INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ ALE ȘEDINȚELOR

VOL. LXVII

1979 - 1980

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

BUCUREȘTI

1982

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

DĂRI DE SEAMĂ

ALE

ŞEDINŢELOR

VOL. LXVII
(1979 — 1980)

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

BUCUREŞTI
1982

CONTENU

PÉTROLOGIE DES ROCHES MAGMATIQUES

PÉTROLOGIE DES ROCHES MÉTAMORPHIQUES

PÉTROLOGIE DES ROCHES SÉDIMENTAIRES

GÉOCHIMIE

CUPRINS

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

PETROLOGIA ROCILOR SEDIMENTARE

GEOCHIMIE

Redactor responsabil : M. BORCOŞ
Tehnoredactor : P. CUCIUREANU
Traducător : RUXANDRA NEGREA
Ilustrația : V. NIȚU

Dat la cules : feb. 1982. Bun de tipar : iunie 1982. Tiraj : 700 ex. Hîrtie scris I A. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 15,5. Comanda 553. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058).

Întreprinderea poligrafică „Informația"
Str. Brezoianu nr. 23—25
București — România

SUMARUL ŞEDINŢELOR

Şedinţa din 16 noiembrie 1979
(şedinţă festivă cu prilejul Congresului al XII-lea al P.C.R.)

Prezidează: I. Bercia.

— Visarion M. — Realizări semnificative ale activităţii de cercetare geologică şi geofizică în cincinalul revoluţiei tehnico-ştiinţifice (Nu se publică).

— Savu H. — Geneza ofiolitelor din România şi a iniţialitelor calco-alcaline şi alcaline asociate lor, cu observaţii asupra metalogenezei (Tradusă în lb. engleză) (Anuar LVI).

— Udubaşa G., Istrate G., Vălureanu M. — Metalogeneza regiunii Coranda-Hondol (Munţii Metaliferi) (D.S. LXVII/2).

— Butucescu Doina, Niţulescu I., Georgescu Evdochia — Cercetări tehnologice privind posibilităţile de introducere în circuitul economic al hornblenditelor de la Ditrău, ca sursă de fosfaţi şi fier (Nu se publică).

— Soare A. — Posibilităţi ale aplicării metodelor de inducţie electromagnetică la descifrarea structurilor geologice (Nu se publică).

— Stanchievici B., Constantinescu P., Piscupescu G., Ibadof N. — Contribuţii ale metodei seismice în cunoaşterea reliefului fundamentului cristalin al depresiunii Lăpugiului şi culoarului Mureşului (St. tehn. econ. D 14).

Şedinţa din 11 februarie 1980

Prezidează: D. Patrulius.

— Patrulius D. — Biostratigrafie, litostratigrafie, cronostratigrafie (Se va publica în broşură separată).

— Motaş I. C., Marinescu Fl. — Scara cronostratigrafică a Neogenului. Istoria evoluţiei corelărilor (Se va publica în broşură separată).

— Marinescu Fl. — Comentariu asupra Congresului VII R.C.M.N.S. Atena, 1979 (Se va publica în broşură separată).

— Popescu Gh. — Corelarea scării stratigrafice a Paratethysului cu scara globală a Tethysului (Se va publica în broşură separată).

Şedinţa din 12 februarie 1980

Prezidează: Fl. Marinescu.

— Rusu A. — Limita Oligocen-Miocen (Se va publica în broşură separată).

— Motaş I. C., Marinescu Fl. — Limita Miocen-Pliocen (Se va publica în broşură separată).

— Andreescu I. — Limita Pliocen-Pleistocen (Se va publica în broşură separată).

Şedinţa din 29 februarie 1980

Prezidează: M. Săndulescu.

— Savu H., Udrescu Constanţa, Neacşu Vasilica — Consideraţii asupra petrologiei şi metalogenezei iniţialitelor alpine din regiunea Vălişoara-Dumeşti (Munţii Metaliferi), cu observaţii asupra fundamentului prealpin (Tradusă în lb. engleză) (p. 47).

— Dragastan O., Diaconu M., Popa Elena, Damian R. — Biostratigrafia formaţiunilor triasice din estul Pădurii Craiului (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/4).

— Rimer D., Pomârleanu V., Movileanu Aurelia — Reprezentarea ternară şi cuaternară a compoziţiei chimice a biotitelor: implicaţii în petrogeneză (p. 237).

Şedinţa din 7 martie 1980

Prezidează: M. Săndulescu.

— Savu H., Udrescu Constanţa, Călinescu Erna — Petrologia şi geochimia rocilor ultrabazice şi bazice metamorfozate, dalslandiene, din unitatea getică (munţii Lotrului) (Tradusă în lb. engleză) (p. 175).

— Alexandrescu Gr. — Asupra unei asociaţii de amoniţi vraconieni de la Negrileasa-Ostra (Carpaţii Orientali) (D.S. LXVII/3).

— Bucur I. C., Strutinschi C. — Prezenţa microfaciesului cu Pithonella ovalis (Kaufmann) în Cretacicul superior din bazinul Rusca Montană (Carpaţii Meridionali) (D.S. LXVII/4).

— Moisescu V., Popescu Gh. — Biocronologia Chattian-Badenianului din România pe baza moluştelor (Tradusă în lb. engleză) (Anuar LVI).

Şedinţa din 15 aprilie 1980
(şedinţa Grupului de lucru pentru Precambrian)

— Kräutner H. G. — Precambrianul din Bulgaria (Informare asupra deplasărilor pe teren din anii 1978—1979) (Nu se publică).

Ședința din 18 aprilie 1980

Prezidează: H. Savu.

— Dicea O., Ionescu N. — Studiul condițiilor de sedimentare din unele zone de interes pentru hidrocarburi din R.S.R. prin analiza și interpretarea rezultatelor prospecțiunii seismice (St. tehn. econ. D 14).

— Savu H., Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica — Structura și geneza complexelor de diabaze din zona Luncavița-Isaccea-Mînăstirea Cocoș (Dobrogea de Nord) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/5).

— Codarcea Venera, Alexandrescu Gr. — Caracterele mineralogice ale gresiei de Moldovița (Carpații Orientali) (p. 197).

— Moisescu V. — Considerații asupra nanogasteropodelor oligocene din depresiunea Transilvaniei (regiunea Cluj-Zimbor) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVII/3).

Ședința din 22 aprilie 1980
(ședința Grupului de lucru pentru Precambrian)

— Kräutner H. G.—Terminologia litostratigrafică pentru terenurile metamorfice din țară (Nu se publică la IGG).

— Kräutner H. G. — Posibilități de corelare a Precambrianului din Carpați (Tradusă în lb. engleză) (Anuar LVII).

Ședința din 25 aprilie 1980

Prezidează: Fl. Marinescu.

— Bombiță Gh. — Notă asupra celor mai vechi nummuliți din România (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVII/3).

— Stancu Josefina, Baltres A., Cioflica Gianina, Gheța N., Moisescu V., Papaianopol I., Popescu Gh., Popescu D. — Contribuții la studiul petrografic și paleontologic al depresiunii Hațeg pe baza unor foraje (D.S. LXVII/4).

— Drăghici C. N. — Brecia vulcanică din valea Brebinei (podișul Mehedinți) (p. 25).

— Corduneanu I. — Cîteva date privind conglomeratele de Săcel (județul Gorj) (D.S. LXVII/4).

— Lupu Denisa — Redenumirea taxonului „Orestia" Lupu 1972 (D. S. LXVII/3).

— Gheța N. — O nouă specie de nannoplancton calcaros a genului Helicosphaera Kemptner (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/3).

Ședința din 9 mai 1980

Prezidează: Jeana Ionescu.

— Savu H., Hann H. — Formațiunile paleozoice metamorfozate de la vest de Muntele Mic (Banat) (D.S. LXVII/5).

— Savu H., Manea Al. Z. — Studii petrogenetice asupra rocilor ofiolitice din regiunea Laleșinț-Bata (zona Mureș) (Tradusă în lb. engleză) (p. 69).

— Peltz S., Stanciu Constantina, Balla Z., Gheorghiu A., Nițulescu I., Pomârleanu V., Udrescu Constanța, Anastase Ș. — Date noi privind mineralizația hidrotermală de la Stînceni (munții Călimani de Sud) (D.S. LXVII/2).

— Savu H., Berbeleac I., Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica — Complexul bazalt-spilitic (ofiolitic) de la Pătîrș (zona Mureș) și mineralizațiile de sulfuri asociate (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/2).

Ședința din 16 mai 1980

Prezidează: M. Săndulescu.

— Frîncu-Avramescu Doina — Contribuții la cunoașterea geologiei și a acumulărilor de talc din regiunea Drăgoiasa (Carpații Orientali) (D.S. LXVII/2).

