rocks are of simatic origin and those of the leucocrate group are of sialic origin (Fig. 10) like in the bimodal series. Considering that the miyaskitic rocks come from simatic magmas and the agpaitic ones from sialic magmas, therefore in case of the Șinca Nouă-Poiana Mărului alkaline province the value of the agpaitic index, which delimits the two domains, should be of about 0.68.

In geotectonic respect the rocks from the mentioned province were formed under the conditions of an "Withinplate" (hot spot) magmatism, as one can see on the diagram in Figure 11 — drawn up after

Pearce and Cann (1973) — on which the melanocrate rocks have been plotted. This observation is confirmed by the diagram in Figure 12,

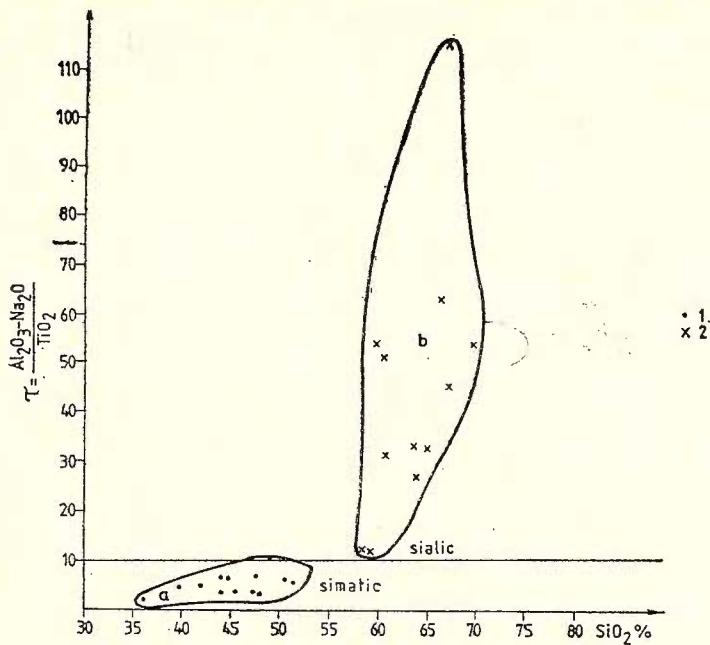


Fig. 10. — τ -SiO₂ diagram. 1, melanocrate rocks (a); 2, leucocrate rocks (b).

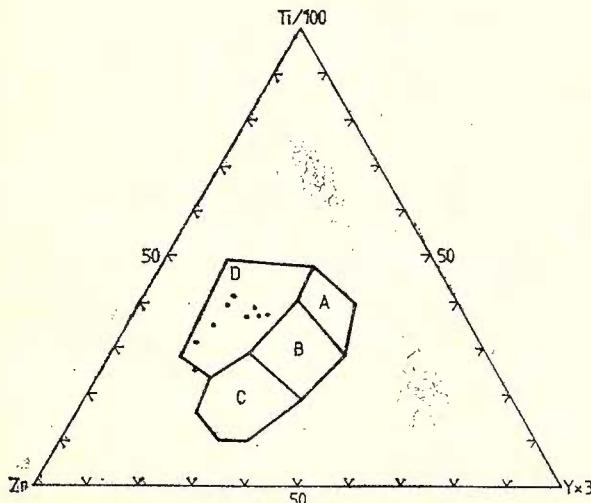


Fig. 11. — Ti/100 — Yx3 — Zr diagram (me- lanocrate rocks).

drawn up after Pearce and Gale (1977), as well as by the diagram in Figure 13, elaborated after Pearce and Gale (1977).



All this lead us to the conclusion that the mentioned alkaline province was formed within the Transylvanian microplate (Savu, 1980), as a result of the collision process of continental type which took place between the East Carpathian plate and the Transylvanian plate during the underthrusting (subduction) of the former plate below the latter in the Upper Triassic time (Savu et al., 1980; Savu, 1980 b).

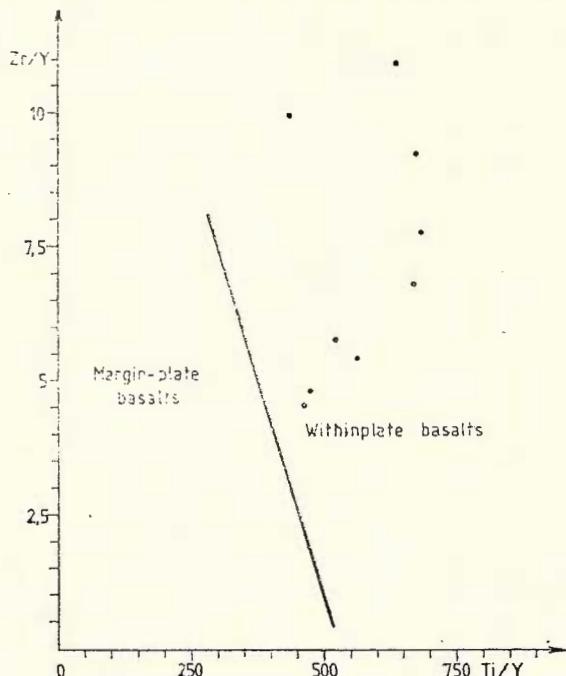


Fig. 12. — Zr-Y-Ti/Y diagram (melanocrate rocks).

As the melanocrate rocks, of simatic origin (Fig. 10), were formed in the upper mantle (Fig. 14-4 a, b), the question that arises refers to the origin of the sialic primary material from which the leucocrate rocks resulted, which points to such an origin. There are two possibilities :

a) According to the first hypothesis the magmatic basin, from which the leucocrate rocks resulted, could have been formed at the base of the sialic cover of the Transylvanian microplate (Fig. 14-4 a), the Moho surface of which occurs nowadays less than 30 km deep (Airinei, 1980).

b) According to the second hypothesis the magmatic basin was formed by the melting of the sialic materials coming from the Transylvanian plate as an ophiolitic melange and drawn during the Upper Triassic subduction processes in the upper mantle from under this plate, on the Benioff plane (Fig. 14-4 b).

Usually, when in a petrologic association, consisting of intermediary basic and acid or alkaline rocks, the magmatic activity begins with melanocrate rocks they are followed by the other differentiates.

In case of the Șinca Nouă-Poiana Mărului rock association, where the magmatic activity begins with leucocrate rocks followed in time by melanocrate rocks, the succession is inverse and in this case it is more difficult to prove that they come one from another. Nevertheless, it is more veridical to presume that the two groups of rocks come from two close magmatic sources of different origin, the magmas of which

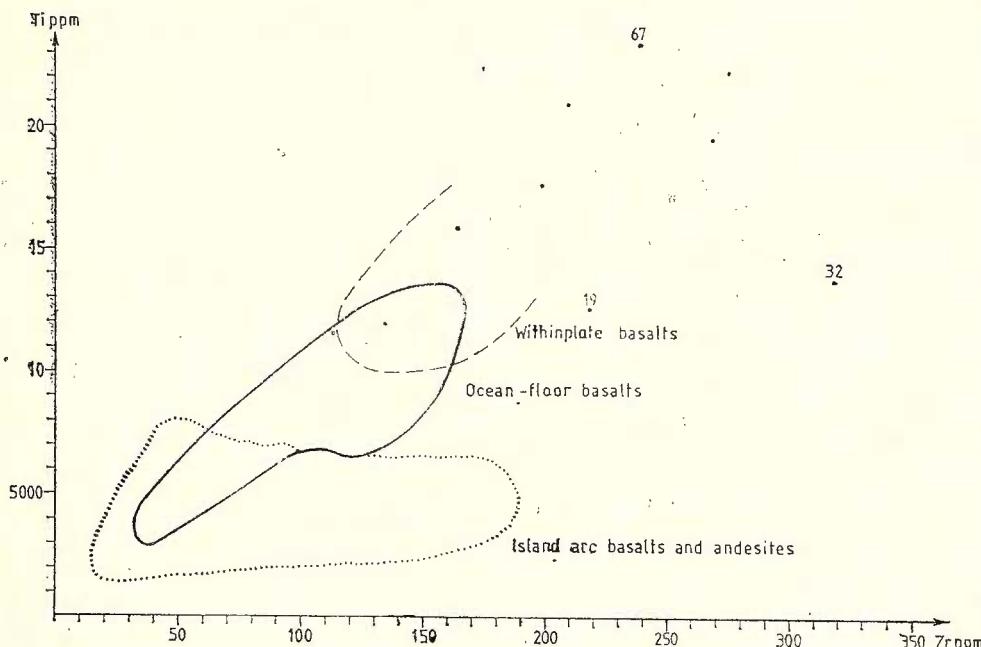


Fig. 13. — Ti-Zr diagram (melanocrate rocks).

mixed up and contaminated (Fig. 14). In order to achieve the contamination between the two magma types it was necessary that the two magmatic basins should be close or superposed or the magmas should have been formed in a single large basin including both simatic and sialic materials in the melting process (Fig. 14).

The above-mentioned observations lead to the conclusion that the formation of the magmatic province was in close connection with the old Kimmerian movements, as Manilici presumed (1956). In 1907, Mrazec, who fancied the Kimmerian orogen in North Dobrogea, presumed that its structures extend in the East Carpathians, too. Similar ideas were elaborated by Murgoci (1912) who found a great similitude between the North Dobrogean formations and those in Poland.

Herz and Savu (1974) supposed the existence of an oceanic zone in the present domain of the East Carpathians which, according to Savu et al. (1980), extended north-westwards in the West Carpathians and east-south-eastwards through North Dobrogea to the Crimea and the Caucasus. In the Upper Triassic the subduction of the East Euro-

pean plate takes place, accompanied by a collision of continent-continent type, with the thrusting of the basic rocks over the East-European continent in Dobrogea or with their consumption in the East Carpathians (Savu, 1980 b). As a result of the collision, in North Dobrogea, where the Kimmerian structures are simple or not complicated by more recent movements or covered by more recent deposits as in the East

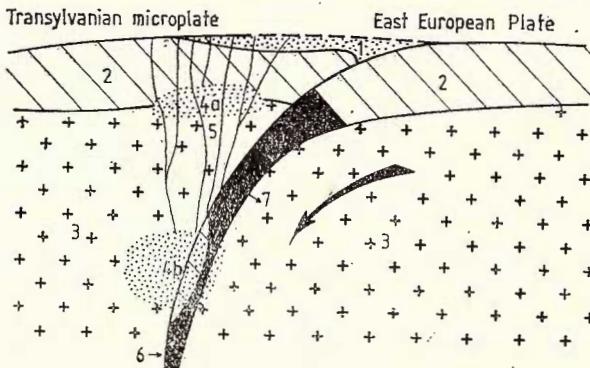


Fig. 14. — Hypothetic geotectonic position of the "Within-plate" magmatites in the Șinca Nouă-Poiana Mărului-Holbaș region.

- 1, Liassic sedimentary deposits with volcanic rock intercalations ; 2, sialic plates ; 3, upper mantle ; 4, melting zones of the upper mantle and of the sialic plate (a) or of the upper mantle and the sialic materials drawn on the Benioff plane (b) ; 5, veins and dykes of eruptive rocks ; 6, Benioff plane ; 7, ocean crust.

Carpathians and the Șinca Nouă-Poiana Mărului region, there were formed two alignments of veins and dykes of porphyry rocks (rhyolite), associated with basic rocks, which are parallel to the scar of the ophiolitic suture. The south-western alignment, located in the Moesian microplate, extends to the NW in the Transylvanian plate and probably crosses the Șinca Nouă-Poiana Mărului region and the Perșani Mts and farther along the East Carpathians, in places being interrupted by post-Triassic, post-Liassic, respectively, dip faults and overlain by more recent sedimentary deposits.

Dimitrescu and Săndulescu (1962) and later on Săndulescu (1980) pointed out that in North Dobrogea the Kimmerian structures extend towards NW only up to the parallel of the locality of Focșani, where they cease. As both in the East Carpathians and in the West Carpathians ophiolites occur associated with characteristic sedimentary formations it can be ascertained that these structures have been connected and have resulted from the evolution of a single oceanic zone — the Siret Ocean — folded during the old Kimmerian orogenesis. Our statement is also based on the fact that the getting by overthrust of the ophiolitic rocks as well as of the associated magmatic and sedimentary rocks in the nappes of the East Carpathians, from the

Mureş Zone extended also under the Transylvanian Basin in its western part, as Patrulius et al. (1966) and Săndulescu (1976) supposed, cannot be endorsed because no Triassic ophiolites and sedimentary rocks are known in the Mureş Zone (Savu, 1980 b).

We consider that the continuity of the Kimmerian structures in North Dobrogea and those in the East Carpathians was interrupted by the dip, crustal faults, rendered evident by Gavăt et al. (1963). One of the mentioned faults passes south of the South Carpathians and another one north of these mountains (Airinei, 1980). These faults

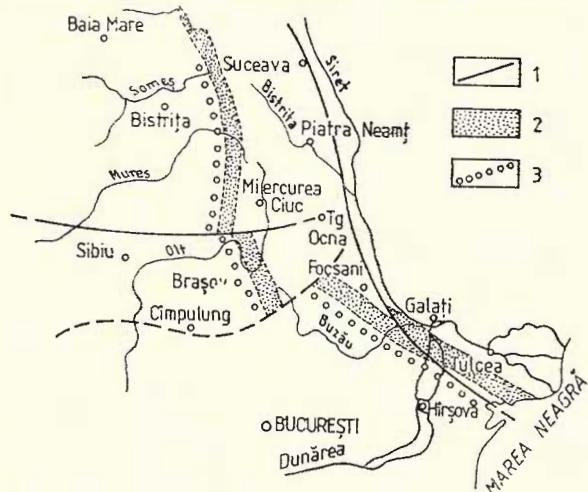


Fig. 15. — Hypothetic position of different segments of the Kimmerian ophiolitic suture in the East Carpathians and North Dobrogea, sectioned and displaced by the crystal faults established by Gavăt et al. (1964) and described by Airinei (1980). 1, crustal fractures; 2, segments of the Triassic ocean suture; 3, alignment of Upper Triassic and Liassic rocks.

probably had functioned before the Alpine geological events which concealed their effects. Along these tear faults, transversal as against the Kimmerian structures, the northern blocks were gradually displaced to the west (Fig. 15) so that nowadays the suture of the Triassic ocean occurs somewhere under the Transylvanian Basin, in its eastern part, probably under the Perșani Mts or farther to the west.

This hypothesis leads to the re-establishing of the Kimmerian oceanic zone within which there occurs a zone with basic rocks and parallel to it a zone with acid, alkaline and basic rocks, lying in the eastern marginal parts of the Moesian and Transylvanian continental microplates. This zone of rock alignment is located somewhere over the old Kimmerian subduction plane (Fig. 14).

It is possible that the quartz porphyries (rhyolites) and calc-alkaline basalts in the Șinca Nouă-Poiana Mărului region might represent even the correspondents of similar rocks from the Văcăreni-

Consul alignment in North Dobrogea, rocks formed during the Upper Triassic immediately after the subduction or collision process (Savu et al., 1981 a). The alkaline rocks from the East Carpathians and the Șinca Nouă-Poiana Mărului region were formed during the Liassic, therefore later, under the conditions of a magmatism of sialic "Within-plate" type. On that alignment of alkaline rocks the magmas crossed the crystalline basement and their volcanic products were deposited between the sedimentary deposits from the Liassic continental sea, e.g. those in the Codlea Basin.

The old Kimmerian structures are then partly destroyed by a new oceanic zone of the Carpathians, formed during the Jurassic, in the East Carpathians, occurring a structure which resembles the "triple junctions" ones (Burke, Dewey, 1973). The ruins of the Kimmerian structures are invaded by the Upper Jurassic-Cretaceous Sea and overlain by more recent Mesozoic sedimentary deposits. During the more recent Alpine tectonic movements — when the East Carpathians imbricated structure in the nappes and scales was formed, the Șinca Nouă-Poiana Mărului zone is resumed, thus the Holbav-Poiana Mărului tectonic lines occur, along which the crystalline schists of the Holbav Series, crossed by veins of eruptive rocks, tend to thrust over the Codlea Basin formations, represented by Liassic sedimentary deposits with intercalations of coals and volcanic products corresponding to the rocks from the veins and dykes in the Șinca Nouă-Poiana Mărului zone.

Conclusions

The results of the researches on the eruptive rocks in the Șinca Nouă-Poiana Mărului region point to the following conclusions :

1. The eruptive rocks form a swarm of veins and dykes with different trendings, most of them being parallel or subparallel to the Valea Lupului Fault.
2. The eruptive rocks belong to two characteristic groups — melanocrate and leucocrate — which constitute an alkaline petrologic province, with tendencies to calc-alkaline and subalkaline rocks.
3. Each group of rocks has its petrochemical and geochemical particularities.
4. The melanocrate rocks are assigned to the miyaskitic group of rocks, and the leucocrate rocks to the agpaitic group of rocks. The former resulted from magmas formed in the upper mantle and the latter came from magmas formed by the melting of the sialic materials.
5. The alkaline province was formed under the conditions of the evolution of an "Withinplate" magmatism, subsequent to the old Kimmerian movements.
6. Such magmatic provinces are not too productive in metallogenetic respect, as indicated by the mineralizations poor in basemetalsulphides associated to the veins of eruptive rocks.



REFERENCES

- Airinei S. (1980) Radiografia geofizică a subsolului României, 255 p., Bucureşti.
- Baily D. K., Mac.Donald R. (1970) Petrochemical variations among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. *Contr. Mineral. Petrol.*, 28, 340-351, Berlin.
- Baker B. H., Goles G. G., Leeman W. P., Lindstrom M. M. (1977) Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya. *Contrib. Mineral., Petrol.*, 64, 303-332, Berlin.
- Burke K., Dewey J. F. (1973) Plume-generated triple junctions; key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J. Geol.*, 81, Chicago.
- Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen J. (1974) Igneous Petrology. McGraw-Hill Book Comp., New York, 739 p.
- Cioflica G., Patrulius D., Ionescu J., Udubaşa G. (1965) Ofiolitele alohotone triasice din Munții Perșani. *Stud. cercet. geol., geofiz., geogr. (Geol.)*, 10, 1, 161-182, Bucureşti.
- Dumitrescu I., Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates Roumaines et de leur avantpays. *Ann. Inst. Geol.*, XXXVI, p. 195-218, Bucureşti.
- Gavăt I., Airinei S., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu S., Vencov I. (1983) Structura geologică adâncă a teritoriului R. P. Române după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetice). *Stud. cercet. geofiz.*, 1, 1, 6-34, Bucureşti.
- Gottini V. (1969) Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. *Bull. Volcan.* XXXIII, 3, 1-10, Napoli.
- Hauer F., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate tectonics history of Romania. *G.S.A. Bul.* 85, p. 1329-1440, Boulder, Colo.
- Manilici V. (1956) Studiul petrografic al rocilor eruptive, mezozoice, din regiunea Poiana Mărului-Şinca Nouă. *An. Com. Geol.* XXIX, p. 5-76, Bucureşti.
- Vilceanu P. (1963) Beiträge zum Studium der Effusivgesteine des Codlea-Beckens. *Asoc. Geol. Carpato-Balk. Congr.* V, II, p. 119-122, Bucureşti, 1961.
- Meschendorfer J. (1860) Die Gebirgsarten des Burzenlandes. Programm des evangelischen Gymnasiums zu Kronstadt.
- Micu C. (1969, 1970) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospection for Solid Substances, Bucharest.
- Mrazec L. (1912) Discussions sur la géologie de la Dobrogea du Nord. *C. R. Inst. Geol. Roum.*, III, p. 158-160, Bucureşti.
- Murgoci G. (1912) Étude géologiques dans la Dobrogea du Nord. La tectonique de l'aire Cimmerienne. *An. Inst. Geol. Rom.* VI, II, p. 443-568, Bucureşti.
- Patrulius D., Popa E., Popescu I. (1966) Seriile mezozoice și pînza de decolare transilvană din împrejurimile Comanei. *An. Com. Geol.* XXXV, 397-444, Bucureşti.
- Pearce J. A., Gale G. H. (1977) Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In Jones M. J., "Volcanic processes in orogenesis". *Inst. Mining and Metallurgy and Geol. Soc. Special Publ.*, 7, p. 14-24, London.
- Reinhard M. (1910) Sisturile cristaline din Munții Făgăraș, clina Română. *An. Inst. Geol. Rom.* III, p. 165-223, Bucureşti.
- Rittmann A. (1967) Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. *Geol. Rundsch.*, 57, 277—295, Stuttgart.



- Savu H. (1967) Die mezozoischen ophiolite der rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 11, (1-3), p. 59-70, Budapest.
- (1968) Considérations concernant les relations stratigraphique et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de Roumanie. *An. Com. Géol.*, XXXVI, p. 143-175, București.
 - (1980 a) Ophiolitic rocks and other initial magmatites in the Carpathians. In *Ophioliti*, Roccia Edit. 5, 1, p. 97-104, Bologna.
 - (1980 b) Genesis of the Alpine cycle ophiolites from Romania and their associated calc-alkaline and alkaline volcanics. *Ann. Inst. Géol., Géophys.* LVI, p. 55-77, București.
 - Schuster A. C. (1971) Structura și petrologia șisturilor cristaline din regiunea Șinca Nouă-Holbaș (Munții Făgăraș). *D. S. Inst. geol.*, LVII, 1, p. 89-114, București.
 - Udrescu C. (1975) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance. *Xth Congress CBGA*, IV, p. 214-221, 1973, Bratislava.
 - Udrescu C., Neacșu V. (1980) Structural, petrological and genetic study of the ophiolites from the Niculitel zone (North Dobrogea). *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXV, 1, p. 41-64, București.
 - Udrescu C., Neacșu V. (1981 a) Structure and genesis of diabase complex from Luncavița-Isaccea-Mănăstirea Cocoș zone (North Dobrogea). *D. S. Inst. geol., geofiz.*, LXVII, p. 135-153, București.
 - Neacșu V., Bratosin I. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Săndulescu M. (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al Văii Moldovei. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 5, p. 149-176, București.
- (1980) Analyse géotectonique des chaînes alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, p. 5154, București.
- Schmidt O. (1930) Cercetări geologice în ramificațiunile nord-estice ale Munților Făgăraș. *D. S. Inst. geol., Rom.* XV, p. 15-21, București.
- Sörensen H. (1960) On the agpaitic rocks. *Intern. Geol. Congr. Report*, 21 st. Sess.. Norden Copenhagen, Part. XIII, 319-327.
- Szentpétery S. (1910) Die mesozoischen Eruptivgesteine der südlichen Hälfte des Persanyer Gebirges. *Naturwiss. Muemushefte* IV, 62 p., Cluj.
- Thompson R. N., Esson J., Dunham A. C. (1972) Major element chemical variation in Eocene lavas of the Isle of Skye, Scotland. *J. Petrol.*, 13, 219-253, Oxford.
- Wachner H. (1915) Die Verbindung des Fogarascher und Persanyer Gebirges. *Földt. Közl.*, XLV, 99 p., Budapest.
- Zlobin B. I. (1959) Paragenezis temnovzvetnijih mineralov scelocinijh porod v sviazi s novim virajeniem koeficienta agpaitnosti. *Geochimia*, 5, p. 410—422, Moscova.

QUESTIONS

M. Săndulescu: 1. It is known that the Transylvanian Nappes (with Triassic ophiolites) were emplaced (in other words they reached the zones where



they are found nowadays : Rărău, Hăghimaş, Persani) in the Lower Cretaceous in this respect their origin zone is located west of (interior) the highest nappe with crystalline in the Crystalline-Mesozoic Zone. Do you agree with this paleogeographic model ?

2. Do you know the results of the deep drillings and geophysical works concerning the platforms in front of the Carpathians both in the sector outside the flysch and in the underthrust sector ?

3. Do you consider that the ophiolitic rocks in the Rărău-Hăghimaş and Persani syncline, with an allochthonous position, mark the direction of the suture ?

Answers : 1. At the level of the present-stage knowledge, yes I do.

2. Yes, I do.

3. They indicate the existence of a Triassic oceanic zone, subducted under the East Carpathians and mostly consumed during the old Kimmerian movements, with the obduction of the ophiolites on the Transylvanian microplate ; a first image of the East Carpathians was formed.

The Neojurassic and Cretaceous movements resumed the old structures and formed new structures (nappes) which were pushed farther eastward over the Benioff plane, the present structure being thus outlined. In any case the Triassic ophiolites cannot come from the Mureş Zone where only Jurassic ophiolites are known.

Doina Săndulescu : 1. Have you any data concerning the flows of "melanocrate rocks" as against the "leucocrate rocks" or do you know relationships within the "composite dyke" you sketched in Figure 1 ?

2. Have you other arguments besides the geochemical data (which have not been pointed out by special marks on the figures) to prove the appurtenance of the Bîrsa Fierului massif to the Mesozoic magmatic rocks ?

3. On the hypothetic sketch for the origin place of the magmas you mark a Benioff plane between two sialic plates, on which a "piece" of sial "slided" in the mantle. Do you consider that at that depth, under those conditions of pressure and temperature in the mantle, that "piece" of sial remained so that within the same origin plate of the magmas to imprint, however, the sialic features you assign to the alkaline rocks ?

Answers : 1. The answer is given in the paper.

2. The answer is given in the paper.

3. Such explanations are given in the paper.

Chivu Cristodor : Did the spectral analyses carried out on camptonites and bostonites indicated contents in zirconium or were there samples with reduced contents in zirconium or even absent ?

Answer : All the analysed rocks contain Zr, but it occurs quantitatively around the Clarke values for the rocks similar to those occurring in the Șinca Nouă-Poiana Mărului region.

DISCUSSIONS

M. Săndulescu : Referring to the correlation part of the paper, which deals with problems related to the geodynamic evolution of North Dobrogea and the East Carpathians, we consider it necessary to point out that :

— the Transylvanian Nappes in the Rărău, Hăghimaş and Persani Mountains, the only ones in the East Carpathians including Triassic ophiolites, are superior to the uppermost nappe with a crystalline (the Bucovinian Nappe), and therefore they originate west of it ;



— the basement nappes (with crystalline schists) in the Crystalline-Mesozoic Zone of the East Carpathians extend in the South Carpathians (Făgăraș), having always in the interior the origin area of the Transylvanian Nappes;

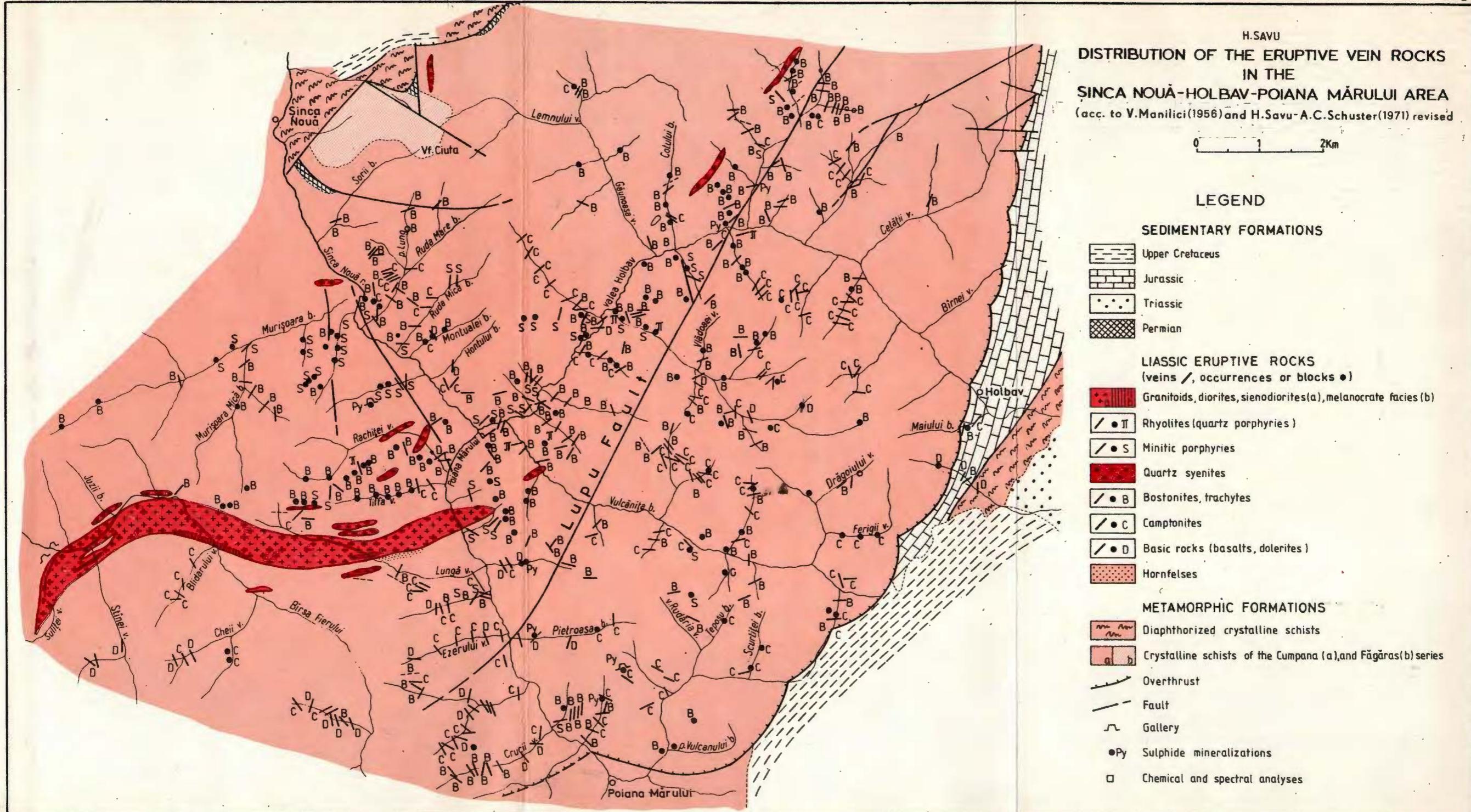
— the drilling and geophysical data indicate that beyond the flysch nappes there are (in a subducted position) elements belonging — up to north of the Trotuș — to the greenschists in Central Dobrogea, therefore to a unit farther west and south-west of the Peceneaga-Câmpina line;

— the ophiolitic area in the Metaliferi Mts is only a part of the oceanic area lying between the sialic Apuseni Mts and the crystalline of the East and South Carpathians; in the Metaliferi Mts there are to be found (in outcrop) remains of the sectors of Jurassic age from the oceanic zone and in other parts remains of the oceanic crust of Triassic age. However, Lupu found in the Metaliferi Mts Triassic sedimentary rocks (olistoliths); it throws a new light on the evolution of the study zone. In these circumstances it is practically impossible that — in the Triassic — the North Dobrogea should be connected with the origin zone of the Transylvanian ophiolites (in the Rarău, Hăgihimăș and Perșani massifs) from which it was mostly separated by a platform and by all the crystalline nappes of the East Carpathians.

H. Savu: Those presented by colleague M. Săndulescu refer to an outlook which does not take into account the latest observations on the structure of the Mureș Zone (South Apuseni Mts). According to that opinion the ophiolites in the East Carpathian nappes could be thrust from the west, from the Mureș Zone. In our opinion they have been obducted on the crystalline basement of the Transylvanian plate (East Carpathian nappes) from the east, from the Siret Ocean, because Triassic ophiolites are to be found both farther northwards in the West Carpathians and farther southwards in North Dobrogea. As mentioned before such rocks are not known in the Mureș Zone (South Apuseni Mountains).



Institutul Geologic al României



1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE



PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICHE

Working Group 3.4.: *The Magmatism and the Metallogenesis Associated to the Epoch of Molasse Formation*

CONTRIBUTIONS TO THE MINERALOGICAL AND PETROCHEMICAL STUDY OF THE IGNIMBRITIC ROCKS FROM THE CODRU-MOMA MOUNTAINS (APUSENI MOUNTAINS)¹

BY

NICOLAE STAN²

Ignimbrites: ignimbritic rhyolites. Permian. Mineralogic study. Petrochemistry. Apuseni Mts. Codru Unit. Codru Moma Mts.

Sommaire

Contributions à l'étude minéralogique et pétrochimique des roches ignimbriques des Monts Codru Moma (Monts Apuseni). La présente note envisage l'étude chimique et minéralogique des roches effusives acides d'âge permien des Monts Codru Moma. Leurs compositions minéralogique et chimique démontrent que ces roches-là sont des rhyolites ignimbriques alcali-feldspathiques.

Introduction

The Permian sedimentary formations from the Apuseni Mountains including acid eruptive rocks have been known since 1861 by Peters (Ianovici et al., 1976).

According to the mineralogical and chemical investigations carried out by Pálfy and Rozlosznik (1939), the Permian acid eruptive rocks from the Codru-Moma Mountains consist of quartz porphyry and porphyrites (lava flows and pyroclastics).

Bleahu (1963) and Dimitrescu (1964) suggest that the quartz porphyry from the Apuseni Mountains could be represented by ignimbrite. This idea is reasserted by Dimitrescu et al. (1965) for the quartz porphyry from the Codru Nappe, at the suggestion of Papiu, who calls the attention to the fact that, generally, the rhyolitic acid lavas could not give rise to widespread lava flows due to their high viscosity.

¹ Paper presented at the Meeting of the Working Group 3.4 on September 24, 1980 at Deva and received in 1980.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București, Romania.



Istocescu and Dimitrescu (1967) pointed out that the quartz porphyry from the north-western part of the Highiș Mountains (Apuseni Mountains) is characterized by the non-homogeneity and devitrification of the groundmass, breccious character, scarce xenoliths and transition between lava and welded tuff. According to the same authors, only a thorough study of the above-mentioned rocks could prove the genuine features belonging to the ignimbrites.

Jude (1971) considers the quartz porphyries from the Bihor Mountains as quartz-keratophyric rocks.

Georgescu et al. (1970, 1973, 1974)³, Säläjan (1970) and Cimpeanu (1970)⁴ described the Permian acid rocks from the Codru-Moma Mountains as quartz porphyry rocks too.

Ştefan (1973)⁵ deals with the study of Permian quartz porphyry from the Bihor Mountains (Apuseni Mountains) and points out some characteristic aspects of the welded tuffs, and in 1979 he decides to call welded tuffs all these Permian acid rocks.

Stan (1977)⁶ agrees with the idea that most of the Permian quartz porphyries from the Codru-Moma Mountains represent real ignimbrites, some of them belonging to welded tuffs.

The great difficulty in establishing the petrographic features of the Permian acid rocks is due to their high sericitization degree, to their intense devitrification of the groundmass as well as to the Alpine dynamic metamorphism undergone by these rocks, which destroyed the primary textures.

The microscopic observation on the "quartz porphyry" from the Codru-Moma Mountains, correlated with its space distribution and thickness, lead to the conclusion that we are dealing with an ignimbritic formation, according to Cook's idea (1966).

Petrography

Rhyolitic ash-flow tuffs are characterized by a porphyric and porphyroclastic structure and microgranular-felsitic, eutaxitic or cryptocrystalline structure of the matrix.

The phenocrysts consist of quartz, alkaline feldspar and biotite; accessory minerals: zircon, sphene and seldom apatite.

The devitrified matrix of the rock is made up of sericite-quartz-feldspar cryptocrystalline aggregates. Under parallel Nicol very often eutaxitic distorted structures as well as fire-like fiammes (more or less flattened) are noticed.

The quantitative participation of the phenocrysts (1-60%), their morphology and size are very significant. The microscopic observation points out that in some specimens are present both large-sized phenocrysts with typical morphology of magmatic rocks and fragments of smaller crystals similar to the volcanic ash. The variation of the phenocrysts/matrix ratio on the one hand and, on the other hand, the presence of magmatic crystals in addition to those of pyroclastic-detrital origin could be considered an outstanding element as regards the definition of these rocks as ash-flow tuffs. Sometimes the rhyolitic tuffs from the Codru-Moma Mountains include xenoliths of about 0.5 cm



in size, made up of quartz sandstones, muscovite and biotite-bearing quartz schist and garnet micaschists.

The magmatic quartz in the form of crystals of about 1-3 mm in size and with xenomorphic habitus display lobed boundaries partially resorbed or crushed. Seldom the quartz presents hexagonal habitus of the crystals as a proof of its formation under high magmatic temperature. Unlike the above-mentioned quartz, the pyroclastic-detrital quartz appears either as small-sized phenocrysts or as microcrystals. Generally it is present as chip shards, sometimes being resorbed. As a matter of fact the pyroclastic-detrital quartz comes from the splitting of the magmatic quartz during the explosion of its flow at the surface together with the other components.

As regards the quartz coming from the devitrification of the fiamme, it has submillimetric size and mosaic-like structure.

Some specimens contain quartz crystals of about 0.04 mm in size which impregnate the matrix and thus the rock gets a silicified aspect. A concentric disposition of the quartz grains could be noticed in places. One may presume the deposition of this quartz which fills the vesicle voids of the tuffs as taking place during a vapour phase activity. Closely related to this vapour phase the quartz gives granophytic textures, both in the matrix and in the alkali-phenocrysts. The presence of submillimetric fissures filled with quartz has been noticed.

Alkali-feldspar appears as phenocrysts of orthoclase, sometimes associated with "chess-board" albite and polysynthetically twinned albite (An_{10-20}) of 1-4 mm in size. It is seldom broken up as compared to the quartz phenocrysts. The K-feldspar is more abundant than the Na-feldspar and sometimes it is converted into kaolinite. Very often the Na-feldspar is lacking. The alkali-feldspar is frequently converted partly or entirely into sericite.

Most alkali-feldspar phenocrysts have a magmatic origin, but some of them might be of metasomatic origin. Microscopically the substitution of some albite crystals by K-feldspar could be distinguished. The secondary origin has been suggested by Jude (1971) for the K-feldspar of the Permian keratophyre from the Bihor Mountains. The orthoclase of secondary metasomatic origin within the ignimbritic rocks from the Codru-Moma Mountains was probably generated during an autometamorphic vapour phase.

The biotite is present in small amounts (0.5-3%), often being resorbed, opacitized or converted into sericite after its baueritization. Seldom the biotite is transformed into chlorite and includes sagenite needles.

Fiamme is made up of glassy fragments and pumice small in size (0.04-2 mm) which are the most characteristic constituents of the rhyolitic tuffs from the Codru-Moma Mountains. Fiamme underwent various devitrification degrees, generally displaying an outstanding non-homogeneity. Microscopic detail on fiamme shows gradual transition of devitrification from the peripheric zone towards the inner one. Thus the outward zone is made up of quartz feldspar intergrowth with felsitic structure, gradually passing to the inner zone with mosaic-like quartz aggregates. In places fiamme is almost uniformly recrystallized.



and appears as spherulites with felsitic structure. Rarely fiamme includes phenocrysts of quartz, biotite and K-feldspar.

The matrix is mostly made up of devitrified volcanic dust with quartz feldspar composition. Sometimes glassy shards exhibit X, Y, U shapes in the matrix. X-ray investigation pointed out the presence of cristobalite.

Under the microscope with parallel nicols eutaxitic structures and distorted fiammes are very obvious. The IR of the fiamme is lower than the IR of the matrix in which it is welded. The latter is very often impregnated with dusty iron oxides. Microscopic observation under the crossed nicols shows a higher sericitization of the matrix than that of the fiamme. This way of sericitization is very characteristic for the ignimbritic rhyolites from the Codru-Moma Mountains. Fiamme and eutaxitic structures are not obviously distinguished in all the thin sections; sometimes their vague contours and even the absence of any contour could be noticed. It is worth mentioning that, in the same thin section, beside zones with eutaxitic structures and fiammes, one can also observe zones without this typical feature. Sometimes the high devitrification is amplified by the autometamorphic vapour phase that effaces the specific features of some welded tuffs. On the other hand, some of these tuffs might not have undergone the welding.

In the north-western part of the Codru-Moma Mountains, along the Șoimușului and Botizei Valleys, prevail the fine-granular ash-flow tuffs, strongly silicified during the pneumatolytic vapour phase. Some of them, obviously indurated due to silicification, are probably non-welded tuffs coming from the deposition of ash flows; such tuffs have been called "sillar" by Fenner. Welded tuffs with fiamme, glassy shards xenoliths and with eutaxitic structure have been very often identified along the Groșilor Valley. This type has a higher amount of albite oligoclase phenocrysts as compared to other kinds of pyroclastic lavas in the region. Along the Târcăia Valley the specific character of the welded tuffs is only partially obvious and even lacks. The ignimbritic tuffs from the Moneasa Valley and the Runcului Hill have very small amounts of crystals ($<1\text{-}5\%$), while in some parts of the Târcăia Valley they bear a higher percentage of crystals ($\sim 50\text{-}60\%$); thus the latter could be named crystal-tuffs. Most of the ignimbrites underwent dynamic metamorphism due to Mesozoic-Alpine thrust Nappes. Thus at Rănușa and along the Moneasa Valley the intensely dynamo-metamorphosed ignimbrites display a schistous structure. In this case, the primary eutaxitic structure has been almost entirely erased or it is very rarely distinguished.

Chemistry

The investigation of the chemical features of the ignimbritic rocks is based on 15 chemical analyses and 17 spectral analyses.

Major Elements

On Table 1 one may notice the following intervals of concentration for the main oxides : $\text{SiO}_2 = 66.08\text{-}78.12\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.04\text{-}17.40\%$;



TABLE I
Chemical Analyses

No	Sam- ple	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	Location
1	101	66.08	16.00	3.06	1.21	0.00	1.91	0.44	1.63	6.87	0.40	0.21	0.00	0.04	2.28	100.14	Văscău village
2	13	66.20	15.71	3.89	2.19	0.00	1.62	0.84	4.15	3.45	0.57	0.14	0.00	0.00	1.39	100.15	Cornului Valley
3	16	66.67	14.66	5.49	2.27	0.00	1.50	0.42	3.61	3.30	0.39	0.28	0.00	0.00	1.56	100.25	Valca Mică Valley
4	102	68.13	15.67	2.38	0.56	0.00	2.00	0.41	0.74	7.00	0.34	0.20	0.00	0.00	2.68	100.11	Văscău
5	17	71.75	17.40	1.04	1.68	0.02	0.03	0.67	0.25	6.70	0.43	0.00	0.00	0.00	0.61	100.76	Hodisel Valley
6	18	71.78	15.56	0.85	1.17	0.00	1.59	0.54	2.03	4.79	0.15	0.00	0.00	0.00	1.90	100.36	Băila
7	19	73.72	15.48	0.38	0.47	0.00	0.41	0.00	0.85	6.86	0.14	0.00	0.00	0.00	1.51	99.82	?
8	128	75.15	13.50	0.86	0.59	0.00	0.20	0.31	2.27	5.77	0.10	0.00	0.00	0.00	1.02	99.90	Șoimului Valley
9	118	75.20	12.71	1.44	0.34	0.00	0.34	0.31	0.97	6.48	0.13	0.08	0.00	0.00	1.42	99.72	Târcăia Valley
10	119	75.68	12.37	1.48	0.23	0.02	0.61	0.34	0.82	6.26	0.13	0.08	0.00	0.00	1.59	99.61	Târcăia Valley
11	38 A	75.89	12.04	0.74	0.10	0.03	0.34	1.68	2.72	5.28	0.20	0.09	0.00	0.06	0.84	100.01	Susani Valley
12	129	76.04	22.65	0.64	0.67	0.03	0.18	0.48	2.36	5.62	0.10	0.10	0.18	0.05	0.73	99.84	Zărzag Valley
13	20	76.23	12.45	0.57	0.87	0.00	0.12	0.02	2.14	5.24	0.18	0.00	0.00	0.00	2.25	100.07	Ples Hill
14	21	77.59	12.47	1.16	0.49	0.00	0.31	0.31	2.38	4.81	0.12	0.00	0.00	0.00	0.71	100.35	Frislop Valley
15	22	78.12	12.24	0.80	0.52	0.00	0.22	0.26	2.39	4.63	0.16	0.00	0.00	0.00	0.71	100.05	Nădăbilești

2, 3, 5, 6, 7, 12, 13, 14 from Pălfy and Rozosznik (1939)
 1, 4, 8, 9, 10, 11, 15 new analyses. Analyst : Cecilia Vasiliu.

$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.38-5.49\%$; $\text{FeO} = 0.10-2.27\%$; $\text{MgO} = 0.03-2\%$; $\text{CaO} = 0.02-0.84\%$ (excepting sample no. 15 which has a very high value, e.g. 1.68%); $\text{Na}_2\text{O} = 0.25-4.15\%$; $\text{K}_2\text{O} = 3.30-7\%$; $\text{H}_2\text{O} = 0.61-2.68\%$.

TABLE 2

Niggli's Parameters and Magma Types

No	Sam- ple	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q_z	c/fm	Magma types
1	101	300.14	42.82	27.97	2.14	27.07	0.74	0.46	91.86	0.07	Granitic-grano-dioritic
2	13	281.15	39.31	30.45	3.82	26.42	0.35	0.36	75.47	0.12	Granitic-grano-dioritic
3	16	290.49	37.63	36.00	1.96	24.41	0.38	0.27	92.86	0.05	Granitic
4	102	339.13	45.96	26.07	2.19	25.79	0.86	0.57	135.98	0.08	Granitic
5	17	401.23	57.33	13.42	4.01	25.25	0.95	0.02	200.25	0.29	Leucogranitic-granitic
6	18	382.77	48.89	21.26	3.08	26.78	0.61	0.59	175.67	0.14	Leucogranitic-granitic
7	19	472.33	58.44	8.26	0.00	33.30	0.84	0.47	239.12	0.00	Leucogranitic
8	128	481.59	50.97	9.23	2.13	37.67	0.63	0.21	230.90	0.23	Leucogranitic
9	118	494.32	49.22	15.26	2.18	33.34	0.81	0.41	260.96	0.14	Leucogranitic
10	119	515.90	49.68	15.21	2.48	32.63	0.83	0.41	285.39	0.16	Leucogranitic
11	38A	471.60	44.60	7.20	11.10	37.30	0.56	0.43	222.00	1.50	Leucogranitic
12	129	501.23	49.13	8.79	3.39	38.69	0.61	0.20	246.46	0.38	Leucogranitic
13	20	540.40	52.00	9.46	0.15	38.39	0.62	0.13	286.86	0.01	Leucogranitic
14	21	524.40	49.66	11.79	2.24	36.31	0.57	0.26	279.14	0.19	Leucogranitic
15	22	553.18	51.08	9.66	1.97	37.30	0.56	0.24	303.97	0.20	Leucogranitic

Niggli's parameters (see Table 2) show that ignimbritic rhyolites belong to the following magma types : leucogranitic magma (9 samples), leucogranitic-granitic magma (2 samples), granitic magma (2 samples) and granitic-granodioritic magma (2 samples).

On Streckeisen's QAP diagram (Fig. 1) the ignimbrites from the Codru-Moma Mountains are located within the alkali-feldspar rhyolitic domain (10 samples), while the other rocks are projected within the rhyolitic domain (3 samples), quartz-alkali-feldspathic trachytes domain (1 sample) and in rhyodacitic fields (1 sample).

The ignimbritic rhyolites show an intermediary alkaline character with obvious alkaline tendency (see alk-al diagram, Fig. 2) and semi-salic-salic (see al-fm diagram, Fig. 3).

The ignimbritic rhyolites are poor and even very poor in $\text{Fe}^{''} + \text{Fe}''$, but enriched in alkali (Fig. 4).

The potassium prevails over the sodium and the calcium is present in a small amount (Fig. 5).



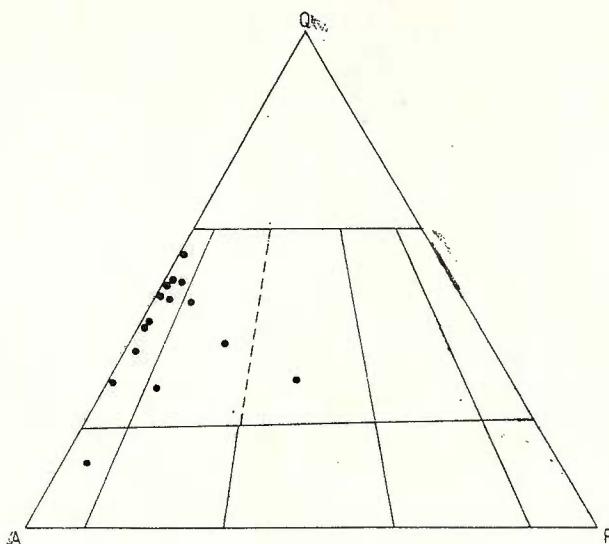


Fig. 1. — Streckeisen's *Q-A-P* diagram.

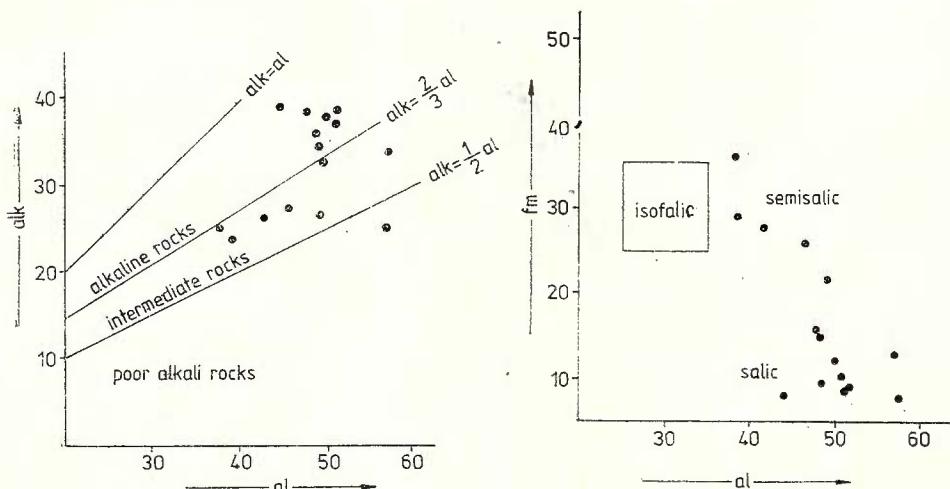


Fig. 2. — *al-alk* diagram.

Fig. 3. — *al-fm* diagram.



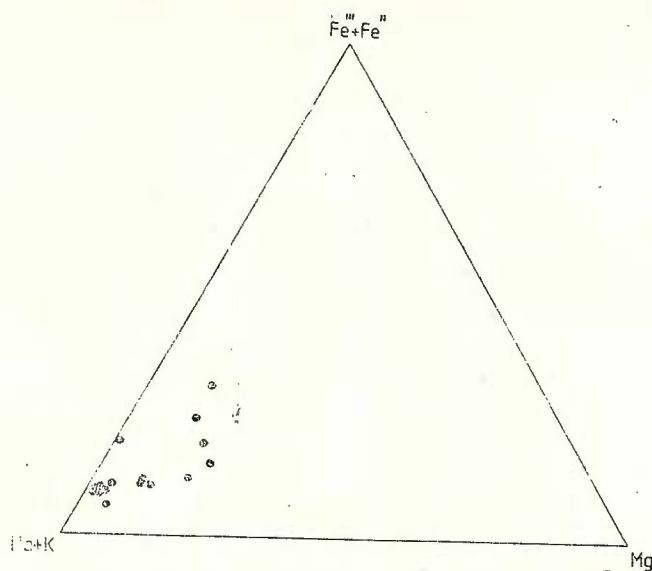


Fig. 4. — $\text{Fe}'' + \text{Fe}'$ — $\text{Na} + \text{K}$ — Mg diagram.

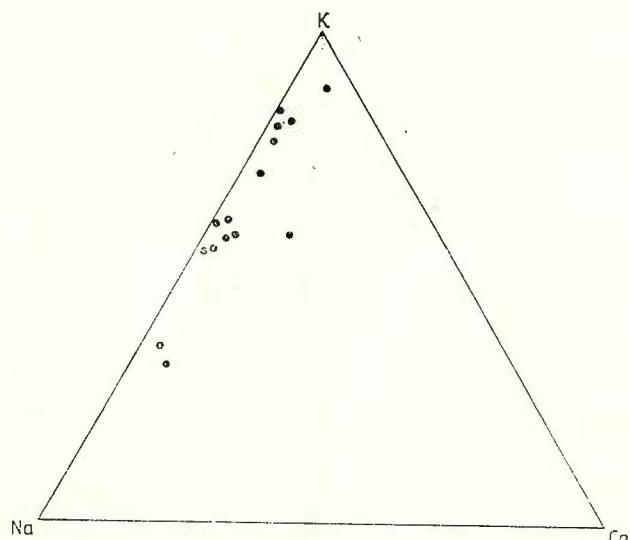


Fig. 5. — K — Na — Ca diagram.



Trace Elements

On the whole, the values of the trace elements for the alkaline-rhyolitic ignimbrites from the Codru-Moma Mountains (Tab. 3) are similar to the values obtained for the same type of rocks from the other regions (Tab. 4). It is to be mentioned that the alkali-feldspar rhyolitic ignimbrites from the Codru-Moma Mountains are poorer in Ba and Sr and richer in Y, Yb, Be as well as in B and Sn. The smaller amount of Sr could be explained by the lack of the calcite plagioclase. The existence of an autometamorphic-pneumatolytic vapour phase during the flowing of the ash "nuée ardente" could be responsible for the relative enrichment in Y, Yb, Be, B and Sn.

TABLE 3
Trace elements (ppm)

No	Sam- ple	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	La	Nb	Be	Zr	Ba	Sr	Li	B
1	101	8	3.5	24	8.5	6	8	4.5	24	12	72	8[5	110	20	2.7	530	145	320	170	
2	102	7	5	24	9.5	6	6.5	4.5	20	8.5	52	5.5	66	20	4.6	400	500	15	21	220
3	128	18	3.5	23	14	4	ndt	ndt	4	5	44	4.6	ndt	20	4.6	110	135	12	48	65
4	118	11	3	20	10	4	8.5	ndt	4.5	5.5	56	7	ndt	23	4	155	280	ndt	34	68
5	119	11	3	19	10	5	6.5	ndt	4	4.5	53	6	ndt	16	4	110	310	ndt	72	
6	38A	24	8.5	18	6	4.5	ndt	1	ndt	6.5	46	5.7	42	ndt	3.6	150	1250	52	32	30
7	129	17	5	23	14	3.5	ndt	ndt	3.5	4.5	43	4.4	ndt	16	4.6	95	160	17	110	32
8	31A	9	45	22	24	7	7	6	15	5.5	19	1.1	ndt	14	10	72	240	14	45	60
9	32A	5	12.5	18	9	6	5.5	2	18	5	53	5	35	12	4.5	170	450	38	44	37
10	33A	6	9.5	22	9.5	4	6	1.5	5	4.5	44	4.6	30	16	3	140	380	12	34	28
11	43A	6	10	23	9	3	ndt	2	5.5	4	82	8	35	16	5.8	115	60	ndt	52	38
12	45A	3.5	11	15	11	4	5.5	5.5	7.5	4	53	5.5	ndt	20	4	70	44	ndt	33	35
13	60A	15	11	20	8.5	3	6.5	2	9.5	3	24	2.1	ndt	13	3.3	170	460	38	34	ndt
14	64A	11	8.5	22	8	3	5	1.5	7	5	40	6.2	75	20	3.2	260	400	ndt	90	38
15	72A	5	14	18	9	7.5	11	3	10	5	42	2.8	34	16	4.4	110	280	ndt	47	110
16	87A	9	18	17	7.5	2.5	10	2.5	13	4.5	37	3.4	65	13	3.0	145	290	ndt	57	78
17	103A	12	28	19	9	2	5.5	ndt	3	4	45	4.8	<30	10	3.7	95	85	ndt	50	
limits of detection									2	1	3			30	10			10		30

Analyst : Constanța Udrescu

Conclusions

The alkali-feldspar rhyolitic ignimbrites from the Codru-Moma Mountains are represented by welded tuffs and non-welded tuffs. They consist of pumice glassy fragments or shards and phenocrysts of quartz alkaline feldspar and biotite. Both the matrix and the pumice fragments show different devitrification degrees. The sericitization is mostly developed within the groundmass. Both the sericitization and the devitrification are due to the autometamorphic-pneumatolytic vapour phase. The escaping of the volatiles after the deposition of the volcanic ash flow led to its porous structure and silicification. The tri-



TABLE 4
Trace Elements (ppm) Comparative Values

Element	Alkali-feldspar ignimbritic rhyolites (17 samples) Codru Moma	Rhyolitic lavas (20 samples)	Ignimbritic rhyolites (11 samples)	Rhyolitic welded tuffs (5 samples) Wason Park-Colorado (from Ratté and Steven, 1967)
		Taupo-New Zealand volcanic zone (from Ewart et al., 1968)		
Ba	44–500; 1250	760–1080	870–1070	1000–2000
Be	2.7–5.8; 10	ndt	ndt	1–2
Co	ndt–11	ndt	ndt	ndt
Cr	ndt–6	ndt–3.9	ndt–3.3	1–3
Cu	3–28	1.8–6.1	2–12	3–7.6
Ga	15–24	11–21	14–21	10–30
La	ndt–110	19–31	ndt–29	55–100
Nb	ndt–23	ndt–14	ndt	ndt–30
Ni	2–7.5	ndt	ndt	ndt
Pb	3–24			4–48
Sc	3–12	0.6–5.3	3.6–5.2	ndt–10
Sr	ndt–52; 320	41–131	94.9–169	200–720
V	ndt–24	1.3–12	3.3–23	20–44
Y	19–82	17–40	11–28	25–40
Yb	1.1–8.5			2.5–3
Zr	70–530	80–210	100–185	200–340
Li	21–110	13–48	9.2–100	.

dymite, hypothetically deposited under this condition, has been converted into quartz. The chess board albite has been partly replaced by secondary K-feldspar during the same autometamorphic phase. The magmatic orthoclase comes from the sanidine. The high temperature conditions under which the K-feldspar arose are proved by the appearance of the hexagonal quartz crystals.

Alpine dynamic metamorphism gives rise to a more or less obvious schistosity of the ignimbritic rocks. According to Dimitrescu et al. (1973) "the green porphyritic tuffs" are in fact ignimbritic rocks strongly metamorphosed. The Alpine dynamic metamorphism caused the gradual increase of the metamorphism in the Permian sedimentary deposits, while the ignimbritic rocks have been retromorphosed. Under the strong intensity of dynamic metamorphism, the ignimbritic rocks — considering the mineralogical paragenesis — underwent a metamorphism under the greenschist facies.

Taking into account the values of chemical analyses, one may consider the ignimbritic rocks from the Codru-Moma Mountains as having an alkali-feldspar rhyolitic character.

Their maximum thickness reaches about 200 m and they develop in the Apuseni Mountains (Bihor, Codru-Moma and Highiș) on an area of approximately 4000 km² (Istocescu, Dimitrescu, 1967).

All these elements, namely the petrographic structure, configuration of deposits, extension and thickness in the field point out that Permian acid rocks from the Codru-Moma Mountains belong to an ignimbritic formation. For this reason we suggest to call them alkali-feldspar rhyolitic ignimbrites instead of "quartz porphyry".

3, 4, 5, 6 Unpublished data.



REFERENCES

- Bleahu M. (1963) Corelarea depozitelor paleozoice din Munții Apuseni. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr.* V, III/1, p. 75-79, București.
- (1965) Harta geologică a României, scara 1 : 100 000, foaia Moneasa, Inst. Geol., București.
- Istocescu D., Diaconu M. (1971) Formațiunile preneogene din partea vestică a Munților Apuseni și poziția lor structurală. *D. S. Inst. geol.*, LVII/5, București.
- Cook E. F. (1966) Paleovulcanology. *Earth-Sci. Rev.*, 1/2-3, p. 155-174.
- Dimitrescu R. (1959) Le volcanisme permien en Roumanie. *Geol. Rund.* 48, p. 172-179. Stuttgart.
- (1964) Contribuții la cunoașterea evoluției geomagnetice a Munților Apuseni. *D. S. Com. Geol.* XLIX/1, p. 129-137, București.
- Bordea S., Puricel L. (1965) Sur la structure du Paléozoïque de la région Arieșeni. *D. S. Com. Geol.* LI/1, p. 351-364, București.
- Iorga N., Covali G. (1973) Les porphyres quartzifères permiens de la nappe de Codru des monts Bihor-Gilău. *D. S. Inst. geol.*, LIX/1, p. 175-184, București.
- Enlows H. E. (1955) Welded tuffs of Chiricahua National Monument, Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* T. 66, n. 10, Baltimore, p. 1215-1246.
- Ewart A., Taylor S. R., Anette C. Capp (1968) Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand. *Contr. Mineral and Petrol.*, 18, p. 76-104, Canberra.
- Gilbert C. M. (1938) Welded tuff in eastern California. *Bull. Geol. Soc. Am.* 49/12, p. 1829-1862.
- Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Ed. Acad. R.S.R., p. 98-115, București.
- Istocescu D., Dimitrescu R. (1967) Studii geologice în partea de nord-vest a Măsivului Highiș cu privire specială asupra eruptivului permian. *An. Sc. Univ. Al. I. Cuza*, sect. II, 13, p. 17-21, Iași.
- Jude Lidia (1971) Contribuții la cunoașterea feldspațiilor din unele keratofire cuarțifere. *Anal. Univ. Buc.*, XX, 9-15, București.
- Pálfy M., Rozloznik P. (1939) Geologie des Bihar-und Bélergebirges. *Geol. Hung. Ser. Geologica* 7, p. 1-200, Budapest.
- Ratté J. C., Steven T. A. (1967) Ash Flows and Related Volcanic Rocks Associated with the Creede Caldera, San Juan Mountains, Colorado. *Geol. Survey Prof. Paper* 524H, p. H₁-H₅₈, Washington.
- Ross C. S., Smith R. L. (1961) Ash Flow Tuffs: Their Origin, Geologic Relations and Identification, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 366, Washington.
- Sălăjan I. (1970) Studiul geologic și petrografic al părții centrale din Munții Codru Moma cu privire specială asupra mineralizației urano-molibdenifere. Teză de doctorat (Rezumat), Cluj-Napoca.
- Ștefan A. (1980) Studiul petrografic al părții de est a masivului eruptiv Vlădeasa. *An. Inst. geol., geofiz.*, 55, București.