— Balintoni I., Gheuca I. — Structura și litostratigrafia sectorului vestic al cristalinului Bistriței între Dorna Arini și Drăgoiasa (Carpații Orientali) (D.S. LXVII/5).

— Balintoni I., Gheuca I. — Comentariu la harta unităților tectonice constitutive ale zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali, în regiunea dintre valea Putnei și muntele Budac (D.S. LXVII/5).

— Balintoni I. — Structura părții de NV a muntelui Budac și a versantului drept al rîului Negrișoara, aval de confluența cu pîrîul Dîrmoxa (D.S. LXVII/5).

— Iancu Viorica, Hârtopanu I. — Relații între formațiuni metamorfice policiclice din podișul Mehedinți (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVII/5).

Ședința din 20 mai 1980

Prezidează: Fl. Marinescu.

— Alexandrescu Gr., Ion Jana — Date paleontologice noi asupra șisturilor negre din pînza de Audia (Carpații Orientali) (D.S. LXVII/3).

— Antonescu Em., Alexandrescu Gr., Micu M. — Dinoflagellate în partea inferioară a șisturilor negre din Carpații Orientali (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/4).

— Papaianopol I. — Asupra stratelor cu Dosinia din zona cutelor diapire externe din Muntenia (sectorul dintre valea Cricovul Sărat și valea Nișcovului) (D.S. LXVII/4).

— Popescu Gh. — Notă asupra foraminiferelor Sphaerogypsina Galloway (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/3).

— Moisescu V. — Contribuții la cunoașterea faunei de moluște oligocene din calcarul de apă dulce de la Merișor (bazinul Hațeg) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVII/3).

— Moisescu V. — Cîteva specii de moluşte terestre din Miocenul de la Haţeg (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVII/3).

— Alexandrescu Gr., Brustur T. — Asupra unor structuri biogene (trace fossils) din flişul Carpaţilor Orientali (partea a II-a) (D.S. LXVII/3).

Şedinţa din 23 mai 1980

Prezidează: Fl. Marinescu.

— Mirăuţă Elena — Biostratigrafia depozitelor triasice din zona dealul Sarica-Somova cu privire specială asupra vîrstei erupţiilor (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/4).

— Dumitrică P. — Oertlisponginae triasice (Radiolaria) din Carpaţii Orientali şi Alpii Meridionali (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/3).

— Dumitrică P. — Foremanellinidae, o nouă familie de radiolari triasici (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/3).

— Ştefănescu M. — Natura algală a unor roci calcaroase intercalate în molasa Doftana (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/4).

— Ţicleanu N., Artin Luciana — Date noi privind flora Sarmaţianului de la Deva-Tîmpa (D.S. LXVII/3).

— Huică I., Lubenescu Victoria — Observaţii biostratigrafice în depozitele sarmato-meoţiene din podişul central moldovenesc (D.S. LXVII/4).

Şedinţa din 27 mai 1980

Prezidează: H. Savu.

— Berbeleac I., Lazăr C., Florescu Ruxandra, Cîmpeanu Nadia, Cîmpeanu Şt., Constantiniuc E., Covrig L., Itu V. — Ocurenţe polimetalice laramice din regiunea Bucea-Cornițel (munţii Plopiş) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/2).

— Ştefan A., Istrate G., Udrescu Constanţa — Studiul petrologic al banatitelor din regiunea Măgureaua Vaţei-valea Birtinului (Apusenii de Sud (p. 145).

— Săndulescu M., Neagu Th., Antonescu Em. — Contribuţii la cunoaşterea klippelor de tip pienin din regiunea Poiana Botizei (Maramureş) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVII/4).

— Stănoiu I. — Prezenţa fosilelor mezozoice şi cărbunilor (metaantracit) din şisturile cristaline ale „Grupului Tulişa" de pe flancul nordic al munţilor Vîlcan şi Parîng (D.S. LXVII/3).

— Panin Ştefana, Bleahu M., Tomescu Camelia, Mirăuţă Elena, Ştefănescu M. — Structura platoului Vaşcău (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/5).

— Bordea S., Bordea Josefina — Date noi privind geologia sectorului Valea Mică-Cib (Munţii Metaliferi) (D.S. LXVII/5).

— Stănoiu I. — Notă preliminară asupra prezenţei unei asociaţii macrofloristice în formaţiunea cristalină de Tusu (autohtonul danubian) (D.S. LXVII/3).

Şedinţa din 28 mai 1980

Prezidează: F l. M a r i n e s c u.

— B l e a h u M., M o r a r i u D., V a n g h e l e I. — Notă asupra metamorfismului rocilor permiene din pînza de Moma (munţii Codru-Moma) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/5).

— M o r a r i u D., M o r a r i u A l e x a n d r i n a — Un nou model structural al regiunii Ţarcu-Rîul Mare (masivele Ţarcu, Pietrosu, Godeanu) (Tradusă în lb. engleză) (D.S. LXVII/5).

— S t ă n o i u I. — Orizontarea formaţiunii neocretacice de tip olistostromă din partea de NE a podişului Mehedinţi (D.S. LXVII/5).

— G i v u l e s c u R. — Un rest de Mahonia din Pleistocenul inferior de la Sanoviţa-Lucăreţ (Banat) (D.S. LXVII/3).

— G i v u l e s c u R. — Completare la cunoaşterea florei fosile de la Chiuzbaia (punctul „F") (Tradusă în lb. germană) (D.S. LXVII/3).

— S z a s z L. — Subdiviziunile şi corelarea Cenomanianului din România pe baza faunei de amoniţi (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVII/4).

— S t ă n o i u I. — Prezenţa calcisphaerulidaelor (incertae sedis) în rocile Cretacicului superior din regiunea cuprinsă între văile Motru şi Coşuştea (autohtonul danubian) (D.S. LXVII/3).

— M o r a r i u D. — Anticlinalul Rof sau antiformul Rof? Discuţii asupra caracterului structurii Rof (autohtonul danubian) (Tradusă în lb. franceză) (D.S. LXVII/5).

Şedinţa din 30 mai 1980

Prezidează: J e a n a I o n e s c u.

— B e r z a T., B o r c o ş M., I a n c R o s e t t e, B r a t o s i n I r i n a — Succesiunea intruziunilor neogene din regiunea Toroiaga-Ţiganul (munţii Maramureşului) (Tradusă în lb. franceză) (p. 11).

— B o r c o ş M., A n d ă r P., A n d ă r A n c a, B e r z a T. — Geochimia mineralizaţiilor polimetalice din cîmpul minier Toroiaga (Baia Borşa — munţii Maramureşului) (D.S. LXVII/2).

— P e l t z S., P e l t z M a r g a r e t a, B o t á r N. — Observaţii litogeochimice şi implicaţii metalogenetice în aria vulcanică Găineasa (craterul Seaca-Tătarca — munţii Gurghiu) (D.S. LXVII/2).

— P e l t z S., T ă n ă s e s c u A n c a, V â j d e a E l e o n o r a — Distribuţia U, Th, K în structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu (munţii Călimani de Sud) (p. 215).

— S t a n c i u C o n s t a n t i n a — Structura eruptivă de la Mădăraşul Mare, din partea centrală a munţilor Harghita (p. 127).

— S e g h e d i I. — Contribuţii la studiul petrologic al calderei Călimani (p. 87).

— N i ţ o i E u g e n i a — Notă asupra depozitelor vulcano-sedimentare din partea de N a munţilor Călimani, zona Neagra Şarului-Gura Haitii (judeţul Suceava) (p. 35).

— V o d ă A l., V o d ă D o i n a — Mineralele singenetice de baritină de la Holdiţa-Broşteni (Carpaţii Orientali) (D.S. LXVII/2).

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979 – 1980). Pag. 11–24

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

LA SUCCESSION DES INTRUSIONS NÉOGÈNES DE LA RÉGION TOROIAGA-ŢIGANUL (MONTS MARAMUREŞ)[1]

PAR

TUDOR BERZA[2], MIRCEA BORCOŞ[2], ROSETTE IANC[2], IRINA BRATOSIN[2]

Subvolcanic magmatism. Neogene. Petrochemistry. Magmatic differentiation. Quartz-dioritic magma. Postmagmatic transformations. Magmatism and associated metallogenesis. K/Ar method. East Carpathians. Toroiaga-Ţiganul.

Abstract

The Sequence of Neogene Intrusions in the Toroiaga-Ţiganul Region (Maramureş Mountains). Within the Neogene subvolcanic magmatites of the Toroiaga-Ţiganul region, five petrotypes have been distinguished, whose mutual relationships point to five intrusion stages in which different andesites, quartz andesites and quartz diorites were emplaced. Their geochemical characteristics favour the interpretation according to which they result from the incipient differentation of a quartz-dioritic magma. The 6 m.y. K^{40}/Ar^{40} isochrone assigns the Neogene subvolcanic magmatism from this East Carpathian sector to the Upper Pontian.

1. Introduction

La pétrologie des intrusions sous-volcaniques du sud-est des Monts Maramureş, isolées à l'extérieur de la chaîne éruptive néogène des Carpates Orientales a été étudiée seulement sur certains périmètres. Jusqu'à présent, on n'a pas réalisé l'image unitaire de l'ensemble des dykes traversant les schistes cristallins et les dépôts crétacés et paléogènes entre les rivières Cisla et Vaser, dans les monts Piciorul Caprei, Toroiaga et Ţiganul.

[1] Reçue le 10 Mai 1980, acceptée le 14 Mai 1980, communiquée à la séance du 30 Mai 1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

La première carte géologique qui indique les roches éruptives néogènes de la zone Toroiaga a été publiée en 1886 par H. Zapalowicz (Szöke, 1962 a). Socolescu (1952, 1954 [3], 1958) est le premier chercheur qui a marqué sur la carte 1 : 20.000 les occurrences de l'éruptif néogène entre la crête Toroiaga et la rivière Cisla, tandis que Dimitrescu (1954, 1955, 1959) a investigué la région comprise entre le ruisseau Novăț — la crête Toroiaga — le mont Gîlu — la rivière Cisla à l'échelle 1 : 10.000 et Borcoș (1954) [4] a dressé la carte à l'échelle 1 : 5.000 de la crête Piciorul Țiganului. Szöke (1960, 1962 a, b, 1965, 1966) a investigué la région située entre le ruisseau Novăț et le ruisseau Miraj au nord, le ruisseau Arinieș à l'est, la rivière Cisla au sud et les dépôts sédimentaires à l'ouest, tandis que Steclaci (1962) a fait une étude détaillée de la minéralisation des filons principaux du champ minier Toroiaga. Dans une étude géothérmométrique de la minéralisation du massif sous-volcanique Toroiaga-Țiganul, Borcoș (1967) a dressé la carte à l'échelle 1 : 50.000 de la région située entre la rivière Cisla et le ruisseau Novicior. Au cadre des travaux de prospections et explorations, les cartes détaillées de certains périmètres et travaux miniers contenant des intrusions néogènes ont été dressées par P. Ciornei entre 1954 et 1970 [5], des équipes du TPDMN (1961—1965) [6], ISEM (1969)[7], IPEG Maramureșul (1970—1980)[8], IM Baia Borșa (1970)[9] et de l'IGPSMS (1975, 1978) [10]. Gandrabura et Petreuș (1978) ont apporté des données nouvelles sur la pétrochimie des magmatites néogènes de la crête Toroiaga et Piciorul Caprei par l'intermédiaire de 13 analyses chimiques, tandis que Gridan et al. (1979) ont investigué la région située entre la rivière Vaser et Piciorul Gradului, insistant sur les aspects microtectoniques et métallogénétiques.

En ce qui concerne les interprétations de nombreuses données offertes par les auteurs mentionnés ci-dessus, on remarque deux tendances. Ainsi, Socolescu (1954) [11] signale une évolution polyphasée du magmatisme néogène de la région, qui semble débuter par la phase des andésites massives et diorites, continuer par la phase des andésites dacitiques et des dacites et s'achever par la phase des andésites foncées à hornblende et pyroxène ; on considère que durant la première phase, le passage des andésites aux diorites est graduel. En opposition à cette interprétation-là, Dimitrescu (1954, 1955, 1959) et Szöke (1962 a, 1965, 1966) mentionnent la présence d'une unique intrusion sous-volcanique à l'intérieur de

[3] Arch. IGPSMS, București.

[4] Arch. IGG, București.

[5] Arch. IGPSMS, București.

[6] Arch. Min. Geol. București.

[7] Arch. IFLGS, București.

[8] Arch. IPEG Maramureșul, Baia Mare.

[9] Arch. IM Baia Borșa, Baia Mare.

[10] Arch. IGPSMS, București.

[11] *Op. cit.* point 3.

laquelle les différentiations locales ont généré les différents types pétrographiques de la région, leur interprétation étant adoptée par les géologues qui ont investigué ultérieurement la zone Toroiaga-Țiganul.

2. La nature et la distribution des intrusions néogènes entre les rivières Cisla et Vaser

A la suite des recherches faites [12] sur les magmatites néogènes situées entre les rivières Cisla et Vaser, nous avons abouti à la même interprétation polyphasée que Socolescu, en identifiant cependant cinq pétrotypes [13], dont les relations réciproques justifient les cinq phases d'intrusion déduites. Suivant l'ordre d'intrusion, on remarque les andésites quartzifères de Novicior, les andésites de Toroiaga, les diorites quartzifères porphyriques de Secu-Novăț, les andésites quartzifères de Vertic et les andésites de Piciorul Caprei. Au sud-ouest du mont Toroiaga, les dépôts paléogènes sont traversés par des andésites à hypersthène, augite et hornblende brune, représentant un type différent — l'andésite pyroxénique d'Arșița.

Les andésites quartzifères à biotite et hornblende de Novicior (première phase), qu'on peut aisément reconnaître sur le terrain grâce aux grands phénocristaux de plagioclase, se trouvent surtout au nord de l'aire des intrusions néogènes (les bassins des ruisseaux Miraj, Mihoaia, Novicior) où elles traversent les schistes cristallins ayant la forme d'un corps généralement circulaire, au diamètre de presque 4 km, et conservant beaucoup de restes du toit des métamorphites (pl.). En partant du bassin du ruisseau Novăț vers le sud, les andésites quartzifères de Novicior constituent une suite de dykes orientés NW—SE, qu'on peut suivre jusqu'au bassin du ruisseau Hriț.

Si du point de vue macroscopique les andésites quartzifères de Novicior sont très uniformes, l'on constate au microscope la variation du taux des phénocristaux de quartz, jusqu'à 5% de la roche, et souvent même leur absence. Les rapports et les dimensions les plus courantes des éléments composants de ces andésites quartzifères (ainsi que ceux des autres pétrotypes) sont représentés dans le tableau 1; les limites et la moyenne des contenus en principaux oxides et éléments en trace sont représentées dans le tableau 2.

Les andésites à hornblende et biotite de Toroiaga (seconde phase) affleurent dans un corps principal, de type dyke, orienté NW—SE, long de 7 km et large de 2 km tout au plus, et comme nombreux dykes longs de quelques centaines de mètres et épais de quelques dizaines ou seulement

[12] Arch. IGG, București.

[13] Ayant en vue les caractères macroscopiques, microscopiques (450 sections minces) ou chimiques (70 analyses chimiques et 95 analyses spectrales). Les critères utilisés sont : la nature et le poids de différents phénocristaux, la grandeur des phénocristaux, le rapport phénocristaux/pâte, la structure de la pâte et le taux de SiO_2.

TABLEAU 1

Les caractéristiques minéralogiques et les structures des magmatites néogènes qui affleurent entre les rivières Cisla et Vaser

Phase	Type pétrographique	Phénocristaux						Pâte		
		Plagioclase	Pyroxène	Hornblende	Biotite	Quartz	Apatite	Taux	Grain	Structure
I-ère	Andésites quartzifères de Novicior	30–40 % 3–7mm	—	2–5 % 0,5–3 mm	5–10 % 0,3–3 mm	0–5 % 1 mm	<1 % 0,1–0,7 mm	40–50 %	<0,1 mm	Microcristalline Cryptocristalline
II-e	Andésites de Toroiaga	50–60 % 1–2mm	0–3 % 1 mm	5–15 % 0,5–5 mm	5–10 % 0,3–1 mm	0–3 %	—	20–40 %	<0,1 mm	Microcristalline Cryptocristalline Microlitique
III-e	Diorites quartzifères porphyriques de Secu-Novăț porphyres quartzdioritiques	50–60 % 2–3 mm „	0–10 % 1 mm „	5–15 % 1–7 mm „	5–10 % 1–2 mm „	0–3 % 1 mm „	—	20–30 % „	0,1–0,3 mm 0,1 mm	Microgranulaire Granophyrique Graphique Microcristalline
IV-e	Andésites quartzifères de Vertic	30–40 % 1–3mm	—	2–5 % 0,5–3 mm	5–10 % 0,3–3 mm	1–5 % 1 mm	<1 % 0,1–0,3 mm	40–50 %	<0,1 mm	Microcristalline Cryptocristalline
V-e	Andésites de Piciorul Caprei	10–40 % 1–2mm	0–5 % 0,3–1 mm	5–15 % 0,5–8 mm	0–10 % 1 mm	0–5 % 1 mm	—	50–80 %	<0,1 mm	Cryptocristalline Microlitique Pylotaxitique