EXPLANATION OF PLATES

Plate I

- Fig. 1. — Fiamme (f). Sericitized matrix with eutaxitic structure. Voids (black) filled with quartz deposited during a vapour phase. Groșeni Valley. N +, 10 X.
- Fig. 2. — Fiamme (f) slightly devitrified. Eutaxitic matrix. Quartz and albite phenocrysts. Archișel Valley. N +, 10 X.
- Fig. 3. — Detail on the groundmass consisting of quartz-feldspar-sericite. Glassy shards with U, Y, X-shape. Fiamme (f), orthoclase (Or). Tărcăița Valley. N ||, 30 X.
- Fig. 4. — Typical eutaxitic structure. Scarce phenocrysts ; hexagonal quartz (q) ; orthoclase slightly sericitized (Or). Runcu Hill. N +, 10 X.

Plate II

- Fig. 1. — Pumice with concentric channels ; they have been filled with quartz during the vapour pneumatolytic phase. Șoimi Valley. N +, 10 X.
- Fig. 2. — Orthoclase phenocrysts (Or) replaced by quartz (q) and sericite (Se) along the cleavage. The granophytic texture of the matrix can be noticed. Șoimi Valley. N +, 30 X.
- Fig. 3. — Flattened and partly devitrified fiamme (f). Left side above a magmatic quartz phenocryst (q) can be distinguished. Rănușa. N +, 10 X.
- Fig. 4. — Fiamme (f) with inclusions of albite (A), quartz (q) and opaque minerals. Tărcăița Valley. N +, 30 X.



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

STRUCTURA CRISTALINULUI AUTOHTON
DIN PARTEA VESTICĂ A MUNTILOR GILĂULUI¹

DE

RADU DIMITRESCU²

Metamorphic rocks. Mesometamorphic rocks. Someș Series. Lower Terrigenous Formation. Leptynitic-amphibolitic Formation. Upper Terrigenous Formation. Arada Formation. Vendian. Lower Cambrian. Microtectonics. Mesoscopic folds. Apuseni Mts. Bihor Unit. Gilău Massif.

Abstract

Structure of the Autochthonous Crystalline in the Western Part of the Gilău Mts. The Someș Series was subdivided into the following formations: 1) Lower Terrigenous Valea Coșuri Formation (biotite- or garnet-bearing micaschists, paragneisses with oligoclase porphyroblasts); 2) Leptynitic-amphibolitic Giurcuța Formation (micaschists, amphibolites, leptynites); 3) Upper Terrigenous Formation (micaschists, quartzites). The Vendian-Lower Cambrian Arada Formation (sericite-chlorite, chlorite-albite, amphibole schists, porphyroids, graphite schists) lies in transgression on the Lower Terrigenous Formation.

Istoric

Seria de Someș a fost separată inițial în cuprinsul fundimentului cristalin al Munților Apuseni de către Dimitrescu (în Bleahu, Dimitrescu, 1957). Subdivizarea acestei serii, în teritoriul situat la est de masivul granitic al Muntelui Mare, s-a realizat pentru prima oară de Borcoș (în Borcoș, Elena Borcoș, 1964; în Ianovici et al., 1969), distingându-se un complex al paragnaiselor, un complex al șisturilor cuartitice și un complex al micașisturilor.

La vest de granitul de Muntele Mare, Ignat (1974) și Cîmpeanu (în Patrulius et al., 1973; Ștefan et al., 1974; Papaianopol et al.,

¹ Predată la 27 martie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 30 martie 1981, comunicată în ședință din 12 mai 1981.

² Universitatea „Al. I. Cuza”, Calea 23 August, 20 A, Iași.



1977) separă de asemenea un complex al micașisturilor inferioare (Sm_1), un complex al rocilor cuarțo-feldspatice (Sm_2) și un complex al micașisturilor superioare (Sm_3).¹

În perimetrul Poiana Horea, primele date de ordin cartografic (1959, 1960) se datorează lui I. Hanomolo și Antoaneta Hanomolo (în Bleahu, Dimitrescu, 1963).

Cercetări geologice, rămase în arhivă, au mai fost efectuate în nord-vestul munților Gilăului de către Panaite, Biță și Hurezeanu (1973) și de Panaite și Biță (1974, 1975).

A) Seria de Someș

Cercetările noastre de teren, efectuate în vederea redactării foii 1 : 50.000 Poiana Horea (Bleahu et al., 1980) au durat trei ani (1977, 1978 și 1979). Ceea ce ne-a izbit și pe noi, ca și pe autorii care ne-au precedat, a fost nota aparte introdusă în masa de micașisturi, aparent monotonă, a seriei de Someș, de către un pachet cu frecvențe intercalătii de roci cuartitice și cuarțo-feldspatice. În plus față de antecercetători, am remarcat asocierea sistematică a acestor roci cu intercalătii amfibolitice. Pe de altă parte, din discuțiile purtate cu V. Dornsiepen cu ocazia Simpozionului de Corelare a Precambrianului (Cluj-Napoca, 1978), am putut lua cunoștință de conceptul „formațiunilor leptino-amfibolitice“ utilizat de către școala lui H. J. Zwart de la Leiden, și am fost în măsură a-i găsi o aplicare imediată în terenurile metamorfice ale țării noastre, aşa cum a făcut și Kräutner (1980).

Ca rezultat al celor spuse, pe foaia geologică 1 : 50.000 Poiana Horea, al căruia „text explicativ“ ar putea fi considerată parțial comunicarea de față, seria de Someș a fost împărțită într-o formăjune terigenă inferioară, o formăjune leptino-amfibolitică și o formăjune terigenă superioară (Bleahu et al., 1980).

1. *Formațiunea terigenă inferioară de Valea Coșuri* cuprinde cea mai mare parte a terenurilor cristalofiliene aparținând seriei de Someș, la vest de masivul granitic de Muntele Mare. Descrierea petrografică, petrochimică și petrotectonică a seriei de Someș făcută de noi anterior (Dimitrescu, 1966) se referă exclusiv la această formațiune. Ea este constituită dintr-un pachet de micașisturi deschis pe o grosime de cel puțin 6000 m și în care, în mod cu totul caracteristic, se intercalează numeroase nivele subțiri de paragnaise micacee cu porfiroblaste de oligoclaz, denumite de noi anterior șisturi cu albă și granat (Dimitrescu, 1966) și asupra căroră ne-a atras prima oară atenția Gherasi în 1958. Asemenea nivele sunt cel puțin 10-15 la număr (pe valea Coșuri, la W de Horea, ele se observă deosebit de bine) și o cartare de un grad și mai amănuntit de detaliere ar mai putea pune în evidență și altele; multe au fost trecute cu vederea de alți geologi (ca și de noi înaintea semnalării lor de către Gherasi) deoarece porfiroblastele, de maximum 1,5 mm diametru, sunt de cele mai multe ori cît gămălia de ac și nu se trădează deloc pe fețele de șistozitate ale fragmentelor, ci doar pe spărturile transversale.



Caracterul oligoclazic (cca 23% An) și nu albitic al porfiroblastelor de plagioclaz din aceste paragnaise a fost stabilit prin determinări la masa universală făcute de către Ciornei (1978); el se poate surprinde și din relieful foarte slab al indivizilor microscopici.

Chimismul paragnaiselor cu oligoclaz ar putea situa aceste roci în cadrul metatufitelor keratofirice (Dimitrescu, 1966), dar unele din ele au caracter microscopice de metagrauwacke (valea Coșuri). Roci din acest tip nu au mai fost întâlnite de noi în celelalte subdiviziuni ale seriei de Someș.

În extremitatea superioară a Formațiunii de Valea Coșuri (ultimii 500 m) se intercalează pe alocuri în sectorul Giurcuța-Ciurtuci, lentile de șisturi cuarțo-feldspatice, anunțând oarecum caracterul formațiunii care îi succede. Tot în partea superioară a Formațiunii de Valea Coșuri, cam la baza ultimei mii de metri, se situează singurele două lentile de calcare și dolomite cristaline (parțial silicificate) din întreg perimetruul foii: la S de vîrful Petreasa (comuna Horea) și pe Someșul Cald la Smida. Cunoaștem pînă în prezent doar o a treia lentilă de calcar cristalin în seria de Someș, și anume la cabana Someșul Rece.

Cea mai mare parte a formațiunii terigene de Valea Coșuri este metamorfozată în zona cu granat; două analize ale acestui mineral-index, recoltat la W de comuna Horea (Dimitrescu, Ioachim, 1972) arată o compoziție predominant almandinică (61-63%), cu conținut mai redus de pirop (12-14%) și spessartin (6-8%). Această compoziție se corelează cu caracterul oligoclazic al plagioclazului din paragnaise, situind metamorfismul regional primordial al formațiunii terigene infericare în cadrul faciesului almandin-amfibolitic. Neexistînd însă amfibolite intercalate în această formațiune pe foaia Poiana Horea, nu putem cunoaște caracterul plagioclazului din aceste roci, care ar fi determinant pentru intensitatea metamorfismului. Imediat la S există două lentile de amfibolite pe foaia Avram Iancu (Dimitrescu et al., 1977); am arătat că plagioclazul lor este albitic (Dimitrescu, 1966), ceea ce se poate datora însă și retromorfismului.

Spre izvoarele Someșului Cald, în sectorul Ic Ponor, micașisturile și paragnaisele formațiunii terigene inferioare nu mai conțin nici granat, nici relicte ale acestui mineral, din care cauză pe foaia Arieșeni (Hanomolo, în Bleahu, Dimitrescu, 1963) ele fuseseră atașate seriei de Arada, care apare efectiv ceva mai spre W. În prezent le-am trecut seriei de Someș, trasînd o izogradă a biotitului, omogenitatea litologică în raport cu aceasta și contrastul litologic față de seria de Arada fiind prea marcate.

Pentru a termina descrierea formațiunii de Valea Coșuri trebuie să mai menționăm prezența unui nivel discontinuu de micașisturi cu turmalină care se urmărește din Poiana Calului prin Scorușet pînă în pîrul Strungilor; el nu-a fost separat pe harta tipărită, semnificația lui nefiindu-ne clară.

Toate micașisturile și paragnaisele formațiunii descrise, ca și dealtfel ale întregii serii de Someș la W de granitul de Muntele Mare, poartă urma unui retromorfism regional care produce cloritizarea generală a granatului și a biotitului (în special acesta din urmă nu se mai întâlnește decît rareori proaspăt). Acest retromorfism nu este cantonat



numai în sectorul Horea și de aceea ne-ar veni greu a delimita un anumit pachet diaftoritic, aşa cum au făcut Giușcă, Savu și Borcoș (Iancovici et al., 1969) și cum propune Kräutner (1980); sănsem de părere că pentru un asemenea pachet, chiar dacă ar fi separabil, nu ar trebui utilizată denumirea de „Arada“, pentru a nu produce confuzii cu sensul dat de noi acestei denumiri (Bleahu, Dimitrescu, 1957) cu zece ani înainte.

2. Formațiunea leptino-amfibolitică de Giurcuța, având cca 1250 m grosime, se urmărește din valea Someșului Cald la Giurcuța de Sus pînă în valea Belișului în aval de Ciurtuci, acoperind formațiunea de Valea Coșuri și continuîndu-se mai departe spre sud, sub forma unui sinclinal culcat și apoi pensat pînă la izvorul văii Ploștinii, affluent al Aradei. În micașisturile cu granat banale se intercalează mai multe niveli de zeci de metri (excepțional chiar de sute de metri) grosime de gnaisă cuarțo-feldspatice și de cuarțite feldspatice, uneori și de cuarțite aproape pure, roci pe care în ansamblu, conform redefinirii făcute de Cogné și von Eller (1961), le-am denumit cu termenul general de leptinite. Pachetului respectiv de roci i se asociază un singur nivel aproape continuu de amfibolite, pe care-l putem denumi *nivelul de Monoșei*, după valea cu cariera în care se exploatează aceste roci. Amfibolitele sunt constituite dintr-o hornblendă fină, uneori aciculară, din oligoclaz care are pe alocuri tendință de a se dezvolta porfiroblastic și din cantități variabile de epidot, provenind pe alocuri dintr-un plagioclaz mai bazic; cuarțul nu apare deloc sau doar în cantități cu totul neînsemnante. Ca mineral diaftoritic, pe lîngă epidot mai apare uneori în aceste roci cloritul (pennin). Compoziția chimică a amfibolitelor corespunde unui tip magmatic gabbroid (Dimitrescu, Murariu, 1981).

Leptinitile sunt de fapt un grup de roci cu caracter variabil în anumite limite, mergînd de la gnaisă bogate în feldspați potasici și sodici pînă la cuarțite aproape pure, legate destul de frecvent în teren prin tranziții gradate; muscovitul este totdeauna prezent în mici cantități, alături de foarte puțin clorit. Unele cuarțite feldspatice au caracterul petrochimic sedimentogen arcozian cert (Dimitrescu, Murariu, 1981), altfel este probabil că derivă din tufuri acide aşa cum a arătat Losert (1971), desă structuri blastoporfirice nu am putut identifica. În ansamblu, formațiunea leptino-amfibolitică cuprinde deci, pe lîngă roci sedimentogene, produsele metamorfozate ale unui vulcanism bimodal. Si formațiunea de Giurcuța este retromorfozată regional (cloritizarea biotitului, granaților și amfibolilor, descompunerea plagioclazului mai bazic în oligoclaz și epidot).

Formațiunea leptino-amfibolitică se regăsește în munții Vlădeasa, Plopis și Mezeș, în complexul rocilor cuarțo-feldspatice SM₂ separat de Ignat și Cîmpeanu (în Patrulius et al., 1973; Ștefan et al., 1974; Papaianopol et al., 1977). Personal, poate că am deplasat unele limite între complexe aşa cum au fost trasate pe foile 1 : 50.000 Remeți, Ciucea și Plopis, pentru a păstra asocierea rocilor leptinitice cu cele amfibolitice în cadrul aceleiasi formațiuni. Ne întrebăm însă dacă ceea ce a fost separat pe foaia Ciucea (nu și pe foaia Plopis) ca complex al micașisturilor inferioare nu ar reveni mai degrabă în cea mai mare parte



tot formațiunii leptino-amfibolitice, date fiind numeroasele intercalări de amfibolite și de gnais leucocrate fine (metatufuri acide) figurate de autori în acest complex.

3. *Formațiunea terigenă superioară* acoperă formațiunea leptino-amfibolitică în colțul nord-estic al foii Poiana Horea, în sectorul fostului sat Giurcuța de Jos. În micașisturile cu granat bazale se mai intercalează unele nivale leptinitice; formațiunea este deschisă pe o grosime de peste 2600 m și nu scapă nici ea diaforezei. Este echivalentă complexului micașisturilor superioare Sm_3 separat de Ignat (1974) și Cimpeanu (Patrulius et al., 1973; Stefan et al., 1974; Papaianopol et al., 1977).

4. *Ortognaise granodioritice* cu aspect de gnais lenticularare sunt intruse în cele trei formațiuni ale seriei de Someș, pe de o parte de Someșul Cald, la N de Giurcuța de Sus (4 corpuri), pe de altă parte la Costești (un corp) — pe foaia Avram Iancu (Dimitrescu, 1966), sub forma unor filoane concordante. Microscopic, structura lor este hipidiomorf-granulară iar textura este gnaisică, având uneori caracter blastomilonitice. Pe lîngă cuarț apar oligoclazul (cca 15% An), bogat maclat, și cantități subordonate de albăt în scîndură de săh precum și ceva pertit; sunt prezente ambele mice, în cantități reduse.

B) Seria de Arada

În cadrul teritoriului foii 1 : 50.000 Poiana Horea, seria de Arada (cu o grosime de peste 2600 m) apare la cele două extremități, sud-estică (comuna Horea) și nord-vestică (izvoarele Someșului Cald), prezentindu-i cu dezvoltare identică. În masa de șisturi sericitoase și cloritoase cuarțitice, frecvent cu biotit, apar nivale foarte persistente pe direcție de șisturi clorito-albitice (tufogene bazice și tufitogene), de amfibolite și șisturi amfibolice (metabazite), de porfiroide (metariolite ignimbritice), de șisturi albe cuarțo-feldspatice (hâlfelinta, metatufuri acide) de șisturi grafitoase (numai la Horea) și de șisturi cuarțo-albitice asemănătoare celor din seria de Biharia (numai la N de Măgura Vinătă). Legat de acestea din urmă, în firul Someșului Cald apare un afloriment de gnais ocular cu microclin, de tipul celor cunoscute în seria de Muncel (Dimitrescu, 1973). Petrografia, petrochimia și petrotectonica acestei serii au fost tratate de noi în lucrări anterioare (Dimitrescu, 1966; Ianovici et al., 1976). Ea este aproape identică cu seria de Bistra (Ianovici et al., 1969), dar credem că denumirea utilizată de noi are prioritate (Bleahu, Dimitrescu, 1957).

La izvoarele Someșului Cald, rocile seriei de Arada sunt metamorfozate în zona cu biotit; la Horea, în sud-est, după o zonă cu biotit de cîteva sute de metri grosime urmează zona cu clorit care se continuă pe cîteva mii de metri grosime, spre S, spre Albac (foaia Avram Iancu). În metatufurile acide cît și în cele bazice ale zonei cu biotit, plagioclazul este tot un oligoclaz cu 15-25% An iar în unele șisturi amfibolice se mai conservă conținuturi de 55-68% (Ciornei, 1978). În zona cu clorit, plagioclazul este un albăt oriunde apare, inclusiv în șis-



turile amfibolice, și este frecvent însoțit de epidot. Albitul apare local și în zona cu biotit. La fel ca și rocile seriei de Someș, și rocile seriei de Arada, metamorfozate în faciesul șisturilor verzi, sunt în ansamblul lor polimetamorfice, fenomenul putindu-se pune în evidență doar pînă la izograda biotitului, prin cloritzarea acestui mineral index, transformarea amfibolilor în actinot și clorit și apariția menționată mai sus a albitului. Reamintim de asemenea nivelul de micașisturi cu granați clorizați de la partea superioară a seriei de Arada, urmărit de la E de Albac pînă la N de Bistra (Dimitrescu, 1966; Dimitrescu et al., 1974, 1977).

La izvoarele Someșului Cald, seria de Arada ia contact cu formațiunea de Valea Coșuri prin intermediul unei falii direcționale. La Horea, aceeași serie stă normal peste formațiunea terigenă inferioară, aparent tranziția fiind gradată. Din această situație rezultă în mod necesar poziția transgresivă a seriei de Arada peste seria de Someș așa cum a fost susținut de către Giușcă, Savu și Borcoș (Ianovici et al., 1969); discordanța ar fi însă, în opinia noastră, mai degrabă premetamorfică.

Există și o altă soluție a problemei, și anume echivalarea seriei de Arada cu formațiunea leptino-amfibolitică de Giurcuța, soluție preferată de M. Panaite (comunicare verbală), dar la care nu ne-am opriți, dat fiind că deosebirile predomină asupra asemănărilor litologice, acestea din urmă fiind reale de altfel (diferența în grad de metamorfism nu este însă un argument contrar echivalării, în ochii noștri). Echivalarea sărăcă de dificultăți și în explicarea repariției seriei de Arada, cu caractere identice, la Izvoarele Someșului. Problema merită însă a fi studiată în continuare.

Am arătat cu altă ocazie că vîrsta seriei de Arada revine Vendianului și Cambrianului inferior, putîndu-le depăși în ambele sensuri (Ianovici et al., 1976).

Seria de Arada este identică cu seria epizonală de Mezeș, descrisă de St. Cîmpeanu și Nadia Cîmpeanu (1968), Ignat (1974) și figurată pe foaia Ciucea (Ștefan et al., 1974), după ce fusese separată de noi la E de Ciucea (Dimitrescu, 1959).

C) Tectonica

1) Elemente structurale mezoscopice planare

a) Tectonica B_1 a stratificației premetamorfice $S_0 = S_1$ este foarte greu de reconstituire. Sunt însă cîteva sectoare (valea Belișului aval de Ciurtuci, valea Belișului, amonte de Poiana Horea; valea Călineasa, valea Someșului Cald — la Smida) în care se poate observa că șistoziitatea principală care iese în evidență în toată regiunea nu este decît o foliație axială a unor vechi cute mezoscopice aplatizate B_2 ale stratificației, în mare parte obliterate, mergîndu-se uneori pînă la transpoziție. Ele sunt vizibile uneori și în secțiuni subțiri sub forma unor șarniere milimetrice puse în evidență de mice.

b) Întreaga imagine structurală a regiunii este dominată de șistoziitatea S_2 , care are deci caracterul de foliație axială; ea determină



orientarea aproape a tuturor mineralelor metamorfice: mica, cuart, amfiboli.

2) Elemente structurale mezoscopice lineare

a) Un prim sistem de elemente lineare este dat de un bogat ansamblu de crenulații, striații filitice și, mai rar, de lineații minerale (amfiboli, clorit) L_3 cu o orientare predominantă NS, putind avea o dispersie pînă la N 15° E-N 15° W.

Congruente cu acest sistem ne apar și unele axe de cute mezoscopice B_3 ale șistozității S_2 , ele putîndu-se observa uneori chiar în același eșantion sau afloriment împreună cu crenulațiile.

b) Un al doilea sistem de elemente lineare B_4 este format dintr-o serie de cute mezoscopice cu axe orientate N $40-60^{\circ}$ E, lipsite de cele mai multe ori de crenulații congruente.

Uneori se observă în același afloriment unghiul dintre aceste cute și crenulațiile L_3 ; cu totul exceptional se poate întîlni coexistența unor cute mezoscopice din cele două sisteme.

3) Cute macroscopice

Așa cum rezultă din harta foliațiilor S_2 , principala cută care afectează regiunea este sinclinalul normal Poiana Horea-Piatra Fulgerată, orientat NE-SW și avînd o cădere axială pronunțată către NE. În axul lui apar formațiuni pînă la cea terigenă superioară inclusiv.

Spre sud-est, sinclinalul este flancat de anticlinalul Piatra Rea, deversat spre SE, urmat de sinclinalul Monoșei-Ploștina, deversat și el spre SE în porțiunea sa nord-estică; direcția acestor două cute este tot NE-SW iar afundarea lor axială rămîne tot nord-estică.

La izvorul Ploștinei și între izvorul Petresei și Chicera Negrului, în axul sinclinalului este pensată o fișie de leptinite; spre N se adaugă și alți termeni ai formațiunii leptino-amfibolitice.

La Mătișești, sinclinalului Ploștina îi mai urmează anticlinalul paralel al Curcii.

La W de sinclinalul Poiana Horea-Piatra Fulgerată se poate trasa anticlinalul normal Smida, avînd orientarea NNE-SSW.

Cutele mezoscopice B_4 sunt congruente cu cutele macroscopice descrise mai sus formînd deci împreună un sistem F_4 ; pe valea Belișului în aval de Ciurtuci, avînd caracterul de cute „parazite”, ele ajută chiar la stabilirea caracterului de flanc invers între anticlinalul Piatra Rea și sinclinalul Monoșei. Pe de altă parte, pe flancul vestic al anticlinalului Smida, localele inclinări estice care se pot întîlni arată pretutindeni datorită cutelor mezoscopice „parazite” (drag-folds) că direcția de „sus” este totdeauna spre NW.

În ansamblu putem concepe teritoriul studiat ca o zonă anticlinorîială, la cele două extremități — nord-vestică și sud-estică — peste seria de Someș suprapunîndu-se cea de Arada.

Pronunțatele afundări axiale nord-estice ale cutelor F_4 însotite de căderi nordice ale elementelor lineare mezoscopice se opresc la o rampă (linie de zero) orientată cam EW, care se poate trasa la S de creasta



principală morfologică Ursoaia-Petreasa. La S de aceeași rampă, elementele lineare capătă o înclinare sudică conformă cu plonjul sud-vestic al cutelor macroscopice.

Tectonica F_4 ne-o imaginăm contemporană cu retromorfismul regional și ar putea fi de vîrstă hercinică. Din experiența altor regiuni ale Munților Apuseni, credem că și elementele lineare L_3 - B_3 sunt hercinice, dar mai vechi.

Formarea șistozitatii regionale S_2 ca foliație axială sau de transpoziție a unei cutări și mai vechi este probabil anterioară sistemului L_3 și sincronă cu metamorfismul mai vechi, caledonian, al seriilor de Someș și Arada. Dacă mai există încă un metamorfism și mai vechi (pre-baikalian, Ianovici et al., 1969 ; dalslandian, Kräutner, 1980), aceasta rămîne după părerea noastră de domeniul ipotezelor.

4) Tectonica disjunctivă

Examinarea minutelor de teren ca și a aerofotogramelor (cu ajutorul colegului S. Bordea) a pus în evidență mai multe sisteme de fracturi de vîrstă post-mezozoică. Cele mai lungi falii sunt orientate NE-SW ; pe două dintre ele s-au amplasat și filoane banatitice, și anume riolite pe fală care delimită grabenul Someșului Cald și andezite pe fală Gîrzii, care se prelungesc pînă în vîrful Vîrfului. Un filon de andezite orientat tot NE-SW a mai fost descoperit de Ciornenei, cu ocazia lucrării sale de diplomă (1978), la E de valea Ploștinii.

Un al doilea sistem de falii, mai numeroase dar ceva mai scurte, este orientat NW-SE.

În sfîrșit, mai este distinct în regiune și un sistem de falii orientat EW. O stabilire a unei succesiuni între cele trei sisteme de fracturi se izbește însă de dificultăți ; probabil că unele dintre falii au jucat de mai multe ori.

Concluzii

Considerăm în final că subdivizarea în trei formațiuni a seriei de Someș, realizată de alții autori, se confirmă, formațiunea mediană avînd caracterul leptino-amfibolitic. Se confirmă de asemenea poziția transgresivă a seriei de Arada peste seria de Someș, privită anterior cu scepticism de către autor ; rămîne de stabilit însă dacă această transgresiune e însoțită sau nu de o discordanță în raport cu un metamorfism antecaledonian. Pentru aspectele în care nu au intervenit elemente noi fie direct, fie indirect (vîrsta formațiunilor metamorfozate, vîrsta metamorfozelor), ne abținem să expunem din nou poziția noastră. De asemenea, în mod intenționat nu ne referim la corelări cu partea răsăriteană a masivului Gilău, care se găsește încă în lucru în momentul de față.



BIBLIOGRAFIE

- Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni (cu privire specială asupra Cristalinului și Mezozoicului). *Anal. Rom.-Sov. (Geol.-Geogr.)*, 2, 29-42, București.
- Dimitrescu R. (1963) Harta geologică a României scara 1 : 100.000, foaia Arieșeni, Inst. Geol., București.
 - Dimitrescu R., Bordea S., Bordea J., Mantea G. (1980) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, foaia Poiana Horea, Inst. geol. geofiz., București.
- Borcoș M., Borcoș E. (1964) Cercetări geologice și petrografice în regiunea de la izvoarele văilor Iara și Șoimul. *D. S. Inst. geol. XLIX/2* (1961-1962), 15-29, București.
- Ciornei I. (1978) Lucrare de diplomă în arhiva Facultății de Biologie-Geologie, Iași.
- Cîmpeanu Șt., Cîmpeanu N. (1968) Geologia și petrografia zonei cristaline între valea Iadului și valea Drăganului. *D. S. Inst. geol. LIII/3* (1965-1966), 39-55, București.
- Cogné J., von Eller J. P. (1961) Défense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorrr.*, XIV/2, 59-40, Strasbourg.
- Dimitrescu R. (1959) Notă asupra geologiei regiunii Ciucea. *D. S. Com. Geol. XLII* (1954-1955), 43-47, București.
- (1966) Muntele Mare. Studiu geologic și petrografic. *An. Com. Geol. XXXV*, 165-239, București.
 - (1973) Notă asupra unor gnaisse oculare din seria de Muncel. *Stud. cerc. geol.* 18/1, 29-32, București.
 - Ioachim Gr. (1972) Contribuții la cunoașterea granațiilor din partea de sud-vest a masivului Muntele Mare. *D. S. Inst. geol. LVIII/1* (1970-1971), 33-43, București.
 - Bordea J., Bordea S. (1974) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50.000 foaia Cîmpeni. Inst. geol., București.
 - Bleahu M., Lupu M. (1977) Harta geologică a R. S. România scara 1 : 50.000 foaia Avram Iancu, Inst. geol. geofiz., București.
 - Murariu T. (1981) Notă asupra petrochimiei unor sisturi cristaline din seria de Someș. *Anal. St. Univ. „Al. I. Sahia“ (Geol.-Geogr.)*, XXVII, Iași.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Academiei R.S.R., 1-742, București.
- Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976) Geologia Munților Apuseni. Ed. Academiei R.S.R., 1-632, București.
- Ignat V. (1974) Geologia și petrografia părții de sud a Munților Mezeș, *D. S. Inst. geol. LIX/1* (1972), 207-230, București.
- Kräutner H. (1980) Lithostratigraphic correlation of the Precambrian of the Romanian Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.* LVII, București.
- Losert J. (1971) On the volcanogenous origin of some Moldanubian leptynites. Kristallinikum 7, Praha.
- Panaite M., Biță I., Hurezeanu E. (1973) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecții pentru substanțe minerale solide, București.

- Biță I. (1974, 1975) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București.
- Papaianopol I., Popescu A., Cîmpeanu Șt. (1977) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50,000 foaia Plopiș. Inst. geol. geofiz., București.
- Patrulius D., Popa E., Cîmpeanu Șt., Orășanu Th. (1973) Harta geologică a R. S. România, foaia Remetei. Inst. geol., București.
- Ștefan A., Ignat V., Cîmpeanu Șt., Popescu B., Istrate Gh., Orășanu Th. (1974) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50,000, foaia Ciucea. Inst. geol. geofiz., București.

ÎNTREBĂRI

I. Balintoni. 1. Puteți preciza succesiunile paragenetice în cele două serii cristaline ?

2. Structura plicativă a cristalinului nu ar putea fi corelată cu deformări alpine ?

Răspuns : 1. În afară de transformările oligoclaz-albit (\pm epidot), hornblendă-actinot și biotit-clorit nu am stabilit mai în detaliu succesiunile paragenetice.

2. Sinclinalul (sininformă) principal Poiana Horea are un traseu diferit și face un unghi ascuțit cu sinclinalul mezozoic Apa Caldă, aşa că, deși am căutat o corelare, nu aş putea afirma vîrstă alpină a celui dintîi. Si afundările axiale sănt de sens opus.

T. Berza : 1. Prin ce este dovedit caracterul primar al elementului mezosinic notat $S_{0.1}$?

2. Prin ce este argumentată polaritatea stratigrafică prezentată ?

3. Caracterul transgresiv al seriei de Arada este documentat printr-un nivel bazal particular ?

Răspuns : 1. Caracterul primar al elementului planar S_0 nu este de fapt demonstrat ; elementul este marcat prin suprafete mai bogate în mice.

2. Polaritatea stratigrafică prezentată nu este de fapt dovedită, ci doar presupusă.

3. În seria de Arada nu am putut stabili o anumită succesiune, aşa că nu avem repere stratigrafice.

STRUCTURE DU CRISTALLIN AUTOCHTONE DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DES MONTS DU GILAU

(Résumé)

La série mésométamorphique de Someș a été divisée en trois formations. La formation terrigène inférieure de Valea Coșuri (> 6000 m) est constituée par des micaschistes, à nombreuses intercalations de paragneiss micacés à porphyroblastes d'oligoclase. Vers la partie supérieure de la formation on connaît deux lentilles de calcaires cristallins. La plus grande partie de la formation de Valea



Coșuri appartient à la zone à grenat almandin ; vers l'ouest, une zone à biotite a pu être séparée. Cette formation, comme d'ailleurs la série de Someș tout entière, porte l'empreinte d'un rétromorphisme régional qui produit la chloritisation générale du grenat et de la biotite.

La formation léptino-amphibolitique de Giurcuța (1250 m) est caractérisée par de puissantes intercalations de leptynites métatufogènes et métakosziennes (gneiss quartzo-feldspathiques et quartzites feldspathiques), de quartzites et d'amphibolites, dans la masse de micaschistes à grenat. À côté de roches sédimentogènes, cette formation comprend donc les produits métamorphisés d'un volcanisme bimodal.

La formation terrigène supérieure comprend des micaschistes à intercalations de quartzites ± feldspathiques.

Quelques petits filons d'orthogneiss granodioritiques, à l'aspect de gneiss lenticulaires, sont intrusifs dans les trois formations de la série de Someș.

La série d'Arada, comprenant des schistes sériciteux et chloriteux, à intercalations de schistes à chlorite et albite, de schistes amphiboliques, de porphyroïdes, de métatufs acides et de schistes graphiteux, recouvre en transgression la série de Someș, et notamment la formation terrigène inférieure ; la discordance pourrait être pré-métamorphique.

La macrostructure de la région est caractérisée par des plis F_1 de la schistosité régionale à direction NE-SW et à pendage axial vers le NE, partiellement déversés vers le SE.

Font partie du même système des plis mésoscopiques, parfois à caractère de „microplis parasites“ (drag-folds).

Un système plus ancien de linéations L_3 a l'orientation N-S. La schistosité régionale S_2 elle-même représente une foliation axiale des plis B_2 de la stratification initiale, en grande partie oblitérée ou transposée.





Institutul Geologic al României

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

ASUPRA GENEZEI GRANITULUI DE ALBEŞTI¹

DE

ION GHEUCA, IOAN DINICĂ²

Albești Granite. Granulitic rocks. Lithostratigraphy. Marker level. Eclogites. Petrogenesis. Anatexis. Recrystallization. Thermodynamics. East Carpathians. Crystalline-Mesozoic Zone. Brașov Mts — Leaota. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Iezer Mts.

Abstract

On the Genesis of the Albești Granite. The Albești Granite, of stratiform type, represents a marker level within the lithostratigraphic sequence of the Leaota Series all over its outcropping area (about 600 km²). The occurrence of eclogites in the metamorphic pile and the generation of garnet at the biotite-plagioclase contact within granites (reaction characteristic of granulitic rocks) point to the genesis of granite by anatexis and crystallization *in situ*, under thermodynamic conditions which correspond to the interference area of the eclogitic, granulitic and amphibolitic facies (Ps=10-12 kb, T=700-800°C).

Parte intrinsecă a cristalinului Leaotei, granitul de Albești a fost abordat de cercetătorii anteriori din punct de vedere mineralogic, petrografic, precum și al relației cu mineralizațiile din regiune. Relațiile geometrice cu metamorfitele au fost tratate relativ sumar, afirmațiile făcute fiind că corpurile de granite sunt întruzive, admitîndu-se atât situații de concordanță cât și de discordanță. Cercetările noastre ne-au dus la concluzia că acest granit, cu o constanță remarcabilă a trăsăturilor chimice, mineralogice, petrografice și structurale, se placează la un nivel stratigrafic riguros respectat în aria cercetată. Demonstrarea acestui fapt, relația cu rocile înconjurătoare cât și considerațiile de ordin genetic și termodinamic ce decurg din această situație formează subiectul lucrării de față.

¹ Depusă la 15 mai 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 18 mai 1981, comunicată în ședința din 26 mai 1981.

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



Istoric

Prima semnalare a unui granit în aria cristalinului Leaotei a fost făcută de Toula (1897) la Albești.

În teza sa de doctorat Popovici-Hatzeg (1898) semnalează mai multe puncte de aflorare a granitului în partea de vest a masivului Leaota, menționând și pe cel de la Albești, și face cîteva observații petrografice. Astfel, remarcă pentru prima dată prezența enclavelor șistuoase rotunjite. Dintre minerale remarcă biotitul, abundență, cu incluziuni de zircon și apatit, muscovitul fiind considerat secundar, format pe seama biotitului; feldspatul, „aproape indeterminabil”, îl presupunea fi ortoză; cuartul, în plaje mari, prezintă extincție ondulatorie. Mai observă că granitele sunt situate numai în rocile metamorfice, roci care nu trec la sedimente de vîrstă cunoscută.

Reinhard (1909) este cel care dă acestor apariții de granite numele de granit de Albești. Mai tîrziu (1912), el dă o descriere petrografică amănunțită a lor, precizînd că feldspatul potasic este preponderent un microclin, că plagioclazul, care este un oligociaz, este puternic descompus, că biotitul este singura mică primără și că are o bandă de granat pe margine, că muscovitul este secundar, format pe feldspatul plagioclaz.

Gheocalescu (1917), făcînd o cartare detaliată a zonei Bratia-Dragoslavele, descrie granitul de Albești în succesiunea șisturilor cristaline, lucru care se evidențiază în hartă și în secțiunea geologică, dar nu trage nici o concluzie de ordin stratigrafic, încadrînd granitul de Albești în „rocile de adîncime” (probabil intrusive). El semnalează pentru prima dată faciesul marginal laminat, numindu-l gnais granitic.

Streckeisen (1934) distinge microscopic ortoza, cu extincție ondulatorie, și consideră plintul ca fiind format pe cordierit (pseudo-morfoză). El admite formarea granitelor de tip Albești în legătură cu mișcările orogenice prealpine și subliniază apartenența lui exclusivă la cristalinul Leaotei.

Gherasi (1956) pune prezența coroanei de granați a biotitului la contactul cu plagioclazul pe seama unor condiții de presiune ridicată. Data fiind prezența faciesurilor masive și gnaisice, intruziunea granitelor este plasată la sfîrșitul mișcărilor tectonice, acestea fiind considerate granite cinematice tardive. Tot acum este semnalată pentru prima dată prezența eclogitelor în șisturile cristaline de Leaota.

Gherasi și Dimitrescu (1964) consideră că granitele de Albești formează corpuri filoniene concordante sau discordante în raport cu șisturile cristaline. Disting megoscopic două tipuri caracteristice: granite de culoare alb-cenușie și granite de culoare roz. Textura gnaisică să ar datora unei laminări, foliația imprimată fiind paralelă cu direcția filoanelor eruptive. Microscopic se remarcă microclin pertitic, plagioclaz, cuart, biotit, ultimul cu o ramă de granat fin. Pentru prima dată se pun în evidență fenomene de contact termic, semnalîndu-se corneene micacee granatifere cu prezența sillimanitului și corneene amfibolice.

Gherasi et al. (1966) reiau afirmațiile de mai sus, precizînd în plus că: feldspatul potasic este reprezentat prin ortoză, pertit, mai rar microclin; aureola de granat în jurul biotitului, fenomen considerat de endocontact, denotă o adîncime apreciabilă de punere în loc a corpu-



rilor granitice ; corneenele amfibolice cu piroxeni sunt de tip eclogitic și conțin pe lîngă alte minerale disten ; corporile de granite străbat atât seria de Cumpăna, cît și amfibolitul bazal și zona de Lerești — Tâmaș ale seriei de Leaota.

Gherasi et al. (1970), descriind eclogitele din punctele Valea lui Dăniș și Bughița Albeștilor, conchid că „este frapant că acestea din urmă (eclogitele n.n.) sunt localizate în particular acolo unde dyk-uri de granite străpung nivelul amfibolitelor bazale“. Se presupune o încălzire locală spre 700°C. Prezența granatului în granite ar corespunde unei presiuni ridicate, respectiv unei adîncimi considerabile de cristalizare.

Popovici (1978), pe baza vîrstelor maxime K/Ar de 535 m.a., respectiv 545 m.a., plasează intruziunea granitelor de Albești în orogeneza assyntică.

Metamorfitele seriei de Leaota

Analiza relației dintre granit și metamorfitele cristalinului Leaotei din aria cercetată ne obligă la o descriere oricără de sumară a acestora din urmă. Conform cercetărilor noastre ele constituie o stivă continuă — seria de Leaota (*sensu* Popovici, 1978) în care se disting două formațiuni caracteristice : formațiunea de Voinești și formațiunea de Lerești.

Formațiunea de Voinești cuprinde o stivă de depozite terigene alcătuite preponderent din paragnaise, deschise pe o grosime stratigrafică de peste 1000 m. Partea cea mai profundă a formațiunii, în care, datorită lipsei unor repere clare, nu am putut face separații litostratigrafice, este alcătuită din paragnaise cu diverse variații, mai mult sau mai puțin micacee, cu intercalații de gnaise oculară sau ocelare și cu iviri cu totul neînsemnante de amfibolite.

Către partea superioară se pot separa cîteva repere litostratigrafice :

- orizontul gnaiselor oculară superioare. Este reprezentat prin cîteva benzi de grosimi variabile de gnaise oculară, intercalate într-un interval de maximum 100 m grosime în paragnaise. Întrucît, cum am văzut mai sus, gnaise oculară apar și în zonele mai profunde, acest nivel se distinge în contextul prezentei repere stratigrafice imediat superioare ;

- granitul de Albești se prezintă ca un nivel aproape continuu la 50-150 m deasupra gnaiselor oculară superioare, avînd grosimi variabile de la 0 la maximum 50 m. Descrierea sa amânuntită, precum și a relațiilor cu rocile înconjurătoare, le vom face în capitolul următor :

- orizontul micașisturilor și al amfibolitelor. Deasupra granitului secvența se continuă cu micașisturi și paragnaise micacee cu amfiboli „garben“ adesea cloritizați, frecvent cu granați, în care, către partea superioară, se găsesc intercalate : amfibolite (\pm granați) ; gnaise albe ; roci eclogitice asociate amfibolitelor.

Acstei roci intercalate se întâlnesc aproape pe fiecare profil ca pachete variabile ca număr și grosime (de la cîțiva metri la decimetri), exceptînd rocile eclogitice care aflorează numai în cîteva puncte. Pe



alocuri, la partea superioară a acestui orizont apar intercalații de sisturi cuartitice și chiar cuarțite.

Grosimea orizontului este de 100-200 m. El prezintă o constantă remarcabilă pe toată aria cercetată și, se pare, pe toată aria cristalinului Leaotei. În acest orizont este cuprins ceea ce a fost numit „amfibolitul bazal“ (Gherasi, Dimitrescu, 1964).

Formațiunea de Lerești

În continuitate de sedimentare urmează roci cu caracter calcosodic pregnant și cu un deficit marcat de potasiu, o secvență monotonă de sisturi sericito-cloritoase și clorito-sericitoase cu porfiroblaste de albît, în care se intercalează nivele subțiri de amfibolite, îndeosebi la partea inferioară, și de sisturi cloritoase care conțin uneori magnetit. Gherasi și Dimitrescu (1964) susțin o origine terigen-vulcanogenă bazică a acestei formațiuni.

În ceea ce privește relația dintre cele două formațiuni, continuitatea lor stratigrafică este fără echivoc, ea rezultând din considerente de ordin geometric și stratigrafic. Semnalăm că încă Popovici-Hatzeg (1898) a remarcat concordanța perfectă între cele două formațiuni (încadrante atunci la grupul I și grupul II). Dealtfel Dimitrescu și Borcoș (1972) conchid, pe baza măsurătorilor paleotermometrice efectuate pe cele două formațiuni, că „nu există dovezi peremptorii ale unei discordanțe metamorfice corespunzînd transgresiunii seriei de Leaota“ (aici seria de Leaota sensu Gherasi, Dimitrescu, 1964).

Descriere petrografică

Granitul de Albești se dezvoltă sub forma unui nivel aproape continuu în poziția stratigrafică menționată. Structura sa este holocristalină, echigranulară, local fanerocristalină, datorită feldspatului potasic care poate atinge dimensiuni de cîțiva centimetri.

Macroscopic se remarcă cuartul albăstrui, feldspatul, cenușiu, cînd este proaspăt, sau albicioas cînd este alterat superficial, și biotitul, care se prezintă în cristale hexagonale bine dezvoltate sau în cuiburi izometrice.

Textural apare sub două aspecte extreme: unul masiv — în centrul nivelului numai atunci cînd grosimea acestuia este mai mare de cîțiva metri, și altul gnaistic pe margini. Între aceste două aspecte trece rile sint gradate. De obicei în granitile gnaistice mineralul preponderent este cuartul, cu aceeași culoare albăstruie, biotitul fiind dezvoltat fie în granule cu contur hexagonal, fie în plaje alungite sau benzi, vizibile pe foliația de laminare, situație în care este însotit și de sericit.

În granitul masiv se întâlnesc frecvent enclave de paragnaise biotitice, în general de dimensiuni decimetrice, cu contururi rotunjite, ovoidale. Atunci cînd textura gnaistică a enclavelor se păstrează, se remarcă orientarea haotică a acestora. Culoarea întotdeauna mai închisă și granulația mai mică a enclavelor sunt o caracteristică constantă.



Studiul microscopic al granitului de Albești a pus în evidență o remarcabilă constanță a compoziției mineralogice cît și a aspectelor structurale și texturale. El confirmă parageneza simplă vizibilă macroscopic, compoziția principali primari fiind cuartul, plagioclazul, feldspatul potasic, biotitul și granatul. Ca minerale accesori apar apatitul, zirconul și mineralele opace. Alături de acestea mai apar mica albă, sericitul și cloritul. Sillimanitul este menționat de cercetătorii anteriori însă el pare a fi legat de evenimente ulterioare formării granitului și apare numai sporadic.

Cuartul se dezvoltă în granule mari, xenomorfe, cu extincție puțernic ondulatorie. În granitele laminate se constată zdrobirea marginală a granulelor de cuart, care rămân alungite pe direcția laminării, sau se transformă cu totul într-un mortar cu structură în pavele sau zimțată.

Feldspatul potasic este prezent în cantitate variabilă. Cercetătorii anteriori îl menționează ca fiind fie ortoză (Popovici-Hatzeg, 1898; Streckeisen, 1934), fie microclin (Gherasi, Dimitrescu, 1964), fie ambele varietăți în coexistență (Reinhard, 1912; Gherasi et al., 1966; Chirică et al., 1978). În acord cu observațiile anterioare, feldspații potasici din granitul de Albești au aspecte microscopice variate. Astfel, apariția maclarii în grătar este capricioasă, de la situații în care aceasta lipsește, la situații în care este bine evidențiată. În mod asemănător, determinările de $-2V$ au arătat valori foarte diferite, uneori chiar în aceeași secțiune subțire cuprinsă între 30° și 80° , cel mai frecvent între 40° și 70° ; cîteva determinări ale unghiului de extincție $Ng : \perp$ (010) au arătat valori de 5° - 10° . Pe baza acestor date considerăm că feldspatul potasic din granitul de Albești reprezintă un microclin intermediar.

Plagioclazul este prezent întotdeauna în rocă dar în diferite grade de alterare, care împiedică determinarea compoziției sale. El are un aspect tulbure, fiind saussurizat, iar uneori este aproape complet opac datorită unor cristale fine, alungite, cu relief ridicat, probabil de minerale epidotice. Atunci cînd este hipidiomorf, caracter des întîlnit, apare cu o bordură de albit mai limpede, aspect care a fost interpretat ca o zonare inițială. Popovici (1973) l-a determinat într-o secțiune în care plagioclazul nu a fost complet transformat, ca fiind oligoclaz. Menționăm că și noi am întîlnit frecvent în secțiuni plagioclaz de compoziția oligoclazului bazic.

Într-o secțiune din granitul de pe Bughița Albeștilor am determinat chiar un plagioclaz de compoziția andezinului. În această secțiune (pl. II, fig. 1) plagioclazul nu este alterat. El este hipidiomorf și are un aspect tulbure cu o culoare slab brună. Spre margini devine limpede, transparent. În nicolii în cruce se confirmă existența unei borduri albite, în timp ce miezul cristalului, pe fondul unei extincții globale, prezintă totuși „pete” cu altă extincție, determinată de orientarea optică diferită a unor mici indivizi. Aceștia au o compoziție identică cu a cristalului de bază având în vedere relieful identic cu cel al fondului. Este posibil ca acest aspect să fie datorat unor recristalizații în condițiile unor fenomene nedistructive care au acționat asupra rocii.



Biotitul se prezintă de obicei proaspăt, în cristale idiomorfe sau hipidiomorfe. Adesea el suferă efecte de deformare evidențiate prin îndoirea planelor de clivaj sau chiar prin ruperea cristalelor (pl. IV, fig. 1, 2). Deseori conține incluziuni bine dezvoltate de zircon, care dă aureolele pleocroice caracteristice. Mai include, de asemenea, apatit precum și minerale opace. Pleocroismul este foarte accentuat în tonuri de la brun închis la brun-roșcat deschis. În unele secțiuni se remarcă un biotit alterat, destrămat, pe care se formează sericit.

Un fenomen deosebit este apariția unei coroane de granat la contactul dintre biotit și plagioclaz (pl. II, fig. 1 a, b, c). Deși a fost menționată prezența granatului și la contactul biotitului cu cuartul se constată, totuși, că cel mai adesea reacția nu se produce decât în prima situație.

Apariția coroanei de granat a fost remarcată pentru prima dată de Reinhard (1912). Gherasi et al. (1966) o pun pe seama reacției: biotit + anortit = granat + diopsid + ortoză, reacție citată după Turner (1949), și menționează că fenomenul se întâlnește în rocile granulitice care au suferit o scădere lentă de temperatură și o descărcare simultană de sarcină.

Biotitul este singura mică primară întilnită în granit. În granitele laminate sau în cele alterate se remarcă deseori apariția micei albe, în unele secțiuni fiind vizibil procesul incipient de formare a acesteia pe seama biotitului (pl. IV, fig. 1, 2). Prin această transformare și prin apariția, în alte situații, a penninului pe seama biotitului, se elimină fierul care formează pelicule de oxizi dispuse atât la marginea cristalelor cît și pe planele de clivaj, sub formă de minerale opace.

În granitele cu textură orientată se remarcă apariția unor benzi de laminare cu o grosime mai mare sau mai mică, alcătuite în special din plagioclaz acid în granule mărunte alungite după direcția laminării. Aceste benzi par a se fi format prin distrugerea mecanică a plagioclazului, cu formarea sericitului și albitului (pl. II, fig. 2). La formarea acestora este antrenat și biotitul, parțial transformat în mică albă și orientat conform laminării. Alteori el rămîne sub formă de cristale rotunjite în care se văd efecte de deformare.

Feldspatul potasic apare în benzile de laminare fie sub formă de ochiuri milimetrice, fie mai mărunt și cu contur neregulat, inclusiv celealte minerale.

Laminarea biotitului duce la apariția unor benzi alcătuite aproape exclusiv din sericit.

La contactul enclave-granit și foarte rar la contactul cu paragnaisele limitrofe se dezvoltă o structură microcristalină, cuprinzînd cuart, plagioclaz, biotit, muscovit, granat, uneori sillimanit. Cel puțin în parte, granatul este secundar, format de asemenea pe seama reacției dintre biotit și plagioclaz. Ele au fost interpretate ca fiind corneene (Gherasi et al., 1966).

Analiza mineralogică modală a granitului de Albești este greu de realizat datorită transformărilor suferite de mineralele primare în decursul unei istorii îndelungate și complicate. Puține sunt secțiunile în care transformările să nu fi produs mutații importante în raporturile relative dintre minerale. Astfel, muscovitul și sericitul nu sunt minerale



primare ci se formează pe feldspat sau pe biotit. Granatul este de asemenea secundar, uneori însă și primar. O altă dificultate se leagă de granulația relativ mare a rocii, ceea ce face ca raporturile cantitative dintre minerale în secțiuni să nu fie reprezentative.

Analiza petrochimică

Au fost analizate chimic un număr de șase probe localizate după cum urmează : 2161 — pîrîul Stației, affluent drept al văii Brătei ; 6501 — valea Pravăt — Dragoslavele ; 6600 — Valea Mare ; 1181 — dealul Sîrbului (Voinești) ; 1132 — Valea lui Trandafir ; 7210 — affluent drept al văii Bughea la nord de drumul spre Albești (tab. 1).

Alături de acestea, am adăugat spre comparație patru analize chimice ale unor gnais și micașisturi din formațiunea de Voinești : 1, gnais ocular, valea Vija ; 2, micașist cu muscovit, valea Tîbra ; 7, gnais cuarțo-feldspatic, valea Vija ; 8, gnais ocular, valea Tîbra (tab. 2).

Calculul parametrilor Niggli (tab. 3) situează granitul de Albești în chemotipul de magmă repakiwi din grupul magmelor leucosienit-granitice, seria potasică.

Din punct de vedere al relațiilor *al-fm* (fig. 1) și *al-alk* (fig. 2) tipul de magmă virtual care a dat naștere granitului de Albești se placează între cîmpul magmelor salice și al celor semisalice, respectiv în jurul limitei dintre cîmpul magmelor intermedier alcaline și al celor relativ slab alcaline.

Calculul parametrilor *QLM* (tab. 4) prin formulele stabilite de Niggli (Burri, 1959) și proiecțarea lor (fig. 3) situează probele analizate în cîmpul rocilor suprasaturate în silice, punctele grupindu-se pe o arie restrînsă.

În sfîrșit parametri *QAP* calculați din valorile CIPW (tab. 5) se proiectează în triunghiul *QAP* în cîmpul granitelor (fig. 4).

Ca o concluzie la acest capitol sănt de remarcat :

- omogenitatea spațială a granitului ;
- asemănarea din punct de vedere chimic cu rocile înconjurătoare analizate ;
- caracterul aluminos și relativ slab alcalin.

Interpretarea observațiilor. Geneză

Din cele expuse anterior este de reținut că :

1, granitul de Albești se placează consecvent la același nivel stratigrafic în toată aria cercetată. Nu se observă nicăieri semne ale intruзиunii acestui granit de la un nivel inferior ; de asemenea nu se observă nicăieri apofize ale granitului în rocile înconjurătoare ;

2, granitul de Albești prezintă o constantă remarcabilă a trăsăturilor chimice, mineralogice, petrografice și structurale atât în suprafață cât și pe grosime (nu luăm aici în considerație laminarea marginală care — cum vom arăta mai departe — este un proces subsecvent formării sale) ;



TABELUL 1
Analizele chimice ale granitelor

Nr. probă	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	MnO ₂	P ₂ O ₅	Total	Rc ₂ O ₃	H ₂ O
6600	69,45	17,23	0,575	2,06	1,77	1,62	1,33	2,46	3,06	0,40	0,04	0,166	100,31	4,02	0,52
6501	69,09	17,46	0,487	1,94	1,70	1,63	1,00	2,76	3,16	1,43	0,032	0,138	100,83	2,82	0,32
1181	69,98	16,56	0,590	1,31	2,17	1,36	1,10	2,51	3,51	0,24	0,042	0,170	99,36	3,69	0,40
2161	70,00	13,70	0,750	1,65	1,77	2,20	1,30	2,40	3,90	1,69	0,060	0,130	—	—	0,10
1132	70,52	14,16	0,487	1,76	1,85	1,22	1,50	1,50	4,66	2,51	0,024	0,186	100,36	3,82	0,34
7210	72,46	16,58	0,375	slđ	2,74	1,50	0,50	3,01	3,00	0,53	0,028	0,144	100,86	3,01	0,32

Analist : Didina Nacu, I.G.G. (proba 216); analist V. Cuță I.G.P.S.M.S.

TABELUL 2
Analizele chimice ale unor roci din formațiunea de Voinești

Nr. probă	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O	P.C.
1	70,00	12,40	3,94	0,60	1,50	0,07	1,70	1,20	1,23	4,10	0,14	0,07	abs	0,15	1,75
2	71,70	14,80	1,23	0,70	1,42	0,04	1,10	0,80	2,02	4,30	0,12	abs	abs	0,15	1,45
7	67,10	15,45	1,65	0,70	2,13	0,10	2,10	1,80	3,12	3,70	0,14	abs	abs	0,10	1,67
8	69,93	14,66	1,90	0,55	1,55	0,09	1,80	1,30	2,80	4,30	0,15	abs	abs	0,17	0,76

Analist : V. Cuță (I.G.P.S.M.S.)



TABELUL 3
Parametrii Niggli

Nr. probă	al	fm	c	alk	si	k	mg	q	c/fm	t _i	p	h	w
6600	47,89	23,68	8,13	20,30	325,36	0,450	0,394	144,16	0,343	20,02	0,34	6,24	0,51
6501	48,69	20,82	8,28	22,21	327,36	0,430	0,341	138,52	0,398	1,73	0,28	22,56	0,51
1181	48,25	21,42	7,22	23,11	346,40	0,479	0,347	153,96	0,332	1,84	0,36	3,95	0,35
2161	40,40	23,63	11,83	24,14	351,29	0,517	0,414	154,73	0,501	2,83	0,27	28,28	0,46
1132	43,36	26,77	6,81	23,05	367,07	0,672	0,437	174,84	0,254	1,90	0,41	43,94	0,46
7210	50,69	15,88	8,36	25,08	376,79	0,396	0,245	176,47	0,526	1,46	0,31	9,16	0

Fig. 1. — Diagrama al-fm Niggli.
Le diagramme al-fm Niggli.

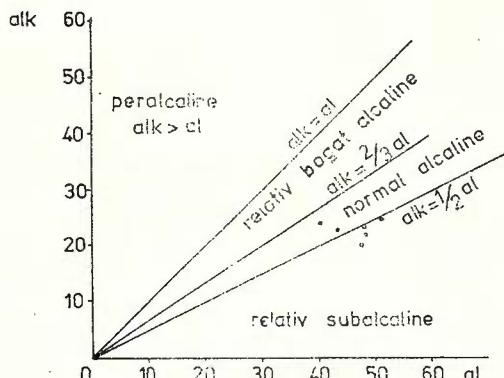
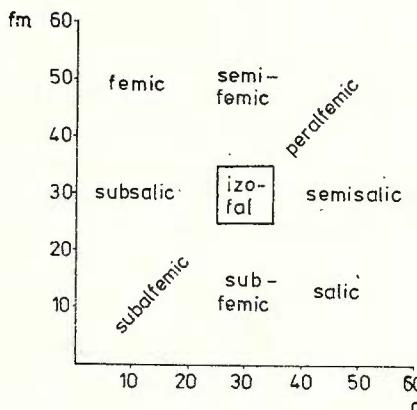


Fig. 2. — Diagrama al-alk Niggli.
Le diagramme al-alk Niggli.

3, prezența enclavelor rotunjite în granitul de Albești este o dovadă indubitabilă a stadiului de topitură la care s-a aflat acesta la un anumit timp;



4, valorile uneori scăzute ale unghiurilor $-2V$ și caracterul variabil al unghiului de extincție Ng: \perp (010) ale feldspatului potasic din granitul de Albești, indică conservarea unei optici caracteristice unor ter-

TABELUL 4

Valorile QLM

Nr. probei	Q	L	M
6600	57,17	29,73	13,10
6501	56,52	31,74	11,74
1181	57,60	31,00	11,40
2161	56,90	35,00	8,10
1132	58,90	29,80	11,30
7210	59,23	31,80	9,00

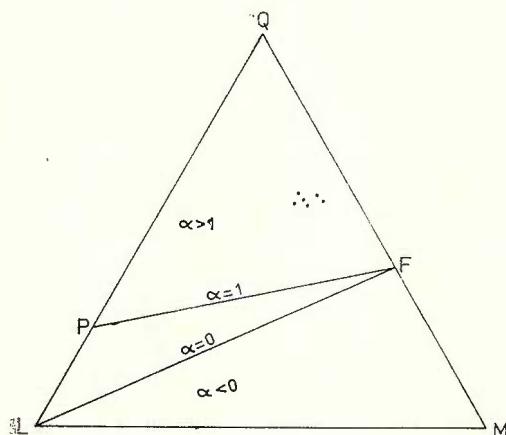


Fig. 3. — Triunghiul QLM Niggli.
Le triangle QLM Niggli.

TABELUL 5

Valorile C.I.P.W.

Nr. probei	ilmennit	apaitit	magnetit	ortoză	albit	anortit	corindon	hipersten	cuart
6600	1,094	0,403	2,993	18,07	20,803	6,922	6,446	3,99	38,14
6501	0,927	0,336	2,807	18,68	23,320	7,172	6,865	4,59	35,40
1181	0,958	0,403	1,902	20,74	21,222	5,643	6,150	4,64	35,84
2161	1,429	0,302	2,390	23,07	20,280	10,09	1,816	4,00	34,50
1132	0,927	0,437	2,570	27,58	12,675	4,875	4,845	4,91	39,05
7210	0,714	0,336	0,000	17,74	25,414	6,533	6,079	5,70	33,61

meni cu distribuție Al/Si dezordonată, în condițiile unei răciri relativ rapide;



5, reacția de formare a coroanei de granat în jurul biotitului din granitul de Albești necesită condiții initiale de presiune și de temperatură ridicate în formațiunea de Voinești, corespunzătoare faciesului granulitic, urmate de o scădere lentă a acestor parametri (conform Turner, 1948) ;

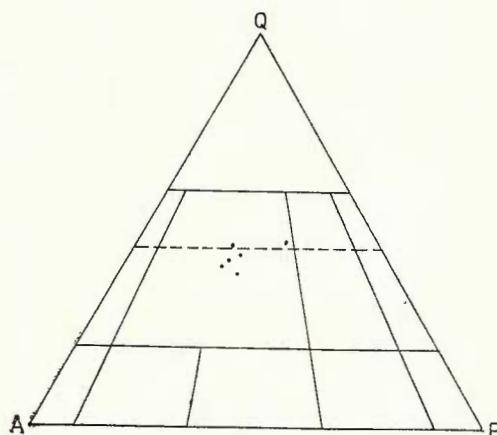


Fig. 4. — Triunghiul QAP Streckeisen.
Le triangle QAP Streckeisen.

6, chimismul granitului de Albești este extrem de asemănător celui al gnaiselor cuarțo-feldspatice din formațiunea de Voinești ;

7, în seria de Leaota se găsesc roci eclogitice asociate „amfibolitului bazal“ ;

8, limita granit-enclave și în unele cazuri granit-roci limitrofe este însoțită de structuri microcristaline ;

9, atât în granit cît și în rocile cu structuri microcristaline se dezvoltă uneori sillimanit acicular (fibrolit).

În legătură cu ipoteza genezei rocilor eclogitice datorită intruziunii granitului de Albești, ținem să subliniem că având în vedere plasarea „amfibolitului bazal“ la partea superioară a orizontului micasisturilor și amfibolitelor, granitul nu vine în contact cu acestea nicăieri, fapt valabil și pentru locurile de apariție a rocilor eclogitice. Situația în care dyk-uri de granit ar tăia în aceste locuri „amfibolitul bazal“ este deci infirmată de datele de teren.

Mai mult decât atât, având în vedere observația 5, existența unei diferențe esențiale de temperatură între granit și rocile înconjurătoare este și ea puțin probabilă. În sfîrșit, ipoteza vine în contradicție cu concepțiile termodinamice moderne.

Pe de altă parte legătura strânsă a eclogitelor cu „amfibolitul bazal“, deci cu litostatigrafia, contrazice postularea genezei acestora prin transport tectonic din manta.