TABLEAU 2

Les caractéristiques géochimiques des magmatites néogènes qui affleurent entre les rivières Cisla et Vaser

Phase / %, ppm	I Andésites quartzifères de Novicior 7 analyses			II Andésites de Toroiaga 12 analyses			III Diorites de Secu-Novăţ 16 analyses			IV Andésites quartzifères de Vertic 10 analyses			V Andésites de Piciorul Caprei 7 analyses		
	Minimum	Moyenne	Maximum	Minimum	Moyenne	Maximum	Minimum	Moyenne	Maximum	Minimum	Moyenne	Maximum	Minimum	Moyenne	Maximum
SiO_2	59,12	60,80	63,60	56,35	58,38	59,80	57,11	59,90	61,60	60,20	61,85	63,60	53,20	55,55	57,25
Al_2O_3	15,50	16,06	16,47	15,47	16,20	17,09	15,92	16,73	17,42	15,82	16,44	17,12	14,64	15,60	16,67
Fe_2O_3	1,24	2,34	3,47	1,98	2,47	3,48	1,62	2,46	3,70	1,77	2,65	3,72	1,61	2,54	4,04
FeO	1,66	2,26	3,00	2,74	3,45	4,15	2,40	3,46	4,68	1,84	2,47	3,51	3,05	4,09	5,07
MnO	0,03	0,09	0,16	0,10	0,12	0,17	0,07	0,10	0,13	0,07	0,11	0,21	0,12	0,13	0,15
MgO	1,55	2,35	2,82	2,60	3,02	4,57	2,62	3,03	3,54	1,70	2,30	2,65	3,49	4,75	5,89
CaO	3,93	4,50	4,94	3,00	5,15	6,34	4,89	5,75	7,96	2,23	3,62	5,08	5,53	6,50	7,50
Na_2O	3,35	3,94	4,49	3,07	3,52	3,93	2,67	3,46	3,93	2,70	3,48	4,01	2,20	3,06	3,70
K_2O	2,54	3,26	4,64	1,80	3,21	4,30	1,55	2,57	3,56	2,97	3,51	3,84	1,52	2,53	3,28
TiO_2	0,60	0,66	0,74	0,69	0,79	0,90	0,66	0,81	0,94	0,60	0,77	1,02	0,72	0,80	0,95
P_2O_5	0,11	0,21	0,28	0,19	0,27	0,51	0,16	0,23	0,30	0,13	0,21	0,27	0,16	0,26	0,31
Pb	20	31	45	12	39	78 [1]	9,5	19	41	9	32	55	9	23	68
Cu	7	30	70 [1]	4	30	65	10	27	67 [1]	4,5	23	65	16	22	50 [1]
Zn	40	60	100	65	66	150 [1]	30	66	105	30	74	84 [1]	53	74	120
Sn	<2		7	<2		6,5	<2		7	<2		4	<2		8
Ga	18	22	27	15	20	27	17	22	29	12	19	24	15	19	24
Ni	6	12	23	6,5	10	19	7	11	14	5	11	19	8,5	33	100
Co	8	18	34	9	13	17	8	16,5	27	7,5	12	17	13	18	29
Cr	13	25	36	12	44	150	8	32	75	10	22	44	13	166	365
V	80	105	190	75	93	125	80	126	185	55	90	120	95	124	170
Sc	12	14	17	11	14	23	13	17	20	9,5	14	18	14	19	25
Yb	1,6	2,2	2,6	1,7	2,2	2,8	1,8	2,3	2,9	1,5	2,0	2,5	1,8	2,2	3,1
Y	20	25	42	18	23	29	21	26	30	17	22	29	16	24	28
La	<30		110	<30		42	<30		55	<30		45	<30		38
Zr	155	196	240	180	207	250	185	238	270	155	201	245	90	207	290
Sr	300	497	750	350	448	720	310	387	520	310	370	580	220	371	570
Ba	550	950	1250	670	868	1300	250	650	1150	650	968	1300	235	668	900

[1] A l'exception des valeurs anomalement élevées dues aux circulations hydrothermales.

de quelques mètres, générant une couronne d'apophyses satellites qui s'insinuent dans les schistes cristallins, les dépôts sédimentaires ou les andésites quartzifères de Novicior. Le dyke principal représente l'ossature de l'aire d'affleurement des magmatites néogènes situées entre les rivières Cisla et Vaser et se transforme en faisceaux d'apophyses de quelques kilomètres en longueur, tant vers le nord, dans les andésites quartzifères de Novicior, que vers le sud, dans les schistes cristallins du versant droit de la Cisla.

Les andésites de Toroiaga diffèrent des andésites quartzifères de Novicior par leurs phénocristaux plus fins et plus abondants par rapport à la pâte et par une plus grande quantité de hornblende et une moindre quantité de biotite. Quelquefois, aux phénocristaux de plagioclase, hornblende et biotite s'associent des phénocristaux de pyroxène et/ou quartz (tab. 1). Chimiquement, ils sont riches en K_2O (high K andesite — T a y l o r, 1969), ayant toutefois un caractère plus basique que les andésites quartzifères de Novicior.

Le contraste entre l'aspect et la composition des andésites de Toroiaga et l'aspect et la composition des andésites quartzifères de Novicior, aussi que leurs relations sur le terrain, où l'on a identifié des contacts directs entre ces deux types (le ruisseau Miraj), excluent leur interprétation en tant que différenciés au niveau d'érosion actuel, dans une intrusion unique[14]. En ce qui concerne l'ordre de succession de ces deux intrusions, on n'a pas de preuves incontestables pour démontrer que les andésites de Toroiaga sont plus récentes, mais la relation qu'on peut observer dans l'affleurement du ruisseau Miraj, où l'andésite quartzifère de Novicior est très fissurée près du contact (les deux roches étant intensément propilitisées) tandis que l'andésite de Toroiaga n'est pas fissurée, suggère l'intrusion ultérieure de l'andésite de Toroiaga. D'autre part, les diorites de Novăţ influencent visiblement au contact les andésites quartzifères de Novicior, étant ainsi plus récentes. La succession des intrusions d'andésites de Toroiaga et de diorites de Secu-Novăţ paraît rapide (selon S o c o l e s c u elles appartiendraient à la même phase), il est peu probable que les andésites quartzifères de Novicior soient emplacées pendant cet intervalle, étant donc plus récentes que les andésites de Toroiaga et plus anciennes que les diorites de Novăţ.

Dans les bassins des ruisseaux Novăţ et Secu, affleurent les diorites quartzifères porphyriques à hornblende et biotite ± pyroxène (troisième phase), considérées jusqu'à présent en tant que faciès central et de profondeur des andésites de Toroiaga, à cause de la ressemblance minéralogique et chimique des deux pétrotypes discutés (tab. 1 et 2). En effet, en suivant sur le terrain les magmatites néogènes du sud-est des Monts Mara-

[14] Quoique G r i d a n et al. (1979) se ralient à l'idée du „corps sous-volcaniqueToroiaga-Ţiganul", leur carte et leurs sections géologiques démontrent des relations d'intrusion réciproque entre les „andésites à biotite + phénocristaux de feldspath" (andésites quartzifères de Novicior) et les „andésites à hornblende et biotite" (andésites de Toroiaga), mais sans qu'on précise lesquelles sont les plus récentes.

mureș, la limite andésite de Toroiaga-diorite de Secu ou Novăț est la plus difficile à suivre. A l'exception des zones où les altérations hydrothermales excessives effacent complètement cette limite, on peut tout de même la reconnaître grâce à un faible contraste de couleur, généré par la granulation différente de la masse fondamentale des deux roches et par la variation du rapport phénocristaux/masse fondamentale, la taille et le rapport mentionnés étant plus grands dans le cas des diorites quartzifères porphyriques. Sur des coupes bien ouvertes, comme par example la source du ruisseau Novăț au-dessous de Coasta Mare (le versant ouest du mont Toroiaga), la limite entre les andésites de Toroiaga et les diorites quartzifères de Novăț peut être identifiée assez aisément; quelquefois on peut même recolter des échantillons de la zone de contact. Sur le versant droit du ruisseau Secu, dans la zone limitrophe aux andésites de Toroiaga, les diorites quartzifères porphyriques présentent une granulation plus fine de la masse fondamentale (de près de 0,3 mm à moins de 0,1 mm), en passant aux roches décrites par Dimitrescu (1954, 1955) et Szöke (1962 a) comme „porphyres quartz-dioritiques", dont la limite avec les andésites de Toroiaga est très difficile de tracer sur le terrain. Bien que les enclaves d'andésites de Toroiaga soient absentes des diorites, les néoformations métasomatiques de contact identifiées dans les andésites de Toroiaga du bassin du Novăț (et aussi dans les andésites quartzifères de Novicior) situées dans la zone d'influence des diorites de Novăț, prouvent l'âge plus récent des diorites. L'affleurement des diorites dans les vallées profondes ou dans les horizons inférieurs de la mine Toroiaga, démontre qu'elles s'enracinent sous les andésites de Toroiaga, qui restent comme une partie du toit (dans la crête méridionale du mont Toroiaga), en divisant en deux la zone d'affleurement des diorites.

Les diorites quartzifères porphyriques de Secu-Novăț constituent, de même que les andésites de Toroiaga, un corps allongé, pouvant être considérées en tant que dyke, exposé par l'érosion (avec l'interruption mentionnée ci-dessus) dans la direction NW–SE sur 8 km, ayant tout au plus 1,5 km de largeur, intrus axialement dans le dyke principal des andésites de Toroiaga. Si au nord les diorites disparaissent sous le toit des andésites de Toroiaga du mont Piciorul Țiganului (la limite étant difficile à tracer à cause des altérations hydrothermales intenses de cette région), vers le sud les diorites quartzifères porphyriques dépassent le corps principal des andésites, en s'effilant à l'est du ruisseau Colbu sous la forme de nombreux dykes ayant une largeur de dizaines de mètres ou seulement de quelques mètres, intrus dans les schistes cristallins. Dans cette zone la granulation de la masse fondamentale diminue beaucoup (phénomène qu'on peut déjà observer dans l'interfleuve Secu-Colbu), jusqu'à moins de 0,1 mm, ce qui permet de décrire ces roches en tant que porphyres quartz-dioritiques, ou même andésites. Les phénocristaux des diorites de Secu et des andésites de Toroiaga se ressemblant et la finesse de la pâte empêchant de distinguer même au microscope entre les produits des deux phases, les dykes situés à l'est du ruisseau Colbu sont difficiles à attribuer à la deuxième ou à la troisième phase, cette discrimination étant pour beaucoup arbitraire.

Les andésites quartzifères à biotite et hornblende de Vertic (quatrième phase) ressemblent, par leurs caractères minéralogiques et chimiques (tab. 1 et 2) aux andésites quartzifères de Novicior et se différencient de celles-ci sur le terrain par la taille normale des phénocristaux de plagioclase (1—3 mm), en contraste avec les grands phénocristaux de feldspath (jusqu'à 10 mm) des andésites quartzifères de Novicior. En opposition avec les premières qui manquent souvent de phénocristaux fins de quartz, les andésites quartzifères de Novicior en contiennent sans exception.

Les andésites quartzifères de Vertic forment de nombreux dykes longs de quelques kilomètres et larges de quelques dizaines de mètres (même jusqu'à 100—200 m), orientés NW— SE, qui traversent les diorites de Secu-Novăţ, les andésites de Toroiaga, les andésites quartzifères de Novicior, ou directement les schistes cristallins (pl.). Dans la vallée de la Cisla entre la confluence avec le ruisseau Morii et la confluence avec le ruisseau Vinişorul, affleure un grand corps constitué de ces roches, dont la masse fondamentale présente une cristallinité plus élevée.

Les andésites de Piciorul Caprei (cinquième phase) constituent une série de dykes aux épaisseurs décimétriques, métriques (le plus souvent) ou décamétriques, orientés souvent NE—SW, qu'on remarque sur le terrain grâce à leur couleur noire (andésites foncées — S o c o l e s c u, 1954)[15], fraîcheur, une quantité réduite de phénocristaux de plagioclase et la présence des prismes de hornblende, en forme d'aiguilles longues de 7—8 mm. Au microscope, l'on constate que les andésites de Piciorul Caprei contiennent un taux réduit de phénocristaux de plagioclase et de hornblende quelquefois accompagnés par du pyroxène, de la biotite et/ou du quartz, ainsi que d'une pâte à structure pilotaxitique. Il y a toutefois des cas où l'abondance des cristaux de plagioclase peut nous conduire à les confondre avec les andésites de Toroiaga ; de même, il est possible que des dykes de ce type-là, cantonnés dans les andésites de la deuxième phase n'aient pas été séparés.

Les relations observées sur le terrain indiquent certainement pour les andésites de Piciorul Caprei un âge plus récent par rapport aux andésites quartzifères de Novicior, aux andésites de Toroiaga et aux diorites de Secu-Novăţ. Nous n'avons pas rencontré d'affleurements où les andésites de Piciorul Caprei soient en contact avec les andésites quartzifères de Vertic, mais selon le caractère particulier des premières et leur position perpendiculaire sur la direction des dykes appartenant aux phases I, II et III et aux andésites quartzifères de Vertic, nous les considérons, tout comme S o c o l e s c u (1954)[16], les derniers produits du magmatisme néogène de la région.

La nature pétrographique et la distribution spatiale des produits des cinq phases d'intrusion reconnues dans la région située entre les rivières Cisla et Vaser, nous mènent à la conclusion que l'activité magmatique

[15,16] *Op. cit.* point 3.

néogène a eu une évolution complexe. Ainsi, les produits de la première phase sont rencontrés surtout au nord de la zone d'affleurement de l'éruptif, les intrusions appartenant à la deuxième, troisième et quatrième phases se superposent dans la zone centrale et méridionale, tandis que les dykes de la cinquième phase couvrent entièrement le territoire en question. En ce qui concerne le caractère chimique (tab. 2), on remarque l'évolution suivante de la nature des intrusions : la première et la quatrième phases sont plus acides, la deuxième et la troisième sont intermédiaires et la cinquième phase représente le type le plus basique de la région, qui correspond toutefois au magma andésitique. Un trait géochimique caractéristique des magmatites néogènes de la région Baia Borșa est représenté par le taux moyen élevé en K_2O (de 2,6 à 3,5%) des cinq types pétrographiques qui confère à ces andésites un caractère potassique par rapport aux andésites et andésites quartzifères de la région volcanique Oaș-Gutîi (Borcoș et al., 1979 a, b, c, d). Les données géochimiques démontrent un caractère relativement homogène (les moyennes des taux de SiO_2 des cinq phases d'intrusion varient seulement de 55 à 62) des magmatites, justifiant l'interprétation des différentes intrusions entre la Cisla et le Vaser, comme provenant par différentiation incipiente d'un magma quartz-dioritique et suggérant une succession rapide des intrusions. En ce qui concerne la détermination dans le temps de ces phases d'intrusion, ayant en vue deux analyses d'andésites quartzifères de Vertic et une analyse de la diorite porphyrique de Secu, Lemne et al. (1980)[17] ont construit une isochrone K^{40}/Ar^{40} qui indique l'âge radiogène de 6 milions années. Cela permet d'attribuer le magmatisme sous-volcanique de la région Toroiaga-Țiganul à la partie supérieure du Pontien, ce qui correspond à la phase des andésites de Jereapăn des Monts Gutîi.

3. Les transformations postmagmatiques et la métallogenèse associées aux magmatites néogènes situées entre les rivières Cisla et Vaser

Mentionnées par Socolescu (1952), Borcoș (1954)[18] et Dimitrescu (1955), les transformations ultérieures à la consolidation des magmas ont été décrites plus en détail par Szöke (1962 a), qui a identifié les phénomènes de biotitisation et tourmalinisation, à côté de ceux déjà connus de propilitisation, chloritisation et épidotisation. A la suite de l'étude que nous avons entreprise, nous y ajoutons les néoformations de clinopyroxène, d'adulaire et d'alunite.

Dans le bassin du ruisseau Novăț, on rencontre souvent des roches blanches, qui montrent au microscope le remplacement des phénocristaux de minéraux mélanocrates et/ou de la masse fondamentale par du clinopyroxène. Ces néoformations apparaissent dans les diorites à orthopyroxène, hornblende et biotite de Novăț, aussi que dans les andésites quartzifères de Novicior ou les andésites de Toroiaga situées près des diorites

[17,18] Arch. IGG, București.

(moins de 200 m par rapport à la limite visible). Par conséquent, nous considérons le clinopyroxène des diorites de Novăţ comme un produit endométasomatique et celui des andésites autour du contact comme un produit exométasomatique.

L'adulaire s'associe à l'épidote, menant au remplacement, en proportions variables, des phénocristaux de plagioclase par de l'adulaire, qu'on rencontre aussi remplissant les fissures, à côté du quartz, de la chlorite, de la calcite et/ou de l'épidote.