O primă concluzie care se impune din considerațiile de mai sus este că eclogitele sunt un rezultat al metamorfismului regional și că au existat la un moment dat, condiții de presiune și de temperatură probabil undeva la limita inferioară a curbei de formare a eclogitelor (fig. 5), respectiv în jur de 10-12 kb și 700-800°C. Acest cîmp P.T. se

plasează undeva la limita faciesului eclogitic, granulitic și amfibolitic (Miyashiro, 1975).

Dat fiind faptul că între gnaisele cuarțo-feldspatice din faciesul eclogitic sau granulitic și cele din faciesul amfibolitic nu există dife-

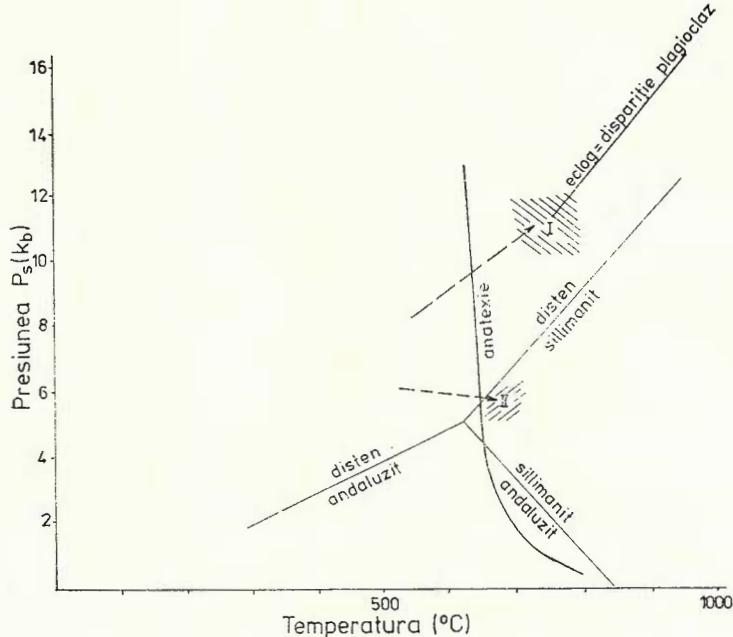


Fig. 5. — Domeniul probabil al metamorfismului inițial (I) și al celui de-al doilea eveniment metamorf (II). Curbele disten-sillimanit-andaluzit (Richardson et al., 1969) și eclogit (Green și Ringwood, 1967) după Miyashiro, 1975. Curba anatexie după Winkler, 1970.

Le domaine probable du métamorphisme initial (I) et du deuxième événement métamorphique (II). Les courbes disthène-sillimanite-andalousite (Richardson et al., 1969) et éclogite (Green et Ringwood, 1967) d'après Miyashiro, 1975. La courbe anatexie d'après Winkler, 1970.

rențe, sau ele sănătatea (Miyashiro, 1975), este posibil — așa cum s-a presupus în alte zone (Bryhni et al., 1970 fide Miyashiro, 1975) ca în cazul acestor roci să nu poată fi recunoscut faciesul metamorfic. Aceasta ar fi cazul seriei de Leaota.

În acest fel observațiile 5 și 7 sunt compatibile cu condițiile termodinamice enunțate mai sus.

Sillimanitul pare a se dezvolta într-un eveniment de metamorfism ulterior, de presiune mult mai scăzută și de temperatură asemănătoare. Trecînd acum să analizăm granitul de Albești și cunoascind faptul că condițiile $P\ T$ în care el s-a format s-au situat undeva în zona de anatexie, problema care se pune este a genezei acestui granit, în raport cu care se pot emite trei ipoteze : a) intruziune ; 2) granitizarea unei

roci anterioare (teoria transformistă); c) anatexie și apoi consolidarea *in situ*.

Să vedem deci în ce măsură observațiile de mai sus concordă cu aceste ipoteze.

Ipoteza „transformaționistă” a unei granitizări se exclude în raport cu observația 3.

Ipoteza formării prin intruziunea unei magme granitice este susținută doar de observațiile 4 și 8, și se împacă foarte greu cu observațiile 1 și 2; remarcăm însă contradicția între interpretările termo-dinamice ale observațiilor notate 4 și 5. În ceea ce privește poziția stratigrafică a granitului de Albești este de adăugat că parcurgerea unor profile prin seria de Leaota în afara zonei cercetate: confluența Râul Tîrgului — pîrul Dobrieșu, Dimbovița-amont de confluența cu pîrul Tămaș, Bîrsa Tămașului (Dinică, 1980 — date inedite asupra prezenței granitului de Albești în bazinul Bîrselor) ne-a convins că această situație este valabilă pentru tot cristalinul Leaotei.

Așadar în ipoteza unei intruziuni, am avea de-a face cu un filon strat pus în loc la același nivel stratigrafic pe o suprafață de circa 600 km², cu o grosime medie de 20-30 m, căruia nu i se cunosc nicăieri rădăcinile și care și-ar fi păstrat constantele caracteristicile chimice, mineralogice și petrografice atât în suprafață cât și pe grosime. Această formă de zăcămînt precum și lipsa unor apofize și a unor fenomene caracteristice unor intruziuni forțate (breccifieri, deranjări tectonice) face puțin credibilă această ipoteză.

Observația 8 a fost considerată de autorii anteriori (Gherasi, Dimitrescu, 1964; Gherasi et al., 1966) ca reprezentând un metamorfism de contact termic. Această afirmație intră însă în contradicție cu observația 5, care impune existența unor temperaturi foarte ridicate inclusiv în metamorfite.

De aceea suntem înclinați să credem că aceste structuri, caracterizate prin predominarea componentei femice, reflectă o mobilizare prin topire parțială a componentei salice din aceste roci, care au căpătat astfel caracterul unor restite.

Cea de a treia ipoteză, aceea a unei geneze *in situ* prin topire anatectică este în concordanță cu majoritatea observațiilor de mai sus. Îndeosebi observațiile 1 și 2 susțin puternic ipoteza formării granitului *in situ*. Lipsa apofizelor, precum și a unor fenomene care să reflecte intruderea sa către nivele superioare se datorează probabil absenței unor condiții fizico-mecanice care să fi permis migrarea ascendentă a topiturii astfel formate.

Observația 6, care este un bun argument pentru includerea granitului în coloana stratigrafică, ridică o problemă teoretică delicată, aceea a apariției topiturii anatectice numai la un anumit nivel stratigrafic. Se știe că prezența fluidelor (apa, acidul fluorhidric — Mehnert, 1968) scade temperatura de topire a unor roci de compozitie granitică, dar speculații pe seama acestor factori în metamorfism sunt greu de făcut. De asemenea, numai un studiu chimic amănuntit ar putea semnalala eventualele diferențe între granit și rocile înconjurătoare, diferențe care după datele informative pe care le avem nu sunt frapante.

Interpretarea genezei granitului în acest fel nu intră desigur în contradicție cu teoria magmatistă, în condițiile în care domeniul P T postulat al metamorfismului se suprapune peste domeniul formării magmelor granitice hidratate.

Cîteva considerații asupra evoluției metamorfice

Avînd în vedere fenomenele suferite de granitul de Albești, se pot întrevedea cîteva elemente ale evoluției seriei de Leaota. Astfel se poate presupune un metamorfism inițial de tip barrovian în condiții P T de 10-12 Kb, respectiv 700-800°C, valori puțin mai ridicate decât cele apreciate pentru zona profundă a seriei de Sebeș-Lotru în ciclul grenvillian-dalslandian (Savu, 1970 ; Savu et al., 1978).

Un al doilea eveniment metamorf (dalslandian ?, assyntic ?) se poate corela cu apariția sillimanitului precum și cu reacomodarea mineralogică a rocilor la faciesul amfibolitelor. Vîrstele maxime K/Ar de 540 m.a. ar putea indica că acest eveniment a fost assyntic. Un astfel de caz în care s-a pus în evidență un metamorfism de presiune scăzută și temperatură ridicată succedind unui de temperatură și presiune ridicată a fost semnalat în seria de Sebeș-Lotru (Bercia, 1975 ; Hirtopanu, 1975).

Un ultim eveniment metamorf este un metamorfism retrograd în faciesul sisturilor verzi. El a fost afirmat clar pentru prima dată de Balintoni (1969). Fenomenele caracteristice lui sunt cloritizarea biotitului și a granatului, formarea porfiroblastelor de albit prin decalcificarea unui plagioclaz mai bazic, cu formarea epidotului și clinozoitului, defezarea biotitului în paralel cu formarea unor minerale opace.

Laminarea marginală a granitului este însotită de astfel de fenomene : cloritizarea biotitului sau defezarea, cu formare de minerale opace.

Vîrstele K/Ar hercinice (Pavelescu et al., 1975 ; Popovici, 1978) corespund probabil acestui metamorfism retrograd.

În acest context granitul de Albești și eclogitele ne apar ca roci relicte ale metamorfismului inițial.

Multumim pe această cale tov. lector M. Şeclăman de la Facultatea de Geologie-Geografie, colegilor I. Balintoni și T. Berza, precum și celorlalți colegi de institut care ne-au ajutat în faza preliminară a lucrării.

BIBLIOGRAFIE

- Balintoni I. (1969) Asupra caracterului retromorf al paragnaiselor biotitice cu clorit de pe Bîrsa Croșetului (Făgăraș). *Bul. Soc. șt. geol.*, XI, p. 275-281, București.
- Bercia I. (1975) Metamorfitele din partea centrală și de sud a masivului Godeanu. *Stud. tehn. econ. Inst. geol. geofiz.* I, 12, p. 3-159, București.



- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf Äquivalenter Grundlage (Methoden von Paul Niggli) Birkhäuser, Verlag, Basel/Stuttgart.
- Chirică V., Gheorghiu F., Vaida F., Vaida M. (1978) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecționi pentru substanțe minerale solide, București.
- Dimitrescu R., Borcoș M. (1972) Contribuții la studiul paleogeotermometric al șisturilor cristaline din munții Făgăraș și Ezer. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geol.*, 17, 2, București.
- Gheocalescu C. (1917) Comunicare preliminară asupra regiunii sudice a șisturilor cristaline dintre râurile Bratia și Dîmbovița. *D. S. Inst. geol. Rom.*, VII, p. 374-395, București.
- Gherasi N. (1956) Cercetări geologice în partea occidentală a masivului cristalin al Leaotei. *D. S. Inst. geol.*, XL, București.
- Dimitrescu R. (1964) Structura geologică a masivului Ezer-Păpușa (bazinul Rîul Tîrgului). *D. S. Com. geol.*, XLIX, 1, p. 13—25, București.
 - Manilici V., Dimitrescu R. (1966) Studiul geologic și petrografic al masivului Ezer-Păpușa. *An. Com. geol.* XXXV, p. 47-104, București.
 - Dimitrescu R., Kasper U., Vulpescu G. (1971) Contributions au problème des éclogites. Les éclogites des monts Ezer et Leaota (Carpates Méridionales, Roumanie). *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 15, p. 151-158.
- Hîrtopanu I. (1975) Metamorfismul de presiune coborâtă din munții Mehedinți (Peticul de Bahna). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI, 1, p. 217-238, București.
- Kräutner H. G. (1980) Lithostratigraphic Correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. geol., geofiz.*, LVII, p. 229-296, București.
- Mehnert K. R. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. *Elsevier Publ. Comp.*, Amsterdam.
- Miyashiro A. (1975) Metamorphism and Metamorphic Belts. George Allen & Unwin LTD, London.
- Pavelescu L., Pop G., Ailenei G., Ene I., Soroiu M., Popescu G., Golovei A. (1975) K-Ar dating investigations in the Leaota and Iezer-Păpușa Massifs. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géophysique*, 19, 81-86, București.
- Popovici I. L. (1973) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecționi pentru substanțe minerale solide, București.
- (1978) Contribuții la orizontarea litostratigrafică și stabilirea vîrstei metamorfitelor din munții Iezer, Păpușa și Leaota.
- Popovici-Hatzeg V. (1898) Étude géologique des environs de Câmpulung et de Sinaia (Roumanie). Ed. Georges Carré et C. Neud, Paris.
- Reinhard M. (1909) Die Kristallinen Schiefer des Făgărașergebirges. *An. Inst. geol. Rom.*, III, 1, București.
- (1912) Rocile granitice-granulare ale pînzei transilvanice din Carpații de sud și de est. *An. Inst. geol. Rom.*, V, 1, București.
- Savu H. (1970) Stratigrafia și izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaikaliană din Munții Semenic. *An. Inst. geol.*, 223-311, București.
- Maier O., Bercia I., Hîrtopanu I. (1978) Dalslandian metamorphosed formations in the Southern Carpathians. *Rév. Roum. Géol. Géophys. Géogr., Géologie*, 22, 20-29, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. geol. Rom.*, XVI, 327-417, București.



- Toula F. (1897) Eine geologische Reise in die transylvanischen Alpen Rumäniens. *N. Jahrb. Min. Geol. Pal.* p. 146.
- Turner J. F. (1948) Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Memoir* 30, 1-342, Baltimore.

ÎNTREBĂRI

C. Chivu: 1. Cunoaștem în gnaisele de Cumpăna din Făgăraș anclave asemănătoare cu cele din granitul de Albești, comentați această situație?

2. Cum interpretați anclavele, prin procese de asimilare sau în alt mod, întrucât îmi face impresia că el s-a consolidat nu „*in situ*”, ci are un caracter paraautohton?

3. Prezența feldspațiilor zonați, sugerează o consolidare la mică adâncime ca și schimbarea rapidă a condițiilor de cristalizare?

Răspuns: 1. Deși am văzut doar în cîteva puncte gnaisul de Cumpăna, sistem de părere, ținând seama și de ceea ce cunoaștem din literatură că nu există identitate între cele două tipuri de roci; ele se află în domenii diferite de metamorfism, granitul de Albești, avînd o textură masivă spre deosebire de gnaisul de Cumpăna care are o textură orientată.

2. Enclavele apar în topitură „*in situ*” prin desprinderea din rocile înconjurațioare. Odată desprinse ele plutesc în topitură, fiind numai parțial rotunjite prin asimilare. Mineralele femice nu au atins punctul de topire, motiv pentru care am menționat că le interpretăm ca restite.

3. Zonarea inițială a plagioclazului a fost susținută de alți autori (Popovici, 1973). Noi am considerat rama de albit a acestuia ca rezultând ulterior formării lui în procesul de retromorfism.

V. Iancu. 1. În metamorfite ați trasat izograde sau zone de metamorfism?

2. Granitele prezintă texturi gnaisice sau texturi masive laminate?

3. Cu ce metamorfism corelați formarea topiturii anatectice (cu ce fază orogenică?)

Răspuns: 1. Nu s-au trasat. Evenimente metamorfice de intensitate mai scăzută, ulterioare primului metamorfism, au dus la readaptarea mineralologică corespunzător noilor condiții. Distanța se păstrează astfel numai accidental în rocile eclogitice, iar sillimanitul se intindează numai în granit.

2. Numai textură de laminare.

3. Formarea topiturii anatectice este corelată în primul ciclu metamorfic, grevillian-dalslandian. Deși vîrsta radiometrică K/A_t-assyntică a granitului ar pleda pentru formarea topiturii în această orogeneză, este greu de admis producerea anatexiei pe roci deja deshidratate într-un metamorfism anterior.

DISCUTII

V. Iancu. Considerăm că folosirea termenului de poziție stratigrafică sau control stratigrafic referitoare la granite cu o grosime foarte redusă dar cu extindere de ordinul sutelor de kilometri nu este potrivită (aceasta cu atât mai mult cu cît ele apar în metamorfite de grad ridicat, policiclice). Acest termen poate conduce, la prima vedere, la ideea existenței unor granite metamorfice.



Apariția anataxiei într-un pachet de roci bine delimitat este condiționată pe de o parte de o compoziție adecvată (apropiată de cea a „minimului granitic ternar“) iar pe de altă parte de atingerea sau depășirea izogradului de anatexie. Ar trebui deci ca aceste granite anatectice să se coreleză cu o zonă de metamorfism de grad foarte ridicat. De asemenea, consider că formarea eclogitelor în același timp cu granitele anatectice, într-o secvență metamorfică limitată este greu de realizat, necesitând prea mulți factori restrictivi. Este mai probabil ca eclogitele să aparțină unui eveniment metamorfic anterior celui în care s-a produs anatexia. În favoarea acestei afirmații sunt datele referitoare la eclogitele din seria de Sebeș-Lotru, care prezintă adaptări succesive la metamorfism și care au amfibol secundar, urmat de biotit.

SUR LA GENÈSE DU GRANITE D'ALBEŞTI

(Résumé)

Les roches considérées par les chercheurs antérieurs comme des filons disparates de granite d'Albești, plus ou moins concordants ou discordants, sont en effet un niveau lithostratigraphique repère dans la pile de métamorphites de la série de Leaota, qu'on rencontre le long de l'affleurement.

L'analyse complexe de ce granite révèle que ses traits minéralogiques, pétrographiques et chimiques sont invariables sans qu'on note aucune tendance de différenciation spatiale.

Par l'évolution métamorphique complexe le granite d'Albești a acquis de différents traits pétrographiques. Ainsi, la présence d'une bande de grenat au contact biotite-plagioclase a été mentionnée antérieurement comme une caractéristique des roches granulitiques qui ont subi une diminution lente de la température et du poids. En considérant ce fait-ci et la présence des éclogites dans les métamorphites, contrôlées stratigraphiquement, aussi bien que le type de gisement du granite, on a conclut qu'il y avait des conditions thermodynamiques ($P_s=10-12$ kb, $T=700-800^\circ C$) qui ont favorisé l'apparition par anatexie d'un matériel fondu qui a généré le granite d'Albești à la suite d'une consolidation *in situ*.

A la suite de l'évolution métamorphique ultérieure de la série de Leaota la plupart de ses traits initiaux se sont effacés et le granite d'Albești aussi bien que les éclogites sont devenus des indices du métamorphisme initial.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Esquisse de la carte géologique de la zone Albești-Brătei.
 Quaternaire ; 1, a, dépôts de terrasse ; 2, éboulis ; Crétacé supérieur + Paléogène ; 2, grès, conglomérats, marnes ; Jurassique supérieur ; 3, calcaires. La série de Leaota. Précambrien. La formation de Lerești ; 4, schistes muscovito-chloriteux



Institutul Geologic al României

à porphyroblastes d'albite, schistes chlorito-albitiques (\pm épidote, \pm magnétite), amphibolites à actinote. La formation de Voinești ; 5, l'horizon des micaschistes et amphibolites, roches éclogitiques ; 6, granite d'Albești ; 7, l'horizon des gneiss oculaires supérieurs ; 8, paragneiss aux intercalations réduites d'amphibolites, gneiss oculaires, gneiss oeillés ; 9, limite des dépôts quaternaires ; 10, limite de transgression ; 11, limite lithostratigraphique ; 12, faille ; 13, position de la schistosité ; 14, analyse chimique.

Planșa II

Fig. 1. (a). — Granit cu textură masivă (valea Zănoaga-Brătei). Se observă coroana de granat (G) la contactul biotit (Bi)-plagioclaz (Plg) și lipsa acesteia în contact de la biotite avec le quartz (Q). N || ; $\times 25$. (c) Detaliu din fig. 1 (a) în care se observă saussuritizarea plagioclazisation de la plagioclase. N || ; $\times 100$.

(a) Granite à texture massive (vallée de Zănoaga-Brătei). On note la couronne de grenat (G) au contact biotite (Bi)-plagioclase (Plg) et l'absence de celle-ci au contact de la biotite avec le quartz (Q). N || ; $\times 25$. (b) N + ; $\times 25$. (c) Détail de la Figure 1 (a) où on note la saussuritisation de la plagioclase. N || ; $\times 100$.

Planșa III

Fig. 1. (a). — Feldspat plagioclaz cu bordură de albite. Centrul cristalului are compoziția andezinului (valea Bughița Albeștilor). N || ; $\times 35$. (b) N +. Se observă recristalizarea unor mici indivizi cu orientare optică diferită. (a) Feldspath plagioclase avec bordure d'albite. Le centre du cristal a la même composition que l'andésine (vallée de Bughița Albeștilor). N || ; $\times 35$. (b) N +. On note la récristallisation de petits individus à différente orientation optique.

Fig. 2. — Biotit deformat (valea Bughița Albeștilor). N + ; $\times 35$. Biotite déformée (vallée de Bughița Albeștilor). N + ; $\times 35$.

Fig. 3. — Granit laminat (confluența văii Dobrișu cu Râul Tîrgului). Sericitul este asociat cu minerale opace în benzile de laminare. N + ; $\times 25$. Granite laminé (confluence de la vallée de Dobrișu avec Rîul Tîrgului). La séricite est associée aux minéraux opaques dans les bandes de lamination. N + ; $\times 25$.

Planșa IV

Fig. 1. — Biotit deformat și transformarea incipientă în mică albă (M) cu păstrarea orientării optice a mineralului primar (Valea lui Dăniș). N || ; $\times 25$.

Biotite déformée et transformation incipiente en mica blanc (M) en maintenant l'orientation optique du minéral primaire (Valea lui Dăniș). N || ; $\times 25$.



Fig. 2. — Biotit deformat pe care s-a format mică albă în cristale orientate haotic (valea Zănoaga-Bratiei). N + ; $\times 25$.

Biotite déformée couverte par le mica blanc en cristaux orientés chaotiquement (vallée de Zănoaga-Bratiei). N + ; $\times 25$.

Fig. 3. — Granit intens laminat (Valea lui Brusture). Biotit transformat, aproape opac, vizibil numai ca relicte. Din el pornește un fascicol de ace de sillimanit care pătrunde în cuarț. N || ; $\times 100$.

Granite intensément laminé (Valea lui Brusture). Biotite transformée, presque opaque, visible seulement comme reliques. De celle-ci part un faisceau d'aiguilles de sillimanite qui pénètre dans le quartz. N || ; $\times 100$.

Fig. 4. — Granit cu plagioclaz saussurizat. În cuarț apar ace de sillimanit (Valea lui Brusture). N + ; $\times 45$.

Granite à plagioclase saussuritisée. Le quartz contient des aiguilles de sillimanite (Valea lui Brusture). N + ; $\times 45$.

Planșa V

Fig. 1. (a). — Granit cu textură masivă (valea Dîmboviței). Se remarcă un plagioclaz tulbure (saussurizat) cu o bordură de albit (Ab) mai lăptită și un plagioclaz sericitizat conținând numeroase granule de granat (negre). Coroană de granat la contactul biotit-plagioclaz. N || ; $\times 35$. (b). N +. Albit ca produs de reacție la contactul plagioclaz-ortoclaz perlit (F_k). $\times 35$.

(a) Granite à texture massive (vallée de la Dîmbovița). On note une plagioclase trouble (saussuritisée) avec une bordure d'albite (Ab) plus claire et une plagioclase sérichtisée contenant de nombreuses granules de grenat (noires). Couronne de grenat au contact biotite-plagioclase. N || ; $\times 35$. (b). N +. Albite comme produit de réaction au contact plagioclase-orthoclase perthite (F_k). $\times 35$.

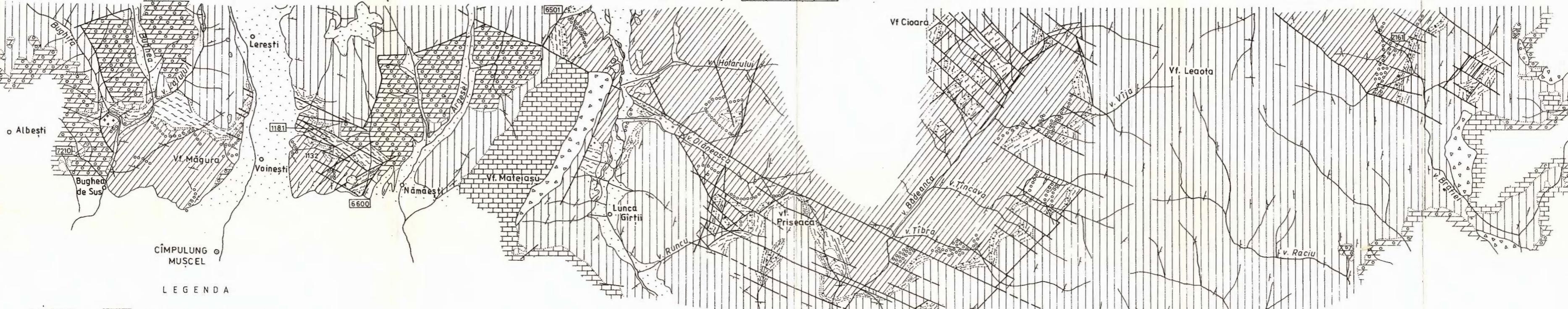




Institutul Geologic al României

SCHITĂ HARTII GEOLOGICE A ZONEI ALBEȘTI-BRĂTEI

0 1 2 3 4 km



LEGENDA

CUATERNAR 1 a. depozite de terasă b. grohotiș

CRETACIC SUP. 2 Gresii, conglomerate, marne

PALEOGEN 3 Calcare

Seria de Leaota

Formațiunea de Leresti

Şisturi muscovito-cloritoase cu porfiroblaste de albă

Şisturi cloritoase-albitice (\pm epidot magnetit) amfibolite cu actinat

Formațiunea de Voinești

Orizontalul micașisturilor și amfibolitelor

Micașisturi, paragnaise micacee, amfibolite, roci eclogitice

Granitul de Albești

Orizontalul gnaiseelor oculare superioare

Paragnaise cu intercalări reduse de amfibolite

Gnais oculare, gnaisă ocelare

9 — Limita depozitelor cuaternare

10 Limită de transgresiune

11 Limită litostratigrafică

12 — Falie

13 / Pozitie de șistozitate

14 [1181] Analiză chimică



PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

Project 5: Correlation of pre-Variscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Belt

**NEW DATA ON THE POLYCYCLIC METAMORPHIC FORMATIONS
OF THE BOCŞA ZONE (BANAT)¹**

BY

VIORICA IANCU²

Polycyclic metamorphic formations. Polymetamorphism. Bocișta-Drimoxa Series. Lescovița Series. Lithostratigraphy. Paleozoic. Structural interpretation. Macro- and microstructural elements. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Locva Mts and crystalline islands from the Western Banat.

Sommaire

Données nouvelles concernant les formations métamorphiques polycycliques de la zone de Bocșa (Banat). Dans cette note on présente des données nouvelles sur le caractère polymétamorphe de la série de Bocișta-Drimoxa. La superposition des effets de plusieurs événements métamorphiques et déformations justifie sa position dans le fondement précambrien des formations paléozoïques des unités supragéтиques. La série de Lescovița (Dévonien-Carbonifère) a été divisée lithostratigraphiquement suivant les limites lithologiques initiales. On offre des informations sur les éléments micro- et mésostructuraux qui ont facilité l'interprétation structurale.

This paper attempts to present several data on the metamorphism, lithostratigraphy and structure of the formations in the northern part of the Supragetic units from Banat. These data were obtained during the mappings for the Geological Map of the S.R.R., scale 1 : 50,000, sheet Bocșa (Russo-Săndulescu, Iancu, Rogge-Țăranu, Năstăseanu, 1981).

The only geological map of the crystalline formations, strictly concerning this area, belongs to Codarcea (1930), who separated: the micaceous gneisses complex (the Bocișta-Drimoxa and Buchin zones) and the green rocks complex. One should mention that this author

¹ Paper received on May 15, 1981, accepted for publication on May 15, 1981 and presented at the Meeting of May 26, 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București 32.



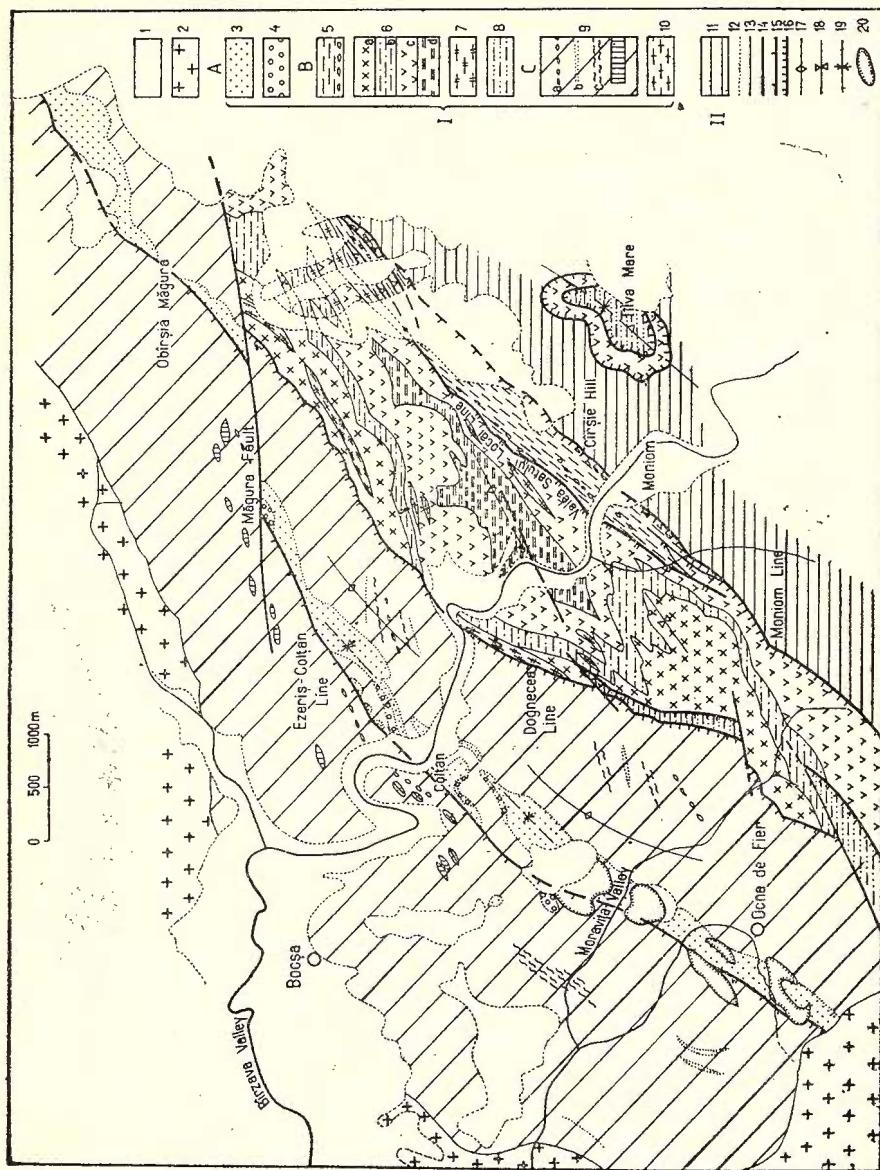


Fig. 1

pointed out the prevailingly mesometamorphic character of the rocks from the gneissic complex. Based on the areal distribution of the metamorphosed magmatic rocks, he subdivided the green rocks complex in parallel, NE-SW trending bands.

Similar formations to those from the Bocșa zone were described and mapped by Constantinoff in the Oravița zone (1972, 1975) and by Maier in the Locva Massif (1974, 1976), these two zones belonging to the Locva Unit.

The new data on the Supragetic Crystalline in the Bocșa zone, obtained by mapping, are presented in Figure 1.

The lithological constitution and the petrographic content are presented in the legend of Figure 1.

The main alpine units are delimited by important tectonic lines which were pointed out by : Cantuniari, 1930 ; Streckeisen, 1934, Codarcea (1940). General interpretations concerning the position of the Supragetic units in the structure of the South Carpathians belong to Năstăseanu (1975), Săndulescu (1975), Kräutner et al. (1978).

The Bocșa Unit is bounded by Neogene deposits and banatitic rocks to the west and the Dognecea tectonic line to the east, overthrusting the formations of the Locva Unit. The eastern part of the Locva Unit is marked by the Oravița line and several nappe outliers overlying various terms of the Reșița-Moldova Nouă Getic Cover.

The two units were delimited by Maier (1974), while the names of Locva and Bocșa Units were given by Bercia (1975) and Kräutner and Maier (in Kräutner et al., 1978) respectively.

We completed this structural image by delimiting a NE-SW tectonic line, which overthrusts the Mesozoic deposits of the Ezeriș-Cirnecea "syncline". Discontinuous breccias, conglomerates and laminated graphite sandstones outcrops were separated at the base of the Mesozoic deposits. Their age is considered by Năstăseanu (Discussions

Fig. 1. — Geological map of the Bocșa zone.

1, Neogene-Quaternary deposits ; 2, banatites ; I, Supragetic units. A, Sedimentary cover ; 3, Jurassic-Lower Cretaceous. Sandstones, limestones ; 4, Upper Carboniferous, Breccias, conglomerates, sandstones. B, Lescovita Series (Devonian-Lower Carboniferous) ; 5, Lower Carboniferous (?). Cîrșie Formation. Phyllites, metaconglomerates (a) ; 6, Devonian. Volcano-sedimentary formation. Acid metatuff and metatuffites (a) ; sericite-chlorite metapelites, carbonatic schists (b) ; basic metatuff and metatuffites (c) ; sericite-graphite metapelites, carbonatic schists (d) ; 7, metagabbros, metadiorites-metagranodiorites ; 8, Ordovician (?) Tilva Mare Quartzites. C, Bocișta-Drimoxa Series (Precambrian) ; 9, albite-muscovite-chlorite gneisses (with garnet, biotite, muscovite, plagioclase, metamorphic relicts) ; microcline lenticular augen gneisses (a) ; muscovite quartzites \pm feldspar (b) ; chlorite micaschists with relict garnet (c) ; orthoamphibolites (d) ; 10, metagabbros. II. Geologic Nappe. Sedimentary cover. 11, Upper Carboniferous. Conglomerates, sandstones ; 12, transgression boundary ; 13, geologic boundary ; 14, normal fault ; 15, reverse fault ; 16, overthrust plane ; 17, pre-Alpine anticlinal axis ; 18, pre-Alpine synclinal axis ; 19, post overthrust, Alpine synclinal axis ; 20, dumping place.



to the map 1 : 50,000) to be Upper Carboniferous, taking into account the similarity with the lithofacial deposits in the Reșița zone.

Both the Carboniferous and Mesozoic deposits are folded together with the basement and faulted, cropping out in an alignment of alpine folds, bounded by the mentioned (Ezeriș-Colțan) tectonic line. This line, followed between Ezeriș and the Ferendia Valley, delimits the two alpine subunits : Bocișta-Drimoxa and Buchin. On the Harca ravine (tributary of the Ferendia Valley) there occurs a small outcrop of laminated graphite sandstones and recrystallized limestones (of probably Jurassic-Cretaceous age). They represent the only known outcrop of Mesozoic deposits on the Locva Unit (pointed out also by Codarcea), affected by the Dognecea line, which indicates the alpine age of this tectonic line.

The metamorphics in this zone belong to the Bocișta-Drimoxa Series (Bocșa Unit) and the Lescovița Series (Locva Unit). The petrographic constitution of the two series is presented in the legend on Figure 1. The name of the Bocișta-Drimoxa Series was given by Constantinoff (1975) to the sequence at the base of the Paleozoic formations from the Oravița zone (in the Locva Unit) by comparison with the Bocișta-Drimoxa zone (Codarcea, 1930). The age of the Bocișta-Drimoxa Series was appreciated as Upper Precambrian B — Lower Cambrian by Constantinoff (1975) and as Silurian by Maier, 1979 (by correlation with the Locva Series). The Leșcovița Series was separated by Maier in the Locva massif and assigned to the Devonian-Lower Carboniferous (Maier, Visarion, 1976) based on palynological data.

Our data reveal that the Bocișta-Drimoxa Series is a polymetamorphic one, showing compound nonplanar structures, as a result of the superposed parageneses and microstructures, partly adapted to the latest metamorphic and deformational conditions. The micro- and mesostructural data, the parageneses making up the present mineralogical assemblage allow us to establish the following major metamorphic and deformational events :

- initial (pre-Caledonian, probably Assyntic) metamorphism in the almandine amphibolite facies, at least at the level of the almandine zone. The relict paragenesis is represented by : garnet, biotite, muscovite, plagioclase (oligoclase), preserved as inclusions in the neoformation albite, subsequently deformed during the regional retro-morphism. The S_1 planes are kept in the hinges of the intrafolial folds (B_1), intersected by the S_2 planes ;

- interkinematic (static) regional metamorphism, probably of low pressure, pointed out by the presence of the interkinematic albite (porphyroblastic with regard to the relicts), the quartz in isometric grains which are very slightly deformed and of the large crystallized andalusite. This metamorphic andalusite is deformed and partially replaced, being anterior to that at the contact with the banatitic rocks ;

- dynamothermic regional regressive Early Caledonian metamorphism in the greenschist facies. The paragenesis, oriented in the regional secondary schistosity plane (S_2), consists of : muscovite of the second generation or old, reoriented muscovite, chlorite, albite, epidote, quartz. The quartz segregations in the form of microfolded bands or



flat S-shaped, half-moon-like monomineral aggregates etc. are very characteristic ;

— deformation manifested by post S_2 folding (inclined towards the east or recumbent B_3 folds). The crenulation cleavages — S_3 — also belong to this deformational moment, being very characteristic of the Buchin zone. The B_1 and B_2 folds are either refolded or sheared.

These structural elements are affected by the lamination planes accompanying the alpine tectonic lines.

— thermal contact metamorphism, generated by the intrusion of the banatitic rocks.

We think that the Bocișta-Drimoxa Series is of Upper Precambrian age, taking into account its polymetamorphic and polydeformational character. It represents a remetamorphosed sequence from the basement of the Paleozoic formations in the Supragetic units. Its correlation with the gneisses in the Oravița zone and the Locva gneissic complex — Figure 2 — has a schematic character.

The age assigned to this series by Maier (1979), considering the similarity with the Locva Series, was Ordovician-Silurian. Reevaluating the mineralogical data and taking into account the comparison with the Paleozoic formations from the Locva Unit, it is found that two entities have been included in the Ordovician-Silurian Locva Series : retromorphosed Precambrian basement and sericite-chlorite phyllites with Ordovician-Silurian microflora (Maier, Visarion, 1976).

The Leșcovita Series occurs only in the Locva Unit. The lithostratigraphic separations within this series were made following the initial bedding (S_0), preserved as such in the hinges of the B_1 folds and intersected by a set of S_1 axial plane cleavages. The orientation of the metamorphic minerals (S_1) : chlorite, actinote, epidote, albite, calcite took place in NE-SW directions, approximately perpendicular to the bedding. The S_1 planes show a partially penetrative character which makes it difficult to be followed on the field. The differentiated behaviour of the basic rocks and of the metapelites in metamorphism and deformation are observed. An incipient, predominantly mechanical transposition is noticed, in NE-SW structural directions, being more evident in the limbs of the B_1 folds.

From the lithostratigraphic point of view two formations can be clearly separated : a volcano-sedimentary formation (in which the metabasic rocks prevail and metadiorite and metagabbro bodies occur) and a terrigenous, psammopelitic formation (the Cîrșie Formation). The presence of the deformed conglomerates is very characteristic of the latter formation ; metric mullions, with long axes, cozonial with the hinges of the B_1 folds of the lower formation formed around the elements. The samples analysed by Adina Visarion (unpublished data) for the microflora content indicate the Devonian age for metabasites and Carboniferous for the matrix of the conglomerates. These data agree with the Devonian-Lower Carboniferous age assigned by Maier, Visarion (1976) to the Leșcovita Series.

The Leșcovita Series may be considered as a monometamorphic series, with progressive Variscan (Bretonian and/or Sudetic phase) regional metamorphism in the greenschist facies, the chlorite zone.



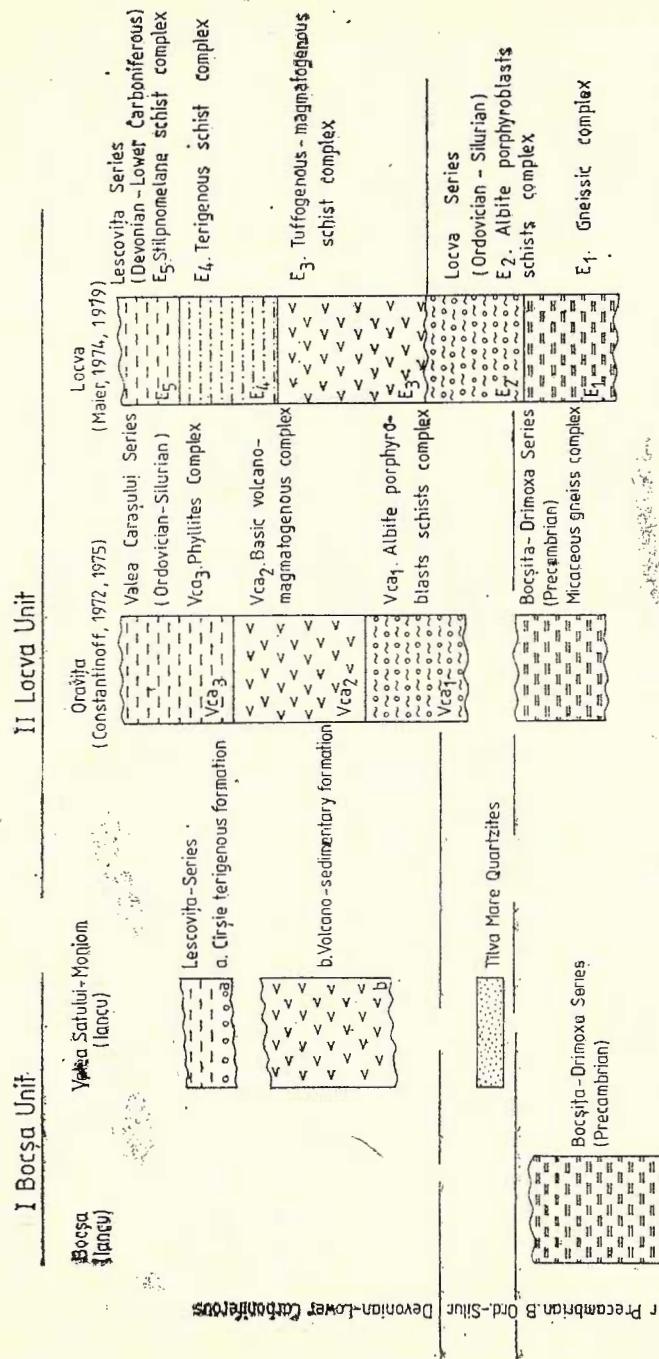


Fig. 2. — Correlation sketch of the Bocșita-Drimoxa and Buchin Series from the supracetic units (Banat).

This zone is marked by the presence of an asymmetrical, pre-alpine anticline, showing an axial sinking towards the north, which is bordered by a synclinal structure towards the south-east. In the Bîrzava zone this anticline is inclined towards the east, with its eastern flank affected by a pre-alpine tectonic line.

We also mention the presence of some metamorphic quartzite bodies with sericite, affected by the pre-alpine folding, whose position and age are uncertain. These bodies occur in the vicinity of the two tectonic lines, being strongly laminated and overlying the greenschists of the Leşcoiu Series. So far they have been separated as lambeaux and may represent remnants of a tectonic unit.

REFERENCES

- Cantuniari St. (1930) Studii geo-tectonice în regiunea Moniom-Reșița-Vodnic (Jud. Caraș Severin-Banat). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, vol. XVII, 140-150, București.
- Codarcea Al. (1930) Studiu geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier-Bocșa Montană (jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol., Rom.*, XV, București.
- (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, București.
- Constantinoff D. (1972) Considerații asupra rocilor metamorfice și eruptive din Banatul de vest (zona Firliug-Moldova Nouă). *St. Cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, 17, 2, 177-193, București.
- (1975) Harta geologică a R.S.R. sc. 1 : 50.000 foaia Oravița (Năstăseanu et al.) Arhiva I.G.G., București.
- Kräutner H., Maier O., Stan N., Berza T., Mărăniu M., Hîrtopanu I., Hann H., Gheucă I., Minzatu S., Lemne M., Vâjdea El., Tănăsescu A., Romanescu D., Ionescu Fl., Popescu Brădet L. (1978) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Maier O. W. (1974) Studiu geologic și petrografic al masivului Locva. *St. tehn. econ.*, I, 5, 9-173, București.
- Visarion Adina (1976) Vîrstă formațiunilor cristalofiliene din masivul Locva. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII (1974-1975), 4, Stratigrafie, 11-12, București.
- (1979) The pre-alpine metamorphosed formations from the supragetic unit of Banat (Romania). *Rev. Roum. Géol., Géophys., et Géogr., Géologie*, T. 23, No. 2, 137-147, București.
- Russo-Sândulescu Doina, Berza T., Bratosin Irina, Ianc Rosette (1978) Petrological study of the Bocșa banatic massif (Banat). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXIV, 105-172, București.
- Streckeisen A. (1934) Sur la tectonique des Carpates méridionales. *Ann. Inst. Géol., Roum.*, XVI, 327-418, București.





Institutul Geologic al României

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE



Project 39: *Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks*

**PETROLOGIA ȘI GEOCHIMIA AMFIBOLITELOR
DIN SERIA DE MĂRU (MUNTELE MIC)
ȘI A ROCILOR ULTRABAZICE ASOCIAȚE LOR¹**

DE

HARALAMBIE SAVU², HORST P. HANN², CONSTANȚA UDRESCU²,
VASILICA NEACȘU²

Amphibolites. Ultramafic rocks. Petrology. Petrochemistry. Upper Precambrian. Minor elements. Metamorphic differentiation. Ocean floor basalts. South Carpathians. Crystalline Danubian Domain. Retezat, Petreanu, Muntele Mic Mts.

Abstract

Petrology and Geochemistry of the Măru Amphibolite Series (Muntele Mic) and of Their Associated Ultramafic Rocks. The Măru orthoamphibolite series consists of alternating amphibolitic rocks, scarce ultramafic rocks and amphibole gneisses, which sometimes intercalate with micaceous paragneisses, micaschists and scarce crystalline limestones. This series is of Upper Precambrian age and its formations have been folded and metamorphosed in the almandine amphibolite facies during the Assyntic movements. They underwent a retrograde metamorphism during the Hercynian movements. The amphibolitic rocks were generated by tholeiitic magmas, formed in the upper mantle, which erupted on the Upper Precambrian ocean floor. Some rocks were contaminate by silico-aluminous materials, during the deposition of basic tuffs and under the influence of Assyntic granitoid solutions which circulated through the amphibolitic rock series. Important transformations of major and minor chemical elements content were brought about by the metamorphic differentiation processes. Zr and Ba are the minor elements which were mostly changed; consequently, the diagrams including them cannot be used for the study of geotectonic conditions which generated the rocks. On the Ti-Cr diagram, which is more conclusive, most rocks enter the ocean floor basalt domain and

¹ Depusă la data de 27 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la data de 5 mai 1981, comunicată în ședința din 15 mai 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș nr. 1, 78344, București.



on the QLM diagram the basic and ultramafic rocks of the Măru Series enter the two projection fields of typical Mesozoic ophiolites, thus pointing to the common features of the two rock series.

Introducere

Cu ocazia cercetărilor efectuate de noi pentru elaborarea hărții geologice la scara 1 : 50.000, foaia Muntele Mic (Savu et al., 1981 b) o deosebită atenție s-a acordat ortoamfibolitelor din seria de Măru.

Regiunea în care se dezvoltă seria de Măru se situează în partea de vest a masivului montan cunoscut sub numele de Muntele Mic. Această regiune este străbătută de cîteva ape mai importante, ca Bistra Mărului și valea Sebeșului cu afluenții săi Slatina, Borlovița și Sebeș, ape care au erodat puternic și seria de Măru, creînd astfel deschideri adecvate unui studiu foarte amănunțit al rocilor amfibolitice.

Cercetări cu caracter general asupra amfibolitelor din seria de Măru au fost făcute de Schafarzik (1899), care a prezentat o hartă a regiunii la scara 1 : 75.000. În 1945-1946 Codarcea și Gherasi au descris șisturile cristaline ale autohtonului danubian din regiune, între care separă și o zonă de amfibolite.

Mai tîrziu, Rădulescu și Rădulescu (1957) deosebesc în masivul Muntele Mic un complex amfibolitic, pe care îl consideră în parte de origine sedimentogenă și în parte de origine vulcanogenă. Ei semnalează prezența granatului parțial cloritizat în amfibolite. În 1964 Popescu și Ștefan prezintă o descriere petrografică a rocilor amfibolitice. Gherasi și colaboratorii folosesc în 1968 denumirea de seria amfibolitelor de Măru, constituită din ortoamfibolite, metacuarțdiorite și subordonat din metagraywacke. Gherasi și Savu (1969), care se ocupă de granitul de Muntele Mic, descriu pe scurt și complexul amfibolitelor de Măru. În 1969 și 1970 Gherasi și colaboratorii elaborează o hartă geologică la scara 1 : 10.000 a regiunii Muntele Mic, descriind diferite tipuri petrografice din cadrul seriei amfibolitelor de Măru.

Savu et al. (1973) arată că în timpul cutărilor baicaliene (assyn-tice — Savu, 1975) seriile de Măru, Măgura și Bărnița formează o cută anticlinală, afectată de o falie longitudinală, de-a lungul căreia seria de Măru tinde să incalcce peste celelalte două serii. În 1974 într-un raport de sinteză, Gherasi și colaboratorii susțin că seria amfibolitelor de Măru s-a intrus la nivelul seriei de Zeicanî, din care cuprinde „enclave” de metagraywacke. Mai tîrziu, Pomîrjanschi și Pomîrjanschi (1979) efectuează lucrări de prospecțiuni pentru magnetit în imprejurimile localității Măru. În 1981 Savu și Hann au arătat că în amfibolitele rubanate ale seriei de Măru se intercalează benzi de metatufuri acide, gnaise cuarto-feldspatice și micașisturi cu granați, roci care anterior au fost considerate ca petice de acoperire ale pinzei getice. Aceiași autori notează în 1982 că seria amfibolitelor de Măru a fost puternic retromorfozată în timpul mișcărilor hercinice (varistice).

Cercetările noastre speciale asupra acestei serii de roci amfibolitice s-au efectuat în anii 1976-1978. Scopul lucrării de față este să prezinte rezultatele cercetărilor de teren și laborator privind această



serie metamorfică sub aspect petrologic, geochimic și tectonic. Unele din datele pe care le prezentăm aici, au ajuns deja expuse în raportul nostru din 1978.

Considerații asupra structurii geologice și petrografiei seriei de Măru

Seria amfibolitelor de Măru se dezvoltă între localitățile Măru și Borlova (pl. I). Ea este orientată pe direcția NE-SW și se situează între plutonul granitoid de Muntele Mic și planul de șariaj al pînzei getice, în lungul căruia șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru încalcă de la NW spre SE peste seria amfibolitelor de Măru. În lungul acestui plan, pe anumite porțiuni, rocile ambelor serii sunt puternic milonitizate și brecificate (Savu, Hann, 1981; Gherasi et al., 1968; Rădulescu și Rădulescu, 1957). În bazinul văii Borlovița și pe creasta Pietrelor Albe, situată între această vale și valea Slatina, în seria de Măru sunt prinse tectonice formațiuni paleozoice de vîrstă devonian superior-Carbonifer inferior, asemănătoare seriei de Vidra (Savu, Hann, 1982).

Seria amfibolitelor de Măru este destul de heterogenă în ceea ce privește compoziția litologică. Sub aspectul distribuției diferitelor tipuri de roci, care alternează între ele, aceasta este de o mare uniformitate. Se formează roci cu textură rușinată foarte caracteristice, în care ortoamfibolitele melanocrate în benzi de diferite grosimi alternează cu benzi similare formate din gnais amfibolice-leucocrate. Datorită soluțiilor granitoide migrate din adâncime, se formează roci migmatice de natură arteritică, cu aspect stromatitic sau lenticular, paralele (pl. II, fig. 1) sau cutate (pl. II, fig. 2). Se formează de asemenea, corpuri de pegmatite (Savu et al., 1973).

Această serie constă din alternanțe de ortoamfibolite, gnais amfibolice, amfibolite cu biotit, rar amfibolite cu granat, serpentinite, mica-șisturi, calcare cristaline, gnais cuarț-feldspatice și metatufuri acide. În extremitatea nordică a zonei de dezvoltare, amfibolitele seriei de Măru se îndințează cu șisturi cloritoase-feldspatice și șisturi cuarțoase-cloritoase-feldspatice, asociate cu cîteva intercalații de calcare cristaline. Aceste formațiuni retromorfozate ca și seria de Măru, reprezintă probabil un echivalent a ceea ce Gherasi et al. (1968) au considerat drept seria de Zeicanî.

Vîrsta seriei de Măru este precambrian-superioară (Savu et al., 1973; Savu et al., 1978), fapt susținut de următoarele forme de micropori determinate de Adina Visarion în lentila de calcar intercalată în amfibolitele seriei pe valea Sebeșului: *Protosphaeridium* sp., *Protosphaeridium* T. im., *Synsphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Kildinella* sp., *Trematosphaeridium* sp., *Zonosphaeridium* sp., *Trochysphaeridium chinsienense* Liu-Siu, *Asperotoprophosphaera* sp., *Turuchania* sp., *Margominuscula* sp., *Lophominuscula* sp. și *Leiominuscula* sp.

Descrierea rocilor din seria de Măru se va face în sensul de la rocile ultrabazice spre cele mai acide, în final fiind prezentate șisturile cristaline de origine terigenă.



1. Serpentinitetele formează corpuri mici, dintre care cel mai important se găsește în apropierea contactului cu pînza getică pe valea Șasa, la vest de Măru și altul mai mic este situat în masa amfibolitelor, la vest de virful Orlea. Aceste roci constau în principal din lamele de antigorit, grupate, care alcătuiesc o masă fundamentală pisloasă. În această masă fundamentală apar pseudomorfoze de bastit după un ortopiroxen, cu care se asociază uneori lamele de kämmererit. Acesta din urmă apare însă și pe unele fisuri care străbat roca. Se întâlnesc de asemenea granule de oxizi de fier de origini diferite: (1) unele sunt primare, au dimensiuni ceva mai mari și se prezintă ca granule izolate, opace; (2) există însă și granule fine de oxizi de fier, care se prezintă ca un praf ce apare în mai multe ipostaze: (a) sub formă de acumulări destul de compacte; (b) sub formă de rojuri și (c) formind asociatii lineare, care dau impresia unor fisuri umplute cu acest praf și care separă roca în forme celulare.

Serpentinitetele de pe creasta Orlea sunt puternic laminate și transformate aproape în întregime în talc, ce formează lamele fine. Se întâlnesc două situații: (1) roca ultrabazică este în întregime înlocuită cu talc, aspect care este cel mai răspîndit, în această situație găsindu-se masa principală a lentilei de serpentinit; (2) în masa rocii talcoase se remarcă separații, în care antigoritul alternează cu benzi de talc ce se găsește în lamele fine. Oxizii de fier, care se prezintă fie în granule, fie ca un praf fin, se observă adesea în masa talcoasă a rocii, unde formează cuiburi, benzi sau dire neregulate.

2. Amfibolitele sunt roci constituite din plagioclaz poichilitic care prezintă incluziuni fine de amfibol, sfen și granule de magnetit, amfibol cu contur neregulat, avind incluziuni de sfen și magnetit, cristale idiomorfe sau xenomorfe de titanit și granule neregulate de magnetit; rar apare apatit în cristale prismatice. Amfibolul prezintă următorul pleocroism: Ng = verde-albăstrui; Nm = verde-bruniu; Np = galben. Titanitul formează uneori aglomerări de cristale incluse de obicei în amfibol. Se întâlnesc de asemenea cuarț în granule cu contur neregulat și cu extincție rulantă.

3. Amfibolitele cu granați apar foarte rar. Ele au fost întâlnite pe valea Măru, la confluența cu valea Bratonia. Aceste roci au o compozitie asemănătoare cu a celor de mai sus, de care diferă prin prezența granatului-almandin fisurat și parțial cloritizat, care se prezintă în cristale fin-granulare, izotrope. Plagioclazul este maclat polisintetic și de multe ori întesat cu sericit, mai ales în porțiunile marginale. Uneori se observă în aceste amfibolite granule de pistațit și de magnetit.

4. Amfibolitele cu biotit. Față de amfibolitele normale ele conțin mai puțin amfibol și ceva mai mult plagioclaz și cuarț, asociatie de minerale la care se adaugă biotitul. Acestea din urmă formează lamele de dimensiuni reduse, de obicei în mare parte alterate în clorit. Celelalte minerale care apar în aceste roci sunt zoizitul, oxizii de fier și apatitul.

5. Gnaisele amfibolice (metagreywacke) se întâlnesc ca intercalări în toată seria amfibolitică. Ele sunt roci cu textură šistoasă și constau în principal din plagioclaz, cu care se asociază amfibol, biotit și apatit.



Cele de pe valea Sebeșului conțin și disten ($c \wedge Ng = 30^\circ$), mineral ce se prezintă în cristale mari de 1-3 mm lungime, poichiloblastice, care includ apatit, rutil idiomorf, biotit, plagioclaz și magnetit. Pe margini el este înlocuit de sericit.

Amfibolul se prezintă în cristaloblaste alungite, cu contur neregulat și cu următorul pleocroism : Ng = verzui-albăstrui ; Nm = verde-bruniu ; Np = slab gălbui.

Plagioclazul (An_{40-42}) formează granuloblaste cu contur neregulat și cu incluziuni de amfibol, apatit și magnetit, mai rar și lamele de biotit cloritizat.

Biotitul este parțial alterat, având o culoare galben-verzuie și fiind slab pleocroic în aceste culori. În biotit apar separații de sagenit. Pistațitul pleocroic în culori galbene apare în granule rare. Se întâlnesc de asemenea cristale de apatit incluse în plagioclaz și magnetit.

6. Metatufurile acide (porfiroidele) sunt roci de culoare albă, fin granulare, cu structură porfiroblastică și cu textură gnaisică, formate din cuart, feldspați, muscovit, biotit, epidot și oxizi de fier. Cuarțul apare în granule fine sau în cristale mai mari, cu contur neregulat și cu extincție rulantă. Feldspatul potasic se prezintă în granule mari, cu contur neregulat și cu structură în grătar a microclinului. Albitul formează granule fine în masa fundamentală. Muscovitul se prezintă în lamele mari, orientate cu față (001) paralel cu foliația rocii.

Micașisturile și gnaisele micacee formează intercalații în amfibolite. Ele prezintă benzi migmatice și constau din granule de cuart cu extincție rulantă, cristale de plagioclaz, lamele de muscovit și biotit, almandin și mai rar disten sericitizat. De obicei aceste roci sunt mai intens retromorfozate, proces care afectează în principal feldspații, ce sunt înlocuți de un agregat tulbure, format din albit, sericit și zoizit. Pe seama biotitului se formează clorit cu separare de oxizi de fier. Unele intercalații de micașisturi conțin numeroase cristale de almandin care adesea sunt idiomorfe.

Metamorfismul seriei de Măru s-a manifestat în timpul mișcărilor assyntice, cînd această serie a fost cutată și a fost pus în loc plutonul granitoid de Muntele Mic (Savu et al., 1973 ; Savu et al., 1975 ; Savu et al., 1978). Înînd seama de prezența distenului în compoziția unor gnaisse intercalate în această serie, de compoziția plagioclazului din amfibolite, care este un andezin (An_{40-42}) și de faptul că în unele amfibolite apare almandinul, chiar dacă aceasta se întîmplă foarte rar, ajungem la concluzia că metamorfismul seriei de Măru a avut loc în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin (Turner, Verhoogen, 1960 ; Winkler, 1967 ; Turner, 1968) eventual cu tranziție spre faciesul amfibolitelor cu epidot. În timpul mișcărilor hercinice, cînd se metamorfozează formațiunile paleozoice care sunt prinse tectonic în masa seriei de Măru, aceasta suferă intense fenomene de retromorfism, care sunt mai evidente în partea de nord-est a regiunii. În sprijinul acestei concluzii vin și datele de vîrstă radiogenă de 300 m.a., obținute pe roci assyntice laminate și retromorfozate din regiune (Savu et al., 1975 ; Soroiu et al., 1970). Cu această ocazie are loc cloritizarea parțială a



amfibolului și a biotitului, sericitizarea distenului și sausuritizarea plagioclazului din rocile componente ale seriei de Măru.

În ceea ce privește tectonica primară — sinmetamorfică — a seriei de Măru, menționăm că aceasta constă din cufe secundare, situate pe flancul vestic (normal) al structurii anticlinale faliate și deversate spre SE, în axul căreia se situează granitul de Muntele Mic (Gherasi, Savu, 1969; Savu et al., 1973). Din această cauză amfibolitele seriei de Măru alcătuiesc un monoclin orientat pe direcția NE-SW, care înclină destul de puternic spre NW (pl. I).

De-a lungul fracturii longitudinale majore, care a afectat structura anticinală în a cărei zonă axială se găsește în prezent granitul de Muntele Mic, seria de Măru și formațiunile metamorfice echivalente cu seria de Zeicani din partea de nord a regiunii, au tins să încalce peste formațiunile seriilor de Măgura și Barnița, care sunt mai slab metamorfozate (Gherasi, Savu, 1969; Savu et al., 1973).

După cum am arătat recent (Savu, Hann, 1981), tectonica actuală a autohtonului danubian, în regiunea din care face parte și seria de Măru, este polifazică și mult mai complexă. Aceeași caracteristică domină și tectonica seriei de Măru, în care sunt prinse tectonic formațiunile paleozoice menționate, fapt ce s-a realizat în timpul cutărilor hercinice.

Mișcările alpine, pe lîngă faptul că au condus la șariajul pînzei getice, este sigur că au afectat în oarecare măsură și formațiunile seriei de Măru, care au suferit fenomene de milonitizare de-a lungul planului de șariaj (Savu, Hann, 1972) și de-a lungul faliei Vîrciorova-Craiu (Gherasi, Savu, 1969).

Chimismul rocilor bazice și ultrabazice

În vederea stabilirii particularităților petrochimice ale rocilor bazice și ultrabazice din seria de Măru au fost analizate chimic 15 probe, care reprezintă roci ultrabazice, ortoamfibolite, un gnais amfibolic și un gnais cuarțo-feldspatic ce reprezintă un metatuf acid. Din tabelul 1, în care sunt redate rezultatele analizelor chimice, se desprinde clar caracterul de roci magmatogene bazice și ultrabazice al acestor formațiuni, cu excepția ultimelor două roci, între care gnaisul amfibolic reprezintă probabil un metatufit bazic.