On a identifié de l'alunite dans le filon métallifère du ruisseau Ţiganul, dans les roches transformées en quartz + tourmaline + minéraux argileux + hydroxides de fer.

En ce qui concerne l'ensemble des magmatites néogènes de la région Toroiaga-Ţiganul, la transformation post-magmatique la plus répandue est représentée par la propilitisation, qui affecte presque constamment les produits des premières quatre phases d'intrusion, tandis que les andésites de Piciorul Caprei sont généralement fraîches.

La biotitisation, comme phénomène de métamorphisme hydrothérmal, générant de petites paillettes de biotite qui substituent les phénocristaux de mélanocrates et la pâte (pas le phénomène, fréquent pendant le stade magmatique, de remplacement de la hornblende par de la biotite cristallisée et présentant un clivage parallèle à l'axe c de l'amphibole), apparaît sporadiquement dans les andésites de Toroiaga et les diorites de Secu-Novăţ, et très rarement dans les autres types de roches. Il semble que ce phénomène s'est développé pendant plusieurs stades, car il n'y a pas de données attestant la migration de la biotite hydrothérmale des intrusions plus récentes vers les intrusions plus anciennes ; une biotitisation ultérieure, greffée sur des roches cataclasées, sera discutée par la suite.

On a rencontré la tourmalinisation en deux hypostases : a) en tant que substituts métasomatiques des phénocristaux, ou (plus rarement) de la masse fondamentale, dans les diorites quartzifères de Novicior et Vertic de la montagne Piciorul Ţiganului et b) dans les brèches contenant des fragments de schistes cristallins et d'andésites ou andésites quartzifères identifiées à la proximité des andésites de Toroiaga (mont Toroiaga) ou des andésites quartzifères de Vertic (ruisseau Colbu, galerie Colbu). On peut considérer que ces néoformations aussi sont liées à plusieurs phases d'intrusion (surtout à la deuxième, troisième et quatrième phases).

En opposition avec les transformations mentionnées ci-dessus l'épidotisation, généralement accompagnée par des disséminations de sulfures et la formation de l'adulaire, n'a plus une distribution accidentelle, mais apparaît dans la zone axiale de l'aire d'affleurement des magmatites néogènes situées entre les rivières Cisla et Vaser, suivant l'alignement Piciorul Caprei-Toroiaga versant est et ouest-versant sud de Piciorul Ţiganului. Ces phénomènes-là affectent surtout les diorites de Secu-Novăţ et les andésites de Toroiaga, mais des épidotisations (accompagnées ou non d'adularisation et de dépôts de sulfures) apparaissent dans les dykes ultérieurs d'andésites quartzifères de Vertic ou d'andésites de Piciorul Caprei. Les andésites quartzifères de Novicior qui affleurent à l'extérieur de l'alignement mentionné ci-dessus, ne présentent pas ces néoformations-là. Il faut mentionner que les transformations en question atteignent leur maximum d'intensité dans le voisinage des filons métallifères situés sur le versant est du mont Toroiaga. Dans la zone d'affleurement de ces filons nous avons remarqué la présence de nombreuses brèches (dans les andésites de Toroiaga ou les diorites de Secu) affectées par l'épidotisation, la pyritisation et, fréquemment, la biotitisation.

Dans le mont Toroiaga nous avons cherché à identifier les relations entre les cinq phases d'intrusion établies et l'activité métallogénétique associée au magmatisme néogène. Nous avons remarqué à la surface et dans les galeries, que les filons métallifères orientés NE—SW, traversent les diorites de Secu et les andésites de Toroiaga, ainsi que les dykes (orientés NW—SE) d'andésites quartzifères de Vertic et d'andésites de Piciorul Caprei. Cela démontre que les accumulations de sulfures et les néoformations d'épidote, d'adulaire et de biotite (biotite des brèches associées) se sont formées après la consolidation des produits appartenant aux cinq phases d'intrusion et l'apparition des fractures orientées NE—SW, qui ont représenté la voie d'accès pour les solutions hydrothérmales. On ne connaît pas la source de ces solutions, mais elle est vraisemblablement représentée par des magmas consanguins qui sont restés en profondeur, l'hypothèse d'un magma acide générant les minéralisations filoniennes de Toroiaga (Pantö, 1946, dans Szöke, 1962 a; Gurău et al., 1979) manquant d'arguments.

Du point de vue des perspectives économiques, la relation spatiale entre l'épidotisation (± disséminations de sulfures ± adularisations) et les filons métallifères connus, confirme l'opinion concernant la présence d'autres filons, pas encore identifiés mais à l'importance économique, dans le mont Piciorul Caprei, sur le versant est du mont Toroiaga (Coasta Mare) et le versant sud du Piciorul Ţiganului, où l'épidotisation, l'adularisation et les impregnations avec des sulfures ressemblent, par leur intensité, à celles de la zone d'affleurement des filons à minéralisation polymétallique, connus sur le versant est du mont Toroiaga.

BIBLIOGRAPHIE

Borcoş M., Peltz S., Stan N., Udrescu Constanţa, Vasiliu Cecilia (1979 a) Consideraţii petrochimice şi geochimice asupra vulcanitelor neogene din munţii Oaş. *St. tehn. econ.* I, 16, p. 5—34, Bucureşti.

— Peltz S., Stan N., Udrescu Constanţa, Vasiliu Cecilia (1979b) Consideraţii petrochimice şi geochimice asupra vulcanitelor neogene din munţii Gutîi (II. Dacite, riodacite şi hialodacite pannoniene). *St. tehn. econ.* I, 16, p. 35—54, Bucureşti.

— Peltz S., Stan N., Udrescu Constanţa, Vasiliu Cecilia (1979 c) Consideraţii petrochimice şi geochimice asupra vulcanitelor neogene din munţii Gutîi (III. Andezite cuarţifere pannonian-ponţiene). *St. tehn. econ.* I, 16, p. 55—80, Bucureşti.

— Peltz S., Stan N., Udrescu Constanţa, Vasiliu Cecilia (1979 d) Consideraţii petrochimice şi geochimice asupra vulcanitelor neogene din munţii Gutîi (IV. Andezite piroxenice ± hornblendă, ponţiene). *St. tehn. econ.* I, 16, p. 81–108, Bucureşti.

Dimitrescu R. (1954) Cercetări geologice în regiunea Baia Borşa-Toroiaga. *D.S. Com. Geol.* XXXVIII, p. 53–58, Bucureşti.

— (1955) Cercetări petrografice în regiunea Baia Borşa-Toroiaga. *D.S. Com. Geol.* XXXIX, p. 44–48, Bucureşti.

— (1959) Études géologiques et pétrographiques dans la région Baia Borşa-Toroiaga (Maramureş). *C.R. Com. Géol.* XXXVIII, p. 97–100, Bucureşti.

Gandrabura Em. I., Petrcuş I. (1978) Noi date petrochimice asupra corpului subvulcanic Toroiaga (Maramureş). *Anal. şt. Univ. Iaşi.* Secţia II b, XXIV, p. 17–24, Iaşi.

Gridan T., Gurău A., Macaleţ V. (1979) Consideraţii structural-genetice privind mineralizaţiile de sulfuri polimetalice din masivul subvulcanic Toroiaga, perimetrul Piciorul Ţiganului (Munţii Maramureş). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. geologie,* 24, p. 65–74, Bucureşti.

Socolescu M. (1952) Asupra geologiei regiunii Băile Borşei. *D.S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI, p. 178–186, Bucureşti.

— (1958) Aperçu sur la géologie de la région Băile Borşei. *C.R. Com. Géol.* XXXI–XXXVI, p. 207–209, Bucureşti.

Steclaci Livia (1962) Studiul mineralogic şi geochimic al regiunii Toroiaga-Baia Borşa. Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti.

Szöke Amalia (1960) Studiu asupra plagioclazilor din masivul subvulcanic Toroiaga, Baia Borşa. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.*, V/1, p. 149–168, Bucureşti.

— (1962 a) Regiunea Toroiaga-Baia Borşa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic. Ed. Acad. R.P.R., 240 p., Bucureşti.

— (1962 b) Studii structurale petrologice în masivul subvulcanic Toroiaga (Carpaţii Orientali). *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.*, VII/3–4, p. 647–668, Bucureşti.

— (1965) Pétrographie du massif subvolcanique de Toroiaga (Carpathes Orientales, R. S. Roumanie). *Acta Geol. Hung.* IX.

— (1966) Petrofabric analysis of magmatic rocks in the area of the Carpathian Tertiary volcanism (Romania). *Acta Geol. Hung.* X.

Taylor S. R. (1969) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Int. Upper Mantle Project, Sci. Rep. 16, Bull. 65, p. 43–63, *Proceed. Andesite Conf.* Eugene, Oregon.

QUESTIONS

G. Udubaşa: 1. Y a-t-il des faciès marginaux des diorites?
2. Pourrait-on établir une corrélation entre les phénomènes de tourmalinisation et : a) les alignements filoniens, b) un certain type de roche etc.?

Réponse : 1. Dans le bassin du ruisseau Novăţ, les diorites quartzifères ne présentent pas de modifications structurales près du contact avec les roches pré-existantes. Sur le versant droit du ruisseau Secu, on observe qu'à mesure qu'on se rapproche de la limite diorites de

Secu/andésites de Toroiaga la granulation de la masse fondamentale des diorites quartzifères porphyriques de Secu diminue de 0,2—0,3 mm à moins de 0,1 mm ; il résulte un faciès marginal de porphyres quartz-dioritiques. Vers le SE, où le dyke dioritique se rétrécit en se transformant en faisceaux inclus dans les schistes cristallins, le faciès des porphyres quartz-dioritiques se généralise et l'on identifie de petites apophyses qui correspondent même aux andésites.
2. On n'a pas remarqué la tourmalinisation dans l'aire d'affleurement des filons métallifères situés sur le versant est du mont Toroiaga, mais on l'a rencontrée dans la zone filonienne du mont Piciorul Ţiganului. Les occurrences de la tourmaline sont les suivantes : dans les andésites quartzifères de Novicior (la cîme Piciorul Ţiganului) ; dans les andésites de Toroiaga et les brèches à éléments de schistes cristallins situées à la périphérie du corps principal des andésites de Toroiaga (le sommet Stîna lui Vertic, la source du ruisseau Măcîrlău) ; dans les diorites quartzifères de Novăţ (le ruisseau Ţiganului) ; dans les andésites quartzifères de Vertic ou leurs brèches à éléments de schistes cristallins (le ruisseau Colbu, le ruisseau Ţiganului). Ainsi, on ne peut pas établir une corrélation entre la tourmalinisation et un certain type pétrographique ayant en vue le fait que celle-ci affecte, dans des zones différentes, les produits des premières quatre phases d'intrusion.

D o i n a R u s s o-S ă n d u l e s c u : 1. Est-ce que vous considérez que tous les intrusions se sont formées à la suite d'une différentiation magmatique-cristallisation fractionnée à l'intérieur de la même chambre magmatique?
2. Dans ce cas-là, comment expliquez-vous la présence d'un différencié acide dans la première phase, qu'on rencontre plus tard aussi dans une autre phase, tandis que le dernier différencié est le plus basique?

Réponse : 1. Les caractères minéralogiques similaires et l'évidente corrélation géochimique entre les produits des cinq phases d'intrusion qu'on a délimitées dans la région Toroiaga-Ţiganul plaident pour leur provenance de la même chambre magmatique, en cours de différentiation.
2. Les intrusions néogènes de la région Toroiaga-Ţiganul présentent une faible différentiation, entre les roches les plus basiques (cinquième phase) et les roches les plus acides (première et quatrième phases), les différences étant seulement de 7 % environ pour SiO_2, 1—2 % environ pour MgO, FeO + Fe_2O_3, CaO et moins de 1 % pour K_2O et Na_2O. Ayant en vue cette situation-là, nous considérons que les intrusions se sont alimentées de différents niveaux d'une chambre magmatique, où la cristallisation fractionnée aurait provoqué une faible différentiation verticale ; ainsi, le cinquième écoulement, le seul contenant sistématiquement des pyroxènes, peut représenter une ascension des magmas de la partie inférieure de cette chambre-là. Selon une autre hypothèse, l'apparition de ces magmas plus basiques est liée à une étape ultérieure de génération des magmas. Ayant en vue les arguments invoqués dans notre réponse à la deuxième question du collègue T r i f u l e s c u, cette interprétation nous semble insufisamment justifiée.

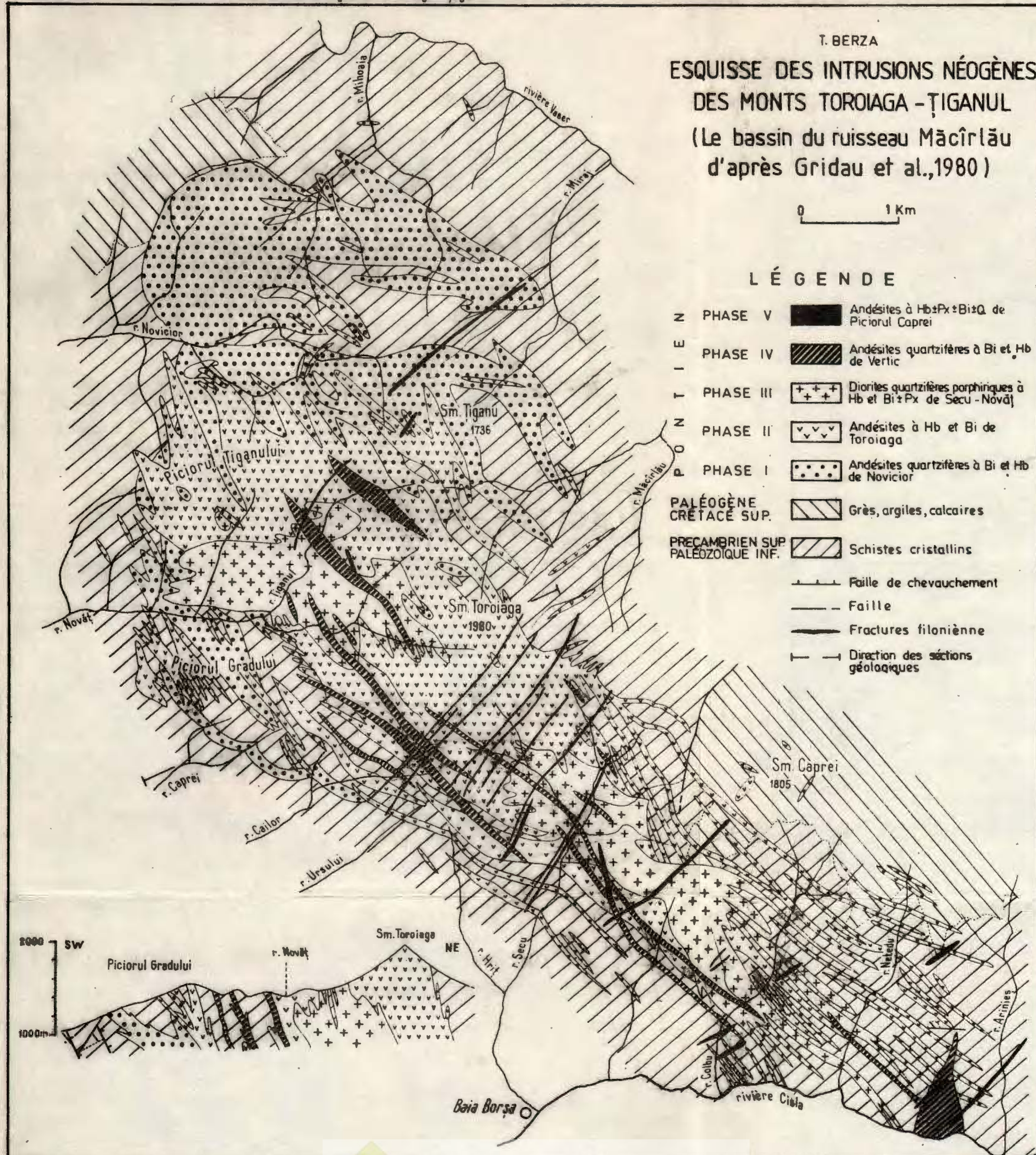
M. T r i f u l e s c u : 1. Combien de phases d'andésites sont orientées NW—SE et combien de phases se trouvent dans la direction NE—SW?
2. Pourquoi considérez-vous que les andésites aux pyroxènes orientées NE—SW représentent les dernières écoulements du magma et non pas les premiers différenciés d'une nouvelle phase de différentiation, car la différentiation a lieu à partir des termes basiques vers les termes acides?