Condițiile geologice în care se găsesc în prezent aceste roci în formațiunile metamorfice assyntice ale autohtonului danubian, arată că ele reprezintă produsele metamorfozate ale unui „magmatism de geo-sinclinal”, ce s-a manifestat în stadiile timpurii sau inițiale ale zonei oceanice, care a evoluat în Precambrianul superior pe amplasamentul actual al Carpaților Meridionali, de-a lungul plăcii moesice. Aceste observații sunt susținute în primul rînd de tipurile de magma la care corespund rocile bazice și ultrabazice metamorfozate din seria de Măru. Acestea sunt reprezentate prin magme peridotitice, gabbroice și leuco-gabbroice, la care se adaugă și magme acide de tipul trondhjemitic (tab. 2).



TABELUL 1
Compoziția chimică a rocilor din seria de Mâru

Nr. crt.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
	Nr. probei	51	47	52	49	11	43	20	33	5	1	23	61	4	6	31
Tipul de rocă	Serpentinit	Serpentinit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Amfibolit	Gnais amfibolic	Metatuf acid		
Localizare	Valea Șasa	Valea Șasa	Valea Schesu Mare	Valea Borlovită	Valea Schesu Mare	Valea Borlovită	Valea Borlovită	Valea Borlovită	Valea Schesu Mare	Valea Borlovită	Valea Borlovită	Valea Borlovită	Valea Șasa	Valea Slatinei		
SiO ₂	40,21	40,40	41,27	41,91	45,68	45,97	46,28	48,38	48,87	49,00	49,12	50,11	51,04	52,37	68,16	
Al ₂ O ₃	2,16	2,29	2,09	18,33	2,90	16,94	18,03	19,33	17,22	16,84	18,46	14,11	15,18	19,18	15,98	
Fe ₂ O ₃	6,01	5,38	3,88	4,64	5,34	4,03	2,37	2,88	2,93	1,65	4,10	3,47	3,58	2,68	1,17	
FeO	1,22	2,37	2,90	6,76	1,75	7,06	6,27	6,30	7,70	6,32	4,88	9,90	6,65	4,70	1,08	
MnO	0,10	0,11	0,12	0,20	0,06	0,20	0,16	0,16	0,15	0,15	0,30	0,18	0,14	0,14	0,48	
MgO	37,95	36,52	37,16	8,43	33,05	8,96	10,56	6,72	7,40	8,29	8,07	5,06	6,89	4,93	1,27	
CaO	0,76	0,55	0,36	12,67	0,96	8,48	9,80	7,64	7,60	8,28	8,60	7,18	9,38	6,63	1,75	
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	1,55	0,05	3,45	3,00	4,10	3,50	2,55	2,70	3,30	2,10	4,55	4,56	
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	1,10	0,02	0,60	0,95	0,85	0,70	1,60	0,55	0,80	0,70	1,40	2,35	
TiO ₂	0	0	0	1,78	0,40	1,90	1,08	0,82	2,23	1,05	1,31	3,02	1,64	1,06	0,35	
P ₂ O ₅	0	0	0	0,68	0,23	0,29	0,09	0,32	0,44	0,10	0,38	0,57	0,27	0,27	0,10	
CO ₂	0,30	0,40	0,22	0,77	0,50	0,33	0,30	0,27	0,15	1,22	0,61	0,55	0,29	0,27	0,65	
S	0,127	0,198	0,135	0,079	0,189	0,107	0,143	0,107	0,224	0,076	0,193	0,120	0,124	0,079	0,118	
Fe(S)	0,10	0,17	0,11	0,07	0,16	0,09	0,12	0,09	0,19	0,06	0,16	0,10	0,10	0,07	0,09	
H ₂ O	10,57	10,93	11,31	1,93	7,06	1,20	1,35	1,53	1,61	2,16	1,08	1,43	1,54	1,82	1,26	
Gr ₂ O ₃	0,13	0,37	0,46	—	0,32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
NiO	0,34	0,21	0,33	—	0,68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Total	100,35	99,97	100,41	100,90	99,34	99,47	100,50	99,49	100,91 _a	99,34	100,36	99,99	99,66	100,13	99,36	



Pe diagrama QLM (fig. 1) rocile ortoamfibolitice se situează toate în cîmpul rocilor bazice din seriile ofiolitice din Alpi, Apennini și Dinarizi cercetate de Burri și Niggli (1945), precum și al ofiolitelor din Carpați (Savu, 1980). Acesta scoate clar în evidență că rocile ortoamfi-

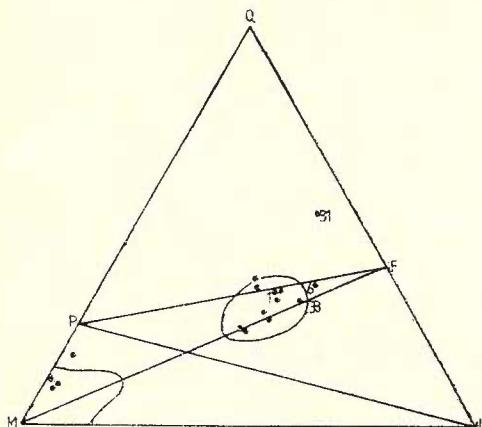
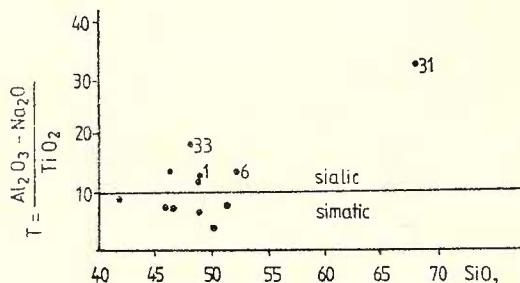


Fig. 1 — Diagramma
QLM.
Le diagramme QLM.

bolitice au rezultat din magme formate în mantaua superioară, ca și magmele din care s-au format ofiolitele mezozoice. Rocile peridotitice și serpentinitele se proiectează pe aceeași diagramă, în majoritate, în cîmpul rocilor ultrabazice din seriile ofiolitice din regiunile amintite mai sus. Metatuful acid (proba 31), care reprezintă o magmă trondjemitică și ar putea proveni din diferențierea magmelor tholeiitice, se situează deasupra cîmpului de proiecție a acestora, mai aproape de colțul Q al diagramei.

Dacă excludem metatuful acid și gnaisul amfibolic, care sunt roci bogate în materiale silico-aluminoase, constatăm că șase roci bazice se situează pe diagrama din figura 2, construită după Gottini (1969), în cîmpul rocilor de origine simatică, iar patru din ele se deplasează

Fig. 2 — Diagramma
T-SiO₂.
Le diagramme T-SiO₂



în cîmpul rocilor de origine sialică. Primele roci considerăm că reprezintă ortoamfibolite a căror compozitie nu a suferit modificări în timpul formării lor. Celelalte patru probe de roci bazice credem că au fost afectate de procese de contaminare, care s-au putut manifesta, așa cum au arătat (Savu, Bratosin, Neacșu) în raportul privind chimismul orto-

amfibolitelor din seria assyntică de Drăgșan, echivalentă cu seria de Măru (Savu et al., 1973), în două momente din procesul de formare a rocilor amfibolitice (Savu et al., 1971 c).

a) În timpul activității vulcanice, cînd se depuneau tufurile pe fundul oceanului — presupunind că rocile în cauză au rezultat din tufuri bazice; cu această ocazie, în masa lor au putut fi înglobate și minerale argilitice din apa mării.

b) În timpul metamorfismului prin seria amfibolitelor au circulat soluții migmatice degajate din plutonul granitoid de Muntele Mic. Aceste soluții fiind încărcate cu SiO_2 , K_2O și Na_2O au condus la formarea unor migmatite și filoane de pegmatite (Savu et al., 1973) și la introducerea unor elemente majore și minore în rocile amfibolitice în curs de recristalizare. Așa se explică formarea biotitului în unele amfibolite.

c) Este probabil că și procesele de diferențiere metamorfică au influențat distribuția unor elemente chimice în rocile amfibolitice melanocrate și în gnaisele amfibolice leucocrate.

Rocile ultrabazice, care reprezintă probabil cumulate diferențiate din magma tholeiitică, prezintă conținuturi de elemente chimice care le deplasează de-a lungul ordonatei diagramei din figura 2, în afara cîmpurilor de proiecție a rocilor normale.

Acstea particularități ale rocilor bazice și ultrabazice metamorfozate din seria de Măru se reflectă și în diagrama din figura 3, construită după Irvine și Baragar (1971), pe care rocile ultrabazice și cele mai

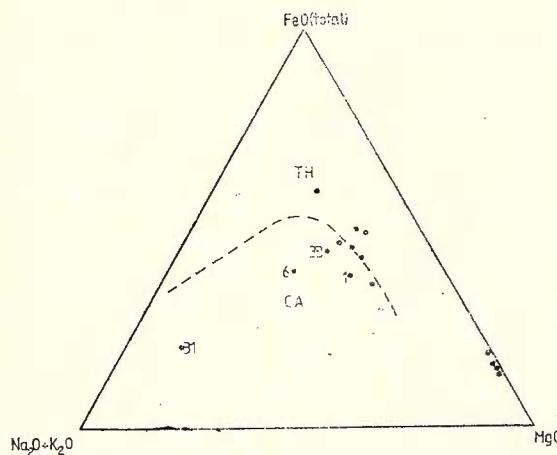


Fig. 3 — Diagrama FeO (tot)- MgO - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.
Le diagramme FeO (tot)- MgO - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

multe roci bazice se situează în domeniul magmelor tholeiitice sau în imediata apropiere a liniei care delimită cîmpul rocilor tholeiitice de cel al rocilor calco-alcaline. Se remarcă faptul că aproximativ aceleasi roci contaminate (nr. 1, 6 și 33), care pe diagrame anterioare se situau în domeniul sialic, se găsesc de data aceasta în cîmpul rocilor calco-alcaline.

S-ar mai putea admite, că aceste roci ce se situează în domeniul calco-alcalin ar putea să reprezinte produsele metamorfozate ale unui vulcanism de arc insular submarin, preorogen, cum este cel jurasic

TABELUL 2
Parametrii Niggli

Nr. crt.	Nr. probei	s/ <i>i</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>	<i>t_i</i>	<i>p</i>	<i>w</i>	<i>Qz</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>	Tipul de magneziu
1	51	61,83	1,99	96,67	1,25	0,09	0,20	0,90	0,01	—	—	0,79	—38,53	8,32	2,62	89,06	peridotitică
2	47	64,16	2,19	96,76	0,96	0,09	0,20	0,86	0,01	—	—	0,67	—36,20	9,73	2,05	88,22	peridotitică
3	52	65,36	1,99	97,33	0,59	0,09	0,20	0,90	0,01	—	—	0,55	—35,00	10,27	1,37	88,36	peridotitică
4	49	78,36	2,88	95,24	1,79	0,10	0,20	0,88	0,02	0,51	0,13	0,68	—22,10	17,12	2,64	80,24	peridotitică
5	11	86,48	22,34	45,18	27,96	4,52	0,32	0,57	0,62	2,79	0,59	0,38	—31,60	23,31	37,08	39,61	gabbroïdă
6	43	110,70	24,06	45,09	21,94	8,91	0,09	0,51	0,48	3,47	0,27	0,34	—24,94	27,19	39,94	32,87	gabbroïdă
7	20	107,32	24,69	42,78	24,37	8,16	0,18	0,61	0,57	1,92	0,08	0,25	—25,32	27,16	40,68	32,16	gabbroïdă
8	33	124,30	29,25	38,14	21,04	11,57	0,12	0,48	0,55	1,57	0,34	0,30	—21,98	30,26	45,81	23,93	leuco-gabbroïdă
9	5	125,96	26,19	42,98	21,05	9,78	0,11	0,47	0,49	4,38	0,52	0,25	—13,16	31,19	40,36	28,45	gabbroïdă-leuco-gabbroïdă
10	1	129,41	26,25	41,09	23,44	9,22	0,29	0,57	0,57	2,14	0,15	0,19	—7,47	32,71	39,81	27,48	gabbroïdă-leuco-gabbroïdă
11	23	125,16	27,85	40,94	23,57	7,64	0,11	0,54	0,57	2,49	0,43	0,11	—5,40	33,49	40,32	26,19	gabbroïdă-leuco-gabbroïdă
12	61	138,36	22,93	45,75	21,20	10,12	0,13	0,32	0,46	6,33	0,78	0,23	—2,12	33,00	35,50	31,50	gabbroïdă-leuco-gabbroïdă
13	4	136,81	23,96	42,43	26,98	6,63	0,17	0,46	0,63	3,28	0,27	0,33	+10,29	36,11	33,83	30,06	miharatică
14	6	149,64	32,25	32,29	20,31	15,15	0,16	0,46	0,63	2,33	0,29	0,34	+10,96	34,01	47,42	18,57	—
15	31	328,75	45,41	17,23	8,98	28,38	0,25	0,37	0,52	1,30	0,29	0,51	+115,23	53,08	38,58	8,34	trontribjemitică



superior din zona Mureș (Savu, 1980). Succesiunea formațiunilor nu indică însă o modificare a condițiilor geologice în timpul punerii în loc a rocilor eruptive bazice din care a rezultat seria de Măru și în acest caz, singura explicație valabilă asupra particularităților petrochimice ale acestor roci rămîne cea care se referă la contaminarea lor prin procesele arătate mai sus.

Distribuția elementelor minore

Pentru stabilirea caracteristicilor geochimice ale rocilor amfibolitice și ale celor asociate lor, au fost analizate prin spectrografie de emisie cele 15 probe din tabelul 1. Rezultatele acestor analize sunt redată în tabelul 3, din care reiese că elementele Ni, Co, Cr, V și Sc prezintă conținuturi asemănătoare cu cele ce sunt caracteristice pentru rocile ultrabazice și bazice cunoscute în literatură. Fac excepție gnaisul amfibolic cu valori ceva mai mici de Co și Sc și metatuful acid, care se caracterizează prin conținuturi scăzute de Co, V și Sc. Prin compozitia sa, această ultimă rocă corespunde la un tuf dacitic metamorfozat, ceea ce este în concordanță și cu conținuturile celorlalte elemente minore.

Pe diagrama Cr-Ni (fig. 4) rocile din seria de Măru se proiectează între dreptele care corespund la rapoartele $\text{Cr}/\text{Ni} = 1$ și $\text{Cr}/\text{Ni} = 3$, cu

TABELUL 3

Elemente minore (ppm) în rocile din seria de Măru

Nr. crt.	Numărul probei	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	Ba	Sr	Li	Cu	Ga	Sn	Pb
1	51	2700	152	3000	62	16	<10	<1	5,5	50	<10	<3	17	2,5	<2	<2
2	47	1700	105	2550	75	17	<10	<1	5	290	<10	<3	37	2,5	<2	<2
3	52	2600	140	3200	64	16	<10	<1	5,5	10	<10	<3	23	2,5	<2	<2
4	49	5300	190	2200	50	8	<10	<1	<5	280	53	<3	19	<2	<2	<2
5	11	135	54	310	380	40	34	2,3	155	215	700	22	11	20	3,5	3
6	43	220	52	225	330	31	32	2,3	155	95	410	24	53	15	<2	3,5
7	20	100	41	320	260	35	29	2,1	115	170	470	17	40	16	<2	22
8	33	60	34	75	280	26	18	1,2	24	320	820	23	34	18	<2	4
9	5	42	55	37	420	42	48	3,8	290	145	400	17	190	23	3,5	3,5
10	1	110	35	260	210	30	25	2,2	115	380	380	20	30	18	2,5	8
11	23	135	46	185	280	29	28	1,4	180	90	650	29	11	18	2	3,5
12	61	22	32	5,5	330	36	60	4	420	215	460	17	130	24	4,5	8,5
13	4	43	50	165	340	55	44	4,4	210	95	430	17	40	17	<2	5,5
14	6	26	26	38	220	17	20	1,5	230	600	1000	10,5	24	21	<2	6
15	31	24	11	34	65	5,5	<10	<1	120	1300	550	10	24	24	<2	10



excepția serpentinitului de pe creasta Orlea, care este puternic transformat în talc și a unui amfibolit din valea Măru, rocă ce este suspectată că a suferit procese de contaminare datorate soluțiilor granitoide. Aceste două roci se situează la valori subunitare ale raportului Cr/Ni.

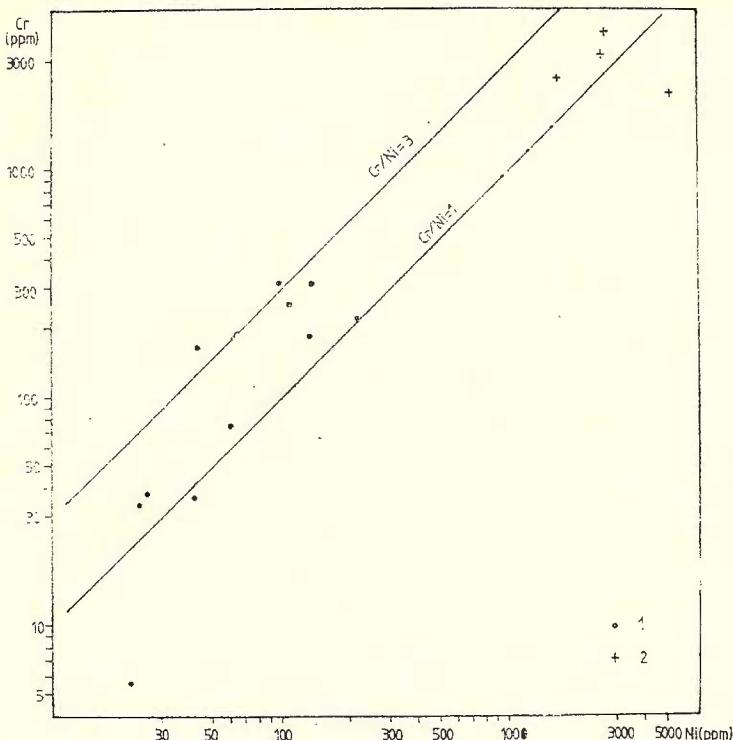


Fig. 4 — Diagrama Cr-Ni. 1, roci bazice (orthoamfibolite); 2, roci ultrabazice. Le diagramme Cr-Ni. 1, roches basiques (orthoamphibolites); 2, roches ultrabasiques.

În rocile ultrabazice elementele Y, Yb și Zr prezintă valori scăzute, normale pentru acest tip de roci. În rocile bazice valorile lor cresc odată cu creșterea conținutului de titan, respectiv cu diferențierea magmei tholeiitice din care au derivat rocile din seria de Măru, aşa cum rezultă din diagrama din figura 5. În acest proces fiecare element are însă, modul său de comportare. Astfel, Y și Yb prezintă conținuturi ale căror valori cresc odată cu diferențierea, această creștere păstrând însă un raport constant față de titan ($Y/Ti = 3,5 \cdot 10^{-3}$; $Yb/Ti = 0,25 \cdot 10^{-3}$). De remarcat este faptul că, atât gnaisul cu amfiboli, cât și metatuful acid se înscriu pe aceleasi drepte de corelație pozitivă ale seriei amfibolitice.

În cursul diferențierii magmei tholeiitice creșterea zirconiului este mai accentuată decit cea a titanului, din care cauză și valorile raportului Zr/Ti cresc cu diferențierea de la $15 \cdot 10^{-3}$ pînă la $25 \cdot 10^{-3}$ (fig. 5). Această creștere mai accentuată a zirconiului în seria de roci amfibolitice este determinată, aşa cum s-a arătat mai sus, de procesele de

contaminare a rocilor bazice datorită soluțiilor granitoide migrate din adîncime și care, odată cu SiO_2 , K_2O și Na_2O au introdus în roci Zr și alte elemente minore (Savu, Udrescu, 1975). Gnaisul cu amfiboli, a cărui origine nu este încă pe deplin elucidată — dacă el a rezultat

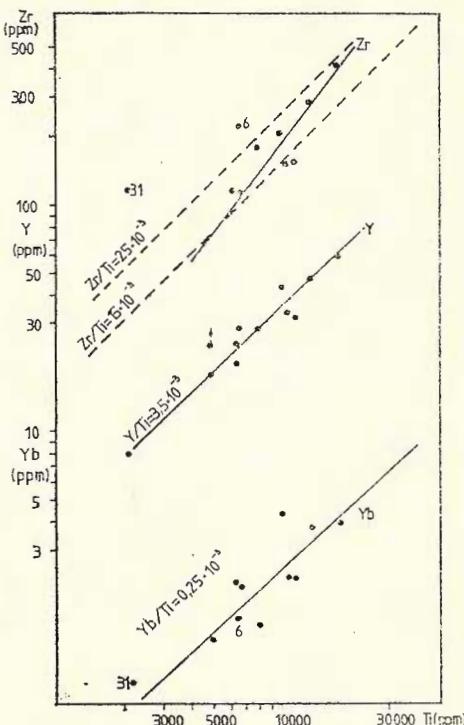


Fig. 5 — Diagramma Zr,
Y, Yb-Ti.
Le diagramme Zr, Y,
Yb-Ti.

prin procese simple de diferențiere metamorfică sau dacă la formarea lui nu au contribuit și soluțiile migmatice, ori dacă încă de la început roca primară, sedimentară, nu a fost un tufit — și metatuful acid se situează pe diagramă deasupra dreptei de corelație Zr-Ti, la valori mai ridicate ale raportului Zr/Ti.

Datorită proceselor de contaminare a rocilor din seria amfibolitică cu soluții granitoide sau din alte cauze este afectat și conținutul de Ba din amfibolite. Din această cauză valorile sale sunt în general mai ridicate decât în magmele bazice, tholeiitice, din care considerăm că s-au format amfibolitele (vezi fig. 3), ele situându-se la valori mai mari de 90 ppm. Valori foarte ridicate de Ba prezintă gnaisul amfibolic (600 ppm) și metatuful acid (1300 ppm).

Stronjul prezintă conținuturi foarte scăzute în rocile ultrabazice ($< 10-53$ ppm), dar în cele bazice valorile lor depășesc cu mult cele din rocile tholeiitice de fund oceanic (Savu et al., 1981 a) și chiar pe cele ale vulcanitelor calco-alcaline din arcurile insulare (Jakes, White, 1972).

Celelalte elemente minore (Li, Cu, Ga, Sn și Pb) prezintă valori apropiate de cele caracteristice pentru tipurile respective de roci.

Originea rocilor amfibolitice

Seria amfibolitelor de Măru reprezintă o serie vulcanică, în parte volcano-sedimentară, constituită din curgeri de roci bazice, tufuri și tufite, care alternau uneori cu roci sedimentare argiloase, greywackice și carbonatice. Ea nu a constituit un corp dioritic intrusiv, cum s-a crezut la un moment dat (Gherasi et al., 1974).

În această stivă de roci magmatice și sedimentare s-au intrus și mici corpuri de roci ultrabazice, reprezentate prin serpentinitete și peridotitele menționate, și probabil și mici corpuri de roci bazice (pl. I).

Pentru stabilirea condițiilor geotectonice în care s-au format rocile amfibolitice, care am arătat că au provenit din magme tholeiitice (fig. 3), noi am încercat să folosim mai multe tipuri de diagrame, construite după diferiți autori. Dar toate diagramele în a căror construcție participă Zr și Ba, din cauza contaminării rocilor, nu au putut fi utilizate, ele fiind adesea contradictorii (vezi și S. Moorhouse și V. Moorhouse, 1979). Singura diagramă mai concludentă este diagrama Ti-Cr (fig. 6) construită după Pearce (1975), ce se bazează pe elemente care în cursul formării seriei amfibolitice, nu au fost afectate prea intens de fenomenele de contaminare și de migrare. Pe această diagramă se constată

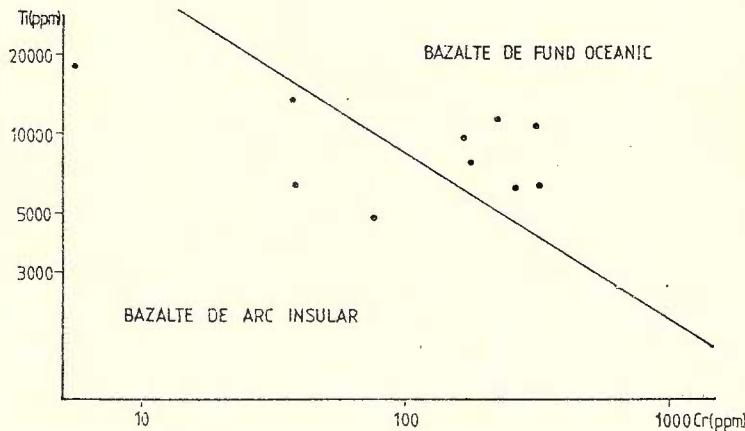


Fig. 6 — Diagrama Ti-Cr.

Le diagramme Ti-Cr.

că majoritatea rocilor se situează în cîmpul bazaltelor de fund oceanic. Aceste roci considerăm că și-au păstrat compoziția inițială nealterată, deoarece ele sănt tocmai rocile care pe diagrama din figura 3 se situează în cîmpul rocilor tholeiitice sau foarte aproape de curba care le separă pe acestea de rocile calco-alcaline.

Pozitia rocilor pe această diagramă este în acord cu faptul că pe diagrama din fig. 1 rocile bazice și ultrabazice din seria de Măru se repartizează în cele două cîmpuri de proiecție a ofiolitelor mezozoice din cele trei regiuni clasice cu astfel de roci. Rezultă astfel că, pentru

oceanul precambrian superior ortoamfibolitele și rocile ultrabazice din seria de Măru reprezintă echivalentele ofiolitelor din oceanele alpine. Rocile contaminate se deplasează în domeniul vulcanitelor de arc insular.

În aceste condiții considerăm că magma tholeiitică s-a format în mantaua superioară și a erupt pe fundul oceanului precambrian superior, formând o stivă de curgeri de lave bazaltice și tufurile acestora, în care se intercalau nivele de argilite și gresii și rar de calcare, care au fost afectate de cutările assyntice și metamorfozate în condițiile de presiune și temperatură menționate mai sus.

Concluzii

Din această lucrare se desprind următoarele concluzii generale.

1. Seria amfibolitelor de Măru constă dintr-o alternanță de roci amfibolitice cu gnaise amfibolice, în care se intercalează uneori paragnaise micacee, micasisturi și rar calcare cristaline.

2. Aceste formațiuni sunt de vîrstă precambrian superioară și au fost cutate și metamorfozate în timpul mișcărilor assyntice, la nivelul faciesului amfibolitelor cu almandin, fiind retromorfozate în cursul mișcărilor hercinice.

3. Rocile amfibolitice au rezultat din magme tholeiitice formate în mantaua superioară, care au erupt pe fundul oceanului precambrian superior.

4. Unele roci au fost contaminate cu materiale silico-aluminoase în timpul depunerii tufurilor bazice și sub influența soluțiilor granitoide assyntice, care au circulat prin seria de roci amfibolitice.

5. Un rol în modificarea conținutului de elemente chimice majore și minore au jucat probabil și procesele de diferențiere metamorfică.

6. Dintre elementele minore mai intens afectate au fost printre altele Zr și Ba, din care cauză diagramele în a căror construcție participă aceste două elemente nu pot fi utilizate pentru stabilirea condițiilor geotectonice, în care s-au format rocile magmatice inițiale.

7. Pe diagrama Ti-Cr care este mai concludentă în acest sens, majoritatea rocilor se situează în domeniul bazaltelor de fund oceanic, ceea ce se corelează cu faptul că, pe diagrama QLM rocile bazice și ultrabazice din seria de Măru se proiectează în cele două cîmpuri de proiecție ale ofiolitelor mezozoice clasice, indicînd astfel caracter comun celor două serii de roci.

BIBLIOGRAFIE

- Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivegesteine des mediterranean Orogen. I, II, Zürich.
 Codarcea Al., Gherasi N. (1945-1946) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
 Gherasi N., Zimmermann V., Zimmermann P. (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de N a Munților Tarcu (Banatul de Est)..



- D. S. Inst. geol. geofiz., LIV, 1, p. 55-80, Bucureşti.
- Savu H. (1969) Structura masivului granitoid de la Muntele Mic (Banatul de Est). D. S. Inst. geol. geofiz., LIV, 3, p. 55-81, Bucureşti.
 - Zimmermann P., Matsch E., Hann H. (1969, 1970) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide, Bucureşti.
 - Zimmermann P., Zimmermann V. (1974) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide, Bucureşti.
 - Gottini V. (1969) Serial character of the volcanic rocks of Pantellaria. *Bull. Volcan.* XXXIII, 3, 1-10, Napoli.
 - Irvine T. N., Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth. Sci.* 8, p. 523-548.
 - Jakes P., White A. J. R. (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 1, p. 29-40, Boulder, Colorado.
 - Moorhouse S. J., Moorhouse V. E. (1979) The Moine amphibolite suites of central and northern Southerland, Scotland. *Mineral. Mag.* 43, p. 211—226, Oxford.
 - Pearce J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments of Cyprus. *Tectonophysics*, 25, p. 41-67, Amsterdam.
 - Popescu A., Stefan R. (1964) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide, Bucureşti.
 - Rădulescu I., Rădulescu L. (1957) Raport, arhiva Întreprinderii geologice de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide, Bucureşti.
 - Savu H. (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. Inst. geol., geofiz.*, XLVI, p. 219-239, Bucureşti.
 - (1980) Genesis of the Alpine cycle ophiolites from Romania and their associated calc-alkaline and alkaline volcanics. *Ann. Inst. Géol., Géophys.*, LVI, p. 55-77, Bucureşti.
 - Vasiliu C., Udrescu C., Tiepac I. (1973) Crystalline schists and Baikalian granitoid rocks in the Muntele Mic region. *An. Inst. geol. geofiz.*, XLII, p. 395-447, Bucureşti.
 - Lemne M., Mînzatu S., Ioncică M., Papadopol C. (1975) Ages K/Ar établis sur les roches du massif granitoid de Muntele Mic (Roumanie). *Proc. 105th Congr. Carp. Balk. Geol. Assoc.* (1973), Bratislava, IV, p. 222-230.
 - Maier O., Bercia I., Berza T. (1978) Assyntic metamorphosed formations in the Southern Carpathians. *Rev. roum. Géol., Géophys. Géogr., Géologie*, 22, p. 19-29, Bucureşti.
 - Vasiliu C., Udrescu C. (1981 a) Structure, petrology and geochemistry of the gabbroic body of Julita-Alpine ophiolites in Drocea Mountains (Apuseni Mountains). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LVI/1, p. 127-152, Bucureşti.
 - Hann H., Năstăseanu S., Marinescu F., Rogge E. (1981 b) Harta geologică a R. S. România, scara 1:50.000, foaia Muntele Mic. *Inst. geol. geofiz.*, Bucureşti.
 - Bratosin I., Neacşu V., Stan N., Năstăseanu S., (1981 c) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, Bucureşti.
 - Hann H. (1981) Mineralizaţiile de sulfuri de la Turnu Rueni-Borlova (Banat). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/2, p. 127—138, Bucureşti.
 - Hann H. (1982) Formaţiunile paleozoice metamorfozate de la vest de Muntele Mic (Banat). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVIII, 5, p. 125-135, Bucureşti.



- Schafarzik Fr. (1899) Die geologischen Verhältnisse der Umggebung von Borlova und Poiana Mărul. *Jahresb. d.k. ung. geol. R.A.f.* 1897, p. 120—151, Budapest.
- Soroiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. (1970) K-Ar dating by neutron activation of some igneous and metamorphic rocks from the southern branch of the Romanian Carpathians. *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 1, p. 323-334, Basel.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill B.C. New York.
- (1968) Metamorphic Petrology, 403 p. McGraw-Hill Book Company, New York.
- Visarion A. (1975) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Winkler H. G. F. (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 237 p.

ÎNTREBĂRI

I. Balintoni. 1. Care sunt relațiile granitelor de Muntele Mic cu seria de Mără?

2. În ce mod au luat naștere granitele de Muntele Mic și cum a putut deci să se intrudă o magmă de origine sialică în roci de proveniență de fund de ocean?

Răspuns: 1. Între seria amfibolitelor de Mără și plutonul granitoid de Muntele Mic sunt relații de intruziune.

2. În mai multe lucrări publicate de Savu și Savu et al. între anii 1970 și 1978 asupra granitoidelor din Autohtonul danubian și deci și a granitului de Muntele Mic, s-a arătat că magmele granitoide s-au format prin topirea crustei oceanice a plăcii moesice, care a fost subdusă sub zona mobilă situată pe marginea nordică și vestică a acestei plăci, aproximativ pe amplasamentul actual al Carpaților Meridionali.

PÉTROLOGIE ET GÉOCHIMIE DES AMPHIBOLITES DE LA SÉRIE DE MĂRU (MUNTELE MIC) ET DES ROCHES ULTRABASIQUE ASSOCIÉES

(Résumé)

La série des orthoamphibolites de Mără, qu'on rencontre à l'ouest du massif de Muntele Mic, se trouve entre le pluton granitoid de Muntele Mic et le plan de charriage de la nappe géotique (pl. I). Elle est constituée d'orthoamphibolites en alternance avec des gneiss amphiboliques, amphibolites à biotite, peu d'amphibolites à grenat, serpentinites, gneiss quartzo-feldspathiques, micaschistes, calcaires cristallins et métatufs acides. La structure des roches est bien souvent rubannée. Les solutions granitoides qui ont migré de la profondeur ont généré des roches à l'aspect migmatique. Les formations de la série des amphibolites de Mără sont

d'âge précambrien supérieur. Celles-ci ont été plissées pendant les mouvements assynthiques et métamorphisées dans le faciès des amphibolites à almandin et ensuite rétromorphisées pendant les mouvements hercyniens.

Les serpentinites constituent de petits corps lenticulaires. Les roches consistent surtout en lamelles d'antigorite qui représentent la pâte où on rencontre des pseudomorphoses de bastite suivant un orthopyroxène auxquelles parfois s'associent des lamelles de kämmererite.

Les amphibolites à grenats sont très rares. Les amphibolites à biotite contiennent moins d'amphibole et plus de plagioclase et quartz que les amphibolites communes. Les gneiss amphiboliques constituent des intercalations dans l'entièvre série amphibolique et consistent surtout en plagioclase, amphibole, biotite, apatite et parfois (vallée de Sebeş) disthène. Les métataufs acides sont des roches blanches à grain fin constituées de quartz, feldspaths, muscovite, biotite, épidoite, à structure porphyroblastique et texture gneissique. Les micaschistes et les gneiss micaçés plus rétromorphisés constituent des intercalations dans les amphibolites et montrent parfois des bandes de migmatites ; ceux-ci sont constitués de quartz, plagioclase, muscovite, biotite, almandin et parfois disthène séricitisé.

En considérant la tectonique primaire — syn métamorphique — de la série de Măru, on note qu'elle est représentée par des plis secondaires, situés sur le flanc ouest (normal) de l'anticlinal faille et déversé vers le SE dont l'axe inclut le granite de Muntele Mic. A cause de cela les amphibolites de la série de Măru forment un monoclinal orienté NE-SO et incliné vers le NO. La série des amphibolites de Măru se caractérise par une tectonique polyphasique complexe, affectée ultérieurement tant par les mouvements hercyniens autant que par ceux alpins.

L'analyse des traits pétrochimiques des roches basiques et ultrabasiques démontre que les roches amphiboliques sont provenues des magmas tholéitiques (fig. 3) qui se sont formés dans le manteau supérieur (fig. 2) et ont émergé au fond de l'océan précambrien supérieur. Les conditions géologiques dans lesquelles ces roches apparaissent dans les formations métamorphiques assynthiques de l'Autochtone danubien, démontrent que celles-ci représentent les produits métamorphisés d'un magmatisme de géosynclinal caractéristique aux stades précoce ou primaires de la zone océanique ; son évolution a eu lieu pendant le Précambrien supérieur à la place des Carpathes Méridionales de nos jours, le long de la plaque moesienne. Pendant le métamorphisme, la série des amphibolites a été traversée par des solutions migmatiques venues de la profondeur et du pluton granitoïde de Muntele Mic, qui ont engendré la pénétration des éléments majeurs et mineurs dans les roches amphiboliques en train de cristallisation ; parfois des roches migmatiques y sont présentes (pl. II, fig. 1, 2). En même temps la distribution des éléments chimiques dans les roches de la série des amphibolites de Măru a été influencée aussi par les processus de sédimentation et de différenciation métamorphique (fig. 2, 4, 5).

Parmi les éléments mineurs le plus affectés on note Zr et Ba. Ainsi les diagrammes qui incluent ces deux éléments ne peuvent pas être utilisés pour définir les conditions tectoniques dans lesquelles ont été générées les roches basiques et ultrabasiques de la série métamorphique de Măru. Plus concluant est le diagramme Ti-Cr (fig. 6) où la majorité des roches se situe dans le champ des basaltes de fond océanique ; on peut les corrélérer avec le diagramme QLM (fig. 1) où les roches basiques et ultrabasiques de la série de Măru sont projetées.



dans les deux champs de projection des ophiolites mésozoïques des régions typiques, ce qui désigne les traits communs des deux séries de roches.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

La carte géologique des formations de la série de Măru. Quaternaire : 1, alluvions. Le Domaine Danubien. Formations paléozoïques (série de Vidra ?). Carbonifère inférieur-Dévonien supérieur : 2, schistes phyllitiques graphiteux, calcaires faiblement cristallisés, métaconglomérats quartzitiques, metatufs acides. Série de Măgura. Cambrien inférieur : 3, schistes à muscovite, chlorite et biotite ; quartzites. Série de Măru. Precambrien supérieur B : 4 a, orthoamphibolites et gneiss amphiboliques (métatufs et métatuffites basiques — formation volcanogène-sédimentaire métamorphisée) ; 4 b, gneiss quartzo-feldspathiques ; 4 c, metatufs acides ; 4 d, micaschistes à muscovite et grenats \pm diasthène ; 4 e, calcaires cristallins ; 4 f, schistes chloriteux-feldspathiques¹ (à l'albite) ; 4 g, schistes quartzueux ; 5, migmatites stromatitiques et artéritiques ; 6, filons de quartz ; 7, pegmatites ; 8, métaserpentinites. Granitoïde de Muntele Mic : 9, granites (a), diorites quartzifères (b) ; 10, mylonites et cataclasites. Le Domaine Gétique. Précambrien supérieur A : 11, série de Sebeș-Lotru ; paragneiss à biotite et muscovite \pm sillimanite \pm diasthène ; amphibolites ; micaschistes ; gneiss quartzo-feldspathiques ; 12, limite géologique en général ; 13, limite lithologique ; 14, limite de discordance ; 15, nappe de charriage (Nappe Gétique) ; 16, faille inverse ; 17, faille supposée ; 18, faille verticale et subverticale ; + compartiment élevé ; — compartiment baissé ; 19, faille au décrochement ; 20, position des couches, foliation de schistosité et zonation ; 21, linéaments (non-différenciés) ; 22, galerie ; 23, position des coupes géologiques ; 24, analyse chimique et spectrale.

Plansa II

Fig. 1 — Roci rubanate formate din amfibolite și gnaisse amfibolice, afectate de procese de migmatizare arteritică. Valea Borlovita.

Roches rubannées constituées d'amphibolites et gneiss amphiboliques, affectées par des processus de migmatisation artéritique. Vallée de Borlovita.

Fig. 2 — Roci rubanate din seria de Măru, afectate de procese de migmatizare și microcutare. Valea Borlovita.

Roches rubannées de la série de Măru, affectées par des processus de migmatisation et microplissement. Vallée de Borlovita.



0



Institutul Geologic al României

H. SAVU, H. P. HANN HARTA GEOLOGICĂ A FORMAȚIUNILOR DIN SERIA DE MĂRU

0 1 2 Km

CUATERNAR	a	b	Aluvioni(a), depozite deluviale(b)
DOMENIU DANUBIAN			
CARBONIFER INF	sgf + c		Formațiuni paleozoice (seria de Vidra ?)
DEVONIAN SUP			Sisturi filitice grafitoase calcare slab cristalizate metaconglomerate cuarțitice metatufuri acide
CAMBRIAN INF	smlb + gl		Sisturi cu muscovit clorit și biotit cuarțită
			SERIA DE MĂRU
			Şisturi cuartoase cloritoase cu albăt
			Şisturi cloritoase-feldspatiche (cu albăt)
			Calcare cristaline
PRECAMBRIAN SUPERIOR B			Micașisturi cu muscovit și granati + disten ?
			Metatufuri acide
			Gnaise cuarto-feldspatiche
			Ortoamfibolite și gnaise amfibolice (metatufuri și metatufite bazice-formațiune vulcanogen sedimentară metamorfozată)
			Migmatite stromatitice și arteritice
			Filoane de cuart
			Pegmatite
			Metaserpentinită
			GRANITOIDUL DE MUNTELE MIC
	gr	dq	Granit(a), diorite cuartifere(b)
			Milonite și cataclazite
PRECAMBRIAN SUPERIOR A			DOMENIUL GETIC
			Seria de Sebeș-Lotru; paragneise cu biotit și muscovit ± sillimanit ± disten; amfibolite; micașisturi; gnaise cuarto-feldspatiche.
			Limită geologică în general
			Limită litologică
			Limită de discordanță
			Pinză de șariaj (Plinza Getică)
			Folie inversă
			Folie presupusă
			Folie verticală și subverticală + compartiment ridicat -compartiment coborât
			Folie cu decroșare
			Positia stratelor; foliaje de sistozitate și rubanare
			Liniații (nediferențiate)
			Galerie
			Pozitia secțiunilor geologice
			Analiza chimică și spectrală



Secțiuni Geologice
scara 1:50.000

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE



Project 5: Correlation of Pre-Variscan and Variscan Events
Mediterranean Belt

POLIMETAMORFISMUL ȘISTURILOR CRISTALINE
SITUATE ÎN PARTEA DE EST A MASIVULUI GRANITOÏD
DE CHERBELEZU (MUNȚII ALMAJ)¹

DE
NICOLAE STAN²

Crystalline schists. Polymetamorphic series. Metamorphic facies. Prograde metamorphism. Dynamic retrograde metamorphism. Thermic contact metamorphism. South Carpathians. Crystalline Danubian Domain. Almaj Mts.

Abstract

Polymetamorphism of the Crystalline Schists occurring to the East of the Cherbelezu Granitoid Massif (Almaj Mountains). The crystalline schists of the "Corbu Series" (Almaj Mts) represent a polymetamorphic series: 1, prograde metamorphism in amphibolite facies, staurolite-almandine subfacies (Assyntic-Early Caledonian orogenesis); 2, dynamic retrograde metamorphism in greenschist facies, brought about by the Poiana Mraconia Formation thrust over the "Corbu Series" (Ordovician-Silurian); 3, thermic contact metamorphism in amphibole hornfels facies through the intrusion of the Cherbelezu granitoid (Caledonian orogenesis); 4, retrograde metamorphism (Hercynian orogenesis).

Șisturile cristalofiliene din partea de est a granitoidului de Cherbelezu reprezintă prelungirea spre nord a ceea ce în literatura geologică este cunoscut sub denumirea de „seria de Corbu“. Spre sud aceasta se extinde pînă la Dunăre în apropierea Plavișevîtei. La est se învecinează cu șisturile cristaline aparținînd „grupului de Neamțu“, iar la vest cu serpentinitele și metagabbrourile de Plavișevîta, precum și cu „formațiunea de Poiana Mraconia“.

Streckeisen, în 1931, a separat aceste șisturi cristalofiliene sub numele de „zona de Predeal“ iar Codarcea, în anii 1937 și 1940, le-a denumit „zona filitelor de Corbu“. Gheruci și Serafimovici (1965, 1966,

¹ Predată la 29 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 29 aprilie 1981, comunicată în ședința din 29 aprilie 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caramășeș nr. 1, 78344, București.



1967) le-au descris sub numele de „filite de Corbu“. Denumirea de „seria de Corbu“ a fost adoptată mai recent de Bercia, Bercia (1975, 1980), Gunnesch, Gunnesch (1978), Kräutner (1980) și Stan (1981).

Aceste sisturi cristaline considerate de marea majoritate a cercetătorilor ca fiind roci epimetamorfice sau roci metamorfozate prograd în faciesul de sisturi verzi, se dovedesc a fi la o cercetare mai atență, roci polimetamorfice. Gunnesch, Gunnesch (1978) au presupus pentru prima dată caracterul lor retromorf, iar Stan (1981), prin identificarea staurolitului ca mineral relict a susținut această idee.

Observații microscopice

Şisturile cristalofiliene aparținând seriei de Corbu din perimetru pe care l-am cercetat, sunt reprezentate prin sisturi amfibolice, sisturi cuarțitice micacee, sisturi sericito-cloritoase, cuarțite, sisturi cuarțitice cu porfiroblaste de albit, micașisturi, micașisturi cu staurolit, micașisturi cu staurolit și granat, calcare cristaline. Pe aceste roci la contactul cu granitoidul de Cherbelezu s-a suprapus un metamorfism de contact termic. S-au format astfel corneene cu muscovit și biotit \pm andaluzit. Toate aceste roci sunt foarte intens sau mai puțin intens metamorfozate. Astfel, în sisturile amfibolice, hornblendă este transformată în mare parte în actinot-tremolit, în clorit, zoizit sau clinozoizit. Cuarțul apare sub formă de granoblaste cu extincție puternic ondulatorie, alungit și cu conture franjurate. Microscopic se observă două direcții de sistozitate: o sistozitate S_1 materializată de orientarea majorității elementelor mineralogice componente și o sistozitate mai nouă S_2 care se dezvoltă incipient, dispusă oblic sau perpendicular pe prima. Noile plane S_2 sunt umplute cu calcit secundar.

În sisturile cuarțitice micacee sericito-cloritoase sau în sisturile cuarțitice cu porfiroblaste de albit, fenomenul de retromorfism este de asemenea evident: muscovitul și albitul sunt transformați parțial sau total în sericit; biotitul este cloritizat în proporții de pînă la 80-90%.

Micașisturile sunt și ele retromorfozate: sericitizarea muscovitului și cloritizarea biotitului sunt larg răspîndite. Totuși, în unele cazuri, micașisturile, îndeosebi cele din partea de nord, sunt mai slab afectate de retromorfism. În asemenea cazuri, rămîn ca relicte, alături de muscovit și biotit, staurolitul și granatul. Staurolitul incipient sericitizat sau slab cloritizat prezintă dimensiuni ce pot ajunge pînă la 0,7 mm. Are un pleocroism galben auriu-pal și extincția dreaptă; $2V = +80-90^\circ$. Structurile helicitice identificate uneori arată în aceeași secțiune, pe de o parte, prelungirea fișilor de oxizi de fier sau de materie organică din interiorul cristalului în afara lui în mezostază, pe aceeași direcție cu sistozitatea generală a rocii; pe de altă parte, dispunerea acestor liniajii interne helicitice, la alte cristale este în dizarmonie cu liniația generală a rocii. Aceste observații arată în primul caz creșterea sincinematică a staurolitului; cel de-al doilea caz ilustrează deplasarea și rotirea mineralului din poziția inițială în legătură cu clivajul de forfecare care a determinat apariția procesului retromorf. Acest clivaj de forfecare poate fi observat și în micașisturile cu muscovit și biotit. Pe aceste plane de clivaj biotitul este aproape total cloritizat iar muscovitul intens serici-



tizat. Granatul care apare în special în partea de nord, acolo unde retromorfismul este mai puțin accentuat este destul de proaspăt. Pe crăpături se dezvoltă totuși cloritul.

Andaluzitul, sericitizat în diverse stadii, s-a format foarte probabil mai tîrziu decît staurolitul. Acesta lasă impresia că cimentează clivajele de forfecare și structurile retromorfe născute anterior. Andaluzitul apare în cîteva secțiuni subțiri ca porfiroblaste cu dimensiuni pînă la 1 mm lungime. Prezintă un clivaj distinct după 110 și extincția dreaptă; este incolor, 2 V mare, în jur de 80°. Andaluzitul s-a format foarte probabil ca urmare a metamorfismului de contact exercitat de granitoidul de Cherbelezu asupra șisturilor cristaline aparținînd seriei de Corbu.

Rezultă aşadar că seria de Corbu de la contactul estic al masivului granitoid este o serie retromorfă, metamorfozată inițial în faciesul amfibolitelor, subfaciesul almandin-staurolit.

Retromorfismul rocilor cristalofiliene descrește de la sud către nord.

Peste acest retromorfism, ca urmare a întruziunii granitoidului de Cherbelezu, s-a suprapus un metamorfism de contact termic. Biotitul, muscovitul, andaluzitul, probabil o parte din granați și turmalină sunt mineralele care pot fi luate în considerație în acest sens. Fișia pe care își fac apariția aceste eroi, orientată NNE-SSW, este relativ îngustă (100-300 m).

Rocile de contact termic sunt reprezentate prin corneene cu biotit, corneene cu muscovit ± andaluzit, corneene cu muscovit și biotit. Biotitul și muscovitul apar în aceste roci deseori în dizarmonie evidentă cu sistozitatea rocii. Trebuie menționat că rocile de contact își păstrează în linii generale orientarea, dar că apar uneori sectoare în care se dezvoltă cuiburi de muscovit sau biotit care local, imprimă rocii o structură evident masivă. Neomineralele micacee și andaluzitul se dezvoltă pe un fond retromorf. Andaluzitul apare ca porfiroblast și este uneori transformat în sericit. Granatul este deseori prezent în rocile cristaline din apropierea contactului cu granitoidul de Cherbelezu; probabil este și el în parte un mineral de contact, dar nu este exclus să fi luat naștere în totalitate ca urmare a metamorfismului regional prograd. Asociația paragenetică cuart-andaluzit-muscovit situează aceste roci în faciesul corneenelor cu amfiboli.

După manifestarea metamorfismului de contact, un nou retromorfism, dar de mai slabă intensitate, a afectat șisturile cristaline. Această secvență metamorfică se deduce din observațiile microscopice și de teren. Mineralele de contact termic dispuse fără o orientare preferențială în contextul rocii, sunt ușor contorsionate sau incipient rupte. Andaluzitul este sericitizat, parțial. Granitoidele adiacente sunt la rîndul lor ușor laminate și cataclazate. La microscop se observă biotitul, cloritizat, cuartul și feldspatul frecvent rupti, îndoiați sau zdrobiți.

Succesiunea evenimentelor polimetamorfice în contextul evoluției tectonice

Vîrstă premetamorfică, Cambrian inferior, a seriei de Corbu este susținută de Savu et al. (1978) pe baza asociației fitoplanctonice determinată de Visarion precum și de Codarcea Desilla, Codarcea (1968) prin

paralelizarea acesteia cu complexul superior al rocilor carbonatice din sinclinalul de Crnajka (RFS Iugoslavia) ce conțin Archeociatide. Momentul în care s-a produs metamorfismul prograd al seriei de Corbu este apreciat indirect prin corelări cu alte formațiuni geologice din Carpații Meridionali, al căror episod metamorfic a putut fi datat, luându-se în considerație relațiile de superpoziție, vîrstele radiogene sau fauna fosilă. S-a estimat în felul acesta că primul eveniment metamorfic al seriei de Corbu a avut loc în timpul orogenezei Assyntice sau Caledonian timpuriu acum aproximativ 500 milioane ani (Savu et al., 1978 ; Kräutner, 1980). Această serie cristalofiliană face parte din unitatea litostratigrafică a Supergrupului Marisian (Kräutner, 1980). Metamorfismul prograd s-a produs în faciesul amfibolitelor, subfaciesul staurolit-almandin. Aceasta este primul metamorfism, în care s-au format staurolitul, amfibolul, granatul. Formațiunea de Poiana Mraconia, mai veche, metamorfozată în timpul orogenezei Dalslandiene (Bercia, Bercia, 1978) a încălcătat spre est, pe un aliniament N-S seria de Corbu în intervalul de timp Ordovician-Silurian³. Această încălcare a avut ca efect retromorfozarea intensă a seriei de Corbu. Existența staurolitului, a granatului și a amfibolului ca minerale relicte, dovedesc existența procesului de retromorfism. Mareea majoritate a mineralelor constitutive a seriei de Corbu au fost retromorfozate de la faciesul amfibolitelor (staurolit-almandin) la faciesul de șisturi verzi. Paragenezele clorit-epidot-calcit sau cuarț-sericit-clorit sunt predominante. Acest metamorfism retrograd dinamic care a imprimat seriei în ansamblu un caracter cataclastic-filitoid, uneori chiar filonitic, constituie cel de-al doilea moment metamorfic suprapus în seria de Corbu. Pe această zonă de încălcare și laminare, de minimă rezistență, s-au localizat în ultima perioadă a acestui act tectonic, gabbrourile și peridotitele. Aceste bazite au fost surprinse de ultimele mișcări tectonice manifestate în intervalul de timp Ordovician-Silurian și în parte au fost și ele laminate. Metabazitele arată frecvent oglinzi de fricțiune.

Granitoidul de Cherbelezu străbate unele roci gabbro-peridotitice serpentinate, în partea de sud a perimetrului cercetat și anume către izvoarele văii Corbului, pe ogașul Perilor. O doavadă în plus că rocile granitoide sunt post-cinematice în raport cu încălcarea formațiunii de Poiana Mraconia peste seria de Corbu, o constituie faptul că în timp ce rocile gabbro-peridotitice sunt în mare parte laminate, granitoidul din imediata lor vecinătate prezintă o textură masivă granulată. Acest masiv granitoid a fost pus în loc pe un aliniament N-S în prelungirea spre nord a zonei tectonice pe care s-a produs încălcarea celor două zone cristaline. Valorile de vîrstă radiometrice efectuate pe acest granitoid, precum și pe rocile filoniene lamprofirice sunt eșalonate pe un interval larg de timp : 150-321 m.a. (Mînzatu et al., 1974 ; Soroiu et al. 1970 ; Pavelescu et al., 1975). Două analize Rb/Sr efectuate de Tiepac (fide Mînzatu et al., 1974) pe probe recoltate din granitoidul de Cherbelezu, arată însă valori mult mai mari și anume de 393 m.a. și 376 m.a. Aceste date indică în scara stratigrafică limita Silurian-Devonian, sugerînd totodată punerea în loc a granitoidului în timpul orogenezei Caledoniene.



Intruziunea granitoidului de Cherbelezu a metamorfozat la contact șisturile cristaline aparținând seriei de Corbu. Acesta este cel de-al treilea metamorfism suprapus peste cristalinul seriei de Corbu. Au luat naștere acum noi minerale: quart, andaluzit, biotit și muscovit.

După intruziunea granitoidelor și producerea metamorfismului de contact în faciesul corneenelor cu amfiboli, alte evenimente retromorfe s-au succedat în timp. Dovezi în acest sens sunt: a) cataclazarea și laminarea granitoidului de Cherbelezu în partea de est, la contactul cu seria de Corbu; b) distorsiunea neomineralelor micacee (muscovit și biotit) în corneenele adiacente granitoidului de Cherbelezu; c) sericitizarea parțială sau totală a andaluzitului. Observațiile de ordin mineralologic și geologic sunt în acord cu vîrstele radiogene, eșalonate pe un larg interval de timp, atât pentru rocile granitoide (150-321 m.a.) cât și pentru șisturile cristaline ale seriei de Corbu (190-306 m.a.) (Minzatu et al., 1974; Soroiu et al., 1970; Pavelescu et al., 1975). Intervalele sunt, după cum se observă, cuprinse între aproximativ aceleași valori pentru șisturile cristaline și granite. Aceste valori nu exprimă, fără îndoială, vîrstele reale ale acestor roci, ci ele ilustrează efectele metamorfismului retrograd, repetat în diverse etape din hercinic pînă în alpin. Metamorfismul hercinic (probabil și alpin?) este un retromorfism de mică amploare, al patrulea deci, supraimpus seriei de Corbu.

Concluzii

Seria de Corbu a provenit prin metamorfozarea unor roci detritice, tufuri și tufite bazice, cărora li s-au asociat sporadic roci carbonatice. Primul metamorfism prograd, a avut loc la sfîrșitul Cambrianului (orogeneza caledonian timpuriu) și s-a produs în faciesul amfibolitelor subfaciesul staurolit-almandin. Al doilea episod metamorfic a avut loc în intervalul Ordovician-Silurian, cînd formațiunea de Poiana Mraconia a încălecat pe un aliniament N-S, spre est, seria de Corbu. Acest retromorfism dinamic manifestat foarte viguros, a adus aproape întreaga serie în condițiile faciesului de șisturi verzi. Tot în această perioadă de timp, către sfîrșitul evenimentului tectonic, au fost intruse metabazitele. A urmat apoi intruziunea post-cinematică a granitoidelor de Cherbelezu, foarte probabil la sfîrșitul Silurianului. Aceasta a provocat, la contactul cu șisturile cristalofiliene ale seriei de Corbu, cel de-al treilea episod metamorfic: metamorfismul de contact termic în faciesul corneenelor cu amfiboli. Cel de-al patrulea metamorfism, retrograd, de mai mică intensitate, s-a produs în timpul orogenezei hercinice și el a afectat atât granitoidul de Cherbelezu pe flancul său estic, cât și șisturile cristaline ale seriei de Corbu.

Seria de Corbu se dezvoltă mult în partea de sud a perimetrului pe care l-am cercetat. Avînd în vedere că aici Mărunti și Seghedi (comunicare verbală) au identificat de asemenea prezența staurolitului ca mineral relict în această serie, este probabil ca cea mai mare parte sau aşa cum au menționat deja Gunnesch, Gunnesch (1978), întreaga „serie de Corbu“ să nu reprezinte de fapt decît faciesul retromorf al Grupului de Neamțu.



³ Momentul încălecării celor două formațiuni rezultă din următorul raționament: metamorfismul prograd al seriei de Corbu a avut loc la sfîrșitul Cambrianului. Intruziunea granitoidului de Cherbelezu post-cinematică în raport cu această încălecare s-a produs după cum arată vîrstele radiogene acum aproximativ 400 m.a. la limita Silurian-Devonian. Deci încălecarea a avut loc în intervalul Ordovician-Silurian.

BIBLIOGRAFIE

- Bercia I., Bercia E. (1962) Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de sud. *An. Căr. Geol.* XXXII, București.
- Bercia E. (1975) Formațiunile cristaline din sectorul românesc al Dunării (Banat-Carpații Meridionali). *An. Inst. geol., geofiz.* XLIII, p. 5-63, București.
 - Bercia E. (1980) The Crystalline of the Danube domain from the Banat (Romania). *Rev. Roum. Geol. Geophys. Geograph. Serie Geologie.* T. 24, p. 3-13, București.
- Codarcea A. (1937) Note sur la structure géologique et pétrographique de la région Ogradena-Svinița. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXI, (1932-1933), București.
- (1940) Vue nouvelle sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Roum.* XX, București.
- Codarcea Dessila M., Codarcea A. (1968) Considerații asupra paleolitologiei și paleotectonicii zonelor de sisturi cristaline din partea de SE a Banatului. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie*, 13/1, București.
- Gheruci O., Serafimovici V. (1965, 1966, 1967) Raport, arhiva Întreprinderii geologice pentru substanțe minerale solide, București.
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles on the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Sc. Hung.*, 3, Budapest.
- Gunnesch K., Gunnesch M. (1978) Formațiunile cristalofiliene din sud-estul Munților Almajului (Banat). *Stud. cerc. geol. geofiz., geogr., Geologie*, 23/1, p. 23-32, București.
- Kräutner H. G. (1981) Lithostratigraphic correlation of the Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVII, p. 229-296, București.
- Mînzatu S., Lemne M., Tiepac I., Colios E. (1974) Données geochronologiques concernant les massifs granitoides de l'Autochtone danubien, situé au nord du Danube (Roumanie). *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Géologie*, 18, p. 9-17, București.
- Lemne M., Vâjdea E., Tănăsescu A., Ioncică M., Tiepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din Romania. *D. S. Inst. geol.*, LXI (1973-74), p. 85-111, București.
- Pavelescu L., Pop G., Ailenei G., Ene I., Soroiu M., Popescu G. (1975) K-Ar Age determination from the Apuseni and the Banat Mountains. *Rev. Roum. Geol., Geophys.*, 19, București.
- Savu H., Maier O., Bercia I., Berza T. (1978) Assyntic metamorphosed formations in the Southern Carpathians. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie*, 22, 11-29, București.
- Soroiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. (1970) K-Ar dating by neutron activation of some igneous and metamorphic rocks from



- the southern branch of the Romanian Carpathians. *Elogiae Geol. Herv.* 63/1, p. 323-344.
- Stan N., Udrescu C., Colios E. (1981) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- Streckeisen A. (1931) Sur la tectonique des Carpathes Meridionales. *An. Inst. Geol. Roum.*, XVI, București.

DISCUȚII

A. Seghedi: Împreună cu M. Măruntu am arătat că între pîriul Corbului și valea Plavișevița, la est de limita gabbrourilor de Plavișevița pe o zonă de cîteva sute de metri lățime, atribuită anterior seriei de Corbu, apar parageneze cu staurolit, andaluzit și granat cu structuri helicitice, fiind dovada unei cristalizări sincinematice. Aceste parageneze apar pînă la limita gabbroului de Plavișevița, în roci puternic milonitizate și filonitizate. Ele sunt identice litologic cu tipurile petrografice ale seriei de Neamțu, de aceea am considerat că seria de Neamțu, puternic tectonizată, se dezvoltă spre vest pînă la limita gabbroului de Plavișevița. Există și cîteva aflorimente de filite asociate cu calcare, care reprezintă probabil formațiuni paleozoic inferioare, dar suprafața lor de aflorare este foarte redusă. Lucrarea tov. Stan este în concordanță cu concluzia noastră că cea mai mare parte a formațiunilor atribuite pînă în prezent seriei de Corbu reprezintă roci puternic dinamometamorfozate ale seriei de Neamțu, în apropierea unui contact tectonic deosebit de important.

Răspuns: Lucrarea mea este într-adevăr în concordanță în multe privințe cu concluziile la care ați ajuns dumneavoastră și Măruntu, deoarece atât eu cât și dumneavoastră am avut în vedere la întocmirea comunicărilor noastre aceeași sursă de date primare mai recente: raportul întocmit de N. Stan, C. Udrescu, E. Colios, depus și înregistrat la arhiva I.G.G. pe data de 30 martie 1981. Comunicarea dumneavoastră a fost expusă public la data de 24 aprilie 1981. Mai mult, în raportul anual la care ați colaborat și pe care l-ați depus la arhiva I.G.G. ca și mine la aceeași dată, adică la 30 martie 1981 și nu ați menționat nici una din nouățile aduse în discuție în comunicare. Așa încît nu lucrarea mea este în concordanță cu concluziile dumneavoastră, atât că există această concordanță, ci exact invers.

LE POLYMÉTAMORPHISME DES SCHISTES CRISTALLOPHYLLIENS DE L'EST DU MASSIF GRANITOÏDE DE CHERBELEZU (MONTS ALMAJ)

(Résumé)

Dans les schistes cristallophylliens de la „Série de Corbu“ situés à l'est du massif granitoïde de Cherbelezu on a identifié de la staurotide. La présence de ce minéral atteste que le métamorphisme prograde de cette série s'est produit



au moins partiellement dans le faciès des amphibolites, le sous-faciès almandin-staurotide.

Au contact entre les roches granitoïdes et les schistes cristallins on a identifié des minéraux caractéristiques : andalousite, muscovite, biotite.

Les données minéralogiques, d'âges radiogènes et palynologiques corroborées à l'évolution de la structure tectonique de la région démontrent que les schistes cristallins sont polymétamorphiques : 1, métamorphisme prograde dans le faciès des amphibolites, sous-faciès staurotide-almandin (orogenèse assynthétique calédonienne précoce) ; 2, métamorphisme rétrograde dynamique dans le faciès des schistes verts, déterminé par le chevauchement de la formation de Poiana Mraconia par dessus de la „Série de Corbu“ (Ordovicien-Silurien) ; 3, métamorphisme de contact thermique dans le faciès des cornéennes aux amphiboles par l'intrusion du granitoïde de Cherbelezu (orogenèse calédonienne) ; 4, métamorphisme rétrograde manifesté par la distortion des néominéraux de contact et le laminage du granitoïde de Cherbelezu (orogenèse hercynienne).



GEOCHIMIE

CONSIDERAȚII GEOTERMOMETRICE
ASUPRA CRISTALELOR DE CUART HIDROTERMAL
DIN ZONA CU MINERALIZAȚIE RACOȘ-VEST (CAVNIC),
JUDEȚUL MARAMUREŞ¹

DE
ZOLTAN MARIAȘ²

Geothermometry. Hydrothermal quartz. Fluid inclusions. Classification of inclusions. Homogenization temperature. Superposed metallogenesis processes. Prospect zones. East Carpathians. New eruptive. Gutii Mts.

Abstract

Geothermometric Remarks on the Hydrothermal Quartz Crystals from the Racoș-West (Cavnic) Mineralization Zone — Maramureş District. The present note is a detailed geothermometric study of a zone which has not been investigated from this point of view. Several types of inclusions were described based on classifications already published and the gaseous phase was correlated with the homogenisation temperature. The results inferred from the study of fluid inclusions of the Racoș-West quartz pointed to several superposed metallogenesis processes; these ones and their practical applicability make this area a prospect zone for useful mineral substances.

I. Introducere

Cunoașterea condițiilor fizico-chimice de formare a mineralelor prezintă o deosebită importanță în rezolvarea unor probleme de metalogenie și geoхимie, problema bucurindu-se de un larg domeniu de aplicabilitate în termometria geologică, cu atât mai mult, cu cât incluziunile fluide din minerale, sunt considerate de unii cercetători „etaioane naturale“ ale mediilor geoхимice din care s-au format mineralele.

¹ Depusă la 6 aprilie 1981, acceptată pentru comunicare și publicare la 9 aprilie 1981, comunicată în ședința din 16 aprilie 1981, organizată la Baia Mare în colaborare cu IPEG „Maramureş“.

² IPEG „Maramureş“ Baia Mare, str. Victoriei nr. 146.



Lucrarea de față cuprinde cîteva date cu privire la temperaturile de formare a cristalelor de cuarț dintr-o zonă mineralizată adiacentă zăcămintului Cavnic.

Cu toată suprafața relativ restrînsă a perimetru lui studiat în el se regăsesc multe din caracterele specifice evoluției geologice din întreaga regiune, vizând în special succesiunea generală a proceselor vulcanice, corespondența între vulcanism, hidrometasomatism și metalogenie.

Privind fenomenele de hidrometasomatism — foarte evidente în perimetru cercetat — considerațiile făcute sănt primele în perimetru Racoș-vest iar corelația cu regimul termic al soluțiilor este o încercare de a demonstra condițiile fizice în care s-au format asociațiile paragenetice de minerale secundare. În zonele adiacente perimetru lui s-au executat o serie de studii de detaliu asupra acestor fenomene care ne-au fost de un real folos în înțelegerea evoluției procesului hidrotermal în zona Racoș-vest; astfel la Baia Sprie (Stanciu et al., 1965; Stanciu, 1973); Șuior (Băldărescu, 1970); Cavnic (Anton, 1969, 1970, 1971).

Deși situat între două din cele mai cunoscute zăcăminte polimetalice Cavnic și Șuior, perimetru nu a atras atenția cercetătorilor încă în ultimul timp, ca întotdeauna urmărindu-se cu prioritate cunoașterea sectoarelor cu interes minier. Așa se face că în general lucrările și studiile executate se referă la geologia celor două zăcăminte sau la geologia regiunii în ansamblu.

Socolescu (1948) descrie eruptivul neogen și mineralizațiile asociate, fiind primul care menționează aici, structura favorabilă localizării mineralizațiilor.

Iorgulescu (1955), Manilici și Lupei (1954), Pavelescu (1954), Schiell et al. (1957-1965), Stanciu et al. (1970), Măldărescu (1970), Socolescu (1972), Borcoș et al. (1972) sănt numai cîțiva dintre autorii care au adus însemnante contribuții la descrierea diferitelor aspecte ale zăcămintelor susamintite și încadrarea structurilor mineralizate în contextul geologic regional.

Studiile de geotermometrie care se referă tot la cele două zăcăminte, sau la zonele adiacente acestora sănt multe; dintre cele pe care au servit la elaborarea lucrării amintim pe cele ale lui Măldărescu (1965); Pomîrleanu, Petreus (1967); Pomîrleanu (1968, 1971, 1975, 1978); Borcoș (1972); Manilici, Dumitrescu (1976, 1977).

1. Cadrul structural geologic

Sub acest aspect perimetru prezintă o structură geologică simplă; andezitul cuarțifer pannonian-ponțian de Piscuiatu-Șuior, repauzează peste depozitele sedimentare neogene aparținînd Pannonianului și reprezintă cel mai vechi termen petrografic în perimetru luat în discuție (fig. 1).

Peste andezitul cuarțifer se dispun andezitele piroxenice (ponțiene) ± hornblendă de Jereapă care ocupă suprafața cea mai mare a perimetru lui.



Acest tip petrografic este și cel mai afectat hidrotermal și de această fază se leagă punerea în loc a mineralizațiilor din zona vestică a dealului Racoș.

Ultimul termen petrografic este reprezentat de andezitul din dealul Racoș (de tip Igniș) pus în loc în Pliocenul superior (Giușcă et al., 1973).

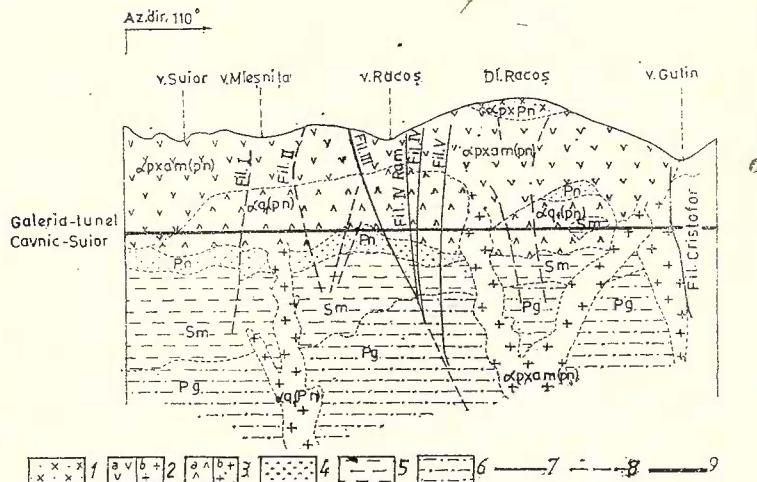


Fig. 1. — Secțiune geologică prin zona Racoș vest (Cavnic) după E. Bălașa et al., 1970, în parte după Z. Mariaș, 1979.

1, andezite piroxenice de Mogoșa, Igniș (Pontian-Pliocen superior) [$\alpha_{px}(pn)$] ; 2, (a) andezite piroxenice de Jereapă (Pontian) ; (b) zonă de înrădăcinare [$\alpha_{pxam}(pn)$] ; 3, (a) andezite cuartifere de Piscuiatu, Șuior ; (b) zonă de înrădăcinare [$\alpha_{q1}(pn)$] ; 4, Pannonian (Pn) ; 5, Sarmatian (Sm) ; 6, Paleogen (Pg) ; 7, filon ; 8, failie ; 9, galerie.

Section géologique à travers la zone de Racoș ouest (Cavnic) d'après E. Bălașa et al., 1970, Z. Mariaș, 1979 pro parte.

1, andésites pyroxéniques de Mogoșa, Igniș (Pontien-Pliocène supérieur) [$\alpha_{px}(pn)$] ; 2, (a) andésites pyroxéniques de Jereapă (Pontien) ; (b) zone d'enracinement [$\alpha_{pxam}(pn)$] ; 3, (a) andésites quartzifères de Piscuiatu, Șuior ; (b) zone d'enracinement [$\alpha_{q1}(pn)$] ; 4, Pannionien (Pn) ; 5, Sarmatian (Sm) ; 6, Paleogène (Pg) ; 7, filon ; 8, faille ; 9, galerie.

În urma prospecțiunilor de mare detaliu s-a ajuns la concluzia că sistemul fracturilor filoniene NNE-SSW, se continuă de la zăcământul Cavnic spre vest, acest sistem fiind responsabil și de punerea în loc a mineralizațiilor din structura Racoș. Corelările ce s-au făcut cu fracturile filoniene interceptate cu galeria magistrală Cavnic-Baia Sprie, au dus la cristalizarea ideii că mineralizațiile filoniene din structura Racoș sunt localizate pe fracturi fasciculare, arborescente cu căderi în general spre SE (fig. 1).

Acste fracturi determină o compartimentare în trepte a formațiunilor neogene, sedimentare și eruptive cu amplitudini în general mici.

Cele mai importante fracturi filoniene sunt reprezentate de filoane I, II, III, IV. Ramură prezintă dezvoltări pe direcția NE-SW.

Majoritatea la nivelele cercetate prezintă o umplutură argilitică, gri-cenușie provenită din alterarea unor brecii andezitice impregnată puternic cu pirită; ca mineral de gangă mai apare un cuarț alb-lăptos sau transparent care pe locuri formează mici geode; alături de cuarț mai apare o calcită verzuie. Textura filoanelor este pseudobrecioasă.

Umplutura predominant metalică unde s-a identificat parogeneza: pirită — marcasită — blendă (în evoluție cu calcopirita) — cuarț 1 — cuarț 2 (Mariaş, 1979) o prezintă filonul IU Ramura Racoş, textura filonului este în benzi (centimetrice), paralele, alternând depunerile mitealice cu cele ale mineralelor argiloase.

Filoanele au în general dimensiuni medii cu puține ramificații sub aspect evolutiv, observațiile înregistrate permit recunoașterea mai multor secvențe de mineralizare cu caracter mineralogic relativ distincte (Mariaş, 1979).

2. Aspecte geotermometrice evidențiate în zăcămintele adiacente zonei Racoş

Considerăm prezentarea unor aspecte geotermometrice din zăcămintele Șuior și Bolduț, ca o necesitate — zona în discuție completând un gol de informație existent pînă la această dată.

Dintre studiile geotermometrice mai detaliate asupra zăcămîntului Șuior reținem pe cele ale lui Borcoş et al. (1973) și Pomîrleanu (1978).

Conform determinărilor mineralotermometrice, condițiile fizice de formare a mineralizației de la Șuior, indică existența unui regim mezotermal și mezohipotermal. Cuarțul cu care se asociază pirla auriferă și uneori blenda și galena, se formează după Borcoş et al. (1973) între 230° - 280°C ; valori asemănătoare găsește și Pomîrleanu (1978) de 222° - 303° cu deosebirea că autorul sus-citat ia în considerare și porțiuni mai adînci ale zăcămîntului³.

La zăcămîntul Cavnic cercetările au fost făcute în paralel pe cristale de blendă și cuarț (Pomîrleanu, Movileanu, 1966); tot în cadrul acestui zăcămînt, se dețin și date referitoare la temperatura de cristalizare a calcitului macrogranular și fluorinei (Pomîrleanu, Petreus, 1968).

La fel ca și cuarțul, calcita s-a caracterizat printr-un interval de cristalizare cuprins între 267° - 310°C ; de asemenea temperatura de cristalizare a blendei s-a constatat că crește spre orizonturile adînci ale minei; o abatere a distribuției temperaturii pe orizonturi se observă în cazul filonului Cristofor, situat în versantul ESE al Dealului Racoș și deci cel mai de aproape de zona mineralizată în discuție; astfel la oriz. —100, Pomîrleanu găsește o temperatură medie de $262,3^{\circ}$, iar la orizontul zero: 272°C .

II. Studiul incluziunilor fluide

În lucrarea de față bazîndu-ne pe o serie de date din literatura de specialitate precum și din unele observații proprii am tras unele concluzii în ce privește: — poziția microcavitațiilor cu incluziuni și tem-



peratura de omogenizare, precum și unele aspecte legate de mărimea fazei gazoase (bulei) și temperatura de omogenizare;

— cunoașterea detaliată a principalelor tipuri de incluziuni pe care s-au făcut determinările;

— corelarea datelor geotermometrice cu unele implicații în controlul zonalității de alterare hidrotermală.

Cristalele de cuarț au fost colectate din geodele filoanelor, acolo unde condițiile fizico-chimice au oferit posibilități optime de dezvoltare (tab. 1).

TABELUL 1

Descrierea cristalelor de cuarț care au servit ca obiect de studiu

Nr. probei	Locul de recoltare	Cota ml.	Natura materialului supus studiului
1	Filonul IV Racos	+860 ml. 65,0	Cuarț transparent
2	Filonul IV Ramură	+860 foraj	Cuarț transparent în jumătatea superioară și semitransparent la bază
3	Filonul IV Ramură	+860 ml. 118,5	Cuarț transparent în jumătatea superioară și cu calcită la bază
4	Filonul IV Ramură	+860 ml. 20	Cuarț alb-lăptos puternic fisurat
5	Filonul II Racos	+830 ml. 10,0	Cuarț transparent fisurat la bază
6	Filonul II Racos	+830 ml. 64	Cuarț transparent în jumătatea superioară și alb-lăptos la bază
7	Filonul II Racos	+830 ml. 93	Idem
8	Filonul IV Racos	+860 ml. 187	Cuarț semitransparent spre alb-lăptos
9	Filonul II Racos	+830 ml. 75	Cuarț puternic fisurat
10	Filonul II Racos	+830 ml. 112	Cristal semitransparent fisurat
11	Filonul II Racos	+830 ml. 112	Fragment de cristal semitransparent cu incluziuni gazoase vizibile
12	Filonul II Racos	+830 ml. 125	Fragment de cristal diaclazat alb-lăptos
13	Filonul IV Ramură	+860 ml. 20	Idem cu incluziuni biofazice vizibile
14	Filonul IV Ramură	+860 ml. 4,5	Fragment de cristal alb
15	Filonul IV Ramură	+860 ml. 4,5	Idem

Observațiile microscopice la temperatura camerei în secțiuni subțiri asupra tipurilor de cristale din figura 2 au pus în evidență incluziuni fluide-gazoase: mono-, bi-, și mai rar polifazice.

Incluziunile bifazice au reținut în primul rînd atenția în ce privește determinările făcute, fără să se negligeze însă nici incluziunile monofazice și chiar unele secundare.

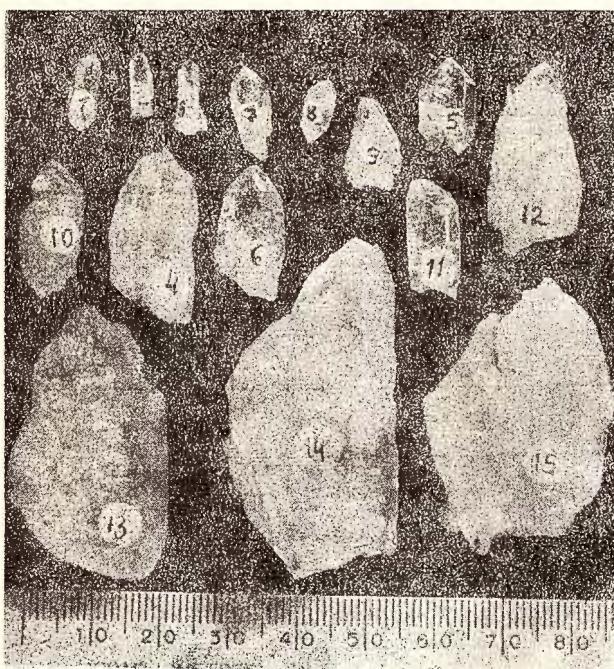


Fig. 2. — Cristale de cuarț ce au servit în studiu.

Cristaux de quartz utilisés pour l'étude.

Totodată incluziunile bifazice și (monofazice) ne-au reținut atenția și în ce privește unele aspecte morfologice (unele noi) ale incluziunilor.

Descrierea incluziunilor s-a făcut ținându-se seama de clasificările existente în literatura de specialitate și anume:

- după compoziția și starea fazelor existente în cavitățile cristalilor de cuarț (Ermakov, 1948 fide Pomîrleanu, 1975).
- după geneză.

1. Tipuri de incluziuni după compoziția și starea de agregare a fazelor

Mediile geochemice ce se conservă în microcavitați sub formă de incluziuni în condițiile de temperatură specifice mediului ambiant, formează sisteme fizico-chimice eterogene (bi- și polifazice).

Sub acest aspect observațiile microscopice au scos în evidență următoarele tipuri de incluziuni:

1.1. Incluziuni cu soluții în stare gazoasă

Reprezintă primele tipuri care s-au format din soluții de diferite densități și se consemnă de obicei sub formă rotunjită umplute în întregime de fază gazoasă.

1. *Incluziuni esențial gazoase* la care faza de gaz ocupă mai mult de 3/4 din volumul microcavitații, restul fiind fază lichidă. Acest tip a fost întâlnit pe filonul IV Ramură (Pl. I, fig. 1 b, 2, 3).

Incluziuni gazoase-apoase (fluide); la acest tip faza de gaz ocupă mai mult de 1/2 din volumul cavității, restul fiind lichid. Astfel de incluziuni au fost întâlnite pe filonul IV Ramură (pl. I, fig. 3), filonul II Racoș (pl. III, fig. 2, 3).

1.2. Incluziuni fluide monofazice

În cristalele studiate acest tip de incluziuni prezintă dimensiuni foarte mici (pl. II, fig. 4) destul de frecvente însă pe filonul IV și II Racoș.

Pomirleanu (1971) susține că acest tip de incluziuni prezintă o frecvență mai mare în cristalele de baritină, calcant etc.

1.3. Incluziuni fluide bifazice

Acest subtip s-a întâlnit în toate secțiunile studiate. La incluziunile de tipul (L-G) de pe filonul II Racoș s-a putut observa o tendință de creștere a volumului ocupat de faza de gaz, față de faza de lichid, dinspre partea sudică a filonului înspre partea nordică, fapt care atrage după sine o creștere a temperaturii de omogenizare de la 150°C-195°C la 270° și 325°C.

Bula de gaz rămasă după contracția lichidului din cavitate va fi cu atât mai mare cu cât a fost mai mare temperatura din timpul cristalizării mineralului găzădă (Pomirleanu, 1971).

Astfel în cazul probelor recoltate de pe filonul II Racoș acolo unde bula de vaporii ocupă 10-20% din volumul microcavitații, temperatura de omogenizare este cuprinsă între 150°-210°C, pe cînd în microcavitațile unde bula de gaz ocupă 40-60% din întregul volum al microcavitații, temperaturile de omogenizare obținute sunt cu aproximativ 90°-100°C mai mari, respectiv s-au obținut temperaturi între 270°-325° și chiar peste 350°C.

Situația obținută pentru filonul IV Ramură prezintă același aspect; la un volum al bulei de gaz de 10-20% temperaturile de omogenizare deținute sunt cuprinse între 160°C și 215°C, iar la un volum al bulei de gaz de 30-40%, temperatura de cristalizare a cuarțului crește la 220-240°C, iar la un volum de fază gazoasă și mai mare (50-60%), temperatura de omogenizare obținută urcă la 320°C atingind (mai rar), chiar valoarea temperaturii critice a apei.

Aceeași situație s-a evidențiat și pentru filonul IV Racoș doar că temperaturile de omogenizare înregistrate sunt ceva mai mici, la un

volum de 10-20% al bulei, obținem valori de 150°-210°C, iar la un volum și mai mare, temperaturile obținute oscilează între 230°-270°C.

În literatură sunt menționate cazuri ale unor minerale din zăcămintele hidrotermale la care se observă o creștere a volumului bulei de vaporii din incluziune și în raport cu adâncimea de localizare în cristal.

Nu am urmărit această problemă datorită dimensiunilor relativ mici ale cristalelor.

1.4. Incluziuni polifazice

Apariția acestor tipuri de incluziuni este posibilă fie prin atingerea concentrației în săruri a soluțiilor ce favorizează precipitarea (sărurilor sau a hidrogelurilor de silicat) pe pereții microcavitațiilor în ordinea micșorării solubilităților.

S-au întîlnit puține incluziuni de acest tip; în pl. II, fig. 4 se observă o incluziune trifazică de tipul ($L_{H_2O} — L_{0,83} — L_{gel}$).

2. Tipuri genetice de incluziuni

Ca și în alte zăcăminte hidrotermale studiate din punct de vedere geotermometric și în cadrul mineralizațiilor din zona Racoș au fost întîlnite incluziuni primare, secundare (Lammelein, 1959) și primare-secundare (Ermakov, 1949 din Pomîrleanu, 1971).

2.1. Incluziuni primare

ACESTE tipuri de incluziuni sunt legate de elementele reale de creștere ale cristalelor (Lammelein, 1929) și în majoritatea cazurilor avem de-a face cu incluziuni autogene ce conțin soluții mamă pentru depunerile hidrotermale.

În consens cu clasificarea lui Ermakov, după distribuția areală și după modul de amplasare în minerale, incluziunile au adesea un aspect zonat.

ACESTELE sunt așa-numitele *inclusiuni primare singenetice distribuite după fețele de creștere în trepte ale cristalelor* (pl. I, fig. 3).

TOT inclusiuni fluide primare sunt și cele dispuse după linia de sutură a indivizilor cristalini, aspect surprins pe filonul IV Racoș (pl. II, fig. 3).

În figura 3 a și 3 b sunt redate detaliile de pe planșele respective.

2.2. Incluziuni primare-secundare (pseudosecundare)

ACESTE tipuri sunt frecvent întâlnite în cadrul cristalelor studiate.

SE numesc primare-secundare, pentru că sunt primare față de zonele externe ale cristalului și secundare în raport cu zonele interne ale cristalelor.

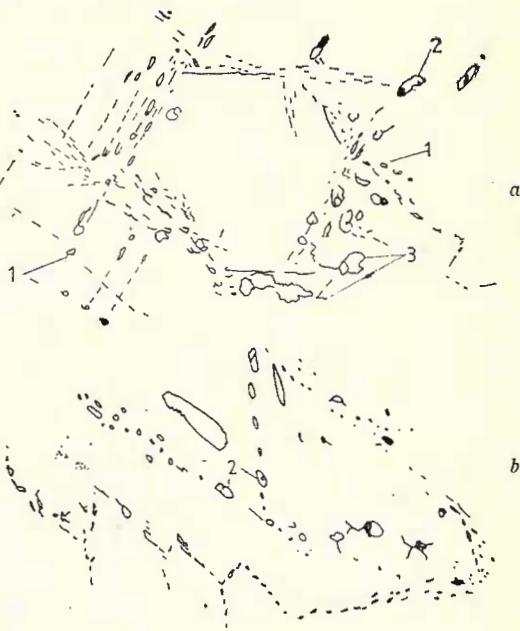


Observațiile microscopice au individualizat următoarele tipuri de incluziuni pseudosecundare :

— incluziuni pseudosecundare localizate în microcrăpăturile de contracții rezultate prin sinereză gelurilor (pl. I, fig. 2 c ; vezi detaliul de la fig. 4) ;

Fig. 3. — a, Incluziuni dispuse după linia de sutură a indivizilor cristalini. Detaliu la pl. III, fig. 1 : 1, incluziune secundară ; 2 incluziune primară ; 3, incluziune pseudosecundară ; b, idem. Detaliu la pl. II, fig. 3.

a, Inclusions suivant la ligne de suture des individus cristallins. Détail à la pl. III, fig. 1 : 1, inclusion secondaire ; 2, inclusion primaire ; 3, inclusion pseudoseconde-
naire. b, idem. Détail à la pl. II,
fig. 3.



— incluziuni pseudosecundare de inversiune în crăpături poligonale celulare (pl. III, fig. 4, vezi detaliul de la pl. II, fig. 1).

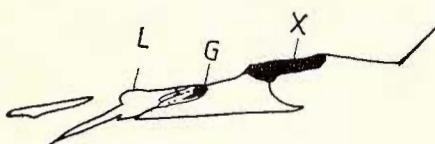


Fig. 4. — Incluziune pseudosecun-
dară localizată în microcrăpăturile
de contracție. Detaliu la pl. I, fig. 2.
Inclusion pseudoseconde-
naire empla-
cée dans les microfissures de
contraction. Détail à la pl. I, fig. 2.

Cicatrizarea microcrăpăturilor și respectiv formarea incluziunilor din interiorul cristalelor au avut loc concomitent cu formarea zonei de creștere ulterioare.

2.3. Incluziuni secundare (epigenetice)

Aceste tipuri s-au întîlnit în toate probele recolțate, aceste incluziuni nu sunt în legătură cu procesul de creștere al mineralului care le conține, majoritatea sunt de dimensiuni foarte mici, adesea punctiforme, în majoritatea cazurilor monofazice gazoase sau bifazice de tipul L-G.

2.4. Incluziuni anomale

Pe lîngă tipurile de incluziuni prezentate mai sus, în cristalele de cuart din zona Racoş, s-au întîlnit incluziuni anomale reprezentînd resturi ale unor sisteme geochimice perturbate (Măldărescu, 1976).

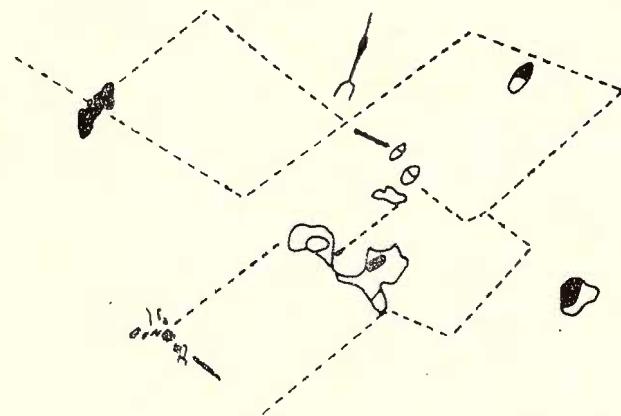


Fig. 5. — Incluziuni pseudosecundare de inversiune în crăpături poligonale celulare. Detaliu la pl. III, fig. 4.

Inclusions pseudosecondaires d'inversion dans des fissures polygonales cellulaires. Détail à la pl. III, fig. 4.

În probele noastre s-au întîlnit următoarele tipuri și subtipuri de incluziuni anomale.

2.4.1. Incluziuni anomale subsingenetic

Acest subtip s-a format prin dezmembrarea microcavitațiilor de incluziuni existente; aceasta are loc în condiții de scădere bruscă a temperaturii; cele două părți de incluziuni sunt în legătură una cu alta printr-un canal capilar sau sunt complet dezmembrate.

În primul caz într-o parte a unei astfel de incluziuni umplutura este bifazică (soluție apoasă + bulă de contracție) iar în partea cealaltă este monofazică (lichidă) pl. II, fig. 1, reprezentînd filonul IV Ramură.

Bula de gaz apare numai într-o singură parte a incluziunii dezmembrate, din cauza prezenței microcanalului de legătură în tot timpul răcîrii mineralului gazdă. Literatura de specialitate reține puține exemple de acest tip de incluziuni descrise mai sus.

O incluziune de acest tip este semnalată pentru prima dată într-un cristal de cuarț de către R. F. Suharski (citat de Pomîrleanu, 1975).

Tot o astfel de incluziune aflată într-o fază mai avansată de dezmembrare semnalăm tot pe filonul IV Racoș (pl. I, fig. 2 d), unde cele două părți ale incluziunii sunt mai mici : cea de sus este alungită, îngustă, bifazică (bula de contracție este foarte mică) și se unește cu un tub capilar foarte fin de celalaltă parte a incluziunii dezmembrate (de formă triunghiulară rotunjită) exclusiv gazoasă.

Un ultim stadiu de dezmembrare totală, se individualizează în pl. II, fig. 2, cu grade diferite de umplere a fazei gazoase și deci cu temperaturi de omogenizare diferite.

2.4.2. Incluziuni anomale epigenetice

Iau naștere pe seama incluziunilor primare-secundare dezermetizate. De cele mai multe ori atunci cînd caracterul depunerilor mineralelor este pulsatoriu, are lăc o supraîncălzire a mineralelor depuse anterior, fapt ce duce la o decrepitare termică-naturală (microexplozii interne).

Astfel de incluziuni semnalăm pe toate filoanele studiate (pl. II, fig. 2 b) distrugerea este completă ceea ce explică formarea unei aureole de incluziuni „afiliate“.

3. Aspecte morfologice ale incluziunilor

În cristalele de cuarț de la Racoș se observă forme și dimensiuni foarte variate ale cavitațiilor cu incluziuni fluide de la cele de cristal negativ pînă la cele tubulare filamentoase, sau sub formă de cavitați neregulate care comunică între ele prin capilare.

Formele cavitațiilor cu incluziuni fluide după cristal negativ au dimensiuni foarte mici 0,008-0,074 mm.

Incluziunile tubulare sunt și ele destul de frecvente, cu lungimi între 0,02-0,36 mm. Incluziunile anomale legate prin tuburi capilare sunt mai rare ; lungimea acestui tip identificat de noi ajunge pînă la 0,03 mm frecvent însă cu lungimi mai mici.

Temperatura de omogenizare a acestor tipuri variază în limite destul de largi 285°C pentru incluziunea de la pl. I, fig. 1 și 230°C pentru incluziunea de la pl. I, fig. 2.

Incluziuni cu contur cristalografic s-au întîlnit doar într-o singură probă (pl. II, fig. 1) ; principalele tipuri de incluziuni din cristalele de cuarț de la Racoș sunt redate în fig. 6.



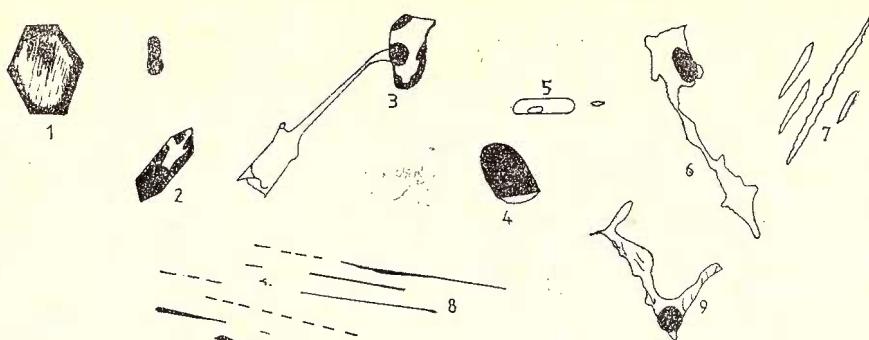


Fig. 6. — Tipuri de incluziuni din cristalele de cuarț din zona Racoș.
Types d'inclusions dans les cristaux de quartz de la zone de Racoș.

4. Considerații privind regimul termic al soluțiilor mineralizate corelate cu unele aspecte de hidrotermalism

Corpurile de mineralizație au fost deschise la un singur orizont — neexistând deci posibilitatea de a obține informații din punct de vedere geotermometric pe înclinația filoanelor.

Pentru fiecare cristal a fost obținut un număr de determinări ce variază de la 1 la 5, în total 44 de determinări, din care s-au calculat temperaturile medii inscrise în tabelul 2⁴.

Astfel pentru filonul II Racoș s-a obținut o temperatură medie de formare a cuartului de 268°C, pentru filonul IV Racoș de 237°C, iar pentru filonul IV Ramură de 217,2°C. Făcindu-se o comparație cît de cît sumară cu datele obținute de V. Pomîrleanu pentru filonul Cristofor situat cel mai aproape de zona în discuție, observăm o slabă tendință de răcire a soluțiilor hidrotermale deși în două probe de cuarț (probele 1 și 3) obținem valori comparabile de 260°C, pentru filonul IV (situat cel mai aproape de filonul Cristofor).

Regăsirea același valori și în cuartul de la Racoș ridică problema continuării procesului de mineralizare și spre vest de zăcămîntul Cavnic.

Dacă se ia în considerare asociația intimă a cuartului cu sulfurile metalice, în principal pirita, se poate preciza că temperaturile determinate pentru cuarț sunt valabile și pentru depunerea sulfurilor cu care cuartul se asociază.

De asemenea la unele probe s-au observat cîte două intervale de omogenizare 150°-220°C și 225°-325°C, fapt ce sugerează un lung interval de depunere a mineralului.

Variații ale temperaturii de omogenizare a cuartului s-au găsit și în limitele aceluiași filon (fig. 7).

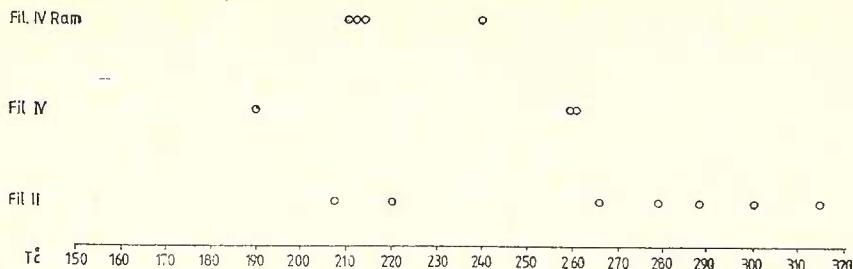


Fig. 7. — Diagrama cu repartitia temperaturilor medii de omogenizare pe filoanele din zona Racoș vest.

Le diagramme avec la répartition des températures moyennes d'homogénéisation sur les filons de la zone de Racoș ouest.

Această constatare presupune că suprafetele izoterme ale spațiului de circulație a soluțiilor în cadrul același filon n-au fost orizontale.

După cum am amintit temperaturile determinate pentru cuarț sunt valabile și pentru depunerea paragenezelor de sulfuri cu care cuarțul se asociază.

Din numeroasele cercetări descrise în literatura de specialitate se poate spune că, în general, chimismul soluțiilor hidrotermale este controlat de participarea masivă a Fe^{2+} și S^{2-} , în comparație cu celelalte elemente : Pb, Zn, Cu, Au, Ag, As etc.

Consumarea Fe^{2+} și S^{2-} duce la formarea piritei, marcasitei, piroxenei, dintre acestea prima este determinantă în corporile de mineralizație de la Racoș.

Ar fi riscantă generalizarea unei concluzii din care s-ar deduce că celelalte momente de depunere și succesiunea de cristalizare, anterioare ultimului moment ar fi avut întotdeauna o temperatură mai ridicată, ce poate să crească pe măsură ce ne apropiem de axul filonului.

Din tabelul 2 se observă temperaturi relativ ridicate de formare a cuarțului corespunzător domeniului mezoepitermal, însă lipsă în sectorul Racoș a depunerilor metalifere specifice acestui domeniu, în care s-au format mineralizațiile de la Șuior și Cavnic, se explică prin faptul că în zona Racoș-vest sursa de mineralizație a generat soluții fierbinți lipsite în general de ioni metalici cel puțin la nivelul la care au fost deschise mineralizațiile.

De aceea în majoritatea cazurilor deschiderile fracturilor filoniene sunt umplute în proporție de 75-85% cu minerale argiloase.

Diagrama de variație empirică a temperaturilor de formare a cuarțului (fig. 8) arată că procesul de umplere filoniană a avut loc într-un interval larg de temperatură. Determinările de temperatură furnizează



TABELUL 2

Variatia temperaturii de cristalizare a cuarțului de Racoș

Filonul	Proba	Numărul determinărilor	Temperatura °C		
			media	inferioară	superioară
Filonul II	5	1	220	—	—
	6	4	207	150	225
	7	4	266	170	325
	9	4	278.5	190	330
	10	5	282	200	360
	11	2	315	270	360
	12	3	300	220	350
	1	2	260	190	350
Filonul IV	3	3	260	200	360
	8	3	190	170	210
	4	2	215	200	230
Filonul IV Ramură	13	2	240	150	360
	14	4	212,5	180	240
	15	5	201,5	160	230
	2	3	240	200	320

implicit date asupra condițiilor geotermice în care au fost realizate procesele metasomatozei hidrotermale — aureolele de alterare hidrotermală prezintind largi arii de dezvoltare în perimetru luat în discuție.

În zona centrală a filoanelor de la Racoș (fil. IV și IV Ramură) s-a putut identifica următoarea asociatie paragenetică de minerale secundare: sericit — dikit \pm (nacrit, alunit) — caolinit — cuarț.

Prezența sericitului în asociatie cu dikit-nacrit în filoanele studiate denotă o certă similitudine a temperaturii de metasomatiză hidrotermală cu temperaturile de omogenizare obținute pe incluziunile din cristalele de cuarț.

După cum se știe prezența sericitului este condiționată de o creștere a activității K^+ și temperaturii de $300^\circ C$ [Hemley (1969) în C. Staniciu, (1967), deci temperatură apropiată de cea găsită de noi pentru cuarțul de la Racoș].



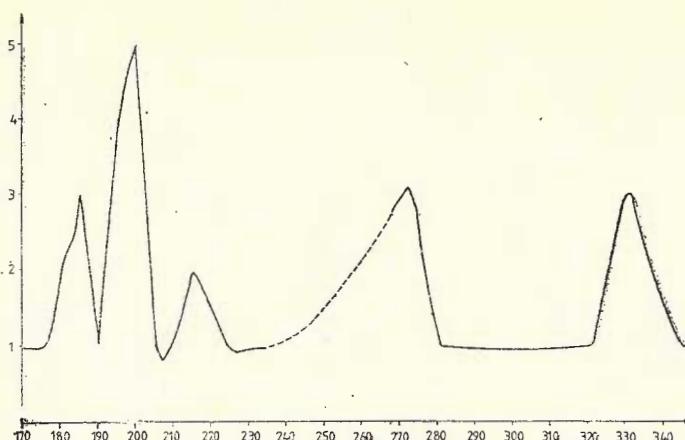


Fig. 8. — Diagrama de variație empirică a temperaturii de omogenizare a cuarțului de la Racoș.

Le diagramme de variation empirique de la température d'homogénéisation du quartz de Racoș.

5. Concluzii

Pe baza observațiilor făcute privind geotermometria zonei Racoș s-au pus în evidență următoarele :

- existența unor variante tipuri de incluziuni ;
- existența unor corelații între dimensiunile cavităților cu incluziuni fluide și temperatura de omogenizare.

Aspectele morfologice alături de conținutul și proporțiile fazelor din microcavitate reflectă destul de pregnant același caracter de circulație intermitentă a soluțiilor. Apariția celei de-a doua pulsații a fost condiționată de redeschiderea tectonică a fracturilor filoniene, doavadă prezența texturilor brecioase și în benzi evidențiate pe filoanele de la Racoș ceea ce a permis răcirea înceată a soluțiilor.

Mineralele primei depunerii : cuarț 1-pirită (predominant)-blendă \pm calcopirită (grăunți microscopici), au fost acoperite de mineralele din generația a doua în principal minerale de gangă : cuarț 2-calcit-pirită sub formă de impregnații fine în masa rocii gazdă a mineralizației.

³ Literatura de specialitate reține și alte lucrări care ating problema ce ne interesează în cazul celor două zăcăminte Șuior și Cavnic.

⁴ În evaluarea regimului termic s-au luat în considerare numai datele asupra incluziunilor fluide primare și pseudosecundare.

BIBLIOGRAFIE

- Anton O. (1969) Fenomenele de alterare în andezitele de la Cavnic. *Stud. cerc. geol.* 4.1. Acad. R.S.R., Bucureşti.
- (1971) Studiul mineralelor argiloase din roci vulcanice neogene de la Cavnic. Rezumatul tezei de doctorat, Bucureşti.
 - Borcoş M. (1965) Metoda omogenizării fazelor în analiza mineralo-termometrică pentru determinarea condiţiilor termodinamice de formare a zăcămintelor hidrotermale. *Rev. min.* 11, Bucureşti.
 - (1972) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, Bucureşti.
 - (1973) Consideraţii privind activitatea metalogenetică asociată andezitelor piroxenice pontiene din munţii Gutii. *St. tehn. și econ. seria I*, 9, Bucureşti.
 - Iorgulescu T. (1955) Microfauna unor profile din sedimentarul zonei eruptive a regiunii Baia Mare. *D. S. Com. Geol.* LXIX (1951-1952), Bucureşti.
 - Măldărescu I., Măldărescu M. (1965) Asupra unor probleme privind alterările hidrotermale din regiunea Baia Mare. *Anal. Univ. Ser. geol. geogr.*, Anul XIV, 1, Bucureşti.
 - (1976) Asupra limitelor de aplicabilitate a metodei omogenizării incluziunilor fluide. *Mine, petrol și gaze*, 3, pag. 140-143, Bucureşti.
 - Manilici V., Lupei H. (1954) Studiul geologic al sectorului Baia Sprie-Cavnic (regiunea Baia Mare). *D. S. Com. Stat Geol.* XXXVIII (1950-1951), Bucureşti.
 - Dumitrescu A. (1976, 1977) Studiu. Arh IPEG Baia Mare.
 - Burlescu L. (1954) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Cavnic. *D. S. Com. Geol.* XXXVIII, Bucureşti.
 - Pomirleanu V., Movileanu A. (1966) Date preliminare asupra geotermometriei blendei din zăcămîntul hidrotermal Cavnic (Baia Mare). *Anal. st. Univ. „Al. I. Cuza“ Iaşi*, Secţia a II-a, b, geol.-geogr., XII, p. 21-26; Iaşi.
 - Petreus I. (1967) Noi date galvanometrice asupra zăcămîntului hidrotermal de la Herja, Baia Mare. *Rev. min.* 7, p. 320-324, Baia Mare.
 - (1971) Geotermometria și aplicarea ei la unele minerale din România. Ed. Academiei R.S.R., Bucureşti.
 - (1975) Decrepitometria și aplicaţiile ei în prospecţiunea zăcămintelor de mineruri. Ed. tehnică, Bucureşti.
 - (1978) Studiu. Arh. IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
 - Socolescu M. (1948) Raport. Arh. IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
 - Schiell E. (1957-1965) Rapoarte. Arh. IPEG „Maramureş“, Baia Mare.
 - Stanciu C., Medeşan A., Udrescu C. (1965) Raport, arhiva Institutului de geologie și geofizică, Bucureşti.
 - (1973) Procese de transformare hidrotermală în zăcămintele Herja și Baia Sprie — munţii Gutii. *St. tehn. și econ. seria I*, 9, Bucureşti.



**CONSIDÉRATIONS GÉOTHERMOMÉTRIQUES
SUR LES CRYSTaux DE QUARTZ HYDROTHERMAL
DE LA ZONE À LA MINÉRALISATION
DE RACOȘ-OUEST (CAVNIC), DISTRICT DE MARAMUREȘ**

(Résumé)

Quoique le périmètre investigué soit relativement limité, on y rencontre de nombreux traits spécifiques à l'évolution géologique de l'entièrre région qui concernent surtout la succession générale des processus volcaniques, le rapport entre le volcanisme, le hydrométasomatisme et la métallogénèse.

A la suite des prospections détaillées on est arrivé à la conclusion que le système des fractures NNE-SSO s'étend de Cavnice vers l'ouest et qu'il a influencé la mise en place des minéralisations de la structure de Racoș.

Cette note offre une image unitaire des investigations géologiques et géothermométriques actuelles basées sur l'étude de la température de génération du quartz hydrothermal.

Ainsi, en considérant des données de la littérature aussi bien que les propres investigations, on est arrivé à des conclusions en ce qui concerne la position des microcavités aux inclusions et les températures d'homogénéisation aussi bien que des aspects reliés à la durée de la phase gazeuse et la température d'homogénéisation ; l'étude détaillée de principaux types d'inclusions utilisées pour les déterminations, la corrélation des données géothermométriques aux implications sur le contrôle de la zonalité d'altération hydrothermale.

Les cristaux de quartz ont été collectés des géodes des filons développés dans des conditions physico-chimiques optimums.

Les inclusions ont été décrites en tenant compte des classifications de la littérature. Ainsi, selon leur composition et l'état d'agrégation des phases on distingue : inclusions à solutions dans l'état gazeux, inclusions fluides monophasées, biphasées et plus rarement polyphasées.

En tant que types génétiques d'inclusions on note des inclusions primaires, primaires-secondaires (pseudosecondaires), anomalies, subsyngénétiques et épigénétiques. Pour chaque cristal on a fait des déterminations qui varient entre 1 et 5, en tout 44 déterminations à base desquelles on a calculé les températures moyennes du tableau 2. Ainsi, pour le filon II Racoș on a obtenu une température moyenne de génération du quartz de 268°C, pour le filon IV Racoș — 237°C et pour le filon IV Ramură Racoș — 217,2°C.

Il y a des échantillons qui présentent deux intervalles d'homogénéisation, 150°-220°C et 225°-325°C, ce qui implique un intervalle de déposition du minéral de longue durée. Des variations de la température d'homogénéisation du quartz ont été rencontrées aussi dans le même filon (voir diagramme fig. 7).

On suppose ainsi que les surfaces isothermiques de l'aire de circulation des solutions dans le même filon n'ont pas été horizontales. Dans le tableau 2 on constate des températures relativement élevées de génération du quartz correspondant au domaine méso-épithermal : quand même l'absence du secteur de Racoș des dépôts métallifères caractéristiques au domaine où se sont formées les minéralisations de Șuior et de Cavnice est due au fait que dans la zone de



Racos la source de minéralisation a générée des solutions très chaudes qui manquent généralement d'ions métalliques au moins au niveau d'ouverture des minéralisations. Ainsi, pour la plupart des cas, les ouvertures des fractures filonniennes sont remplies de minéraux argileux en proportion de 75-85%.

Le diagramme de variation empirique des températures de génération du quartz (fig. 8) démontre que le processus de remplissage des filons s'est développé dans un large intervalle de température.

Les traits morphologiques, aussi bien que les proportions des phases des microcavités indiquent une circulation intermittente de la solution. L'apparition de la deuxième pulsation a été conditionnée par la réouverture tectonique des fractures filonniennes, fait attesté par les textures brécheuses et rubannées des filonnets de Racos qui ont engendré le refroidissement lent des solutions.

EXPLICATIA PLANSELOR

Planşa I

Fig. 1. — a, Incluziune anomală subsingenetica ; b, incluziune primară monofazică esențial gazoasă.

a, inclusion anomale subsyngénétique ; b, inclusion primaire monophasée essentiellement gazeuse.

Fig. 2. — a, incluziuni anomale cu bule de gaz aderente la fețele de cristal ; b, incluziuni sub formă de cristal negativ ; c, incluziuni pseudosecondare situate în crăpăturile de contracție.

a, inclusions anomalies à bulles de gaz adhérentes aux faces du cristal ; b, inclusions en cristal négatif ; c, inclusions pseudosecondaires emplacées dans les fissures de contraction.

Fig. 3. — Incluziuni pseudosecondare și secundare.

Inclusions pseudosecondaires et secondaires.

Fig. 4. — Incluziuni gazoase-apoase G L.

Inclusions gazeuse-aqueuses G L.

Planşa II

Fig. 1. — Incluziune primară azonală, bifazică cu contur cristalografic.
Inclusion primaire azonale, biphasée au contour cristallographique.

Fig. 2. — a, Microcavitate primară complet dezmembrată ; b, incluziuni dezermitezate prin decrepitare naturală.
a, Microcavité primaire complètement démembrée ; b, inclusions ouvertes par décrepitation naturelle.

Fig. 3. — Incluziuni primare zonale (vezi detalii în text).
Inclusions primaires zonales (voir le texte).

Fig. 4. — Incluziune pseudosecondară trifazică.
Inclusion pseudosecondeaire triphasée.



Planșa III

Fig. 1. — Incluziuni fluide primare și secundare dispuse după linia de sutură a indivizilor cristalini.

Inclusions fluides primaires et secondaires suivant la ligne de suture des individus cristallins.

Fig. 2. — a, Incluziune primară bifazică azonală ; b, incluziune secundară punctiformă (dispusă în diagonala figurii).

a, inclusion primaire biphasée azonale ; b, inclusion secondaire en forme de point (emplacée en diagonale de la figure).

Fig. 3. — a. Incluziuni primare bifazice predominant gazoase ; b, incluziune secretională sub formă de franjuri.

a, Inclusions primaires biphasées surtout gazeuses ; b, inclusion de sécrétion en franges.

Fig. 4. — Incluziune de inversiune (pseudosecundară) dispusă pe crăpături singeneticice poligonale celulare (vezi detaliul din text).

Inclusion d'inversion (pseudosecondeaire) emplacée sur des fissures syn-génétiques polygonales cellulaires (voir le texte).





Institutul Geologic al României

GEOCHIMIE

L'ÉTUDE CHIMIQUE-MINÉRALOGIQUE
DES SCHISTES ARGILEUX BIGARRÉS (VRACONIEN-TURONIEN)
DES PARTIES CENTRALE ET SEPTENTRIONALE
DES CARPATHES ORIENTALES¹

PAR

CORVIN VICTOR PAPIU², GRIGORE ALEXANDRESCU², VASILE IOSOF²,
FLORICA POPESCU², VASILICA NEACȘU²

Variegated shales. Vraconian-Turonian. Pyroclastics. Laterite (siderolitic) alteration. Argillaceous minerals. East Carpathians. Outer flysch zone. Neamț Mts.

Abstract

Chemical-Mineralogical Study of the Variegated Argillaceous Shales (Vraconian-Turonian) from Central and Northern Parts of the East Carpathians. The variegated argillaceous shales formation = Bota Beds=Cirnu-Șiclău Beds) consists of red (oxydated) and green-grey-blackish (reduced) argillaceous shales. Andesitic pyroclastics and psammite-psephitic detrital rock intercalations occur subordonately. It is stated that argillaceous shales were generated by the accumulation, under marine conditions, of fine-grained deposits supplied from the continent by laterite (siderolitic) alteration processes. The oxidizing environment favoured the accumulation of red shales consisting of illites, kaolinite and possibly smectites rich in ferric oxydes (hematite). The reducing environment, rich in Fe^{++} ions, influenced the generation of ferriferous chlorites (cf. 14 Å) on the account of pre-existing argillaceous minerals by means of aggradation. These processes continue till the primary diagenesis phase; this seems to be accounted for by some mixed layers of the argillaceous minerals.

Considérations géologiques

Sur toute l'aire de développement du flysch externe des Carpathes Orientales, le Crétacé inférieur, à savoir l'intervalle Hauterivien supérieur-Albien, est développé dans un faciès particulier connu sous

¹ Recu le 8 Mai 1981, acceptée le 9 Mai 1981, communiquée à la séance de 19 Mai 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caramănești nr. 1, 78344, București.



le nom de la Formation des Schistes Noirs (= Couches d'Audia-Șipote, Couches de Sărata ou Couches de Streiu). La Formation de Schistes Noirs est considérablement répandue dans l'Unité d'Audia et forme aussi le substrat du Crétacé supérieur-Paléogène de l'Unité de Tarcau et de l'Unité des Plis Marginaux.

La Formation des Schistes Noirs est succédée, du point de vue stratigraphique dans les trois unités structurales (Audia, Tarcau et l'Unité des Plis Marginaux) par une formation caractéristique qui présente une coloration surtout rouge-verte, étant formée notamment de schistes argileux (rouges et verts), qui lui impriment, à cause de l'alternance des couleurs, le caractère spécifique de „série bigarrée“.

Dans la littérature géologique la formation des schistes argileux bigarrés est connue sous de diverses dénomination locales, par rapport à l'unité structurale où elle se trouve et surtout au lieu géographique qui a été pris en considération au moment de sa description et de sa localisation stratigraphique. Dans l'Unité d'Audia, la formation est connue sous le nom de Couches de Zagon (Filipescu, 1955, 1957), la série des argiles bigarrées (Băncilă, 1955, 1958) ou Couches de Bota (Marinescu, 1962). En réalité, toutes ces dénominations se rapportent à la même entité lithostratigraphique. Il faut mentionner que Marinescu (1962) a décrit sous le nom de Couches de Bota (vallée de la Bota, bassin de la vallée du Buzău), toutes les roches argileuses rouges et vertes, associées aux marno-calcaires gris, qui se trouvent sur les couches d'Audia (à la partie inférieure) et au-dessous du grès de Siriu (Sénonien-Eocène à la partie supérieure, sans en établir leur succession stratigraphique nette).

Il faut mentionner aussi qu'ailleurs dans les Carpathes Orientales (vallée de la Moldova, vallée de la Bistrița et vallée du Trotuș) on a fait l'horizontation de cette formation, au sens qu'on a précisé tant la position des schistes argileux bigarrés, que du paquet à marno-calcaires gris ou arénites muscovitiques, supérieures par rapport aux schistes argileux bigarrés (Săndulescu, 1962 ; Băncilă et Aghiorgheșei, 1964 ; Alexandrescu, 1971). La même succession stratigraphique a été constatée dans les vallées de la Bota, du Dîrnău et du Buzău (Alexandrescu et al., 1974), ce qui d'ailleurs a été antérieurement l'intuition de Popescu (1952) au SO de la vallée du Buzău. Pour ces raisons nous sommes d'avis que le nom de Couches de Bota peut être employé encore (avec les emmendations respectives), étant le terme le plus adéquat pour toute l'aire de développement de l'Unité des Schistes Noirs (Audia) des Carpathes Orientales.

Dans l'Unité de Tarcau, la formation des schistes argileux bigarrés est connue sous le nom de Couches de Lupchianu (Dumitrescu, 1952) ou Couches de Cîrnu-Șiclău (Băncilă, 1955), synonymes pour la plupart. Le nom de Couches de Cîrnu-Șiclău est plus nettement défini, tandis que les Couches de Lupchianu sont plus étendues et incluent, selon la définition de leur auteur, tous les dépôts situés entre les Schistes Noirs, à la partie inférieure et les couches à Inocérames, à la partie supérieure. De l'examen de certaines entités composantes des Couches de Lupchianu (embouchure du ruisseau du Lupchianu — vallée de l'Oituz), on a constaté que dans les Couches de Lupchianu on a inclus aussi une



partie de certaines entités de la base des Couches de Hangu de la vallée de la Bistrița, à Largu (à savoir les marno-calcaires gris et rougeâtres). De plus, dans la vallée de l'Oituz, on trouve le front de l'Unité de Tarcău et toutes les entités composantes des Couches de Lupchianu sont partiellement laminées ou brisées tectoniquement. Bien que prioritaires en ce qui concerne leur nom (Couches de Lupchianu), nous avons employé dans notre étude le nom de Couches de Cîrnu-Șiclău, pour les raisons mentionnées ci-dessus.

Dans l'Unité des Plis Marginaux (sémi-fenêtre de la Bistrița), la formation est connue sous le nom d'„Argiles bigarrées“ (Mirăuță, Mirăuță, 1964) et Couches de Tisaru pro parte (Dumitrescu, 1952, 1963) dans la sémi-fenêtre de la Putna-Vrancea.

Généralement, tant les Couches de Bota, que les Couches de Cîrnu-Șiclău ou les schistes argileux bigarrés de la sémi-fenêtre de la Bistrița, qui ont fourni le matériel qui fait l'objet de cette étude, sont formées surtout de schistes argileux rouges et verts, parfois gris-noirâtre, auxquels on ajoute subordonnement des arénites muscovitiques et micro-rudites ou rudites, dont les éléments composants sont représentés par des magmatites, métamorphites et roches sédimentaires (unités d'Audia et de Tarcău), à l'exception de ceux de l'Unité des Plis Marginaux. Aux schistes argileux bigarrés s'associent constamment des tufites et des tufs de nature probablement andésitique, comme ceux du ruisseau de l'Omă Mort-Gemenea et le ruisseau du Druganu-Dolia Pipirig (Unité d'Audia) ou ceux de Poiana Uzului (vallée de l'Uz) de l'Unité de Tarcău. Ayant en vue la nécessité de différencier et d'ordonner en temps et espace les cinérites de la partie inférieure des Couches de Bota et de Cîrnu-Șiclău, d'autres cinérites de la zone du flysch carpathique, d'âges plus jeunes (Sénonien, Oligocène-Miocène etc.), l'un des auteurs (Alexandrescu) propose que ces cinérites soient dénommés — le tuf de Poiana Uzului — car ce tuf a un développement appréciable, tant dans l'Unité d'Audia, que dans l'Unité de Tarcău. Dans la vallée de l'Uz, à Poiana Uzului, à la partie occidentale du lac d'accumulation, le cinérite est mieux développé ayant une épaisseur de 1-3 m.

Les tufites et les tufs des Couches de Bota et des Couches de Cîrnu-Șiclău sont étroitement associés aux roches silicieuses (jaspes et radiolarites) en couches minces de 1-15 cm, provenues directement ou indirectement de l'altération des produits volcaniques, qui forment, tout comme les cinérites, des niveaux constants à la partie inférieure de la formation.

A la partie supérieure des Couches de Bota et des Couches de Cîrnu-Șiclău, s'individualise, comme on l'a déjà dit, le paquet de marno-calcaires gris-blanchâtre en couches minces de 1-5 cm, mieux développées dans l'Unité de Tarcău, tandis que, dans l'Unité d'Audia, ils apparaissent seulement dans les endroits qui ont échappé à l'érosion ou à la tectonique (ruisseau de l'Omă Mort-Gemenea, ruisseau de Sărăcuț-Găinești, ruisseau de Negru-Pipirig etc.), mais, ces roches n'ont pas formé l'objet d'analyse chimique-minéralogique, ainsi que les roches détritiques.



Nous avons montré antérieurement que l'âge des Couches de Bota et des Couches de Cîrnu-Şiclău appartient à l'intervalle Vraconien-Coniacien (Filipescu, 1957 ; Marinescu, 1962 ; Alexandrescu et Săndulescu, 1973 ; Alexandrescu et al., 1974), prenant comme critère les restes de bélémnoidés [*Purahibolites tourtiae* Weign. ; *Neohibolites minimus* List. ; *N. ultimoides* (Sinz.) Stoll.] et les associations de foraminifères agglutinants et calcaires (*Plectorecurvooides alternans*, *Hapliphragmoides gigas minor*, *Uvigerinammina jankoi*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana tricarinata*, *Pithonella ovalis*, *Heterohelis* sp. etc.).

Des informations chimiques-minéralogiques sur les schistes argileux des Couches de Bota de l'Unité d'Audia se trouvent dans l'étude de Savul et Botez-Postelnicu (1950), qui ont analysé un schiste argileux rouge du ruisseau de Corlăteni (Cîmpulung Moldovenesc). Selon ces auteurs, les schistes argileux rouges seraient les produits de la sédimentation, à concentration en Fe_2O_3 d'origine terrigène, ou des produits de l'action bactérienne.

En étudiant les schistes argileux des Couches de Cîrnu-Şiclău (Unité de Tarcău), appartenant à l'anticlinal de Cîrnu — vallée de Țiganiilor (Băncilă et Papiu, 1962), on arrive à la conclusion que l'horizon inférieur argileux-tufitique serait le résultat des éruptions volcaniques accumulées dans le bassin de sédimentation où continuait le sédimentation argileuse-aléuritique. L'argile serait formée sur le compte du où ont commencé les processus d'altération ; puis il a été transporté dans le bassin marin, où le processus d'altération a continué. Les auteurs matériel fin pyroclastique vitreux, déposé tout d'abord sur le continent, supposent que les éruptions volcaniques ont eu un caractère andésitique.

Idriceanu et al. (1967) ont analysé un nombre de 14 échantillons des schistes argileux rouges provenant du ruisseau de Corlăteni-Cîmpulung Moldovenesc. A la suite des analyses, les auteurs arrivent à la conclusion que les échantillons prélevés contiennent argile et matériel détritique. Ils ont identifié la présence de la kaolinite et des hydromicas (par réaction de couleur) et par RX ils ont mis en évidence la kaolinite associée à l'hématite.

Papiu et al. (1976), à la suite de l'étude pétrologique de la partie inférieure des schistes argileux bigarrés, à tufites et tufs (Couches de Bota et Couches de Cîrnu-Şiclău) des unités d'Audia et de Tarcău, ont mis en évidence la présence des concrétions à rhodochrosite contenant des testes de radiolaires qu'ils ont assimilés, en absence d'autres éléments paléontologiques, avec un „fossile caractéristique“. Ces concrétions ont été mis au crédit de la diagénèse primaire et contiennent aussi des ions de substitution (Mg, Fe^{2+} , Ca). De même, ils supposent que l'illite et le quartz ont une origine terrigène, tandis que les feldspaths ont l'origine volcanique (pyroclastogène).

Les échantillons analysés proviennent de la partie centrale et septentrionale des Carpathes Orientales) entre les vallées de la Suceava et de la Bistrița) et ont été collectés surtout de la partie inférieure des Couches de Bota et des Couches de Cîrnu-Şiclău (Unité d'Audia et Unité de Tarcău) et des schistes argileux vert-gris ou noirâtres de l'Unité des Plis Marginaux (fig. 1, 2, tableau 1). Le matériel pséphitique-



TABLEAU 1

Type et provenience des roches analysées

No. éch. crt.	No. éch.	Localisation	Type de roche	Unité structurale
1	76/42	Ruisseau de Corlăteni-Suceava	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
2	76/24	Ruisseau d'Omù Mort-Gemenea	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
3	76/15	Ruisseau de Dariciuc-source. Suceava	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
4	76/43	Ruisseau de Corlăteni-Suceava	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
5	76/16	Ruisseau de Dariciuc-source. Suceava	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
6	76/35	Ruisseau de Prisaca-Straja-N. am. Ruisseau de Corlăteni-Suceava	Schiste argileux rouge	Unité de Tarcău
7	76/39	Bord du lac Bicaz port-Neamț	Schiste argileux rouge	Unité de Tarcău
8	76/34	Ruisseau de Dariciuc-source. Suceava	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
9	76/19	Ruisseau d'Omù Mort-Gemenea	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
10	76/23	Ruisseau de Druganu-Dolia Neamț	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
11	76/11	Ruisseau de Druganu-Dolia Neamț	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
12	76/3	Ruisseau d'Almașu-Neamț	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
13	76/25	Ruisseau d'Omù Mort-Gemenea	Schiste argileux rouge	Unité d'Audia
14	76/41	Ruisseau Corlăteni-Suceava	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité des Plis Marginaux
15	76/26	Ruisseau d'Omù Mort-Gemenea	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité de Tarcău
16	76/13	Vallée d'Almașu-Neamț	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité de Tarcău
17	76/37	Ruisseau de Prisaca-Straja-Neamț	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité d'Audia
18	76/29	Ruisseau de Măguricea-Găinesti	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité d'Audia
19	76/5	Ruisseau de Druganu-Dolia	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité de Tarcău
20	76/2	Ruisseau de Druganu-Dolia	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité d'Audia
21	76/31	Ruisseau de Măguricea-Găinesti	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité des Plis
22	76/40	Ruisseau de Corlăteni-Suceava	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité d'Audia
23	76/8	Vallée d'Almașu-Neamț	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité des Plis Marginaux
24	76/6	Ruisseau de Druganu-Dolia-Neamț	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité des Plis Marginaux
25	76/14	Vallée d'Almașu-Neamț	Schiste argileux gris-verdâtre	Unité des Plis Marginaux
26	76/11	Vallée d'Almașu-Neamț	Schiste argileux verdâtre-gris	Unité de Tarcău
27	76/30	Ruisseau de Măguricea-Găinesti	Schiste argileux verdâtre-gris	Unité des Plis Marginaux
28	76/33	Bord du lac Bicaz port-Neamț	Schiste argileux verdâtre-gris	Unité des Plis Marginaux
29	76/12	Vallée d'Almașu-Neamț		

IC = Illite — Chlorite IM = Illite — Montmorillonite



Institutul Geologic al României

Constitution chimique et minéralogique de la formation des schistes argileux

Composition chimique

No crt	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	PC	Total
1	58,76	19,75	6,51	0,45	2,29	1,09	0,80	3,41	0,59	0,01	0,22	5,95	99,82
2	57,37	20,37	8,39	0,79	2,07	1,00	0,68	3,59	0,60	0,07	0,12	4,86	100,32
3	55,62	20,12	6,88	0,67	1,93	0,94	0,69	3,57	0,73	0,26	0,11	5,46	97,28
4	59,06	19,98	6,08	0,69	2,12	1,03	0,60	3,17	0,71	0,02	0,22	5,91	99,97
5	55,54	19,61	6,53	0,82	1,54	0,81	0,72	3,62	0,81	0,34	0,13	5,57	96,31
6	66,40	14,83	5,33	0,81	3,08	0,70	0,74	2,80	0,54	0,03	0,21	4,05	99,99
7	61,51	17,04	6,31	1,31	2,31	1,10	0,75	3,12	0,53	0,03	0,24	5,45	99,70
8	67,51	13,97	5,32	1,37	1,84	1,32	0,40	2,55	0,40	0,12	0,08	3,33	99,96
9	55,94	20,29	6,44	1,76	1,98	0,80	0,71	3,75	0,71	0,05	0,08	4,68	99,76
10	59,65	20,59	5,89	1,13	2,21	1,00	0,73	3,59	0,62	0,07	0,12	4,33	100,35
11	57,16	19,18	6,18	1,98	2,66	2,10	0,85	3,50	0,78	0,15	0,13	6,26	100,91
12	60,06	18,58	4,62	1,63	2,17	1,24	0,90	3,40	0,71	0,05	0,08	6,08	100,11
13	65,73	16,40	4,20	1,74	2,14	1,06	0,60	2,88	0,55	0,07	0,12	4,46	100,00
14	65,62	16,90	3,09	1,62	2,26	0,96	0,63	2,68	0,67	0,06	0,18	5,48	100,15
15	72,33	13,70	2,39	1,36	1,89	1,02	0,51	2,41	0,44	0,14	0,08	3,69	100,15
16	57,05	21,37	4,16	2,38	1,94	0,85	0,75	4,00	0,76	0,06	0,10	7,21	100,66
17	65,34	17,07	3,21	2,13	2,63	0,70	0,74	2,80	0,54	0,03	0,40	4,36	99,60
18	60,41	17,70	5,11	3,75	2,82	1,18	0,76	2,68	0,48	0,33	0,12	4,54	99,90
19	60,21	20,42	2,55	1,84	1,98	0,85	1,00	3,50	0,67	0,03	0,12	6,39	99,57
20	59,28	21,32	2,03	1,51	1,99	2,40	0,85	3,40	0,67	0,08	0,12	7,75	100,40
21	63,50	18,88	2,64	2,00	2,22	1,12	1,25	3,26	0,57	0,23	0,10	4,26	100,13
22	63,56	18,22	2,20	1,73	2,31	0,96	0,80	3,17	0,62	0,02	0,19	5,73	99,51
23	71,50	14,30	1,82	1,58	1,80	1,31	0,60	2,90	0,48	0,07	0,20	3,39	100,95
24	72,35	11,65	1,76	1,63	1,63	1,31	0,55	2,70	0,44	0,09	0,13	4,91	99,30
25	71,50	12,30	1,70	1,67	1,75	0,85	0,55	3,00	0,45	0,05	0,10	5,42	99,46
26	60,34	7,78	1,28	1,43	2,02	13,01	0,55	2,20	0,31	0,14	0,12	10,99	100,39
27	64,91	16,70	3,14	3,74	2,61	1,11	0,88	2,78	0,48	0,13	0,09	3,26	99,87
28	68,54	17,00	1,65	2,01	2,09	1,29	0,60	2,14	0,46	0,05	0,09	4,15	99,95
29	69,83	7,67	1,04	1,27	1,26	7,74	0,45	1,80	0,30	0,15	0,12	8,71	100,48

Numérotation des échantillons conformément au tableau 1.



Institutul Geologic al României

BLEAU 2

bigarres de la partie centrale et septentrionale des Carpathes Orientales

Composition minéralogique

$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$	$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	Illite	Kaolinite	Clorite	Hématite	Calcite	Dolomite	Quartzopale	Feldspath	Structures IC	Structures IM
7,01	14,57	51,4	13,4	1,3	3,8	—	—	21,4	6,8	—	—
9,27	10,62	52,8	12,9	2,2	5,2	—	—	18,7	5,6	—	—
7,62	10,26	52,8	11,0	1,9	5,0	1,6	—	17,0	5,8	+	—
6,84	8,81	47,8	16,8	1,8	3,3	0,8	—	22,9	5,1	—	—
7,44	7,96	51,7	12,0	2,3	3,5	—	—	18,2	7,0	+	—
6,23	6,58	42,2	9,6	2,3	2,9	—	—	35,8	6,3	—	—
7,76	4,80	47,1	5,8	3,7	3,5	1,2	—	29,6	6,3	—	—
6,84	3,88	37,7	4,8	3,8	3,9	2,3	—	31,5	3,4	—	—
8,36	3,65	56,6	10,1	5,0	3,0	—	—	17,0	6,0	—	—
7,14	5,21	51,0	8,7	3,1	2,8	—	3,0	22,5	7,0	—	—
8,38	3,12	52,8	8,9	5,6	3,2	3,7	—	19,7	7,2	—	—
6,43	2,83	51,7	8,3	4,6	1,5	2,2	—	24,0	7,6	—	—
6,13	2,41	42,1	8,8	4,8	1,7	—	3,3	33,0	4,9	—	—
4,89	1,91	40,4	12,3	4,6	—	1,1	—	35,4	5,3	—	—
3,90	1,75	35,4	10,0	3,8	—	—	3,3	43,9	4,2	—	—
5,02	1,74	50,3	9,5	6,8	—	1,4	—	15,8	6,4	—	+
5,58	1,51	42,2	10,5	6,0	0,7	—	—	33,0	6,3	—	—
8,24	1,36	39,8	10,8	10,5	2,4	2,0	—	26,9	6,3	—	—
4,59	1,36	52,8	10,2	5,2	—	1,5	—	21,4	8,5	—	—
3,71	1,34	51,2	8,3	4,3	—	3,0	—	23,1	7,2	—	—
4,86	1,32	48,2	8,5	5,6	—	2,0	—	25,1	10,4	+	—
4,12	1,27	47,8	10,1	4,9	—	1,1	—	29,6	6,8	—	—
3,57	1,15	43,7	3,8	4,5	—	2,3	—	42,8	5,1	+	—
3,57	1,08	40,7	—	4,6	—	2,3	—	47,8	4,6	—	—
3,55	1,01	41,9	—	4,7	—	1,5	—	45,8	4,6	+	+
2,87	0,89	24,4	—	4,1	1,1	23,2	—	43,6	4,6	+	—
7,29	0,84	41,2	6,9	10,4	—	—	3,6	31,6	7,3	—	+
3,88	0,82	31,7	17,4	5,6	—	2,2	—	38,0	4,2	—	—
2,45	0,82	25,5	—	3,6	—	13,1	—	53,3	3,8	—	—



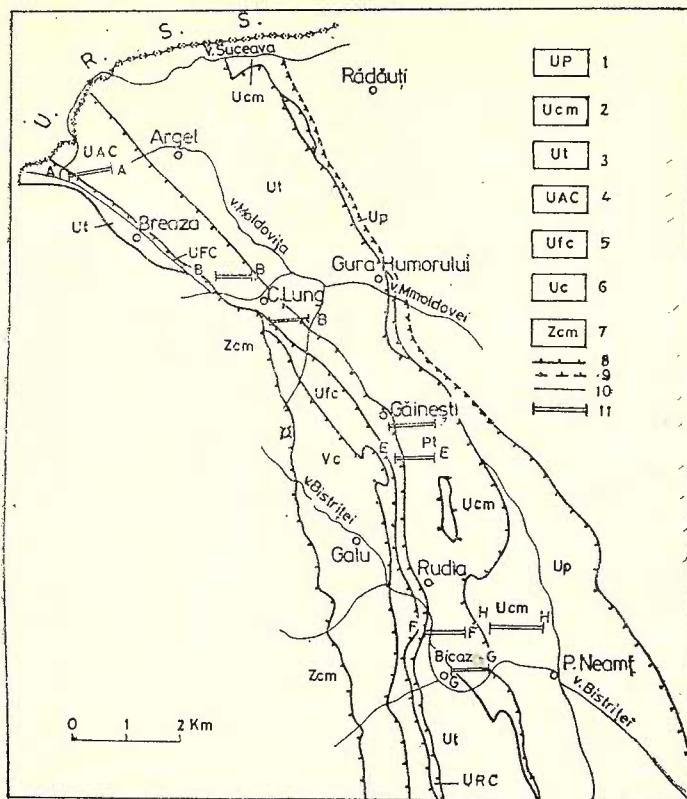


Fig. 1. — Emplacement des échantillons collectés de la formation des schistes argileux bigarrés (selon la carte de l'Institut géologique, complétée).

1, Unité péricarpathique (Up) ; 2, Unité des Plis Marginaux (UCM) ; 3, Unité de Tarcău (Ut) ; 4, Unité d'Audia-Cernahora (UAC) ; 5, Unité du Flysch courbicortical (Ufc) ; 6, Unité de Ceahlău (UC) ; 7, Zone cristallino-mésozoïque (Zcm) ; 8, lignes de charriage ; 9, ligne de charriage recouverte ; 10, ligne tectonique importante ; 11, alignement de points collectés pour des analyses chimiques-minéralogiques ; A, ruisseau de Dariciuc-sources de Suceava ; B, ruisseau de Corlăteni-Cîmpulung ; C, ruisseau de l'Omă Mort-Gemenea ; D, ruisseau de Măguricea-Găinesti ; E, ruisseau de Druganu-Dolia ; F, bord du lac Bicaz Port-Neamț ; G, ruisseau de Straja-Neamț ; H, vallée de l'Almaș-Neamț.

arénitique et celui cinéritique, tout comme celui des marno-calcaires de la partie supérieure n'a pas formé le sujet de nos recherches.

Considérations chimiques-minéralogiques

On a analysé 29 schistes argileux, dont 13 de couleur rouge, avec la valeur du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} > 3$ (à deux exceptions), qui ont été compris dans le groupe des schistes argileux ferriques, et 16 échantil-

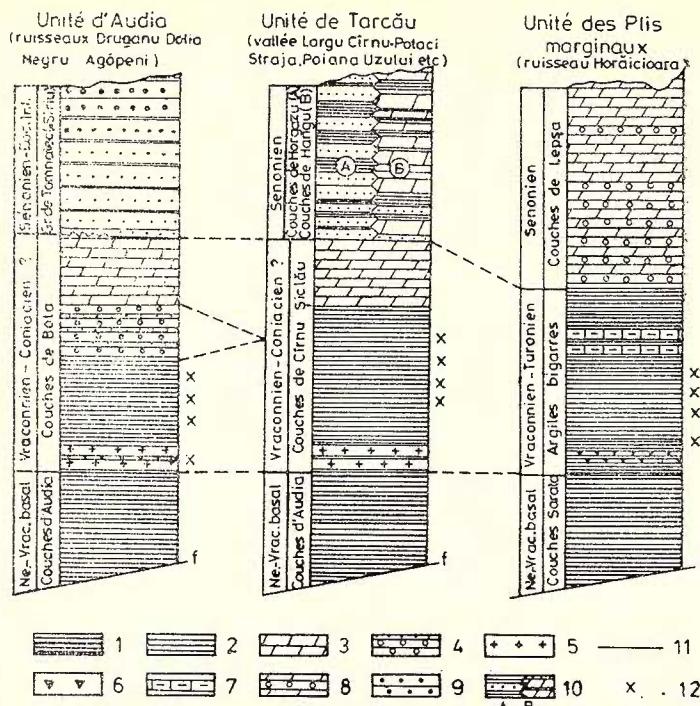


Fig. 2. — Colonnes stratigraphiques synthétiques avec l'emplacement des points de collection des échantillons.

1, argiles et argillites noires, arénites, sydérites et calcaires silicifiés ; 2, argiles et argillites rouges, vertes et noires ; 3, marnocalcaires en plaques ; 4, rudites, arénites muscovitiques, siltites ; 5, tuf de Poiana Uzului (tufs, tuffites, argiles tuffitiques) ; 6, radiolarites rubannées vertes, jaspes, spongolites ; 7, micrites grises ; 8, marnocalcaires et rudites ; 9, arénites ; 10, arénites et pelites (A) ; arénites, marnocalcaires, pelites (B) ; 11, faille ; 12, points de collection des échantillons.

lons de couleur grise, verdâtre ou noirâtre, dont la valeur du rapport mentionné ci-dessus est sous 3, reenfermés dans le groupe des „schistes argileux ferreux“. Au tableau 2 on présente les contenus en oxydes (analyses complètes de silicates) et minéraux et la valeur du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$. La localisation géographique et structurale (Unité d'Audia, Unité de Tarcău et Unité des Plis Marginaux) est présentée sur le tableau 1. Au tableau 3 on a enscrit les limites de variation et les moyennes, tant par total des échantillons étudiés, que celles répartisées sur les unités structurales.

Pour les minéraux argileux et pour l'hématite, on a calculé les valeurs des contenus, sans les composants clastiques (quartz et feldspaths) et carbonatique (calcite et dolomite) pour lesquels on présente seulement les moyennes et les limites de variation (tab. 4) pour les principaux oxydes et pour les minéraux argileux et l'oxyde ferrique.

TABLEAU 3
Limites de variation et moyennes (sur l'échantillon brut)

	Roches ferriques		Roches ferreuses		Roches ferriques		Roches ferreuses	
	Limites de variation	Moyennes	Limites de variation	Moyennes	Unité d'Ardia		Unité de Tarcău	Unité de Tarcău
					Moyennes	Moyennes		
SiO ₂	55,5—78,2	62,91	57,1—72,3	61,72	60,29	70,12	64,60	63,49
Al ₂ O ₃	8,7—20,5	17,88	7,2—21,4	15,91	19,72	12,81	17,27	17,54
Fe ₂ O ₃ T	3,0—9,4	6,93	2,4—9,5	5,10	7,28	5,96	4,56	6,72
Fe ₂ O ₃	2,6—8,4	5,69	1,9—5,1	2,78	6,05	4,70	2,60	3,47
FeO	0,4—1,8	1,12	1,3—4,0	2,09	1,11	1,14	1,78	2,93
MgO	1,5—3,1	2,12	1,3—3,1	2,13	2,12	2,13	2,07	2,57
CaO	0,7—2,1	1,04	0,7—13,0	2,21	1,08	0,95	1,18	1,13
Na ₂ O	0,4—1,0	0,71	0,4—1,2	0,73	0,73	0,65	0,74	0,63
K ₂ O	2,2—3,7	3,22	1,8—3,5	2,86	3,38	2,77	2,98	2,78
TiO ₂	0,4—0,8	0,63	0,4—0,8	0,53	0,69	0,54	0,59	0,54
P.C.	3,3—6,3	4,90	3,3—11,0	5,68	5,12	4,31	5,56	4,34
Illite	29,4—55,0	47,54	24,4—60,3	42,17	51,88	35,60	44,73	41,52
Kaolinite	5,8—16,8	9,57	0,0—17,4	7,28	10,93	5,82	8,89	10,21
Chlorite	1,3—5,7	3,11	3,6—10,5	5,88	3,11	3,35	5,04	2,21
Hématite	1,0—5,0	3,03	0,0—2,4	0,23	3,13	2,67	0,49	4,75
Calcite	0,0—3,7	0,91	0,0—23,2	3,25	0,86	1,05	1,12	0,72
Dolomite	0,0—3,0	0,20	0,0—3,6	0,65	0,27	0,00	1,17	0,60
Calcedoine + Quartz	17,0—59,2	27,03	15,8—53,3	34,22	21,06	43,42	31,80	29,53
Feldspath	3,4—8,5	6,08	3,8—10,4	6,04	6,62	4,60	6,31	4,93

TABLEAU 4

Limites de variation et moyennes pour le composant argileux (récalculé %)

	Roches ferriques		Roches ferreuses		Roches ferriques		Roches ferreuses		Roches ferreuses		
			Unité d'Audia		Unité de Tarcău		Unité d'Audia		Unité des Plis Marginaux		
	Moyenne	Limites de variation	Moyenne	Limites de variation							
SiO ₂	55,1—60,4	56,8	53,1—60,8	57,7	53,9—60,4	56,1	57,0—62,6	59,3	55,1—60,3	58,1	53,1—59,0
Al ₂ O ₃	24,7—33,1	30,6	28,7—36,3	31,2	30,3—33,1	31,6	24,7—29,5	27,8	30,2—36,3	32,3	29,4—33,9
Fe ₂ O ₃ T	11,8—15,2	13,0	6,8—16,7	11,2	11,7—15,0	13,6	12,2—13,4	12,7	6,8—13,8	9,8	8,1—16,9
Fe ₂ O ₃	6,7—12,0	9,2	3,2—15,7	5,5	6,7—11,2	9,0	9,2—12,0	10,7	4,0—5,0	4,3	3,2—15,7
Fe O	0,6—2,9	1,8	2,4—6,2	3,6	0,6—2,9	1,7	1,4—2,6	2,0	2,4—3,6	2,8	3,2—3,6
Illite	72,0—83,2	78,9	57,9—90,0	77,6	72,0—81,3	78,4	78,0—81,0	78,7	70,5—89,8	77,7	57,9—77,4
Kaolinite	10,2—25,3	16,1	0,0—21,5	12,1	12,8—20,3	18,1	10,4—17,7	14,1	13,0—21,5	14,5	11,2—17,9
Chlorite	2,0—8,3	5,0	6,7—17,8	10,8	2,0—8,3	4,7	4,3—5,2	5,9	6,7—12,1	8,6	9,0—17,8
Hématite	2,3—7,8	5,1	0,0—11,8	1,2	2,3—7,1	4,8	5,1—7,8	6,4	—	—	—



Du point de vue minéralogique, ces roches sont donc formées par trois composants : argilo-ferrugineux, clastiques (quartz et feldspath considéré conventionnellement „albite“) et carbonatique. Cette division a aussi un caractère conventionnel. Par rapport génétique, l'origine du composant argilo-ferrugineux peut être tant alloïgène qu'autigène, lié de ré-synthétisations minéralogiques dans le milieu de sédimentation. Le composant carbonatique est pourtant exclusivement autigène, initialement d'origine organo-détritique ou organo-chimique, solubilisé et redéposé. De plus, les petits pourcentages de muscovite détritique ont été englobés dans la colonne „illite (ou hydromicas)“.

Considérations géochimiques

La silice et l'alumine qui se trouvent dans l'argile, dans le quartz et dans les feldspaths clastiques indiquent des valeurs moyennes extrêmement proches pour les deux types de roches, leur somme étant de 80% environ pour celles oxydées et un peu plus élevées pour celles réduites.

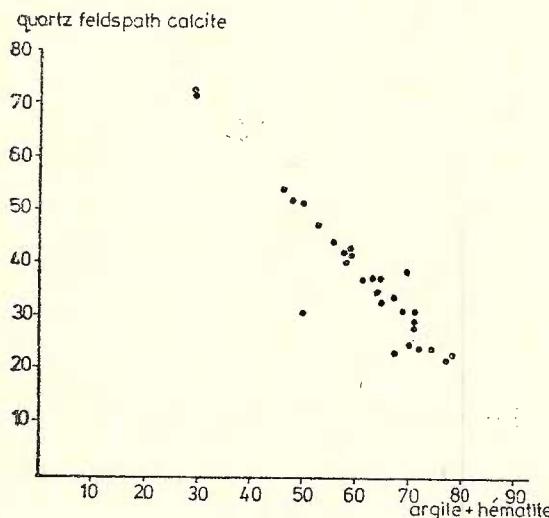


Fig. 3. — Graphique binaire (quartz + feldspath + calcite) (minéraux argileux + hématite).

Pour les cas où la silice augmente, l'alumine diminue et vice-versa, ce qui dénote des apports continentaux très proches comme contenu et comme quantité, pour les deux types lithologiques.

Le contenu supérieur en potassium des schistes argileux rouges est dû, tout comme celui d'alumine, au pourcentage plus élevé d'argile, pour la moyenne de celles-ci, par rapport aux schistes argileux ferreux, où excède le quartz détritique (tab. 3), tout comme le contenu un peu plus grand en calcite de ces derniers (diminuants). En les comparant, dans les deux unités où on a collecté les schistes argileux rouges (Audia et Tarcău) les valeurs des oxydes composants sont de même ordre de grandeur, à la différence d'un pourcentage plus élevé de SiO_2 et plus

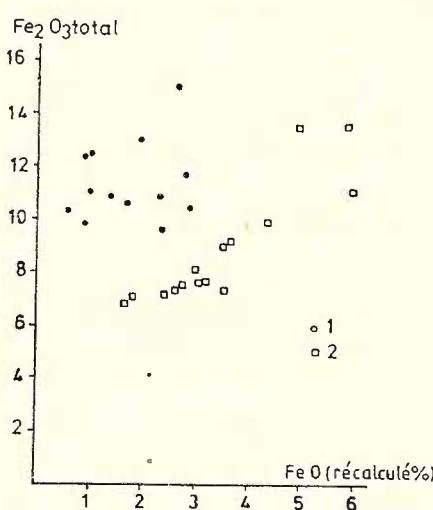


bas de Al_2O_3 dans l'Unité de Tarcău, plus riches en quartz et respectivement plus pauvres en argile que ceux de l'Unité d'Audia. Dans les roches ferreuses de l'Unité des Plis Marginaux on trouve le contenu moyen minimum de Al_2O_3 (12,7%) pour la même raison.

Dans le composant argilo-hématitique (tab. 3) la moyenne de la silice est très proche des deux types de schistes argileux et de 6—7% inférieure à celle de la roche brute, tandis que l'alumine augmente massivement dans la moyenne générale, en devenant presque double dans la fraction fine, due au grand supplément de quartz détritique. Les valeurs sont rigoureusement semblables aussi défalquées par unités.

En ce qui concerne le contenu et la forme du fer dans ces roches, qui forme en réalité le composant principal qui établit la différence entre les deux groupes et en tenant compte tout d'abord du contenu dans la fraction argileuse, on constate que la quantité de fer total est presque de deux pourcentages supérieure dans les roches ferriques par rapport à celles ferreuses, dans les premières étant lié surtout en oxydes, tandis que, dans celles ferreuses, sous forme de silicate, fait imposé par le caractère du rédoxypotentiel du milieu d'accumulation

Fig. 4. — Graphique binaire
 Fe_2O_3 total — FeO (récalculé %).
 1, roches ferriques; 2, roches ferreuses.



ou des solutions diagénétiques. D'ailleurs, une situation pareille se trouve aussi dans le rapport entre les minéraux (hématite et chlorite). Ayant en vue ces considérations on peut admettre que les apports de fer ont été rigoureusement semblables dans le bassin initial d'accumulation.

Du tableau 4 il en résulte que dans les schistes ferreux de l'Unité de Tarcău on trouve les plus hautes quantités de fer, comparables à celles des schistes oxydés, suivis par ceux de l'Unité des Plis Marginaux et par ceux de l'Unité d'Audia, qui présentent des pourcentages plus réduits.

Entre la forme trivalente du fer et celle réduite il y a, logiquement, un rapport évident inverse saisissable surtout au niveau des

moyennes. Mais si entre la quantité de fer total et celle de fer oxydé on ne peut pas parler d'une corrélation, entre le contenu en fer total et celui en FeO il y a une évidente corrélation directe au domaine des schistes argileux réduits, ce que, selon notre avis, constitue un argument supplémentaire pour établir la liaison entre le caractère redox du milieu et les caractères minéralogiques des roches, contenant tant plus de fer bivalent que le milieu d'accumulation où l'action diagénétique ont été plus réduisants (fig. 4). La différence en contenu de fer total (avec 1,8% de plus dans ceux oxydés) est due seulement à la forme de sa valence (oxyde ou silicate, en perdant peut-être une partie du fer initial).

D'ailleurs, comme on l'a déjà dit, la valeur du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ qui a été à la base de la séparation chimique-minéralogique de ces deux groupes de roches argileuses, a une moyenne cinq fois plus élevée dans les roches oxydées que dans celles ferreuses (6,5% respectivement 1,3% moyenne).

Le magnésium (des minéraux argileux) présente des moyennes presque identiques dans tous les deux types de roches, tandis que le calcium, avec des limites de variation beaucoup plus larges dans les roches ferreuses, a des valeurs moyennes doubles dans ces-dernières par rapport aux précédentes, en indiquant le caractère marneux de certains échantillons.

Le potassium, aux limites de variation un peu plus élevées à celles ferreuses, présente une moyenne légèrement plus élevée aux schistes argileux rouges, en reflétant les variations quantitatives des hydromicas (illite). Les autres oxydes (TiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , MnO) sont sousunitaires, à valeurs sensiblement rapprochées, MnO atteignant rarement (dans deux échantillons) 0,3%. Les pertes à la calcination ont toujours des valeurs très rapprochées.

Constitution minéralogique

On a déjà montré que les minéraux des roches dont on parle peuvent être divisés en trois groupes : minéraux argileux (le composant principal), minéraux de précipitation chimique (hématite et carbonates) et minéraux clastiques (quartz et feldspaths).

Par rapport à l'origine, ceux du premier groupe, des minéraux argileux, peuvent être tant autigènes qu'allogènes. A l'exception de la kaolinite, qui est certainement d'origine continentale, les autres, l'illite, les chlorites (ferrifères, de 14 Å) et les smectites peuvent être tant rémaniés des sédiments pré-existents, surtout pyroclastiques pour les chlorites et les smectites, que résynthétisés au milieu marin au crédit de certains minéraux pré-existents par „agradation“, comme par exemple les chlorites au crédit des smectites pyroclastogènes et des illites sédimentogènes. Pour cela plaident certains cas de structures mixtes d'illite-chlorite et illite-montmorillonite.

En ce qui concerne le composant „de précipitation“, dès le commencement il faut faire une distinction entre les carbonates (calcite, dolomite) qui sont soit précipités directement, soit d'origine organogène et l'hématite, minéral, selon notre acceptation de précipitation au milieu



sidérolitique continental, rémanié au bassin de sédimentation qui est à l'origine des chlorites ferrifères ou des sulfures ferreuses, au cas du remaniement en milieu réducteur. Les suspensions ou les complexes organométalliques sont les formes d'apport du fer, pour la plupart, dans les bassins de sédimentation associés au matériel argileux et clastique. Son association intime avec les minéraux argileux justifie la dénomination de „composant argilohématif“, en l'opposant à celui clastique (de nature pyroclastique ou épiclastique), et à celui carbonatique. Comme ce composant est dominant et reflète par excellence la génèse de la formation, nous avons considéré qu'il forme le sujet principal de cette étude et nous l'avons détaillé chimique-minéralogiquement dans le tableau 4, en le recalculant au pourcentage (100%) de l'échantillon brut (voir tab. 2). Ses fluctuations quantitatives sont données par les suppléments, en quantités variables, de matériel clastique (quartz et feldspath) et carbonatique (calcite, dolomite) qui impriment parfois le caractère marneux. Dans les échantillons que nous avons étudiés, dans les schistes argileux ferreux il y a plus de calcite que dans ceux ferriques et seulement pour l'Unité des Plis Marginaux (à la moyenne de 8,30%). Pour le reste, les moyennes dépassent à peine 1%, la dolomite étant absente totalement mais étant trouvée en proportions de plus de 3% en quatre cas où la calcite fait défaut.

De la fig. 3 résulte le rapport invers entre les composants argilo-clastique et carbonatique d'un côté et celui argilo-hématif de l'autre.

Le quartz du composant clastique a l'origine surtout cristallophyllienne tandis que les feldspaths sont soit cristallophylliens, soit éruptifs (calculés sous forme d'albite) (tab. 2).

Ce qui est à remarquer dès le commencement, est la variation sur une grande échelle du supplément en quartz (entre 16 et 59%) avec une moyenne un peu plus élevée dans les schistes argileux ferreux (35% par rapport à 27%) et les valeurs rapprochées des moyennes aux feldspaths, la moyenne générale étant presque identique (6%), et deux diminution légères aux moyennes des schistes ferriques de l'Unité de Tarcău et à ceux ferreux de l'Unité des Plis Marginaux (légèrement sous 5%). En ce qui concerne cette situation, nous ne sommes pas d'avis qu'on puisse formuler une hypothèse explicative ayant en vue le stade présent des recherches.

Dans ce qui suit, nous allons interpréter les données de tab. 4 concernant la minéralogie du composant argilo-hématif. Ce qui retient l'attention dès le début est la nette domination du contenu en hydromicas (sous forme d'illite), dont les moyennes sont maintenues entre 77,5 et 79% à l'exception des moyennes des deux unités pour les schistes réduits : dans l'Unité de Tarcău, la moyenne diminue à 69% pendant que celle des Plis Marginaux atteint la valeur maximum de 86%. Après l'illite, au point de vue quantitatif, il y a la kaolinite qui a aussi des valeurs plus élevées au cas de ceux oxydés (moyenne générale 16%) que dans ceux réduits (12%) desquels, en cinq échantillons, il est totalement absent (quatre des Plis Marginaux et un de l'Unité d'Audia).

Une situation inverse est celle de la chlorite ferrifère, double du point de vue quantitatif dans les schistes argileux ferreux par rapport



à ceux ferriques (11% par rapport à 5%) ; dans les échantillons réduits de l'Unité de Tarcău il peut atteindre 18% .

En ce qui concerne l'hématite, qui est présente sous la forme colloïdale d'hématogel, ce minéral est pratiquement absent dans les échantillons de schistes argileux ferreux, où, là où il apparaît, il est sans doute secondaire, et pour cela, dans la moyenne générale, elle figure avec $1,2\%$ par rapport à 5% dans les roches ferriques.

En guise de conclusion, à base des valeurs moyennes des minéraux du composant argilo-hématitique, on constate un rapport inverse entre les hydromicas, la kaolinite et l'hématite d'un côté et les chlorites ferrifères de l'autre. Ayant en vue ces données, nous émettons l'hypothèse selon laquelle les chlorites ferrifères se sont formées au milieu marin par des processus d'agradation au crédit du matériel apporté du continent, à savoir la kaolinite et l'hématite produites à la suite des processus d'altération latéritique, et même au crédit des illites. La présence des réseaux mixtes illite-chlorite pourrait plaider en ce sens, tandis que l'association montmorillonite-illite permettrait l'hypothèse de la dérivation partielle de ce-dernier des smectites pyroclastogènes.

Une projection ternaire, en fonction des trois minéraux argileux composants, indique pour les deux types lithologiques, des champs séparés, partiellement superposés, les échantillons de schistes argileux ferreux avec une dispersion plus grande des valeurs, à déplacement vers le domaine des chlorites (fig. 5).

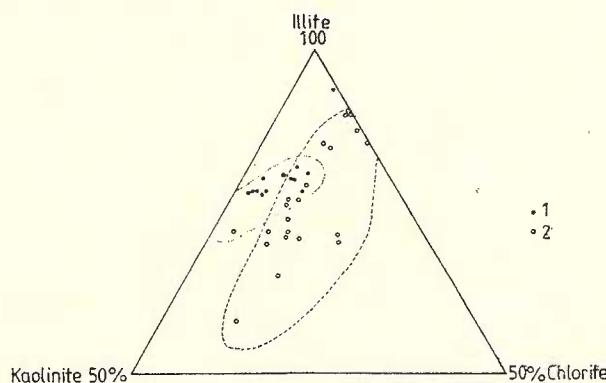


Fig. 5. — Graphique ternaire : kaolinite-illite-chlorite.
1, roches ferriques ; 2, roches ferreuses.

Il faut mentionner aussi que dans les schistes de couleur foncée, même dans ceux noirâtres, on n'a pas reconnu des sulfures ferreuses, quoi qu'il soit probable que le pigment est imprimé par de tels minéraux colloïdaux et peut-être d'un petit pourcentage de bitumin.



Conclusions génétiques

L'occurrence et l'étude chimique-minéralogique des schistes argileux bigarrés de la partie supérieure des schistes noirs du flysch carpathique nous conduisent aux conclusions suivantes :

A la fin de l'accumulation de la formation des Schistes Noirs, la sedimentation continue dans une mer plus ou moins aérobre où les périodes oxydantes alternaient avec celles à caractère plus ou moins réducteur. Le matériel du continent était formé d'un composant clastique granulaire (quartz et feldspaths) et d'un composant argileux représenté surtout par illite et kaolinite, tout comme par des apports d'oxydes ferriques. A celui-ci s'ajoutait le matériel pyroclastique soit éjecté directement, soit apporté en même temps que le précédent du continent après une altération préalable sousaérienne, illustré par les intercalations pyroclastiques de la série, tout comme par la présence, en quantités minimes en effet, des smectites.

Les processus d'altération continentale avaient un caractère intense sidérolitique-latéritique avec une concentration d'oxydes ferriques et de kaolinite.

Dans ces conditions, les minéraux pyroclastiques tout comme les smectites, éventuellement dérivées de ceux-ci, étaient totalement altérés avec la formation des sols spécifiques (oxysols ou éventuellement andosols formés sur un matériel volcanique). Ces produits, entraînés par voie fluviale ou éolienne, étaient déversés dans le milieu marin — où les complexes organiques du fer étaient désagrégés au contact avec l'électrolyte marin et obligés de précipiter avec les suspensions mécaniques. En conditions oxydantes, s'accumulaient des vases rouges, peut-être d'un milieu parallique, admises d'ailleurs par Lejoire et Chagon (1973) pour les séquences du flysch cambrien des Appalaches canadiens, tout comme par Ziegler et McKerrow (1975) pour une série de dépôts siluriens.

En alternant avec „les moments oxydants“, ceux réducteurs-anaérobies, riches en ions, du milieu d'accumulation, déterminaient la formation de la chlorite par des processus d'agradation des minéraux argileux pré-existants (kaolinite, illite, smectites) en présence de ions de fer bivalent. Le processus continuait, éventuellement aussi au cours de la diagénèse primaire, quand les solutions réductrices pouvaient diffuser en réduisant partiellement le sédiment hématitique et donnant naissance à des zones de couleur verte ou grise dans la masse rouge. La quantité de fer était sensiblement la même, seulement la valence était différente et d'ici, la petite différence dans le taux de fer des roches. Dans les roches rouges le contenu en fer correspond peut-être au contenu primaire sédimentogène de cet élément.

Pour cette raison, on ne peut pas admettre, dans ce cas, la formation de l'hématite par une diagénèse primaire oxydante, selon l'opinion de Turner (1979) pour la série des schistes rouges argileux connus sous la dénomination de „Caerfai Bay Shales“ de Walles (Cambrien inférieur).

D'ailleurs, une explication analogue à celle que nous avons formulée, a été donnée, il y a plus de trois décennies, par Grunau (1947) pour expliquer le jeu de couleurs des jaspes associés aux ophiolites de la zone d'écailles Arosa (Alpes grisonaises).

BIBLIOGRAPHIE

- Alexandrescu G. (1971) Studiul flișului cretacic intern și extern între valea Bistrițioarei și valea Moldovei. Rez. tezei de doctorat. Univ. București, p. 43, București.
- Săndulescu J. (1973) Asupra vîrstei argilelor vărgate din pînza șisturilor negre (Audia) din valea Moldovei (Carpații Orientali). *Stud. și cerc. geol. Ed. Acad. R.S.R.*, XVIII, 2, p. 397-407, București.
 - Micu M., Szász L. (1974) *Pithonella ovalis* microfacies from Eastern Carpathians. *Rev. Roum. de Géol. Ed. Acad. R.S.R.*, 18 (sér. Géol.), p. 95-104, 6 pl., București.
 - Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a Flișului. *Bul. șt. al Acad. R.S.R.*, VII, 4, p. 1201-1233, București.
 - (1958) Geologia Carpaților Orientali. Ed. științifică, 368 p., București.
 - Papiu C. V. (1962) Asupra litologiei sedimentelor cretacice din anticlinalul Cîrnu-valea Țiganilor (reg. Bicaz), II, complexul superior. *D. S. Inst. geol.*, XLV (1957-1958), p. 115-129, București.
 - Aghiorghesei V. (1964) Observații noi asupra flișului dintre valea Suha Mare-valea Moldovei (reg. Suceava). *An. Com. Geol.*, XXXIII, p. 213-235, București.
 - Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Coza. *An. Com. Geol.*, XXIV, p. 195-267, București.
 - (1963) Date noi asupra structurii flișului miogeosinclinal în munții Vrancei (Carpații Orientali). *Assoc. géol. Carpato-Balc.*, V-ème Congrès, IV, p. 65-84, București.
 - Filipescu G. M. (1955) Contribuții la orizontarea Cretacicului din flișul Carpaților Orientali. *Rev. Univ. și a Politehnicii București, seria St. nat.*, 8, p. 293-314, București.
 - (1957) Contribuții la orizontarea stratigrafică a Cretacicului din flișul exterior dintre văile Teleajen și Uzu. *Bul. șt. a Acad. R.P.R.*, II, 1, p. 37-45, București.
 - Grunau H. (1947) Geologie von Arosa (Graubunden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolarit Problems (Inaugural dissertation Univ. Bern). Bern.
 - Idriceanu T., Ionesi L., Iorga N., Erhan V. (1967) Contribuții la studiul mineralogic și sedimentologic al argilelor roșii din zona șisturilor negre (reg. Cîmpulung Moldovenesc). *Soc. de Șt. naturale și geografie din R.S.R., comunic. Geologie*, IV, p. 39-47, București.
 - Lajoie J., Chagnon A. (1973) Origin of red Beds in a Cambrian flysch sequence, Canadian Appalachians, Quebec. *Sedimentology*, 20, p. 91-103, Amsterdam.
 - Marinescu I. (1962) Cercetări geologice în flișul munților Buzău. *D. S. Com. Geol.*, XLIV, p. 61-82, București.
 - Mirăuță O., Mirăuță E. (1964) Flișul cretacic și paleogen din valea Cuejdilului și valea Horaitei. *D. S. Com. Geol.*, L/1 (1967), p. 174-211, București.



- Papiu C. V., Alexandrescu G., Voicu G., Iosof V., Colios E., Popescu Fl. (1976) Considérations chimico-minéralogique sur certains roches à rhodochrosite du Flysch des Carpates Orientales. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII, 1, p. 315-326, 7 pl., Bucureşti.
- Popescu G. (1952) Rapport, les archives de l'Institut de géologie et géophysique, Bucarest.
- Reynolds R. C., Hower J. (1970) The nature of inter-lazering in mixed layer illite-montmorillonite, *Clays Cl. Miner.*, 18, p. 25-36.
- Savul M., Postelnicu-Botez C. (1950) Geochimia vanadiului din R.P.R., II, seria řisturilor negre bituminoase, roci mămă de petrol din Carpařii Orientali. *Anal. Acad. R.P.R.*, II, 30, p. 769-791, Bucureşti.
- Săndulescu M. (1962) Studii, cartări și revizuire pe foaia Ghimes Făget. Arh. Inst. geol. Bucureşti.
- Turner P. (1979) Diagenetic origin of cambrian marin red Beds Caerfai bay shales, Dyfed, Wales. *Sed. geol.* 24, p. 269-281. *Els. Sc. Publ. Comp. Amsterdam*.
- Ziegler A. M., McKerrow W. S. (1975) Silurian marine red Beds. *Am. J. Sci.*, 275, p. 31-56, New Haven Connecticut.





Institutul Geologic al României

GEOCHIMIE

THE GEOCHEMICAL CHARACTERIZATION
OF THE MĂDĂRAȘUL MARE
HYPOGENE ALTERATION AND MINERALIZATION PROCESSES,
HARGHITA MOUNTAINS¹

BY

CONSTANTINA STANCIU², CONSTANTĂ UDRESCU², MARGARETA DAVID²

Igneous structure. Andesites. Hypogene alteration. Postmagmatic processes. Porphyry copper. Petrochemistry. Trace elements. East Carpathians. New eruptive. Harghita.

Sommaire

La caractérisation géochimique des processus d'altération et de minéralisation hypogène de Mădărașul Mare, monts Harghita. Cette étude envisage la géochimie des processus d'altération-minéralisation de la structure éruptive andésitique de Mădărașul Mare — monts Harghita. On présente : la suite des produits magmatiques ; l'évolution des processus postmagmatiques pendant deux phases, la phase I de type „porphyry“ et la phase II de type hydrothermal ; les modifications chimiques pendant chaque phase à part.

The Mădărașul Mare structure represents one of the most complex situations of the Călimani-Gurghiu-Harghita volcanic chain, which comprises both hypogene products of porphyry type and products of strictly hydrothermal activity.

The present study is meant to inform on the results of the detailed geochemical investigations regarding the chemical element distribution within the alteration and mineralization areas of the Mădărașul Mare structure.

New data regarding this structure have been obtained by petrographic, mineralogical and geochemical investigations and have been recorded in the geological reports by Stanciu et al. (1978, 1979,

¹ Received on May 14th 1981, accepted for publication on May 15th 1981, presented at the Meeting of May 26th 1981.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, 78344, București.



1980, 1981). In view of the geochemical interpretation of the alteration and mineralization process studied by us, the next two chapters include the main information on the succession of volcanic and postmagmatic activities, which has been selected from a previous study (Stanciu, 1980)².

1. Geological Setting

The Mădărașul Mare region ($4,600 \text{ km}^2$) is situated in the depression area of a caldera (Setel et al., 1973, 1974) from the axial part of the Harghita Mts, that lie south of the East Carpathian Neogene, calc-alkaline volcanic chain. According to regional features (Rădulescu et al., 1964) this region may be assigned to the upper stratovolcanic compartment that lies over the volcano-sedimentary plateau of the lower compartment, underlain by the pre-volcanic basement.

The successive magmatic phenomena have generated a complex structure that consists of the andesites of a stratovolcano pierced by microdiorites, which led to a low thermic metamorphism and to important postmagmatic processes.

The former volcanic activity is of mixed nature and has generated the main andesitic mass that consists of lavas, subordinate pyroclastics and bodies. The main petrographic type is represented by a pyroxene (I) and/or amphibole andesite. The andesitic rocks have undergone almost wholly postmagmatic alterations of different intensities and rather few effects of thermic metamorphism.

The subsequent intrusive activity manifested itself within the area of the stratovolcanic complex. Small (pyroxene or hornblende and scarce quartz) microdiorite bodies form a group of veins, apophyses and dykes which exhibits unconformable contacts with the pre-existing andesitic mass as well as contact metamorphism aureoles. The microdiorites are partly affected by postmagmatic alteration and in a few cases by contact endometamorphism. A late granophyre veinlet formed by fissure injection. According to gravimetric data, the microdiorites that occur near the surface represent the apical superficial area of the biggest subvolcanic body from the Harghita Mts (Proca, 1979).

The weakened marginal zones of the big microdiorite bodies contain injection xenolithic andesites and intrusive breccias.

The end of the volcanic activity corresponds to pyroxene andesite eruptions (II) which either cross or overlie the previous products.

2. Alteration-mineralization

The hydrometasomatic transformation, sometimes accompanied by mineralization processes, took place almost everywhere and generated rocks of rather varied composition and complicated relationships.

A first remark on the postmagmatic phenomenon is related to the propylitization process which is characteristic of the former volcanic activity andesites and microdiorites, attesting its autometamorphic ge-



nesis achieved during an initial transformation stage. To this we assign some dykes, wholly propylitized at the contact with highly hydrothermalized masses, as well as some propylitic zones that occur in the case of hydrothermal alteration.

The autometamorphic propylitic rocks (a) exhibit fresh plagioclases (slightly substituted by sericite and calcite) and their melanocrates as well as the groundmass are substituted by chlorites, actinolite, calcite, quartz, magnetite, pyrrhotite (chalcopyrite occasionally). The melanocrates may be accidentally substituted by zoisite⁴ which represents a minor, propylitic subfacies. Subsequent transformations lead to propylitized rocks with altered plagioclases (b); the feldspars are replaced by varying amounts of sericite, calcite, kaolinite (the tourmaline occurs only occasionally).

The postmagmatic process which succeeded to the propylitization one was characterized by continuous activities that developed during two phases.

The first postmagmatic phase which took place on wide propylitic areas (with "fresh" rock relics)⁵ and was related to several intrusions has led to the successive alteration of rocks, accompanied by a mineralization of disseminated type; generally, there is a zonal arrangement centred opposite to the generating intrusions and mainly comparable with Hollister's dioritic model (1975). These intrusions are surely of dioritic nature. It is also possible that some products of this phase have occurred in small hydrothermal stages associated with previous andesitic bodies and that they seem to us a sum of hydrothermal effects. Thus we note the spatial relationship between an important chlorite copper zone and a pyroxene and amphiboles andesite body. It is still to question whether this represents a real genetic relationship, in which case during its emplacement the andesite itself played the role of an intrusion generating metasomatic changes. These transformations do not have a unitary zonality due to the numerous apophyses of the subvolcano, each of them generating its own alteration and mineralization zonal system. This accounts for the frequently recurrent varied aspects of drilling columns.

Figure 1 shows the synthetic genetical model conceived by us (acc. to Lowell, Guilbert, 1970) that sums up all the paragenetical aspects of alteration zones from mining and drilling works.

During an early stage controlled by the intrusions, the postmagmatic-hydrothermal solutions that formed by the end of the magmatic crystallization process generated biotite and amphibole rocks succeeded by chloritic rocks which constitute the central alteration zone; the transformations occur mainly within the intrusions and also in the host formation; the actual areal development of the central zone is probably smaller than the initial one due to the substitution by subsequent rocks; the biotitisation and amphibolitisation phenomenon was surely of reduced proportions and seems to have been generated by several intrusions, whose reduced dimensions impeded on the occurrence of these transformations on large areas.



The transformations from the central zone have the plagioclase phenocrysts almost wholly fresh, the mafic elements are entirely substituted and the groundmass undergoes substitution of varying intensities; only in some biotitic and chloritic rocks the plagioclase pheno-

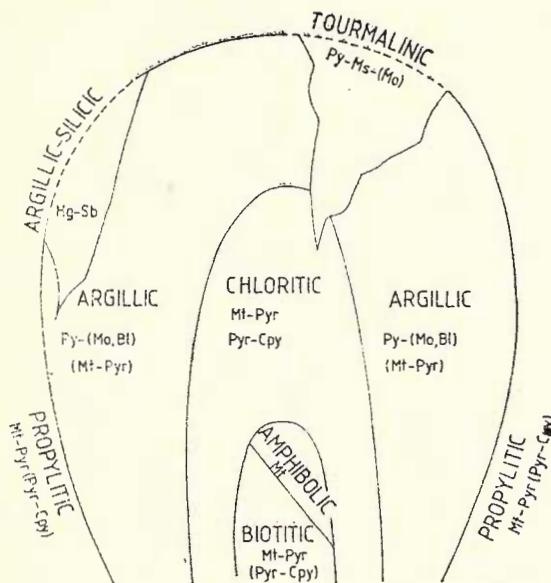


Fig. 1. — Alteration-mineralization zones in the Mădăraș structure. Bl-blende ; Cpy-chalco-pyrite ; Hg-cinnabar ; Mo-molybdenite ; Ms-marcasite ; Mt-magnetite ; Py-pyrite ; Pyr-pyrrhotite ; Sb-stibine ; () subordinate.

crysts are discontinuously replaced by K-feldspar associated with quartz in the rock groundmass. The casual and subordinate occurrence of potash feldspar within the Mădăraș central zone is atypical as compared to those aspects characteristic of the alteration-mineralization of porphyry type (Lowell, Guilbert, 1970 ; Hollister, 1975) and points to the reduced K^+/H^+ ratio (Meyer, Hemley, 1967). In this zone the mineralization is synchronous with the alteration and occurs as homogeneous disseminations and fine fissures; the magnetite and the pyrrhotite appear in great amounts — the pyrite is subordinate — (due to the lack in sulphur the iron of silicates is drawn out and redeposited as an oxide or a monosulphide); the chalcopyrite associated with the pyrrhotite occurs within a single interval — at the depth of borehole 16 — mainly covered by chloritic rocks (associated with fresh, propylitic and biotitic reliefs).

Outside the central zone, there is a late hydrothermal-meteoric circulation which controls, by means of hydrolysis, the intense substitutions that generate the argillitic rocks⁶ of the large outer zone — at the expense of the host formation — ; on some restraint areas of this zone, the rocks have undergone transformations of sericitic or carbonatic type; the outer zone is highly fractured and is crossed by numerous fissures and vein-like breccias; the mineralization abounds in

pyrite ; the molybdenite and blende occur occasionally, while the pyrrhotite and magnetite either occur in reduced amounts or are absent.

The next stage occurs under special hydrothermal conditions and is superposed on the transformations of the outer zone, manifesting itself in highly tectonized zones ; the argillic zones are mainly the reactivated ones and include well delimited, discontinuous fields of tourmaline rocks and veins⁷. A subtype of tourmaline rocks is represented by the silicic rocks built up of great quartz amounts. The ascending migration of boron-rich solutions along slight resistance lines led to the accumulation of great tourmaline amounts. The pyrite and marcasite are common ore minerals ; it is worth mentioning the occasional occurrence of molybdenite.

The boron-rich solutions migrated laterally from emanation fields outwards and contaminated the pre-existing rocks on wide areas ; thus they occur in important amounts in the argillic rocks adjacent to these fields and as dispersions in the rocks from the central alteration zone.

In Table 1 are noted the mineralogical associations characteristic of the altered rocks formed during the first alteration phase.

Recently, in the Călimani-Harghita volcanic chain, have been identified (Stanciu, 1977) numerous structures which contain, partly or wholly, disseminated Cu alterations ± mineralizations similar to those at Mădăraș, that have been generated during the first phase. These are : Ostoroș (Stanciu, 1976), Băile Harghita, Șumuleu, Seaca-Tătarca, Fincel Lăpușna (Stanciu, 1973 ; Stanciu, personal data in the chapters "Hydrothermal Transformations" of the reports by Peltz et al., 1973, 1974, 1976, 1979 ; Rădulescu et al., 1981), the Călimani caldera (Seghedi, 1981). The case of the Mădăraș structure may be compared to the structures containing copper mineralizations in the Metaliferi Mts (Ianovici et al., 1977) and especially to the Tarnița one (Boștinescu et al., 1981).

The second alteration-mineralization hydrothermal phase manifested itself at a late moment on a restraint area, related to the lateral fissures, at the top of the porphyry type system. The low temperature hydrothermal solutions acted near the surface, generating epithermal neoformations which probably superposed on the first phase pre-existing alteration-mineralization. From the fresh and/or propylitic rocks one passes through carbonatic zones to characteristic argillic and silicic aureoles which occur symmetrically along the cinnabar ± stibine fractures (SHg occurs as impregnations next to the vein-like outcrops).

The two postmagmatic phases at Mădărașul Mare may be encountered also within the processes from Sîntimbru, where the cinnabar epithermal deposits cover the transformations related to a microdioritic intrusion (Stanciu, revised personal data in the report by Peltz et al., 1973). Our data may be also compared with the recent ones (Udubăsa et al., 1981) regarding the Țibleș igneous massif, where has been revealed a first metallogenetic magnetite-chalcopyrite stage characteristic of the porphyry system, followed by a vein-like Pb-Zn mineralization, to which succeeds a low temperature Sb-Ag mineralization ; there also

TABLE 1
Mineralogic Assemblages Characteristic of Postmagmatic Altered Rocks

Rock	Propylitic		Biotitic		Amphibolic		Chloritic		Carbonatic		Sericitic		Argillitic		Tourmalitic		Silicic	
	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Marcasite																		
Pyrite	+																	
Molybdenite																		
Chalcocryrite	△																	
Pyrofrite	+																	
Magnetite	+																	
Tourmaline	△																	
Apophite							△	△										
Fluorite																		
Argillicous minerals	+																	
Glaucite	+																	
Sericite	+																	
Carbonates	+																	
Epidote																		
Actinolite	+																	
Phlogopite																		
K-Feldspar																		
Chlorites	+		+				△											
Plagioclases	+																	
Amphibole	+																	
Chloritic	+		+															
Carbonatic	+																	
Sericitic																		
Argillitic	+																	
Tourmalitic																		
Silicic																		

⊕ important
+ subordinate
△ sporadic



occur tourmalinization processes (Edelstein et al., 1981). There are several similarities between the Mădăraș region and the Andes Cordillera described by Sillitoe (1973).

3. Chemical Data

In view of a chemical characterization of the Mădărașul Mare rocks, silicate total analyses (by classical chemical methods and atomic absorption spectrophotometry) and minor element analyses (by emission spectrography) were carried out; the samples were collected from galleries and drilling columns which contain fresh rocks and rocks characteristic of all alteration zones. The analyses regarding the neighbouring region, Ivo, were also considered (Stanciu et al., 1977). Besides the chemical components, the physical constant values — apparent specific weight and porosity — were also measured in the geotechnical laboratory of I.G.P.P.

The graphic representations which show the chemistry of altered rocks as compared to the fresh rock are based on double logarithmic diagrams, the vertical axis of which represents the scale of contents of the reference fresh rock and the horizontal axis the scale of contents of altered rocks. The values of the fresh rock components are projected on the diagonal line of 45° which pierces the origin.

This line represents the equality line of contents of altered types and of the fresh rock. The values on the right of the diagonal line show the excess and those on the left the loss. The lines that run parallel to the diagonal which pierces the origin represent the enrichment or loss coefficients.

3.1. First phase alteration-mineralization

In view of the chemical characterization of fresh igneous rocks we dispose of 28 silicate analyses and 31 spectral analyses which involve all petrographic types and varieties. Tables 2 and 3 show the variation ranges and the average values of major and minor chemical components⁸ (individual values are given in the reports of the same authors).

The norm projection on the QAP diagram (Fig. 2) confirms the andesitic nature of the magmas, most projections entering the normal field of this petrographic type. The minor element contents are also characteristic of the petrographic types mentioned above; however, it is to mention the basic nature (higher Ni, Co, Cr, V contents) of the late pyroxene andesite (II).

Our remarks regarding the alteration-mineralization processes reveal the transformations undergone by the andesitic host formation which is the main igneous mass that generated the whole series of neorocks. We dispose of 67 silicate analyses and 127 spectral ones. Tables 4 and 5 show the variation ranges and the average values of major and minor chemical components⁹ of hydrothermally altered rocks.

The fresh aspects of the pyroxene andesite (I) and of the pyroxene and hornblende andesite made us consider them standard



TABLE 2
Chemical composition (%) and physical constants of the fresh rocks from the Mădărașul Mare — Ivo structure

Petrographic type		Pyroxene andesite I	Pyroxene andesite II	Pyroxene and hornblende andesite	Pyroxene and hornblende porphyry microdiorite
No. of samples		7	5	6	10
SiO ₂	Δ x̄	53.36—58.50 56.32	56.47—58.56 57.90	57.17—58.56 57.58	54.88—56.89 56.35
Al ₂ O ₃	Δ x̄	16.30—18.10 17.54	16.40—18.87 17.36	16.72—18.30 17.53	17.15—18.68 17.99
Fe ₂ O ₃	Δ x̄	0.83—2.79 1.54	0.76—2.80 1.86	0.38—4.06 2.08	0.94—3.28 1.78
FeO	Δ x̄	2.87—4.63 3.81	3.17—4.13 3.69	2.25—4.58 3.44	3.08—5.07 4.21
Fe(S)	Δ x̄	0.08—0.73 0.36	0.04—0.39 0.12	0.06—0.41 0.22	0.05—0.32 0.19
Fe ₂ O ₃ total	Δ x̄	5.71—6.72 6.29	5.18—7.05 6.12	5.72—6.64 6.20	5.94—7.54 6.71
MnO	Δ x̄	0.08—0.16 0.12	0.07—0.25 0.14	0.09—0.16 0.13	0.08—0.24 0.1
MgO	Δ x̄	3.66—6.00 4.73	3.38—5.76 4.56	3.14—4.95 3.91	3.65—5.33 4.20
CaO	Δ x̄	6.75—8.68 7.85	6.36—8.28 5.87	6.66—8.19 7.52	7.00—8.47 7.86
Na ₂ O	Δ x̄	2.66—3.15 2.95	2.42—3.42 2.91	2.82—3.54 3.11	2.23—3.18 2.81
K ₂ O	Δ x̄	0.92—1.63 1.28	0.45—1.75 1.25	0.92—1.80 1.50	0.51—1.63 1.11
TiO ₂	Δ x̄	0.58—0.74 0.66	0.55—0.74 0.62	0.52—0.79 0.64	0.59—0.93 0.73
P ₂ O ₅	Δ x̄	0.12—0.63 0.32	0.10—0.20 0.14	0.10—0.59 0.21	0.09—0.49 0.16
CO ₂	Δ x̄	0.20—2.12 0.65	0.25—1.22 0.71	0.20—1.37 0.63	0.23—1.10 0.71
H ₂ O ⁺	Δ x̄	0.63—2.18 1.43	0.73—2.14 1.49	0.53—1.77 1.18	0.88—2.71 1.52
S	Δ x̄	0.09—0.84 0.42	0.05—0.45 0.14	0.07—0.47 0.26	0.06—0.37 0.21
Sp.weight g/cm ³	Δ x̄	2.60—2.74 2.69	2.70—2.76 2.73	2.30—2.72 2.57	2.58—2.78 2.67
Porosity %		0.40—3.70	0.47—2.00	0.50—2.90	0.80—5.22

Δ = variation limits

x̄ = average value



TABLE 3

Minor elements (ppm) of the fresh rocks from the Mădărașul Mare-Ivo structure

Petrographic type	Pyroxene andesite I	Pyroxene andesite II	Pyroxene and hornblende andesite	Pyroxene and hornblende prophyry microdiorite
No. of samples	10	4	8	9
Ga	Δ x 12–20 17	14,5–21 18	12,5–19,5 15,5	13–22 18,5
Sc	Δ x 16,5–32 21	14–25 18	13–25 18	12–22 19
Y	Δ x 9,5–17 11	13,5–23 17	9–22 15	15,5–25 19,5
Yb	Δ x 1,3–1,7 1,1	1,3–1,5 1,4	1–2,1 1,6	1,5–2,4 1,8
Zr	Δ x 90–145 123,5		80–160 121	100–170 147,5
Ni	Δ x 8–46 16	13–65 32	6–21 11	8–19 13
Co	Δ x 12–20 14	12–30 23	8,5–31 14	6,5–38 25,3
Cr	Δ x 15–160 55	10–155 92	5,5–62 32	15–100 36
V	Δ x 95–85 123	125–180 145	60–180 113	48–175 137
Ba	Δ x 230–550 343	250–360 (1000) 303	320–410 367	225–460 313
Sr	Δ x (78); 220–440 320	280–430 347		210–420 315
Li	Δ x ndt–9 6	ndt–12 9	6–19 12,5	ndt–16 10,5
Sn	Δ x ndt–2,5	2,5–7,5 3,8	ndt–2,5	2–7 4,2
B	Δ x ndt–57(480)	ndt	ndt–30	ndt–72
Pb	Δ x ndt–16 5	8,5–55 28	2,5–48 15	3,5–29 12
Cu	Δ x 5,5–38 15	18–40 29,5	2,5–30(230) 17	5,5–46 25
Zn	Δ x 42–80(180) 65	60–80(1480) 72	55–110(200) 78	32–90 64
Bi	Δ x ndt	ndt	ndt	ndt
Mo	Δ x ndt–4	ndt	ndt–2	ndt–2

Δ = variation limits

x̄ = average value

ndt = not detectable

() = anomalous values



Institutul Geologic al României

Chemical composition (%) and physical constants

Alteration type	No. of samples		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe(S)	Fe ₂ O ₃ total
Fresh αpxI + αpx hb	13	$\frac{\Delta}{x}$	53.36— 58.56 56.90	16.30— 18.30 17.54	0.38— 1.06 1.83	2.25— 1.63 3.64	0.057— 0.73 0.30	5.71— 6.72 6.25
Propylitic	15	$\frac{\Delta}{x}$	54.90— 59.62 57.10	16.31— 18.52 17.31	0— 2.21 1.01	2.23— 5.57 3.87	0.08— 0.98 0.58	3.93— 8.16 5.86
Zoisitic	2	$\frac{\Delta}{x}$	56.79— 58.56 57.67	16.03— 16.65 16.34	0.91— 1.25 1.08	4.45— 5.11 4.78	0.18— 0.23 0.20	6.11— 7.26 6.68
Biotitic	7	$\frac{\Delta}{x}$	54.86— 60.35 58.06	16.00— 19.50 17.70	0— 2.54 1.56	3.03— 5.01 4.35	0.06— 1.22 0.48	4.28— 7.67 6.59
Amphibolic	3	$\frac{\Delta}{x}$	48.04— 57.72 54.32	18.14— 19.38 18.75	1.64— 1.73 1.70	3.66— 4.79 4.17	0.09— 0.56 0.28	6.36— 7.25 6.74
Chloritic	6	$\frac{\Delta}{x}$	55.67— 59.40 57.40	15.90— 19.11 17.32	0.06— 1.82 0.92	2.59— 5.11 4.19	0.09— 0.88 0.39	4.17— 7.51 6.13
Carbonatic	7	$\frac{\Delta}{x}$	42.99— 60.74 52.83	14.47— 17.15 15.90	0— 0.64 0.33	0.77— 5.18 2.93	0.20— 1.18 0.72	1.71— 7.46 4.63
Argillic	18	$\frac{\Delta}{x}$	52.95— 66.53 59.47	15.45— 19.41 17.38	0.13— 1.56 0.73	0.31— 6.29 3.21	0.06— 4.96 0.89	1.62— 9.15 5.55
Tourmalinic I	8	$\frac{\Delta}{x}$	56.16— 62.38 59.82	14.30— 19.32 17.09	0.75— 1.15 0.89	1.52— 2.27 1.96	0.06— 1.09 0.66	3.17— 4.46 4.01
Tourmalinic II	5	$\frac{\Delta}{x}$	57.77— 67.19 62.72	16.20— 20.48 18.60	0.82— 2.80 1.64	0.43— 2.44 1.09	0.13— 0.78 0.37	2.23— 4.91 3.42

 $\underline{\Delta}$ = variation limits \underline{x} = average value

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	S	B ₂ O ₃	Sp. weight g/cm ³	Porosity %
0.078 0.16	3.14— 6.00	6.66— 8.68	2.66—3.13	0.92— 1.80	0.52— 0.79	0.10— 0.63	0.20— 2.12	0.53— 2.18	0.07— 0.84	—	2.30— 2.74	0.4— 3.7
0.120	4.35	7.70	3.02	1.38	0.65	0.25	0.64	1.32	0.35	—	2.65	
0.037 0.17	2.22— 5.77	6.43— 9.45	1.60—3.13 (0.39)	0.56— 1.76	0.56— 0.72	0.08— 0.44	0.39— 2.80	1.42— 3.08	0.10— 1.13	—	2.54— 2.74	0.3— 4.5
0.100	4.13	7.41	2.51	0.92	0.66	0.17	1.45	2.35	0.65	—	2.66	
0.19— 0.19	4.33— 4.33	7.57— 7.92	2.77—3.10	0.92— 1.36	0.64— 0.67	0.20— 0.45	0.1— 0.95	1.64— 1.77	0.21— 0.27	—	2.73— 2.76	0.3— 0.7
0.190	4.33	7.74	2.93	1.14	0.65	0.33	0.52	1.65	0.24	—	2.75	
0.01— 0.18	2.15— 7.38	2.66— 7.16	1.07—3.63	0.90— 4.88	0.60— 0.75	0.08— 0.53	0.10— 1.93	1.15— 2.14	0.07— 1.14	—	2.54— 2.72	1.0— 6.0
0.077	4.25	5.81	2.57	2.12	0.68	0.21	0.76	1.73	0.56	—	2.67	
0.05— 0.11	3.26— 6.84	7.44— 8.18	2.02—3.61	0.88— 2.02	0.59— 0.81	0.10— 0.11	0.20— 2.65	0.89— 3.29	0.11— 0.65	—	2.62— 2.72	0.4— 4.1
0.073	4.62	7.85	2.84	1.40	0.68	0.11	1.10	1.92	0.33	—	2.69	
0.02— 0.27	3.38— 5.36	4.37— 8.00	1.32—3.32	0.08— 2.12	0.56— 0.74	0.10— 0.23	0.13— 2.00	1.56— 5.68	0.10— 1.01	—	2.37— 2.72	0.6— 12.2
0.150	4.45	6.54	2.50	0.90	0.66	0.16	1.21	2.70	0.45	—	2.63	
0.03— 0.22	1.21— 5.71	4.78— 15.79	0.12—2.58	0.69— 3.60	0.51— 0.69	0.16— 0.64	3.54— 11.14	3.22— 4.46	0.24— 1.36	0— 1.35	2.27— 2.70	6.8— 18
0.120	3.28	8.12	1.26	2.17	0.62	0.28	6.42	3.79	0.83	0.19	2.51	
0.01— 0.08	1.39— 5.55	0.49— 6.95	0.05—2.76	0.12— 3.84	0.54— 0.76	0.07— 0.36	0.13— 4.80	2.19— 6.52	0.06— 5.70	0— 1.93	2.10— 2.65	1.1— 23.6
0.039	3.96	3.22	0.98	1.60	0.63	0.17	1.94	4.26	1.06	0.40	2.43	
0.0— 0.088	1.69— 4.13	2.26— 4.01	0.18—1.32	0.74— 3.51	0.51— 0.74	0.08— 0.21	2.17— 5.78	2.35— 3.13	0.07— 1.25	0.88— 2.58	2.38— 2.51	9.7— 14.5
0.040	3.28	3.28	0.57	1.98	0.62	0.13	4.22	2.72	0.75	1.90	2.46	
0.01— 0.02	2.32— 4.84	0.72— 3.66	0.26—0.76	0— 2.78	0.50— 0.72	0.07— 0.22	0— 5.68	0.51— 2.43	0.14— 0.93	4.22— 6.79	2.12— 2.40	16.5— 21.5
0.016	3.50	1.51	0.45	0.72	0.60	0.14	1.82	1.10	0.43	5.17	2.25	

Minor elements (ppm) of the altered rocks fr.

Alteration type	No. of samples		Ga	Sc	Y	Yb	Zr	Ni	Co	Cr
Fresh	18	Δ \bar{x}	10.5–20 14.9	13–23 18.9	9–22 16.8	1–2.3 1.6	80–160 123	6–21(16) 11.7	8.5–20(31) 12.9	5.5–16 45
Propylitic	15	Δ \bar{x}	14.5–23 18.4	12–24 15.7	10.5–21 16.9	1.1–1.9(2.5) 1.6	76–240 152	6–40(70) 14.8	7–29 17.2	2–135 47.4
Zoisitic	4	Δ \bar{x}	12.5–19 16.5	15–20 17.5	18–27 21	1.4–1.7 1.5	110–155 134	5–10 7.5	8.5–23 15	40–47 42
Biotitic	6	Δ \bar{x}	95.5–25 15.7	9–30 16.6	13–23 18.2	1.6–2.5 1.9	90–155 116	7.5–24 11.3	7.5–18.5(55) 13.9	3.5–75 48.6
Amphibolic	2	Δ \bar{x}	17–17 17	15–17 16	20–21 20.5	1.4–1.4 1.4		8–13 10.5	22–26 24	19–22 20.5
Chloritic	22	Δ \bar{x}	12–23 16.8	7.5–17(27) 14	13–24 16.6	12–2.1 1.4	90–150 124	3.5–13.5 7.5	6–19 11.4	4.5–48 23.6
Carbonatic	9	Δ \bar{x}	10–18 14.6	11–23 15.2	11–21 15.2	1.1–1.7 1.5	88–150 118	5–19(87) 9.5	3.5–17 10.7	12–97(17) 42.3
Argillitic	38	Δ \bar{x}	9–25 16.5	7–29 (48) 15	9–31(43) 16	ndt–2.4(4.3) 1.5	40–220(320) 122	4–46 16.5	5.5–65(126) 21.5	5.5–16(6) 48
Silicic	3	Δ \bar{x}	18–21 19	9–23 17	18–21 20	1.5–2.1 1.9		7–18 13	22–30 27	5–75 42
Tourmalinic I	10	Δ \bar{x}	15–23 18.5	17–27 19.5	15–21 18	1.4–2.5 2.0		7.5–42 20.5	16–55 25	22–135 69
Tourmalinic II	18	Δ \bar{x}	9.5–24 16	11–33 18	13–28 19	ndt–3.3 2	85–250 155	6.5–65 25	4–57 (100) 21	17.5–20 89



The Mădărașul Mare-Ivo structure

V	Ba	Sr	Li	Sn	B	Pb	Cu	Zn	Bi	Mo
60—185 118.6	230—550 354	220—440 335	ndt—19 8.9	ndt—2.5 <2	ndt—57(480) <30	ndt—48	5.5—38(360)	12—200	ndt	ndt—4
65—140 107	52—500 273	82—550 277	ndt—24 11.6	ndt—15 5.7	ndt—110 42.7	4.5—63	7.5—60(380)	ndt—230 (1420)	ndt—5.5	ndt—3
85—160 104	210—330 262	175—330 283	11.5—32 18	2.5—3.5 3	ndt—170 57	17—70	230—670	300—570	ndt	ndt—140
68—200 108	37—660(1600) 387	170—500 335	5.5—20.5 15.9	2—9 4.6	ndt—190 61.7	6—60	6.5—1000	57—340	ndt	ndt—3.5
130—130 130	135—350 242	180—240 210	9—17 13	2—3 2.5	30—30 30	10—23	42—55	85—120	ndt	ndt—3.5
48—82(210) 72	65—600 324	150—400 245	7.5—26 15.6	ndt—7.5 3.6	ndt—250 57.6	3.5—95	26—1900	30—3000	ndt	ndt—300
42—115 83	135—500 277	70—370 203	8—34 19	ndt—10.5 4	30—210(4200) 111	2—38	10—330	ndt—370	ndt	ndt—11
55—185 104	65—600(1100) 244	17—355 137	ndt—42 22	ndt—18 6	ndt—6000 735	3—120	6—125	ndt—360	ndt—14	ndt—>300
70—150 113	170—340 273	15—155 75	8.5—18.5 13	3—12 6.5	1100—3260 1970	11—14.5	7—113	ndt—60	ndt	ndt—13
66—170 112	60—380 211	26—320 116	8—30 19	5.5—17 10.5	1730—9400 5480	9—117	5—45	ndt—172	ndt	ndt—22
40—200 106	16—270 87.5	21—78(200) 50	ndt—31 9	11—40 23	11500—25000 16.000	3—175	8.5—110	ndt—1100	ndt—4	ndt—35

 Δ = variation limits \bar{x} = average value

() = anomalous values

ndt = not detectable



rocks to which the quantitative changes produced during the post-magmatic process are referred.

Unlike individual values, average values decrease the intensity of chemical changes. Some average values could also be insufficiently

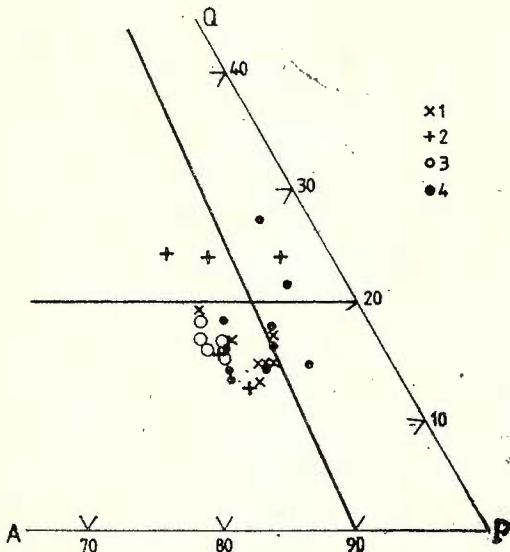


Fig. 2. — Normative QAP diagram.
1, pyroxene andesite I;
2, pyroxene andesite II;
3, pyroxene + green
hornblende andesite ; 4,
microdiorite.

relevant, as for certain transformation types we dispose of a reduced number of analyses. Taking into account the quantitative chemical differences among tourmalinic rocks, we distinguish between tourmalinic rocks I, $B < 1\%$ and tourmalinic rocks II, $B > 1\%$ (the values of $B > 0.1\%$ were included as B_2O_3 on the tables of major chemical components).

3.1.1. Distribution of major components

The main major components of the propylitic-zoisitic (autometamorphic), biotitic, amphibolic, chloritic alteration (of the central zone) show almost the same values as those of the fresh rock; as regards the subsequent carbonatic, argillic and especially tourmalinic alteration (of the outer zone) they prove to be very mobile.

Generally, SiO_2 (Tab. 4) shows irrelevant variations and it is to note its deficit in carbonate rocks and its surplus in tourmaline-argillic and tourmalinic products; the silica surplus which occurs at the end of the alteration phase concomitantly with the appearance of boron, is in fact an apparent enrichment, of residual nature, due to very intense levigations which bring about the high porosity (9.7-21.5%) of tourmalinic rocks.

Al_2O_3 is an unimportant component, which exhibits small variations in respect to the original content during the alteration process.

Figure 3 shows the variation diagram of MgO, CaO, K₂O and Na₂O oxides.

MgO shows unimportant changes, the whole initial quantity of femic minerals being practically redistributed in the neosilicate composition especially. Its behaviour results from the fact that the Mg ion is strongly bound in the silicate structures due to its ionic radius 0.78 Å, that is very close to the optimum value of those structures with the coordination number 6; here from it is hardly released.

The same reduced mobility is characteristic of K₂O; its average values, for most of the altered rocks, enter the variation field of magmatic contents. A certain increase next to the coefficient 1,5x was reported from biotitic rocks, as well as from carbonate and tourmalinic I ones, the latter containing sericite and illite.

CaO exhibits values comparable with the original ones (7.70%) for the majority of transformations, due either to the presence of plagioclases in some alteration sequences or to the rearrangement of calcium as a carbonate. Only in the case of a biotitic alteration CaO is slightly reduced (5.81%) due to the partial conversion of the plagioclases. An accentuated and sudden decrease takes place during the

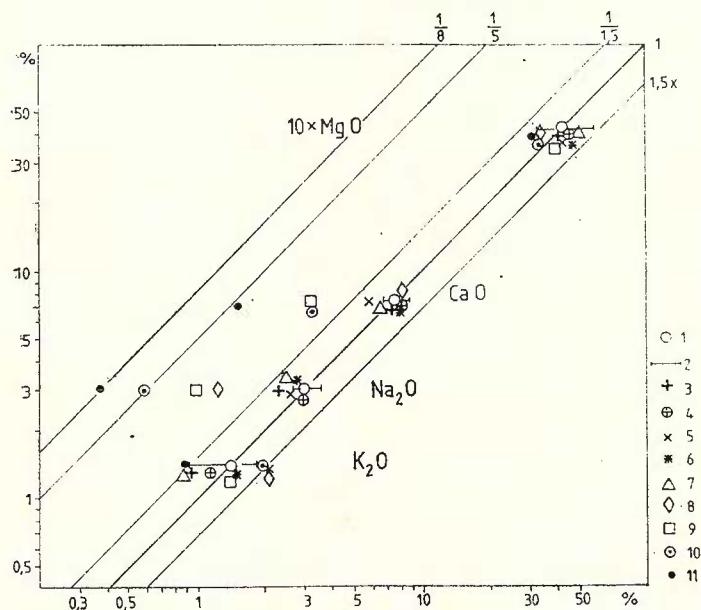


Fig. 3. — Comparison of average K₂O, Na₂O, CaO and MgO contents of altered rocks and fresh rock.

1, fresh rock ; 2, variation range ; 3, propylitic rock ; 4, zoisite rock ; 5, biotite rock ; 6, amphibole rock ; 7, chloritic rock ; 8, carbonate rock ; 9, argillitic rock ; 10, tourmalinic rock I (< 1% B) ; 11, tourmalinic rock II (> 1% B).

subsequent transformations from the outer zone, where argillitic (3.22%), tourmalinic I (3.28%) and tourmalinic II (1.54%) rocks are formed under the conditions of levigation of calcium which finally reaches the coefficient 1/5.

Na_2O underwent a continuous levigation which accentuated itself during the last alteration stage when the plagioclase feldspars were

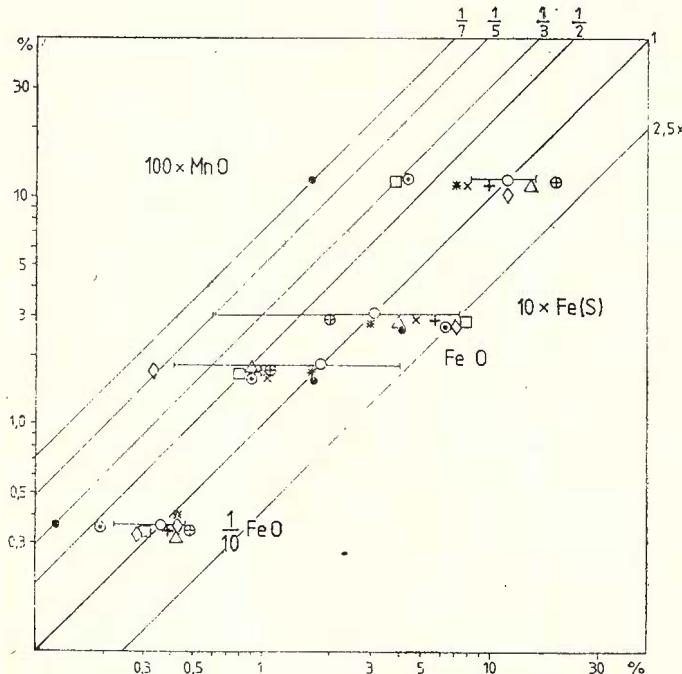


Fig. 4. — Comparison of average FeO , Fe_2O_3 , $\text{Fe}(\text{S})$ and MnO contents of altered rocks and fresh rock.
The same legend as for Fig. 3.

almost wholly destroyed; during the intense tourmalinization (II) process the levigation coefficient was 1/7 (0.45% as compared to 3.02% of fresh andesite).

Figure 4 shows the variations of FeO , Fe_2O_3 , $\text{Fe}(\text{S})$ and MnO .

Generally, Fe^{2+} is more obviously removed than magnesium due to its larger ionic radius (0.83 \AA) which adapts to the structures of hydrothermal silicates with coordination number 8, where from it is easily released. FeO is generally retained by early rocks — propylitic-zoisitic, biotitic, amphibole and chloritic; however, the contents are slightly higher than the primary average value (3.64%). The subsequent carbonatation and argillization processes exhibited a low FeO levigation (2.93%, 3.21% respectively) which accentuated during the tourmalinization process (tourmalinic I=1.96%; tourmalinic II=1.09%; coefficient 1/3).

It is more difficult to explain the distribution of Fe_2O_3 as Fe^{3+} occurs both in neosilicates and in hypogene magnetite which usually accompanies the phlogopite, the actinolite and the chlorite. Even in fresh andesites, Fe_2O_3 exhibits a wide variation range (0.38–4.06%). Except the carbonate rocks the levigation coefficient of which is 1/5, the other rocks which underwent transformation enter the field of 1-1/2.

As far as Fe(S) is concerned, it is to note a general enrichment to the coefficient 3x, which is however low due to the high standard average value induced by the pyrite±pyrrhotite of even fresh andesites.

Total Fe (represented as Fe_2O_3) of the central zone alterations shows almost similar values with the fresh rock (6.35%) and points to the general redistribution of iron in neoformation minerals; in the outer zone, total Fe_2O_3 undergoes gradual levigations during the carbonatation and argillization processes and in the last tourmalinic II products its content is of 3.42%.

The manganese is positively correlative with iron and particularly with Fe^{2+} due to similar ionic radii. MnO underwent, during most of the transformations, a levigation which got accentuated at the time argillic and tourmalinic (especially tourmalinic II) rocks were formed and the levigation coefficients 1/3 and 1/7 were reached.

CO_2 is generally a component that had been added in those places in which carbonates were formed and which are varying during the whole alteration process; CO_2 occurs in greater amounts in carbonate rocks (6.42%) and in some calcite tourmalinic rocks.

TiO_2 and P_2O_5 present small, unimportant variations and act as almost inert oxides. Primary titanium probably of augites occurs during the alteration as rutile sometimes, while the phosphorus of magmatic apatite is recrystallized as apatite in the fissures of certain altered rocks under hypogene conditions.

3.1.2. Distribution of minor elements

The behaviour of minor elements during hypogene transformations divide them according to their mobility degree into :

- low mobility elements : Y, Yb, Ga, Sc, Zr (Fig. 5);
- moderate mobility elements : Ni, Co, Cr, V (Fig. 6);
- high mobility elements : Ba, Sr, Li, Sn, B (Fig. 7).

The low mobility element contents group round the straight line of value 1 as they show values that oscillate round the average content of standard rocks.

The group of moderate mobility elements stands out by an increase of movements following the order V, Co, Ni, Cr. In altered rocks their values are generally enclosed between coefficients 1/2-2.5x and Co, Ni, Cr values are frequently projected on the enrichment field; the most accentuated growths are the Ni and Cr ones of tourmalinic rocks constituted of schorlomite (ferriferous variety of tourmaline).

The group of Ba, Li, Sr, Sn, B are characterized not only by high mobility but also by obvious movement directions.

Barium exhibits a reduced decrease all over the alteration sequence, which gets accentuated during the tourmalinization I and es-



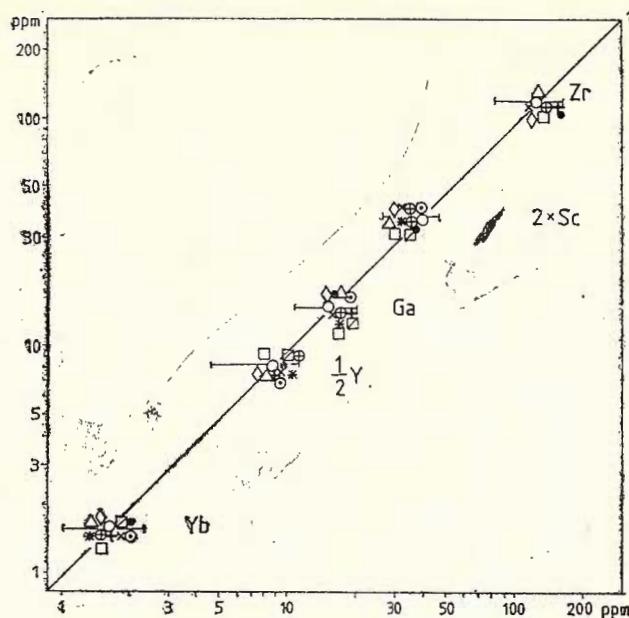


Fig. 5. — Comparison of average Yb, Y, Ga, Sc and Zr contents of altered rocks and fresh rock.

The same legend as for Fig. 3.

□ silicic rock, the same for Figs. 6, 7.

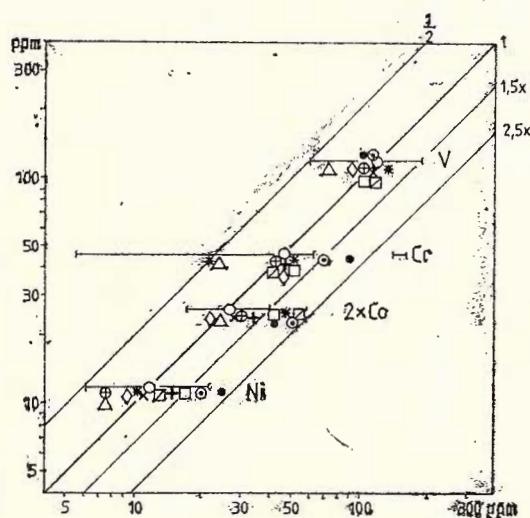


Fig. 6. — Comparison of average Ni, Co, Cr and V contents of altered rocks and fresh rock.

The same legend as for Fig. 3.

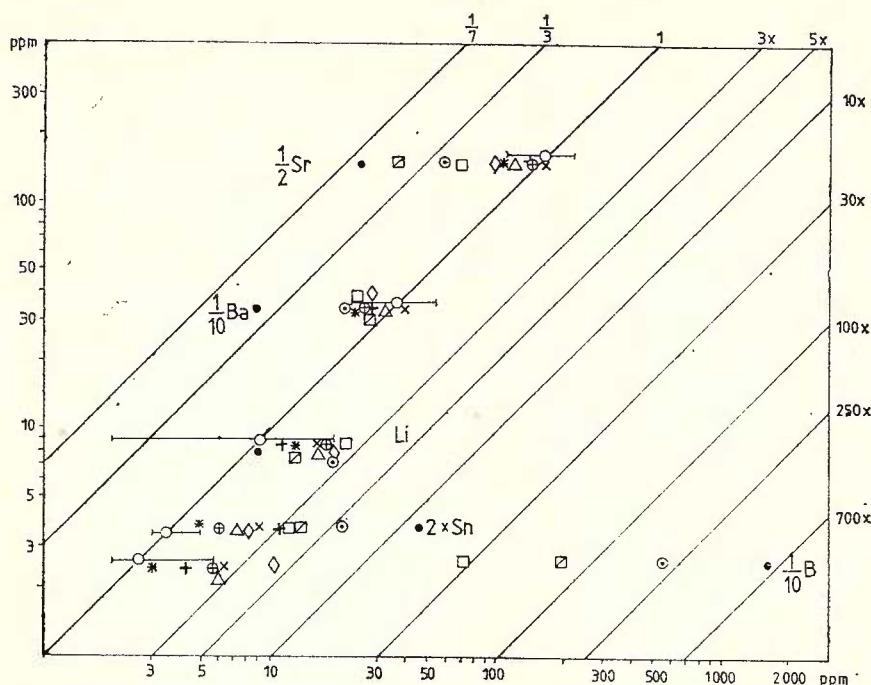


Fig. 7. — Comparison of average Sr, Ba, Li, Sn and B contents of altered rocks and fresh rock.

The same legend as for Fig. 3.

pecially tourmalinization II, reaching 87.5 ppm as compared to 354 ppm (average value of standard rock); the Ba content of chloritic rocks is close to the primary one, while the one of biotitic rocks is slightly increased, which shows its occurrence as K substituent in the main components — feldspar and phlogopite.

Li is generally an enriched element, its values entering the field of 1-3x. This is due to the occurrence of Li in neoformation products: biotite, argillaceous minerals and sometimes tourmaline.

Sr has been continuously extracted; Sr losses are however reduced both in propylitic transformations and in those of the inner zone (biotitic, amphibolic, chloritic) and carbonate one. The intensity of leevigation is accentuated, just like in the case of calcium, in argillic, silicic and tourmalinic alterations concomitantly with the destruction of plagioclases; the primary average content of 335 ppm reaches 117 ppm in tourmalinic I rocks and 50 ppm in tourmalinic II rocks (leevigation coefficient 1/7).

Very characteristic of the end of the first stage alteration process is the addition of great amounts of boron which is strongly materialized in tourmalinic fields; the tourmalinic I rocks exhibit a variation range of 1.730-9.400, average value of 5.480 ppm, while the highly tourmalinized II rocks show a variation range of 11.500-25.000 ppm, average

value of 16.000 ppm. The boron contamination of previous products is general, while the boron-rich solutions may migrate on wide areas ; the contamination is more accentuated in the argillic zones (735 ppm) which represent the main petrographic environment of tourmalinization ; the boron decreases abruptly in carbonate rocks (111 ppm) and then gradually as far as propylitic rocks (42.7 ppm). It is worth mentioning the occurrence of boron even in some fresh rocks (!).

Sn is enriched in all products and reaches its maximum increase during the high tourmalinization process — 10x. According to the increasing boron values of the transformation sequence — from propylitic to tourmalinic — Sn exhibits a positive correlation (Fig. 8).

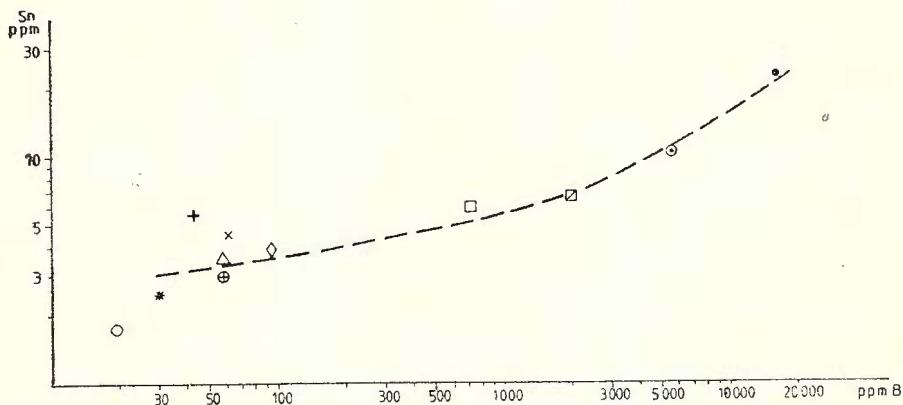


Fig. 8. — Sn-B correlation in the hypogene alteration sequence.

The behaviour of the elements with sulphur affinity — Pb, Zn, Cu, Mo and Bi — does not depend on alteration types. The enrichment in these elements is local and no average values were calculated.

Except the samples collected from borehole 16 (which will be treated upon in the following pages) that show a mineralized zone with a mainly copper content, the rest of the area reveals the features noted below.

The variation domain of Pb contents of altered rocks does not differ much from that one of fresh rocks ; it has been noted however the higher frequency of low values from fresh rocks and of higher values from hypogene transformed ones. A local Pb enrichment of the borehole 32 rocks was reported ; the values vary between 42 and 175 ppm.

Except tourmalinic rocks, Zn contents are generally similar in altered and fresh rocks. In tourmalinization zones, zinc values are generally decreasing and Zn contents < 30 ppm are generally frequent (below detection limit). Just like in the case of Pb, higher Zn contents were frequently noted in alteration products of borehole 32.

As regards the distribution of Cu, no differences between the variation fields of contents from altered and fresh rocks were reported.

Mo, undetected in most of the rocks analysed (detection limit = 2 ppm) exhibited detectable values sometimes high (> 300 ppm) main-

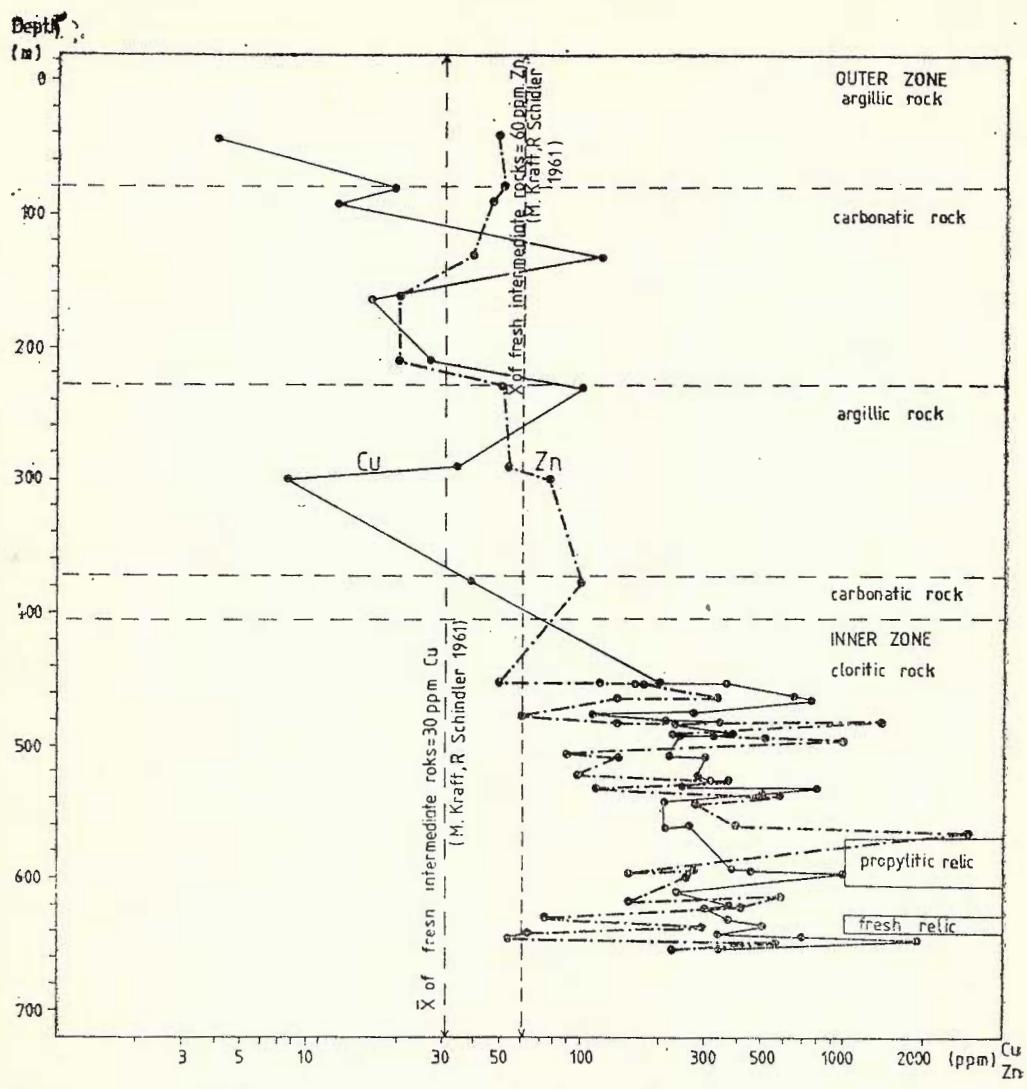


Fig. 9. — Cu and Zn distribution in borehole 16.

ly in the alteration products from borehole 16 and gallery VIII. Previous studies mentioned the occurrence of remarkable Mo concentrations. In gallery VIII, at m 571, a highly mineralized molybdenite tourmalinic sequence — Mo=3000 ppm — was came across ; it is also to note the following contents : 1000 ppm at m 98.5 in borehole 14 ; 3000 ppm at m 525.2 in borehole 30 (Ivo) ; 700 ppm at m 177 in underground borehole 2/gallery VIII.

Bi was detected in no sample belonging to the group of fresh rocks ; in most of the altered rocks Bi values do not depass the detection limit ; however there are the values of 4-10 ppm in some

samples from borehole 2 and of 4.5-95 ppm in some argillic samples from gallery VIII, which point to a local enrichment.

An accentuated metallization degree of Cu and Zn was reported from the interval 444 m-660 m from borehole 16. Figure 9 shows the projection of Cu and Zn values from borehole 16 depending on depth. The lower chloritic zone (with relics of propylitic and fresh rocks) stands out as a metallogenic zone by its high Cu and Zn contents, more obviously in the case of Cu the values of which are contained between 300 and 2000 ppm.

The samples collected from vein-like areas of the outer zone pointed to generally low Pb, Cu and Zn contents. High Mo contents (280-460 ppm) were reported from the quartz+tourmaline veins in gallery VIII. Bi does almost permanently occur in gallery VIII and varies between 3.5-16 ppm.

3.2. Second phase alteration

In view of studying the chemical transformations undergone by the cinnabar zone, constituted during the second hydrothermal phase, samples which build up a complete alteration sequence have been collected from gallery XI : rocks which belong to the petrographic environment of fresh or propylitic nature, transition — carbonate rock and final products of argillic and silicic alteration from aureoles situated in the neighbourhood of fractures on which cinnabar deposited.

The analytical data (individual values) regarding the major elements (9 samples) are shown in Table 6 and those regarding the minor elements (10 samples) in Table 7, their graphic representation being offered on diagrams 10 and 11.

The chemical transformations which are influenced by the solutions that run on the fractures of the cinnabar zone are of epithermal-vein-like type. The intensity of chemical transformations gets accentuated and the distribution of chemical components is mainly controlled by the levigation process ; the levigation gets accentuated at the end of this hydrothermal phase when high acid solutions are acting.

3.2.1. Distribution of major constituents

SiO_2 occurs in smaller amounts in carbonate and argillic rocks and in remarkably higher amounts in silicic ones (83.09-92.99). The very high porosity values (13.9-19%) of these rocks show that the SiO_2 increase is not due to a real supply, but represents the primary residual silica "enriched" by the intense levigation of the other constituents¹⁰.

Al_2O_3 represents a gradual decrease to carbonate rocks having been intensely washed in silicic rocks ($\text{Al}_2\text{O}_3=6.00-1.55\%$).

CaO is maintained in the propylitic rocks and increases to 1.5x (11.70%) due to carbonation processes ; during argillic and silicic transformations a continuous levigation takes place in the field of coefficients 1-1/10 and more important losses are to be noted in the highly silicified rock ($\text{CaO}=0.20\%$) where from calcium is practically removed.



TABLE 6

Chemical composition (%) and physical constants of hydrothermally altered pyroxene andesites from the cinnabar zone — gallery (G) X'

No. of sample	No. of sample	Alteration type	Location	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO/CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	CO ₂	S	Fe(S)	B ₂ O ₃	F _e ₂ O ₃ total	Sp. weight ap. g/cm ³	Poro- sity %	T _{La}	
1	m645	"fresh"	GX	57.50	0.67	16.80	2.07	3.76	0.15	4.80	7.51	1.10	3.08	0.21	1.71	0.49	0.18	0.16	-	6.48	2.75	0.9	100.19
2	m880	Prepyritic	GX	55.24	0.67	17.85	1.72	3.49	0.09	3.61	7.83	1.38	2.72	0.18	2.81	2.10	0.20	0.17	-	5.84	2.68	1.3	100.064
3	m1275	argillic	GX	57.43	0.88	18.49	0.72	3.01	0.094	5.92	1.31	1.88	0.10	0.22	5.60	4.16	0.22	0.19	-	4.33	2.42	10.7	100.224
4	m1325	argillic	GX	57.25	0.56	14.94	0.98	1.50	0.050	4.55	4.18	0.30	0.50	0.19	5.22	4.49	2.84	2.47	-	6.17	2.01	27.5	100.02
5	m12	argillic	GX	53.29	0.56	14.90	1.37	3.98	0.13	6.55	5.97	1.15	3.35	0.19	3.93	4.58	0.054	0.047	-	5.86	2.55	8.1	100.051
		Lat 800																					
6	m774	carbonatic	GX	50.44	0.51	14.22	0.98	1.65	0.18	3.41	1.70	2.25	1.01	0.18	3.75	8.90	0.53	0.46	-	3.47	2.52	5.6	100.16
7	m1023	carbonatic	GX	51.51	0.46	12.25	1.61	0.22	0.089	4.83	7.75	1.34	0.12	0.17	4.31	7.47	3.52	3.06	-	6.22	2.40	3.4	99.709
8	m135?	silicic	GX	92.99	0.92	1.55	0.30	0.21	traces	0.24	0.20	0.07	0.10	0.035	0.54	0.25	1.21	1.05	0.43	2.03	2.35	13.9	100.095
9	m 36	silicic	GX	83.09	0.71	6.00	abs	0.29	traces	1.65	1.01	0.08	0.17	0.15	0.50	1.51	1.01	0.88	0.53	1.58	2.43	19.0	100.10
		Lat 1356																					

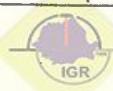


TABLE 7
Minor elements (ppm) of the hydrothermally altered andesites from the cinnabar area - gallery (G)X

No.	Alteration type	No. of sample	Location	Pb	Cu	Zn	Sn	Mo	Ga	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Ba	Sr	Li	B	Zr
1	fresh	m645	GX	12	19	83	ndt	ndt	19	22	24	120	170	30	18	1.6	190	250	9	38	145
2	propylitic	m880	GX	6	55	12	ndt	2	12	8	12	16	95	18	15	1.5	320	290	6.5	35	140
3	argillic	m1275	GX	36	135	45	6	ndt	15.5	12	4.5	60	165	26	19	1.9	170	85	32	415	115
4	argillic	m1325	GX	5.5	10	65	4	2	12	14	11	42	115	20	15	1.4	60	65	20	180	170
5	argillic	m 12	Lat800 GX	14.5	5	72	ndt	15	13.5	13	13	60	105	19	13	1.3	240	280	27	34	90
6	argillic	m 17	No.824 GX	12	10	330	2	>1000	9	32	9.5	105	57	13	9	ndt	52	60	30	52	85
7	carbonatic	m774	GX	3.5	18	100	ndt	4	8	26	12	100	82	15	14	1.4	110	160	19	145	95
8	carbonatic	m1023	GX	27	9	115	3	ndt	8.5	34	12	93	100	17	14	1.2	130	200	rdt	85	180
9	silicic	m1352	GX	ndt	13	48	ndt	8.5	ndt	12.5	7	22	21	6.5	ndt	ndt	44	ndt	9 1350	390	
10	silicic	m 36	Lat.1356GX	ndt	12	35	2	8	3	15	11	50	90	16	12	1.0	44	80	26 9500	320	
			detection limits						2	2	2						10	1	10	3	



MgO values oscillate round the content of "fresh" andesite situated in the field of coefficients 1/1.5 — 1.5 x all over the alteration sequence, except the silicic rocks from which it is extracted to 1/20 of primary content.

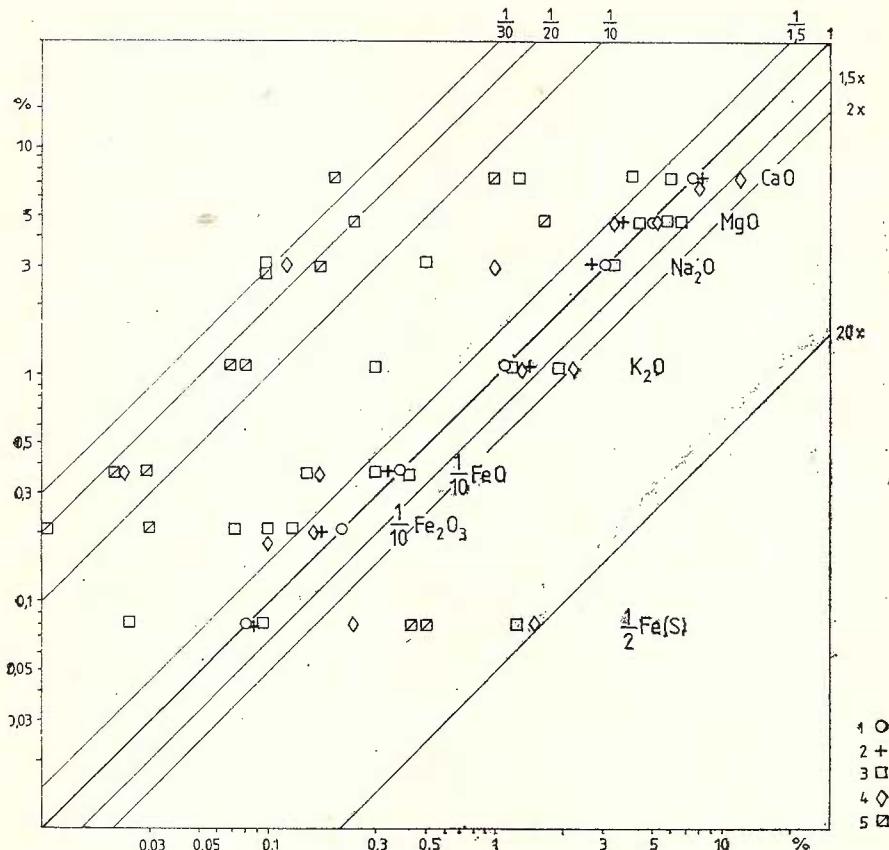


Fig. 10. — Comparison of CaO, MgO, Na₂O, K₂O, FeO, Fe₂O₃ and Fe(S) contents of altered rocks and fresh rock.

1, fresh rock ; 2, propylitic rock ; 3, argillitic rock ; 4, carbonate rock ; 5, silicic rock.

Na₂O levigation is general and the values enter the field of 1-1/30 and point to the degree of destruction of plagioclases.

K₂O occurs in most of the altered rocks at higher values than in the "fresh" rock (field 1-2x); it is only in the silicic aureoles round the fractures that K₂O was intensely removed to the coefficients 1/10-1/20.

The levigation process is also characteristic for FeO and Fe₂O₃; the most important losses occur in the highly silicified rock, where it reaches the coefficient 1/20. The general and intense pyritization of rocks brings about the enrichment of Fe(S) to the coefficient 20x, which compensates for the FeO and Fe₂O₃ losses.

3.2.2. Distribution of minor elements

The levigation process rules over the distribution of minor elements during the transformations as well.

The elements characteristic of ferromagnesian minerals — Ni, Co, V, Sc — exhibit losses of different intensity, except several higher Ni

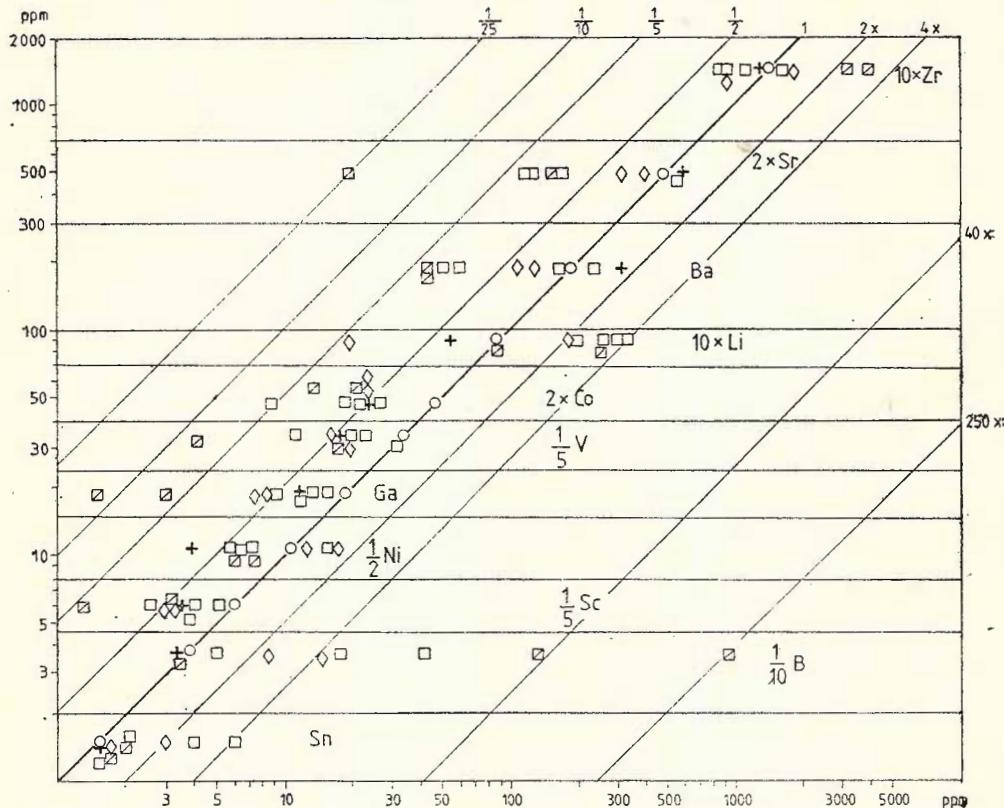


Fig. 11. — Comparison of Zr, Sr, Ba, Li, Co, V, Ga, Ni, Sc, B and Sn contents of altered rocks and fresh rock.

The same legend as for Fig. 10.

values of carbonate rocks. The most obvious levigations reach the coefficient 1/5.

The behaviour of Ga resembles that of Al_2O_3 ; it is gradually removed to the carbonate rocks (coefficient 1/2) and then highly levigated (coefficient 1/10) during the formation of silicic rocks.

Sr behaves like Ca; its values group round the primary content, in propylitic and carbonate rocks; the argillitic (except one sample) and especially silicic products exhibit an obvious levigation (coefficient 1/5); Sr is practically wholly removed (coefficient 1/25) from the mostly silicified sample.

Ba values oscillate round the original value and only in some argillic rocks and in silicic ones it undergoes levigation (to the coefficient 1/5).

Most of Li values enter the enrichment field, between coefficients 1-4x.

Zr shows unimportant variations, except the silicic rocks where it is enriched (320-390 ppm as compared to 145 ppm of "fresh" andesite).

Special attention should be paid to B (coefficient 1-250 x), Sn (coefficient 1-4 x) and Mo (local concentration > 1000 ppm) increase which belongs to the first hydrothermal phase; during the second phase these elements have probably been partly mobilized at the cinnabar deposition level.

The data regarding the cinnabar mineralization were inferred from the reports of IPÉG — Harghita (Zakarias, Olah, 1980); the average Hg contents obtained for different concentration intervals in gallery VII and gallery X show that: 60% of samples have contents of 50-100 g/t; 27% of samples exhibit a content of 100-300 g/t and only 13% of samples contain 300-10.000 g/t Hg.

4. Conclusions

The geochemistry of postmagmatic processes features the evolution of the first and second phases as follows:

The first stage (phase I): the early central zone with biotitic, amphibolic and chloritic rocks and the late outer zone with argillic rocks are formed during the first stage of porphyry type. The chemical transformations from the central zone, undergone mainly by major components, are irrelevant and a general redistribution of components took place.

The second stage (phase II) is characterized by specific hydrothermal conditions — tourmalinic fields and veins do appear — and by important transformations represented by a general and intense levigation of CaO, Na₂O, FeO, Fe₂O₃, MnO, Ba and Sr; this is compensated by residual SiO₂ enrichment and remarkable B increase accompanied by Sn too. The second phase of vein-epithermal type induces silicic and argillic aureoles along the cinnabar mineralized fractures and carbonate zones of transition to propylitic and fresh rocks. The chemical transformations get intensified as compared to the first stage and the levigation process prevails; it becomes stronger in the silicification areas where highly acid solutions are present.

Tourmalinic rocks and veins which in other regions of the earth are known as appropriate for the concentration of copper, at Mădăraș have proved sterile so far.

The disseminated copper mineralization, which occurs at depth on a height of 216 m (borehole 16) was first identified in the Harghita



Mts and confirms the hypothesis on the occurrence in this region of a mineralization of this type ; it is possible that in the Mădăraş structure this mineralization develops at depth.

³ The evolution of ideas was presented in this study.

⁴ Zoisite rocks, which occur occasionally, are not considered and are to be found only in the tables of chemical analyses.

⁵ No really fresh features were recognized, as the mafic constituents exhibit incipient transformations.

⁶ The argillized rocks were analysed by X-ray diffraction by Florica Popescu and I. Vanghelie. The argillaceous fraction consists mainly of illite, chlorite and caolinite ; montmorillonite does also occur in some samples ; interlayered minerals such as illite-montmorillonite, illite-caolinite, and montmorillonite-caolinite occur occasionally and in small amounts.

⁷ The Mădăraş tourmaline exhibits the same genesis, occurrence and optical properties as the tourmaline from the Ostoros crater and the Călimani caldera.

^{8, 9} The anomalous values of minor elements, which do not correspond to the mineralogical composition of the altered rock, were not considered in the calculus of average values ; however, in Tables 3 and 5, they are noted down in parenthesis next to the variation range.

¹⁰ A similar process was also reported from the Călimani caldera in the places where native-epithermal impregnation sulphur deposited (Stanciu, Međešan, 1971).

REFERENCES

- Boştinescu S., Vlad C., Ţerbănescu A., Tiepac I. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Edelstein O., Istvan D., Pop N., Răduț M., Kovacs M., Stan D., Bernad A., Andrei J., Pop V., Götz A., Bordea R., Roman L. (in press) Alcătuirea geologică a munților Tibleș. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVIII, 5, București.
- Hollister V. F. (1975) An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposit. *Minerals Sci. Engng.* vol. 7, No. 3, Vancouver.
- Ianovici V., Vlad S., Borcoș M., Boştinescu S. (1977) Alpine porphyry copper mineralization of West Romania. *Mineral Dep.* 12, Berlin.
- Kraft M., Schindler R. (1961) Periodisches System der Elemente-Zusammengestellt vom zentralen geologischen Institut-Berlin.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. (1970) Lateral and vertical alteration-mineralisation zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.* 65, Lancaster.
- Meyer C., Hemley J. J. (1967) Wall rock alteration. In : Barnes H. L., ed. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* Holt, Rinehart and Winston, Inc. New York.
- Peltz S., Stanciu C., Tănăsescu A., Vasiliu C., Vijdea E. (1973) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Stanciu C., Vasiliu C., Udrescu C., Anastase S. (1974) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.



- Stanciu C., Anastase S., Mindroiu V., Tănăsescu A., Udrescu C., Vasiliu C., Vijdea E. (1976) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Stanciu C., Udrescu C., Colios E., Tănăsescu A., Vijdea E., Vanghelie I. (1979) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Proca A. (1979) Teză de doctorat. Arhiva Universității București.
- Rădulescu D., Vasilescu A., Peltz S., Peltz M. (1964) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurghiu. *An. Com. Stat. Geol.* XXXIII, București.
- Peltz S., Stanciu C., Udrescu C., David M., Tănăsescu A., Vijdea E., Călinescu E., Grabari G., Popescu F., Ionescu F., Popescu Brădet L., Niculin M., Scurtu F., Moldovan M., Suceavă M., Cristescu T., Dudnic G. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Seghedi I., Medeșan A., Zămircă A. (1981) Noi date privind procesele de transformare post-magmatică asociate corpului intruziv din partea centrală a calderei Călimani. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVIII, București.
- Setel M., Moțoi G., Setel A., Szakacs A., Vrășmaș N., Vilag E., Petrescu M., Tănăsescu L. (1974) Report, the archives of the Geological Enterprise of Prospections for Solid Mineral Substances, Bucharest.
- Sillitoe R. (1973) The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Ec. Geol.* Vol. 68, No. 6, Lancaster.
- Stanciu C., Medeșan A. (1971) Geo chimia proceselor de transformare și mineralizare în zăcămîntul de sulf nativ din caldera Căliman. *Stud. cerc. geol. geof., geogr., seria geol.*, 16, 2, București.
- (1973) Contribuții la cunoașterea transformărilor hidrotermale a vulcanitelor neogene din munți Gurghiu (coloanele forajelor din craterele Șumuleu și Seaca-Tătarca). *Anal. Univ. București, Ser. Geol. An.* XXII, București.
- (1976) Transformări hidrotermale în craterul Ostoroș (foraj 3) din munții Harghita. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXII (1974-1975), București.
- Zakariás L., Botár N. (1976) Proiect. Arhiva Institutului de geologie și geofizică, București.
- (1977) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Peltz S., Seghedi I., Vasiliu C., Udrescu C., Tănăsescu A., Vijdea E., Anastase S., Popescu F., Mustătea E. (1977) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Udrescu C., David M., Vanghelie I. (1978) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Udrescu C., David M., Tănăsescu A., Popescu F. (1979) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- Udrescu C., David M., Popescu F. (1980) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.
- (1980) Structura eruptivă de la Mădărașul Mare din partea centrală a Munților Harghita. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVII, 1, București.
- Udrescu C., David M., Popescu F. (1981) Report, the archives of the Institute of Geology and Geophysics, Bucharest.

- Udubăsa G., Răduț M., Edelstein O., Pop N., Istvan D., Roman L., Pop V., Stan D., Kovacs M., Bernad A. (in press) Metalogeneza complexului eruptiv Țibleș, Carpații Orientali. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVIII, 2, București.
Zakariás L., Olah S. (1980) Report, the archives of the Enterprise of Geological Prospection and Exploration-Harghita.

DISCUSSION

S. Bostinescu: The Mădăraș structure mainly resembles by its features the similar structures from the Metaliferi Mts and especially the copper porphyries from the ophiolitic field. All of them show similarities and also significant differences as compared to the main synthetic models known in literature (Lowell & Guilbert and Hollister). The present study, which is very ample, may contribute to drawing up a genetic-structural model of this type, characteristic of the Carpathian Neogene igneous rocks and of theoretic and practical importance.



RECENZII

P. E. POTTER, J. B. MAYNARD, A. PRYOR : *A Sedimentology of Shale*. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 1980, 300 pp., 154 figs. with a coloured intercalation.

As results from the sub-title of this book, written by the well-known American sedimentologists Potter, Maynard and Pryor, it constitutes a guide to the study of the clay rocks and provides an impressive list of references. In addition, it is a complex, extremely synthetical, almost exhaustive work on the present knowledge of clay sedimentology (a term used by the authors to designate also the mineralogy, geochemistry, petrology, paleontology and paleoecology of these rocks) as well as on the related complex petrogenesis problems involved. Thus the authors propose from the beginning an original classification of the clay rocks, more precisely of the "shale" notion, as a function of granulometry, the diagenesis or metamorphism grade and the thickness of strata and laminae: nonindurated, indurated and metamorphosed. It is noteworthy that the mentioned term is used both with a comprehensive, general meaning and a particular one (mudshale and clayshale for the rocks with laminae below 10 mm in thickness, the classical meaning of which is synonymous with the notion of clay shales). Other classifications take into account the mineralogical constitution, the structure, colour, content in organisms etc. We underline the fact that the term "marl", which is so frequently used in the European relevant literature and especially in the Romanian researches, is not used at all. We have just mentioned only a few things from the sub-chapter "Definition and Classification" of the first chapter. This chapter contains a general view of the main petrologic and petrogenetic elements (s.l.) regarding the clay deposits. The numerous sketches, tables and figures give the reader a concise image of the rich knowledge existing at present on these rocks, especially that acquired overseas, in the light of the present sedimentary and geologic processes.

The second chapter, originally entitled "Question Set", has the motto: "Good questions are the essential starting point of all successful research". The authors make clear from the beginning the fact that this approach aims at "understanding" and not "identifying", for instance, a zoological "key". The short introductory sub-chapter comprises in fact a long list of questions. These are formulated intuitively and with power of discernment, the answers to them constituting (in the authors' opinion) the solving of the essential problems which the knowledge of the clay rocks raises.

The way in which clay rocks should be investigated both on the field and in the laboratory is presented in different sub-chapters.

The third sub-chapter synthetically presents the sedimentary domains and indicates the way in which the fundamental sedimentation problem should be approached and studied within the complex frame of an accumulation basin.



There follows a vast bibliography which is not annotated and precedes the third and largest chapter entitled : "Annotated and Illustrated Bibliography".

The chapter covers almost half the book, comprising 450 titles and 92 pictures. Every quoted paper is followed by a short abstract. The sub-chapters deal with all the questions raised by the present clay deposits and those from the stratigraphic column from the point of view of the fundamental research as well as with the presence of some groupings in sub-chapters on economic geology (concerning oil, the turning to account of clays as such and in metallurgy) and finally with engineering geology.

Naturally, the great majority of the papers quoted are written by the American authors.

In conclusion, we think that this valuable book may be useful for researchers in the various branches of geology, as stated by the authors themselves, but we recommend those studying it to take into account also the important European bibliography which includes contributions of the Romanian authors as well.

C. V. Papiu

P. A. TRUDINGER, M. R. WALTER, B. J. RALPH : *Biogeochemistry of Ancient and Modern Environments*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, 723 pp.

The book is a selection of papers presented at the Fourth International Symposium of Environmental Biochemistry and at the Conference of Biochemistry connected with the Mining Industry and the Environment Pollution held in Canberra, Australia, 1979.

The 77 papers presented in this volume follow a pattern consisting of the following chapters and sub-chapters : 1, The Ancient Environment, with the sub-chapters Early Development of Biochemical Systems (4 papers) — Development of Atmospheric oxygen and ozone (4 papers) ; 2, Modern Environment (with the) sub-chapters — Lacustrine and Coastal Environments (8 papers) — Organic Geochemistry (4 papers) — Methanogenesis (3 papers) — Sulfur Biogeochemistry (2 papers) — The Biogeochemical Nitrogen Cycle (6 papers) — Biogeochemistry of Metals (7 papers) — Man and Environmental Biogeochemistry (8 papers) ; 3, Biochemistry and the Mining Industry, with the sub-chapters — Basic Aspects of Biometallurgical Processes (12 papers) — New Applications in Biometallurgy (9 papers) — Environmental Aspects (10 papers).

Some papers are of general interest, such as : Early Biogeochemical Systems (by Preston Cloud), Precambrian Genetics (by J. Langridge), The Universe of Porphyrins (by G. W. Hodgson and C. G. Whiteley), Antiquity of Photosynthesis (by Manfred Schidlowski), Oxygen and Ozone Evolution in Palaeoatmospheres (by J. H. Carver), Lake Sediments : Chemical Composition and Some Aspects of Their Formation and Diagenesis (by R. S. Rosich and P. Cullen), Role of Methane-Producing and Sulfate-Reducing Bacteria in the Destruction of Organic Matter (by S. S. Belyaev, A. Yu. Lein and M. V. Ivanov).

Due to its content the book is of interest for ecologists, geologists, sedimentologists, microbiologists, geneticians and mining engineers.



Although the authors belong to various countries, the papers are published in English; this lends a unitary character to the book, which is, at the same time, an excellent presentation of the latest contributions to the biogeochemistry of the environment.

Th. N. Nalbant
N. Mihăilescu

H. E. REINECK, I. B. SINGH : *Depositional Sedimentary Environments*, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, Second edition, revised and completed, 548 pp., 683 figs., bibliography, index.

The book entitled "Depositional Sedimentary Environments" is the second edition of the work of H. E. Reineck and I. B. Singh, a monograph published by the Springer Verlag.

The study of the dynamics and paleogeography of sediments, which is the object of this book, represents a forward work after twenty-three years from the well-known study published by F. J. Pettijohn. The utility of this new paper was proved by the publication of a second, completed and revised edition.

The book consists of two main parts: the first part — Primary Structures and Textures and the second part — Modern Environments. It deals with the structure of sediments, their mineralogical, chemical and biological composition as well as with terrestrial, lacustrine or marine fossil and present sedimentation models.

This work is meant for geologists, biologists and hydrogeologists interested in sedimentological studies as well as for hydrotechnicians and constructors, that is for those who, by various arrangements, contribute to modifications of the environment. Also, this book is of use for students who begin to study sedimentology.

N. Mihăilescu

LARS HAKANSON : *A Manual of Lake Morphometry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1981, 78 pp., 49 figs., 21 tables, bibliography.

The volume "A Manual of Lake Morphometry" contains the description of several standard methods for field and laboratory work on the lake morphometry.

The short introduction on the basic methods for the study of lakes is interesting.

Three principal chapters comprise the following categories of information in this book: the description of the echo-sounders, the drawing of the bathymetric maps and the lake morphometry.

A first descriptive chapter deals with the work method for small size echo-sounding systems, specific for small boats used on lakes.

A second chapter comprises the drawing of the bathymetric maps, based on the result of the ecograms.

The third chapter entitled "Morphological parameters" (4.4) deals with the interpretation of the information provided by the bathymetric maps as well as



with the results of the hydrological, limnological and sedimentological studies. It is the main contribution of Lars Hakanson. The author proposes a systematized lake study as well as measurement models, calculation and interpretation of lake morphology. The tectonics proposed by the author is most interesting and it should be generalized.

This very useful paper is meant for geologists, biologists and chemists concerned with the study of lakes as well as for hydrotechnicians and constructors concerned with the coastal protecting works.

This manual issued by the Springer Verlag is useful, in my opinion, as the lake study is in close connection with the assurance of some water reservoirs and the protection of the environment has become ever more important and a standardization is necessary.

The growing interest in the lake study calls for a more detailed description of the various parameters in a future manual. Thus the studies will be more easy to understand for those already working in this field as well as for the beginners, as not only hydrologists, geologists or biologists are involved, but also hydrotechnicians and constructors who are less familiar with this kind of works.

N. Mihăilescu

J. C. GALL: *Sedimentationsräume und Lebensbereiche der Erdgeschichte. Eine Einführung in die Paläökologie*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1983, 242 pp., 130 figs.

The book is the revised and completed German version of the French original edition "Environnements sédimentaires et milieux de vie. Introduction à la paléoécologie", which appeared in 1976. The translation into German is justified by the special value of the book, which presents concisely the basic ideas and methods of paleoecology. The book consists of two distinct parts. The first part deals with fossils and rocks as information sources for the reconstruction of the ancient environments. The correlations between the various aspects of the biotic processes and the fossil evidence are analysed with a view to understanding the way in which the latter reveals some biological elements: life mode (locomotion, food, multiplication, growth, etiology) and life conditions (salinity, temperature, climate, oxydation, turbidity and depth of water), a special chapter being devoted to the study of the traces left by living beings (ichnofossils). Then the way in which sediments inform us about various aspects of environment, such as climate, water movements, geochemical environment, is presented. Based on these data the main environments are reviewed: continental, marine, deltaic, lagoonal, turbidite, evaporite. This first part generally has a pronounced didactic character, the notions being presented simply, concisely and clearly.

In the second part of the book the author applies the notions defined in the first part by presenting some of the most interesting and best known fossil biotopes in the Earth history. The enumeration of these biotopes points to their judicious selection: the Proterozoic ediacaran fauna of Australia, the Old Red continent, the Carboniferous Decazeville Basin, the Voltzia sandy delta, the Triassic reef of Hohen Göll, the sea of Toarcian bituminous shales of Holzmaden, the well-known Posidonia shales, the Neojurassic lagoon of Solenhofen with its famous remnants of fish and reptiles, the littoral facies of the Eocene Paris Basin



and the cave of the Acheulean hunters of Lazaret with the oldest habitation traces in Europe. The petrographic and stratonomic conditions, the paleontological content are analysed for each biotope in order to deduce the life conditions.

On the whole it is a real reconstruction of the representative scenaries of the geologic history, thus proving the special interest and value of the paleo-ecological researches, for which J. C. Gall's book constitutes an excellent introduction.

M. Bleahu

G. EINSELE, A. SEILACHER : *Cyclic and Event Stratification*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1982.

The book entitled "Cyclic and Event Stratification", edited by G. Einsele and A. Seilacher (Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 1982), is a collection of papers dealing with relatively little known aspects of the genesis of some sedimentary accumulations. These papers were presented within a symposium held in Tübingen between 25-27 April 1980. The theme of the symposium was the way in which the characteristics of the strata reflect the cyclic variations of our earth as well as the variations generated by certain incidental events affecting the sedimentary environments.

The book edited by G. Einsele and A. Seilacher, which contains 536 pages, 177 figures and 2 plates, consists of three chapters comprising the papers of the various authors. The first part (10 papers) deals with the limy-marly rhythms and climatic facies variations. The rhythmic deposits are called "peridotites". After some general characteristics of these deposits are presented, some particular cases, noticed in carbonate deposits varying in age, are discussed.

The second part of the book, which is the largest (22 papers), deals with the deposits generated by sedimentary events occurring at irregular intervals. The characteristics of the stratification of these deposits are presented as "event stratification". The authors deal only with the local incidental events, classified into three categories : storms, turbidity currents and floods. The products of these agents are called tempestites, turbidites (well-known term) and inundites.

The third part, represented by 11 papers, deals with the cyclic and event stratification within the black shales.

The book entitled "Cyclic and Event Stratification" offers new prospects to the sedimentogenetic study. Some characteristics presented in the book have been discussed for a long time in the geological literature. The best known of these characteristics (e.g. sedimentation from the turbidity currents) are discussed to a less extent. Other characteristics (e.g. cyclic sedimentation), although representing subjects already discussed for a long time, are still little known, a reason why they appear as important subjects to those who contributed to the volume under discussion. Other problems in this volume (such as the deposits generated by storms and floods) are recent topics which are developed in this book.

Due to the numerous new data the book "Cyclic and Event Stratification" has already aroused the interest of a large number of Romanian geologists concerned with the dynamic aspects of the formation of sedimentary rocks.

D. Jipa



Institutul Geologic al României

S. K. SAXENA : *Advances in Physical Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 113 figs. X, 353 pages.

The second volume of this series presents to the initiated readers the latest data in the crystal chemistry theory, thermodynamic and kinetic considerations on the cooling history, formation pressure and temperature of the crust and mantle.

The volume comprises three parts. Part I, entitled Ferromagnesian Silicates : Order-Disorder, Kinetics and Phase Equilibria, deals with investigations on the intracrystalline reactions.

Chapter I treats of the order-disorder phenomenon of Mg-Fe within ferromagnesian silicates. The strong ordering of Fe^{2+} -Mg within pyroxenes and amphiboles was pointed out through study of the X-ray diffraction, after which the technique of Mössbauer resonance spectroscopy allowed the rapid determination of the Fe^{2+} -Mg intracrystalline distribution.

In the second chapter Ralph Kretz re-examines the redistribution of Fe and Mg within the coexisting silicates during cooling. This chapter is concerned especially with the Ca, Mg and Fe diffusion in a prograde reaction. An equation derived for the slope of the solvus surface of an augite crystal from Skaergaard is used. The estimated temperature may be a possible indicator for the cooling rate.

Chapter 3 contains new data on the Fe-Mg distribution within clinopyroxenes. Several clinopyroxenes from magmatic rocks were selected and site occupancy data are presented on them.

The second part of the book deals with melts, fluids and the solid-fluid equilibrium. It starts with a chapter on melts, in which the relations between density and the structure of the silicate melts are investigated. The next chapter is devoted to the thermodynamics of the systems of supercritical fluids. The experiments were carried out on a fluidal model in order to determine the equilibrium thermodynamic properties of the components within the temperature interval ranging between 400-700°C. Attention has been paid to the second important component of the natural fluids : CO_2 .

Chapter 6 presents a detailed analysis of the phase equilibrium data of the feldspar coexisting with the fluids.

Part III contains two chapters on the thermodynamic models of calculating the phase equilibria, a chapter devoted to the critical analysis of the free formation energy — Gibbs, of the substances within laterites and bauxites and two chapters of crystal chemistry presenting new data on the pyroxenes and perovskite.

The impressive list of contributors and the fact that this volume provides new data lend a cardinal importance to it. The book is meant especially for geochemists, but also for other categories of geologists specialized in experimental mineralogy and petrology.

I. Hărtopanu

J. B. DAWSON : *Kimberlites and Their Xenoliths*. Springer-Verlag, 1980.

The book has 252 pages, 84 figures and 35 tables. It consists of 10 chapters dealing with the following problems : Geographic distribution of kimberlites ;



Institutul Geologic al României

Geology of intrusions ; Petrography ; Geochemistry ; Mineralogy ; Xenolites in kimberlites ; Megacrystals ; Evidence of xenolites in the kimberlites of the mantle and crust ; Genesis of xenolites.

In the first chapter the author makes an analysis of the distribution of kimberlites on the various continents and especially in Africa. Table 2 shows the radiometric ages of kimberlites, ranging between 1750 and 65 m.y. The author concludes that the main kimberlitic intrusions are found in the stable cratons, which have not been deformed, from the Precambrian.

The chapter of geology presents the location of kimberlites and their impact on the surrounding rocks.

The chapters of petrography and geochemistry (33 pages) contain an analysis of the various petrographic facies of kimberlites as well as the distribution of major and minor elements. Also some problems regarding the isotopic composition of carbon and oxygen are presented.

The chapter on mineralogy is the largest ; it describes the minerals making up the composition of kimberlites ; it also contains a few tables showing the chemical composition of various minerals.

In chapter 10 the author discusses the genesis of kimberlites, putting forward three hypotheses :

- 1, the magma generating kimberlites comes from a great depth — 600 km ;
- 2, a residual process ;
- 3, kimberlites are final products of a long fractioning process.

The book has a long list of references, over 400 titles.

This valuable work would have been more complete if it had treated in a more detailed manner the problem of diamond deposits connected with kimberlites.

I. Tiepac

S. A. MORSE : *Basalts and Phase Diagrams. An Introduction to the Quantitative Use of Phase Diagrams in Igneous Petrology.* Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin, 1980, 493 pp., 241 figs.

The author aimed to achieve a treatise meant to solve the problems arisen in connection with the phase diagrams which are relatively little studied in the relevant literature. The quantitative analyses connected with the melting and fractioned crystallization as well as with crystallization equilibrium are presented, these being essential processes in the basalt petrology.

These rocks cover almost 70% of the earth surface and constitute the most abundant magma type extant both on the earth and on the moon. It is considered that the principles applied for the diagrams of phase equilibrium of the eruptive rocks may be very well illustrated through basalts.

The first part of the book is more simple, while the second one is more complex. The chapters are likewise conceived. Thus the last pages of some chapters include discussions, such as those concerning the solid solutions (non-binary or non-ternary), the Gibbs free energy diagrams etc.

The treatise consists of 20 chapters, 2 appendices, a rich bibliography, an index of authors and an index of subjects, which makes possible its comprehensive use.



The problems discussed are: basalt mineralogy and chemistry, crystals and meltings; phase rule as a work instrument; various systems of binary, eutectic, complex minerals; incongruent melting, the effects of high pressures and of volatiles; the genesis of basaltic magmas.

The volume begins with a brief discussion on basalts and with some physical chemistry data necessary for understanding the following chapters.

Experimental diagrams are discussed as rock modellings, each experimental system being regarded as a model illustrating some principles of the basalt genesis. The discussion on the basalt origin may be considered selective, but not exhaustive. The phase diagrams are synthetically presented, being accompanied by an experimental basis and by their interpretation.

The last chapters contain materials presented at an advanced scientific level, introductions to the Schreienmakers' rules.

The treatise tackles all the problems connected with basalts and phase diagrams, which can be largely applied to other types of eruptive rocks.

M. Peltz

A. C. GUPTA, K. YAGI : *Petrology and Genesis of Leucite-Bearing Rocks. Minerals and Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980, 252 pp., 99 figs., 43 tables, bibliography.

The assemblages of strongly potassic, prevailingly mafic or ultramafic, leucite-bearing volcanic rocks have arisen numerous problems for scientists and specialists in general. These rocks are widespread on all the continents, showing the same chemical and petrological characteristics.

These highly interesting rocks have been studied by numerous specialists, their results being presented in a multitude of papers on the mineralogy, petrology, geochemistry, distribution and origin of volcanic rocks.

The book aimed to achieve a synthesis on the basis of all these data to be of use for an ever larger number of specialists.

The book is presented in the form of a monograph, consisting of two main parts.

The first part consists of 6 chapters dealing with the mineralogical and chemical characteristics, the nomenclature, petrology, mineralogy, distribution, the physical and chemical formation conditions of the leucite-bearing rocks.

The second part, consisting also of 6 chapters (7-12), comprises phase equilibrium studies concerning ternary, pseudoternary systems.

Chapter 13 presents aspects connected with the leucite alteration through its grading to other minerals, such as analcime, as well as the problem of pseudo-leucite and its genesis.

Chapter 14 includes the study of the systems of natural and synthetic leucite-bearing rocks, their behaviour under various pressures and temperatures. Also the stability of some minerals, such as phlogopite, rutherfordite etc., is discussed.

Chapter 15 presents the same rock systems under variable pressure, in the presence or absence of water, as well as in the atmosphere.

Chapter 16 comprises data on the chemical affinities between leucite-bearing rocks and kimberlites as well as some experimental researches that aimed at establishing some possible genetic connections between the two rock groups.



Chapter 17 tackles problems connected with the structural and tectonic control of the alkaline volcanism, stress being laid on the leucite-bearing lavas. Also a model in accordance with the concept of plate tectonics is presented, which explains the generation of the rich-potassium magma.

The last chapter (18) refers to the formation of the mafic and ultramafic magma rich in potassium and to its possible generation of leucite-bearing rocks. Various hypotheses concerning the origin of the leucite rocks are critically reviewed: assimilation and contamination; Shand (1931) and Rittmann's (1983) hypothesis; peridotite assimilation by a basaltic magma; eclogite fractionation; resorption of micas and amphibolites etc. The way in which geochemical data on the trace elements, field data and experimental data were used for establishing the origin of magmas rich in potassium and the generation of leucite-bearing rocks is shown.

The conclusions at the end of chapter 18 state, from the analysed data, that the generation of the potassium-rich magma took place by the potential melting of the upper mantle of phlogopite-peridotite type.

There is an extremely rich and valuable bibliography at the end of the book, comprising about 400 titles and a most useful index of subjects.

S. Peltz

E. D. GOLDBERG (Editor): *Atmospheric Chemistry, Dahlem Konferenz*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1982, 385 pp., 53 figs.

The book contains the reports presented at the Dahlem Conference on atmospheric chemistry, held in Berlin in 1982. The Dahlem Conferences, supported by the "Stiftverband für Deutsche Wissenschaft" in cooperation with "Deutsche Forschungsgemeinschaft" and the Senate of the City of Berlin aim at discussing by a group of highly qualified specialists, the state of a most important discipline with multidisciplinary approach, the new concepts, the investigation techniques and the trends of future research. The subject discussed at the Dahlem Conference in 1982 was atmospheric chemistry, which is of great present interest and is connected with alarming questions, such as air pollution or climatic changes brought about by the modification of the air composition. The results of the conference are presented in 18 papers, of which 4 are Group Reports, treating of the four main themes of the conference: Aqueous chemistry in the atmosphere, Changes in atmospheric composition, Biogenic contributions to atmospheric chemistry and tropospheric gases, aerosols and photochemical reactions, while the others are more detailed papers.

Only a few papers out of the rich and interesting material are mentioned here due to their connection with geology. Thus the atmospheric history can be followed by the use of a geological method, namely the boreholes in the Antarctic and Greenland ice caps; the principles of this method are presented in C. U. Hammer's article "The History of Atmospheric Composition as Recorded in Ice Sheets". The extracted core-samples are dated by stratigraphic methods, through which the seasonal variations of some air components (oxygen isotopes, nitrates, acidity, dust content) are followed, or by measuring some constituents which vary with time (e.g. ^{14}C). The present techniques allow a dating with an



approximation of \pm 3 years for 1,000 years, but it is hoped that cores of 10,000 years will be dated in the future without errors of one year. Once the age established, various determinations can be made: air composition in gases, altitude of the area at the time of snow deposition (O_2 composition and N_2 varying with altitude), magnetic inversions (with which helium isotopes are connected), great volcanic eruptions (detected according to the methane content) and especially the relation between climate and the CO_2 content. Finally the atmospheric evolution in the last 200 years allows the estimation of the antropic deterioration degree of the atmosphere and enables predictions for the future.

Information on the atmospheric chemistry is provided not only by ice, but also by lake and wetland sediments, as shown by H. E. Wright Jr. ("Lake and Wetland Sediments as Records of Past Atmospheric Composition"). Valuable data are provided by peat and coal, by microfossil chemism and, in a larger context, by the water pH variations recorded by organisms (e.g. diatoms), which indicate acid precipitations or other atmospheric variations.

Another method which is largely presented is that using the annual growth rings of the trees for establishing the relationship between carbon isotopes (^{14}C , ^{13}C and ^{12}C) which allow the estimation of the global modifications of the CO_2 content in the air. In this sense it is worth mentioning also the method using the speleothems.

Finally the report of the group led by J. H. Hahn (Changes in atmospheric composition) is most interesting for a geologist as it presents synthetically all the elements regarding the atmosphere variations from its formation, 3.8. billion years ago, to the present.

There are numerous and important conclusions, such as the continuous decrease (with some irregularities) of the CO_2 content from the Archaic to the present; this raises serious problems, some of them being the limit level propitious to life, the role of life in the atmosphere equilibrium (a factor acting since the Phanerozoic), the role of biogeochemical cycles etc.

The enumeration of only a few aspects connected with atmospheric chemistry leads to the conclusion that its history can be deciphered only by geological methods and that it is of great interest also to the geologist, having in view the close interdependence existing between the gaseous cover of the Earth and its solid surface. By its interdisciplinary character and the light it throws on the future the book is of great present interest.

M. Bleahu

A. WATZNAUER (Editor) : *Geowissenschaften. Deutsch-Englisch Technik Wörterbuch*. VEB Verlag Technik Berlin, 1982, 372 pp.

This German-English geological dictionary, comprising 38,000 terms, is the second edition of the dictionary that appeared in 1974 and was welcomed by the public. It is very comprehensive, covering almost all the branches of geo-sciences. It includes, beside the terms of physical geology, the names of all the minerals (with the chemical formula in order to avoid ambiguous interpretations), rocks, the stratigraphic column up to the stage rang for Europe and North America, the terms of economic geology (including all the ore names), sedimentological



terms (including the sedimentary features), theoretic paleontological terms (but not those of the systematics, which are international anyway). Geochemical, geo-physical, geotectonic terms are also included as well as those of the related sciences with implications in the geosciences, such as astronomy, meteorology, climatology, oceanography, astrophysics, etc. This second edition of the dictionary comprises 3,600 new terms, a lot of them belonging to the new and most important branches of geology: marine geology, plate tectonics and global tectonics, astrogeology, experimental geology etc.

The English term is given for each German term, without comments or synonyms; however, having in view the possibility of the German language to form compound words, there are separate entries for each term of a word family (compound nouns, compound adjectives etc.). Thus only for the simple German word "Kluft" (= cleft, joint, chasm) 14 notions are given and another 45 entries for the compound words.

The annex of the volume contains two tables: one for the Geological Time Scale, with Standard Scale for Europe and North America and the other including the Seismic Intensity Scale and the Beaufort Scale for the wind intensity.

The technical German-English dictionary of terms for geosciences is a valuable work instrument, being rather complete, easy to handle and of real use to the German speaking people who may find in it the precise English equivalent.

M. Bleahu





Institutul Geologic al României

Redactor responsabil : dr. G. UDUBAŞA

Redactor : L. FOTE

Traducători : R. NEGREA, A. NĂSTASE, A. BAJENARU,

R. LUPAN

Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules: iulie 1983. Bun de tipar: septembrie 1984. Tiraj:
700 ex. Hirile scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar: 24
Comanda 239. Pentru bibliotecă indicele de clasificare: 55(058).



Intreprinderea poligrafică „Informația”,
str. Brezoianu nr. 23–25, București — România

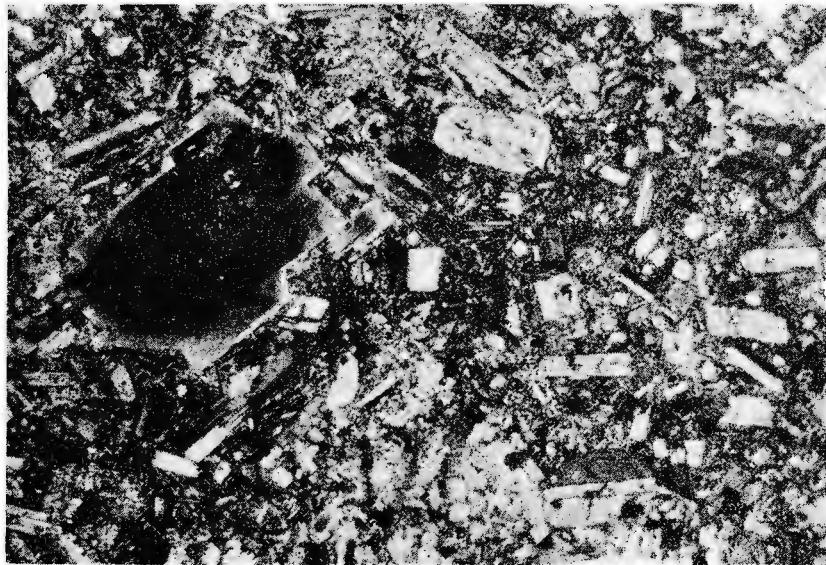


Institutul Geologic al României

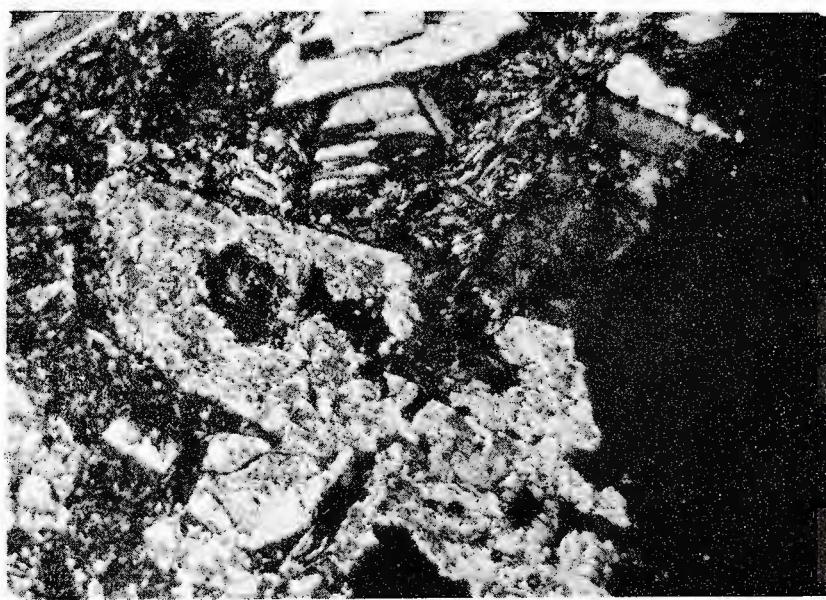


Institutul Geologic al României

E. NIȚOI, R. CONSTANTINESCU. Volcano-Sedimentary Formation- Northern Călimani Mountains. Pl. I.



2

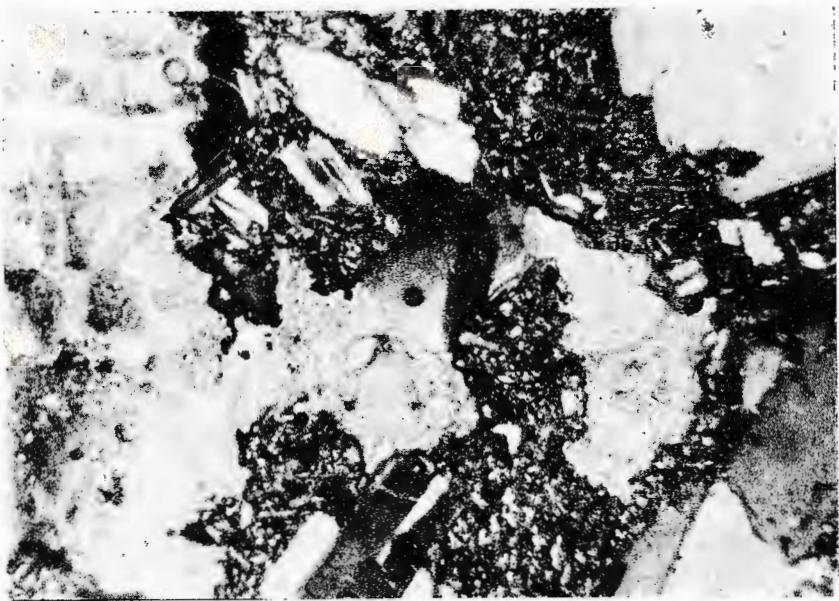
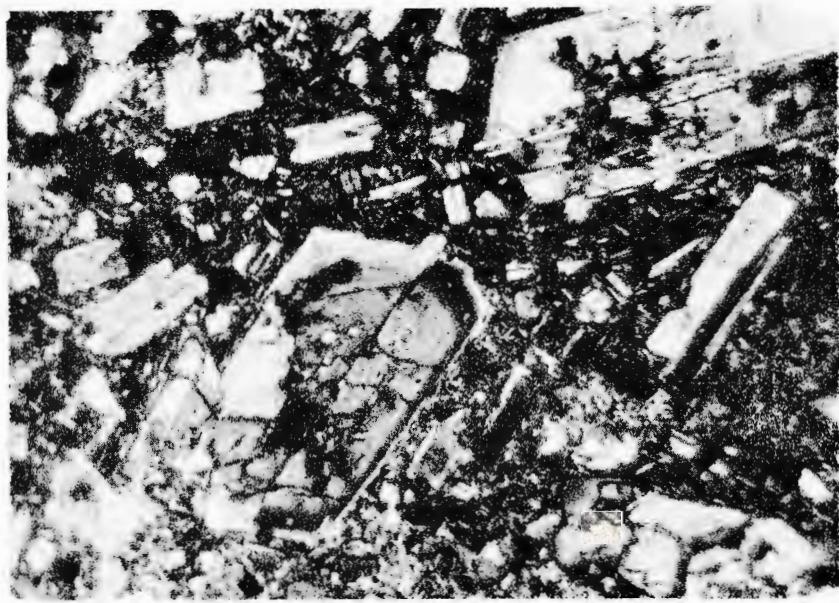


1

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXXVIII/1



Institutul Geologic al României



Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1

E. NIȚOI, R. CONSTANTINESCU. Volcano-Sedimentary Formation- Northern Călimani Mountains. Pl. III.



2



1

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



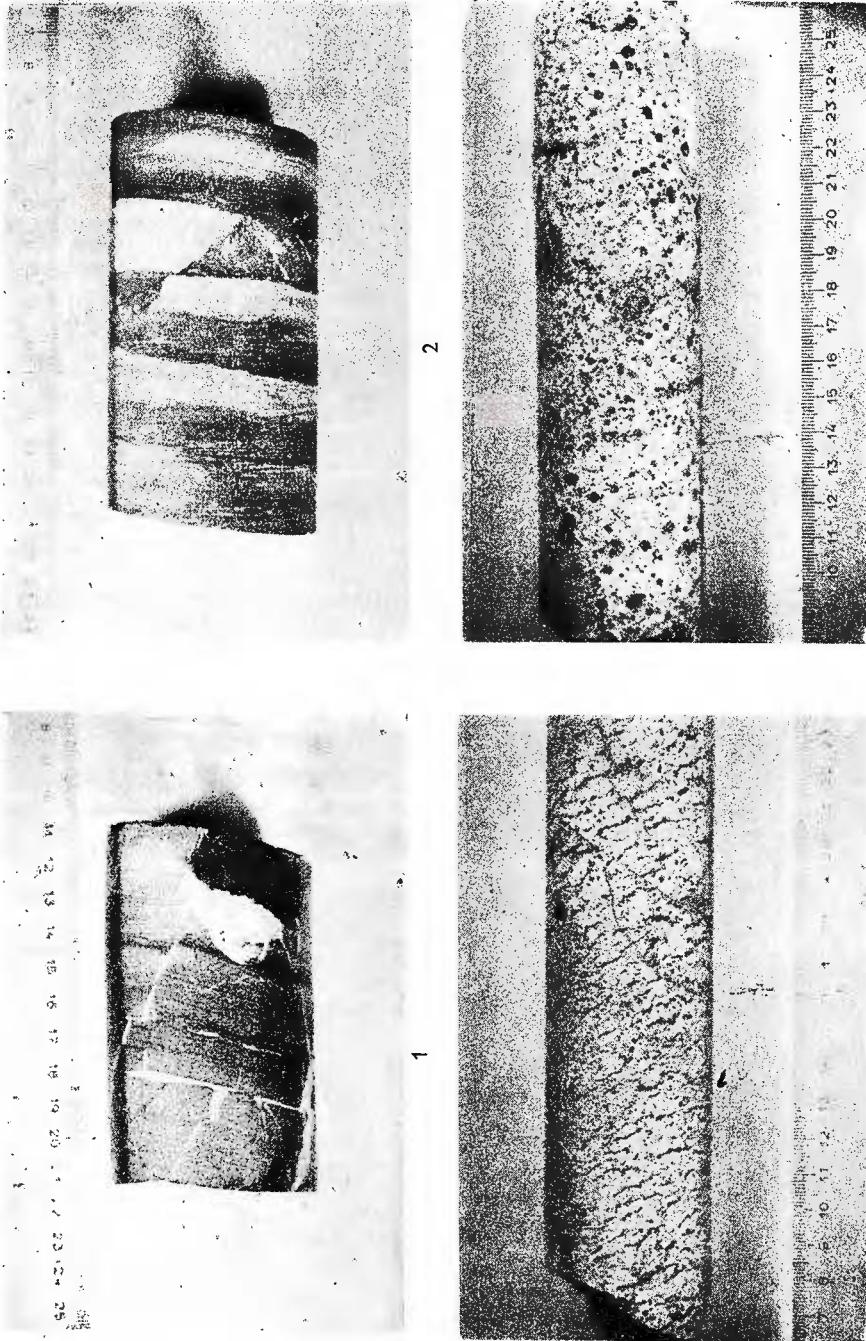
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

P. PAULINI et al. Corpul subvulcanic din valea Mesteacănuui (Ilba-Maramures).

Pl. II.

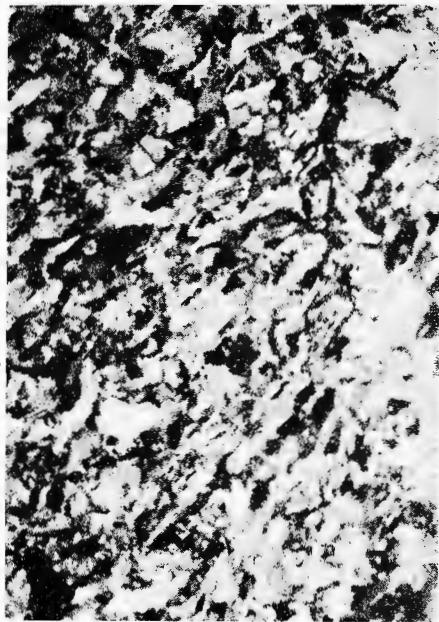


4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședintelor, vol. LXVIII/1



Institutul Geologic al României



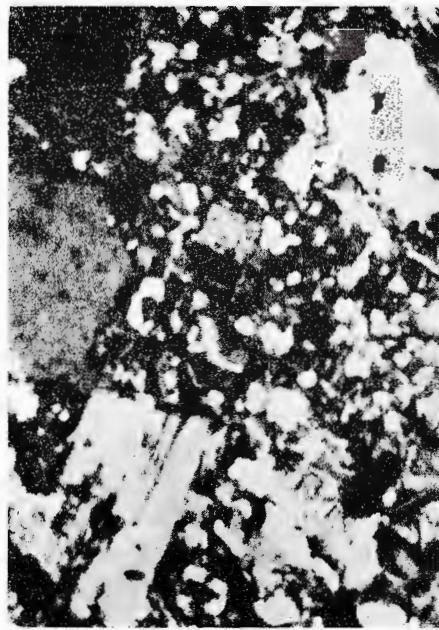
1



2



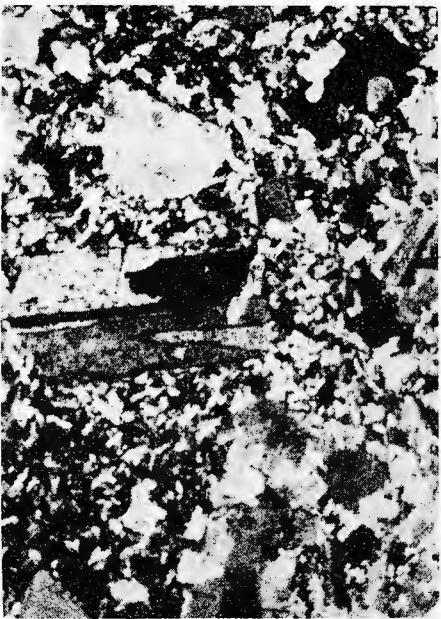
3



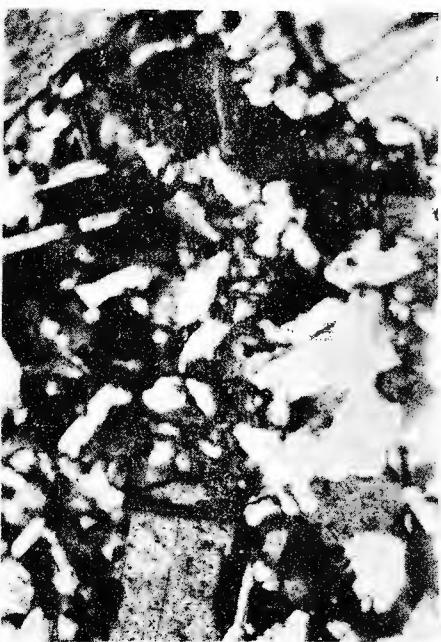
4

IV.

P. PAULINI et al. Corpul subvulcanic din valea Mesteacănu lui (Iibă-Maramureş).



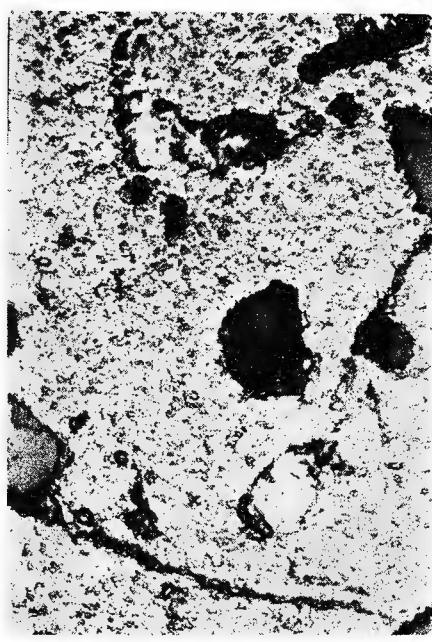
1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale sedimentelor, vol. LXVIII/1



Institutul Geologic al României



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



1



2



3

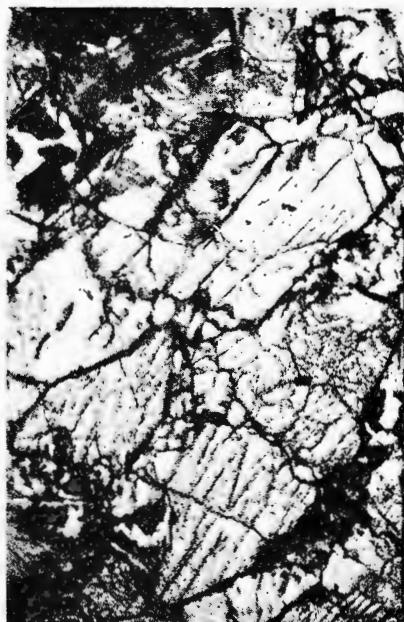


4

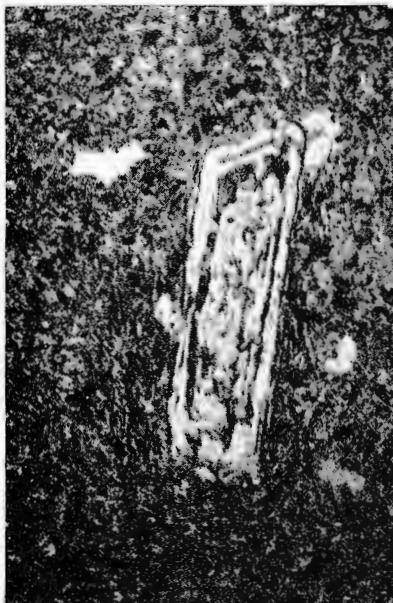
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



1



2



3

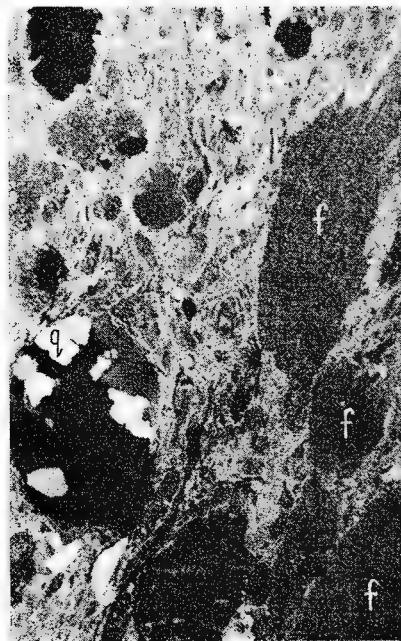


4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



Institutul Geologic al României



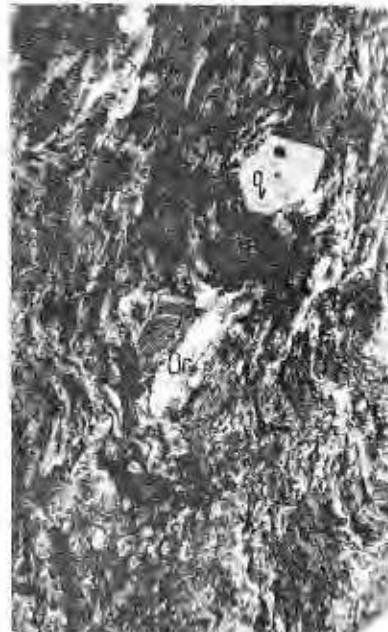
1



2



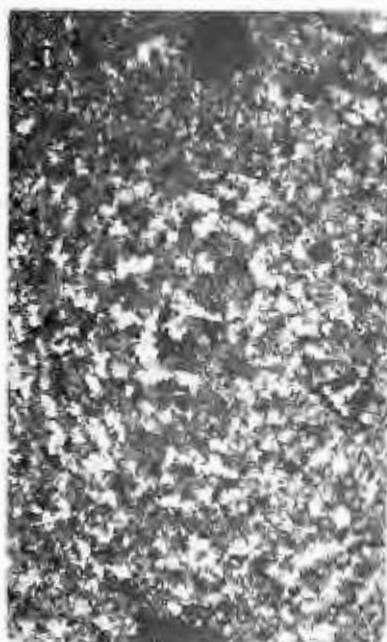
3



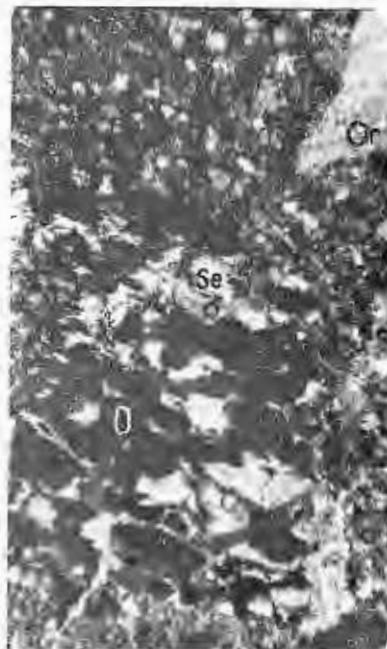
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/I

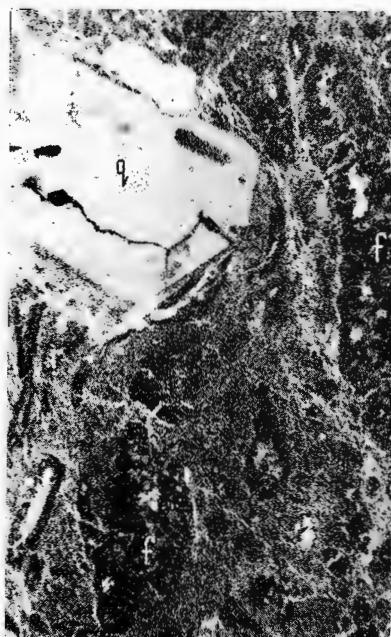
N. STAN. Ignimbritic Rocks from the Codru Moma Mountains. Pl. II.



1



2



3



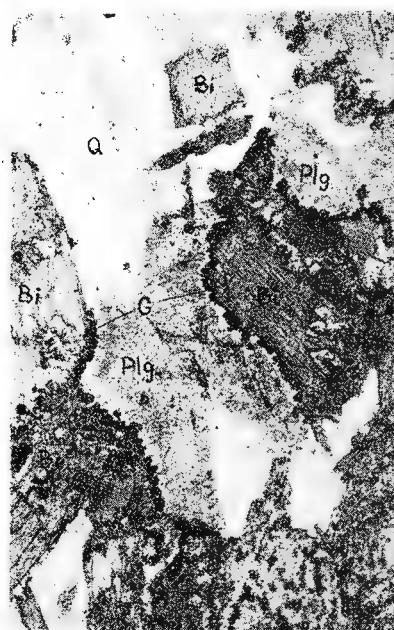
4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1

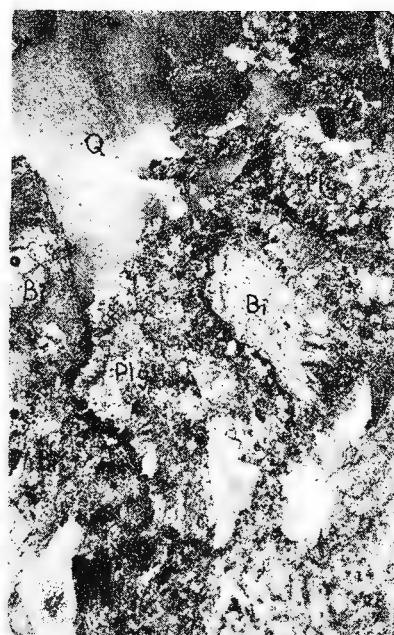


Institutul Geologic al României

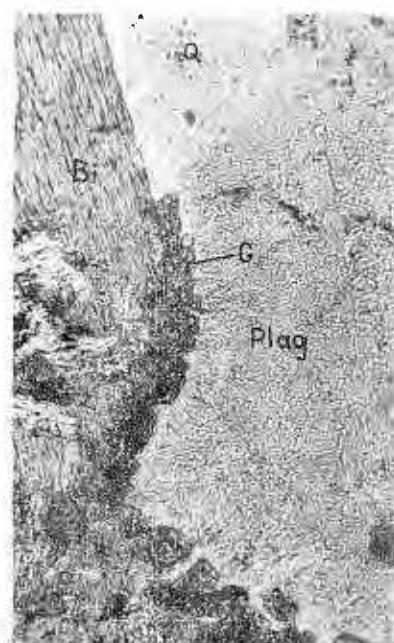
I. GHEUCA, I. DINICĂ. Asupra genezei granitului de Albești. Pl. II.



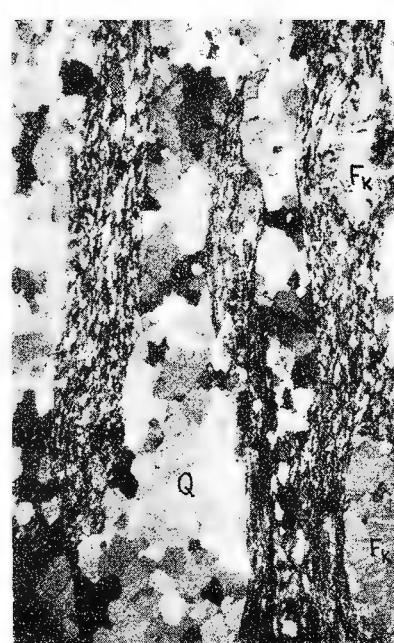
1a



1b



1c



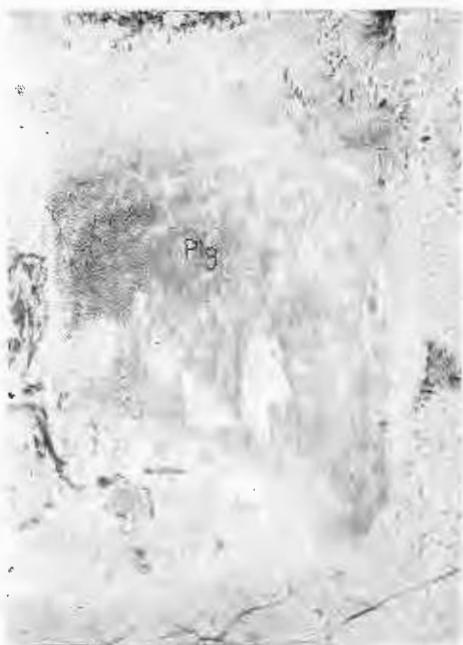
2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1

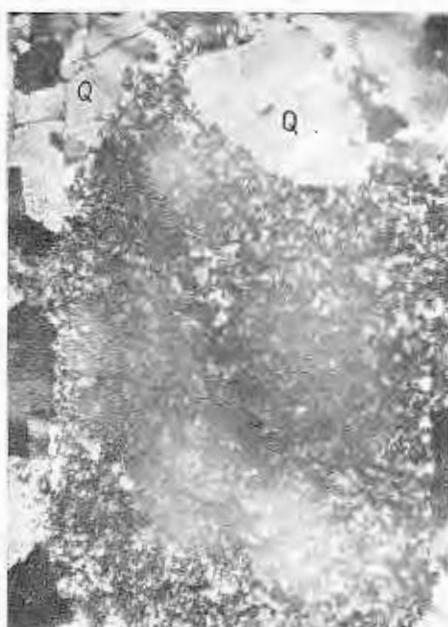


Institutul Geologic al României

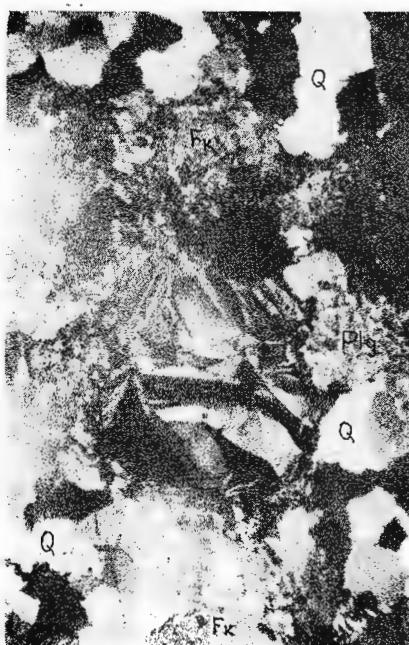
I. GHEUCA, I. DINICĂ. Asupra genezei granitului de Albești. Pl. III.



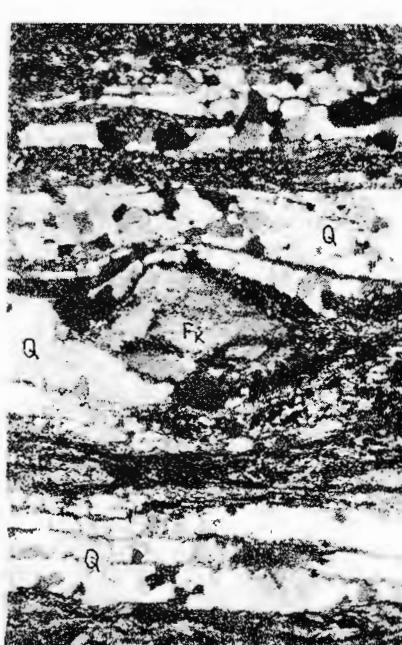
1a



1b



2



3

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



Institutul Geologic al României

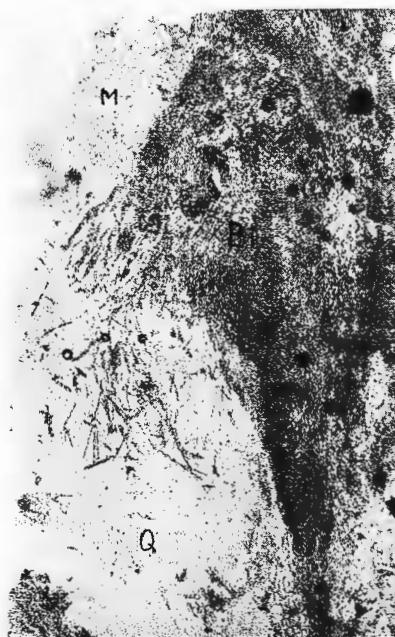
I. GHEUCA, I. DINICĂ. Asupra genezei granitului de Albești. Pl. IV.



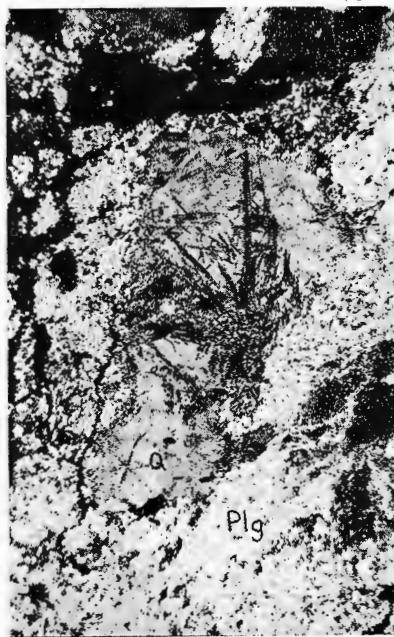
1



2



3

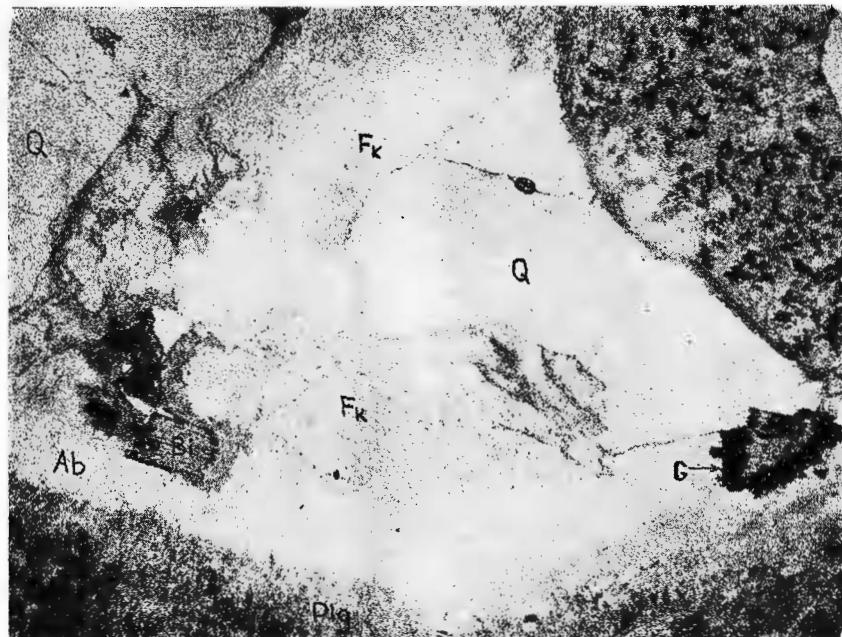


4

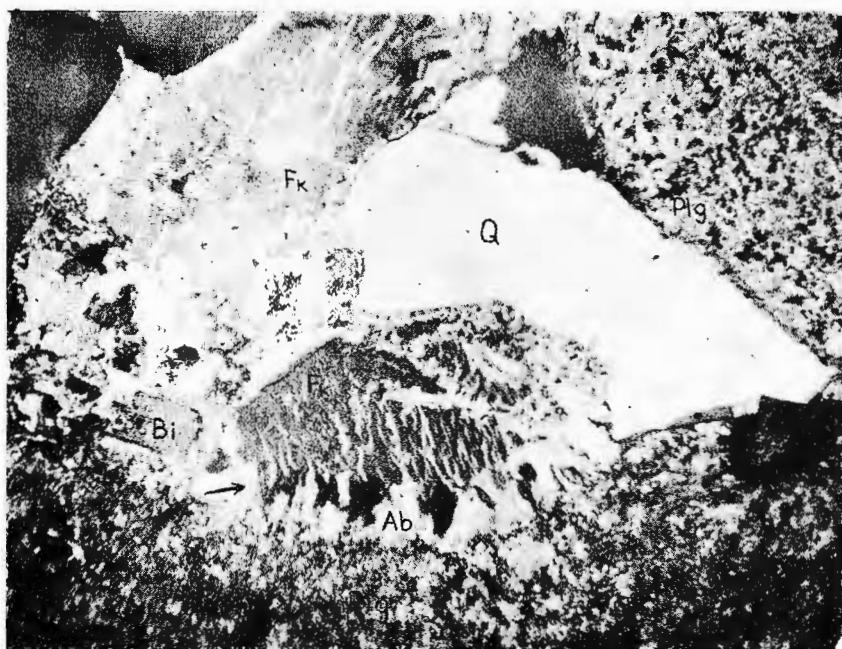
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



Institutul Geologic al României



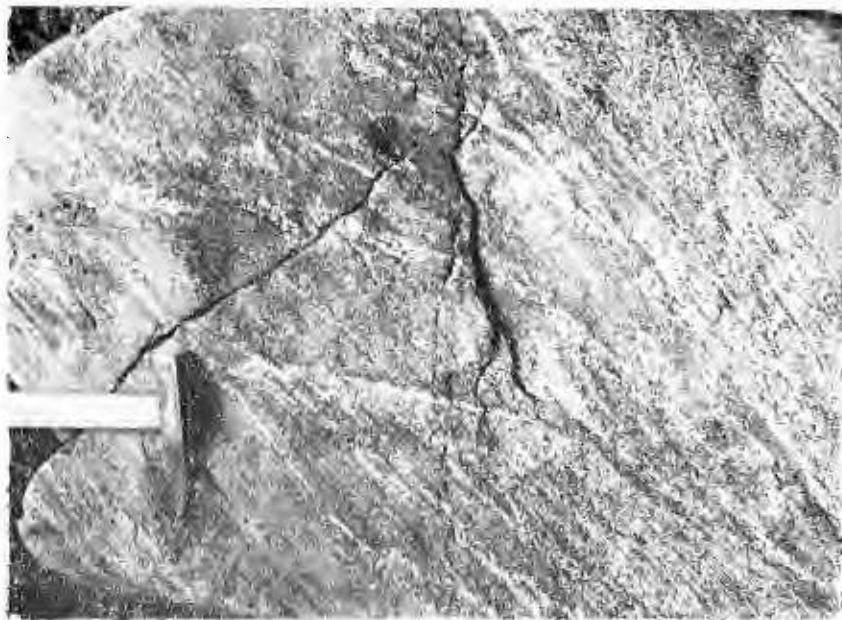
1a



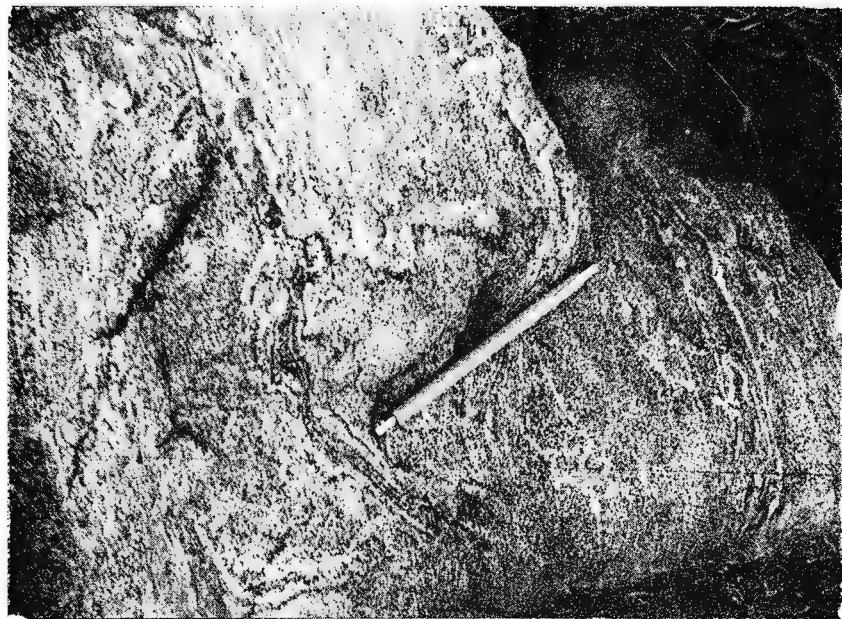
1b

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1

SAVU et al. Amfibolitele și rocile ultrabajice din seria de Măru. Pl. II.



1



2

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

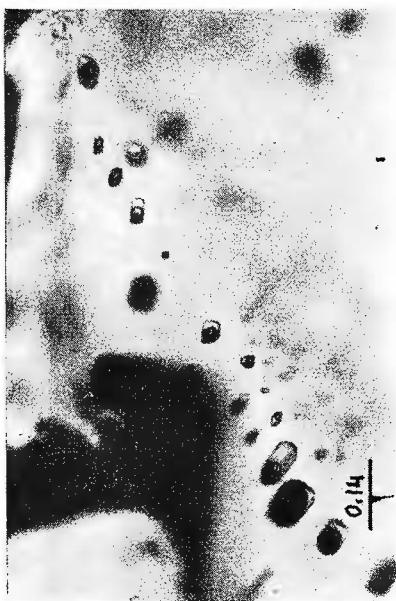
Z. MARIAŞ. Considerații geotermometrice asupra mineralizatiei Racos (Cavnic). Pl. I.



1



2



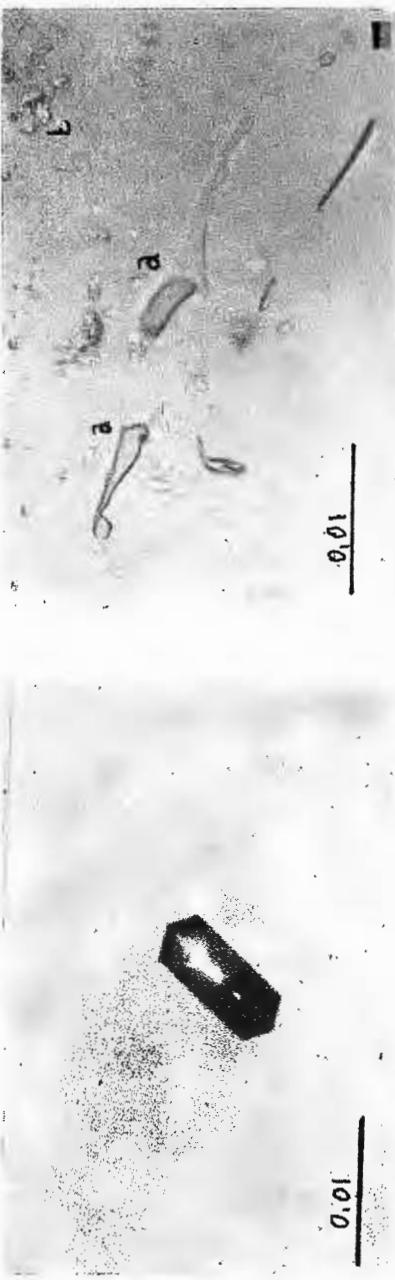
3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1

Z. MARIAS. Considerații geotermometrice asupra mineralizației Racoș (Cavnic). Pl. II.



1

2



3

4



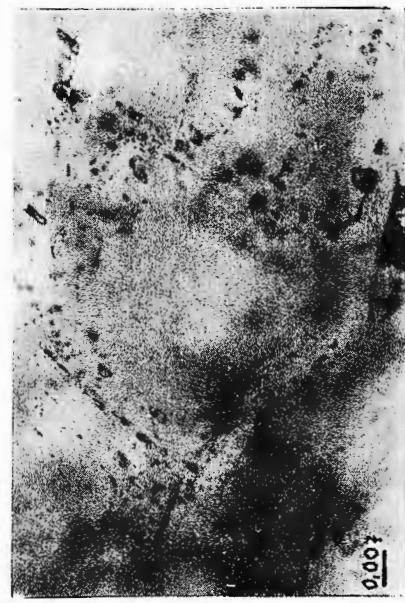
Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



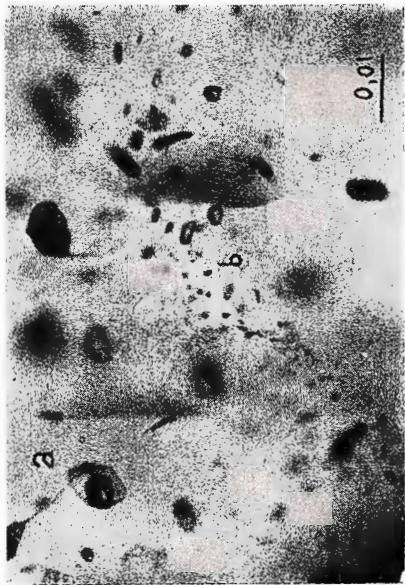
Institutul Geologic al României

Z. MARIAS. Considerații geotermometrice asupra mineralizației Racoș (Cavnic).

Pl. III.



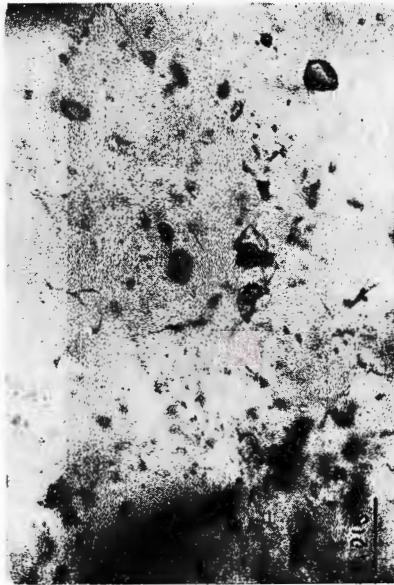
1



2



3



4

Institutul de geologie și geofizică. Dări de seamă ale ședințelor, vol. LXVIII/1



Institutul Geologic al României

Comptes rendus des séances (Dari de seama 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

MINISTÈRE DE LA GÉOLOGIE
INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVIII
1981

1. MINÉRALOGIE - PÉTROLOGIE - GÉOCHIMIE



Institutul Geologic al României