Réponse : 1. Les intrusions appartenant à la deuxième, troisième et quatrième phases sont orientées surtout dans la direction NW—SE. Les andésites quartzifères de Novicior (première phase) représentent un corps circulaire et une série de dykes orientés aussi NW—SE. Les dykes de la cinquième phase sont orientés partiellement NW—SE, mais le plus souvent NE—SW.
2. En l'absence des données géochronologiques plus précises, qui pourraient indiquer entre la cinquième et la quatrième phase un intervalle de temps plus grand que l'intervalle entre les

premières quatre phases d'intrusion, nous nous rallions au point de vue de S o c o l e s c u, en considérant que les andésites de la cinquième phase représentent la dernière phase du seul cycle magmatique présent dans la région Toroiaga-Ţiganul, et non pas les produits d'un cycle différent. Un argument dans ce sens est représenté par les filons métallifères qui traversent aussi les andésites de Piciorul Caprei, démontrant leur mise en place avant l'ascension des solutions hydrothérmales qui ont généré la minérallisation polymétallique et l'épidotisation associée ; ces solutions-là ne peuvent pas être attribuées à un cycle ultérieur, car on manque de données concrètes dans ce sens.

N. S t a n : Comment expliquez-vous le fait que les roches dioritiques, c'est-à-dire intrusives, traversent les roches andésitiques (effusives) peu de temps après la mise en place de ces dernières-là ?

Réponse : Premièrement il faut mentionner qu'il n'y a pas de données concrètes qui pourraient préciser l'intervalle de temps qui sépare les différentes phases d'intrusion (andésites, andésites quartzifères ou diorites) reconnus dans la région Toroiaga-Ţiganul. En l'absence de celles-ci, on constate que l'intrusion de la troisième phase se trouve dans l'axe même de l'intrusion principale des andésites de Toroiaga (deuxième phase). Les ressemblances minéralogiques et chimiques entre les produits de la deuxième et la troisième phases d'intrusion, aussi que la mise en place mentionnée ci-dessus, permettent d'imaginer l'ascension de magmas identiques par deux pulsations : la première a pénétré les schistes cristallins et les andésites quartzifères de Novicior (refroidies déjà à la température ambiante) et s'est consolidée en faciès andésitique (à cause du contraste thérmique avec le milieu ambiant), générant les andésites de Toroiaga ; la deuxième pulsation a pénétré les andésites de Toroiaga, encore relativement chaudes, et s'est refroidie plus lentement, la masse fondamentale cristallisant avec une granulation de 0,1—0,3 mm ; les roches résultées sont représentées par les diorites et microdiorites quartzifères de Secu-Novăţ. A l'est du ruisseau Colbu, où les intrusions de la troisième phase traversent directement les schistes cristallins, le refroidissement a été rapide et les roches correspondent aux porphyres quartz-dioritiques, aux andésites, très difficiles à distinguer des andésites de la deuxième phase.



 Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). Pag. 25—34

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

BRECIA VULCANICĂ DIN VALEA BREBINEI (PODIŞUL MEHEDINŢI) [1]

DE

CORNELIU N. DRĂGHICI [2]

Eruptive breccia. Tuffs. Andesite-basaltic magmatism. Linear eruption. Cretaceous. South Carpathians. Sedimentary Danubian Domain. Coşuştea Zone. Balta. Baia de Aramă.

Abstract

The Volcanic Breccia of Brebina Valley, Mehedinţi Plateau. In the Turonian-Lower Senonian flysch of the Brebina Valley, a breccia has been identified, in the constitution of which three lithological levels are observed. The basal level is formed of effusive rocks (andesite-basaltic lavas) with vitreous intersertal, vacuolar, porphyric or breccious structures; the intermediary level consists of welded tuffo-breccias and the upper one of lapillic tuffs or peperites. The pyroclastic products are represented by andesite-basaltic rocks with which limestones and crystalline schists do associate. This series arose as a result of effusive processes connected with linear magmatic manifestations.

I. Introducere

Rocile vulcanogene de natură aparent bazică, cu fragmente şi blocuri de calcare în masa lor, întîlnite în flişul cretacic superior din valea Brebinei (fig. 1), la nord de localitatea Baia de Aramă — podişul Mehedinţi — au fost interpretate iniţial ca olistolite (D r ă g h i c i, 1962), deoarece ca volum se situau cu mult sub volumul olistolitelor de calcare din regiune şi prezentau fie contacte ezitante, fie discordante, cu şisturile argiloase din culcuş şi coperiş. În urma efectuării studiului petrografic al rocilor remaniate în flişul turonian-senonian inferior dintre Ponoare-Călugăreni şi Obîrşia-Cloşani (D r ă g h i c i, 1971) rocile bazice din valea

[1] Predată la 13 martie 1980, acceptată pentru publicare la 20 martie 1980, comunicată în şedinţa din 25 aprilie 1980.

[2] Ministerul Geologiei. Direcţia generală geologică. Str. Mendeleev nr. 36, Bucureşti.

Brebinei nu și-au găsit un corespondent în formațiunile existente în regiune, ridicînd astfel probleme dificile în legătură cu interpretarea provenienței și originii lor. Datele prezentate de către M e r c u s și M e r c u s [3] pentru partea centrală a podișului Mehedinți, de K a r a m a t a et al.

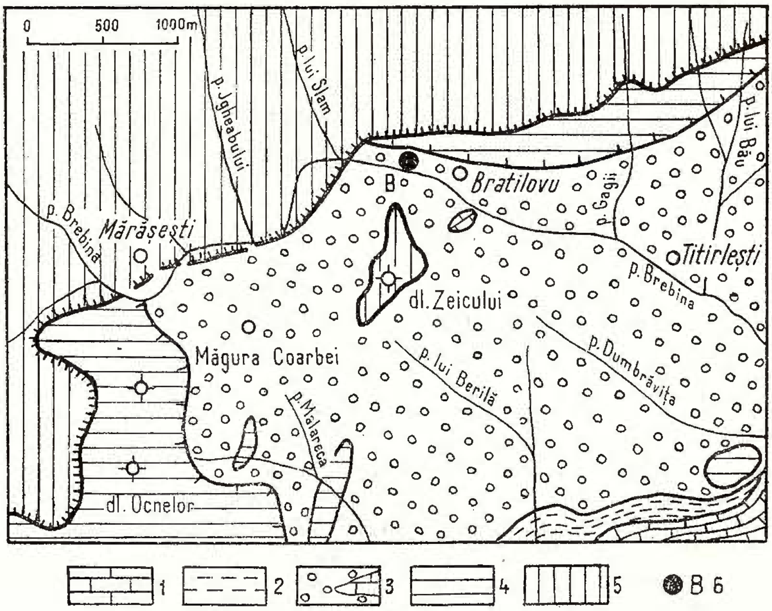


Fig. 1. — Schița geologică locală a bazinului Brebinei.

1, calcarele autohtone (Jurasic superior—Cretacic inferior); 2, marnele de Nadanova (Cenomanian); 3, fliș brecios-conglomeratic cu olistolite (Turonian—Senonian inferior); 4, formațiunile pînzei de Severin (Jurasic superior—Cretacic inferior); 5, șisturile cristaline din pînza Getică; 6, B, localizarea breciei vulcanice.

Esquisse géologique locale du bassin de la Brebina.

1, calcaires autochtones (Jurassique supérieur—Crétacé inférieur); 2, marnes de Nadanova (Cénomanien); 3, flysch brécheux-conglomératique à olistolithes (Turonien—Sénonien inférieur); 4, les formations de la nappe de Severin (Jurassique supérieur—Crétacé inférieur); 5, schistes cristallins de la nappe Gétique; 6, B, localisation de la brèche volcanique.

(1967) în zona Timoc (Iugoslavia) și considerațiile făcute de G i u ș c ă, C i o f l i c a, S a v u (1966) scot în evidență existența unui magmatism în Cretacicul superior, la care am considerat că se poate repartiza și ivirea foarte restrînsă de brecie eruptivă din valea Brebinei. Pentru a argumenta această repartizare și a contribui la cunoașterea evoluției magmatismului

[3] D. M e r c u s, A n a M e r c u s. Manifestări vulcanice în Cretacicul superior din Podișul Mehedinți. Comunicare la I.P.G.G. (1965) București.

din Cretacicul superior pe rama de sud a Carpaţilor Meridionali, vom prezenta în continuare datele rezultate în urma studiului efectuat asupra acestei brecii.

II. Dezvoltare şi mod de prezentare

În marginea drumului din valea Brebinei, la Bratilovu şi pe pîrîul Lalei, un afluent al Brebinei (fig. 2), a fost deschis de eroziune un corp de brecie eruptivă, localizat în masa şisturilor argiloase cu elemente conglomeratice sau brecioase de vîrstă turonian—senonian-inferioară. În drumul din valea Brebinei s-a putut observa următoarea succesiune (fig. 3) :

În bază pe 5—6 m se întîlneşte o brecie eruptivă formată din roci cu aspect masiv, compacte, local scoriacee, foarte dure, de culoare cenuşie-verzuie pînă la negricioasă. În acestea sînt prinse fragmente şi blocuri mici, reprezentate prin diferite tipuri de roci de natură magmatică şi sedi-

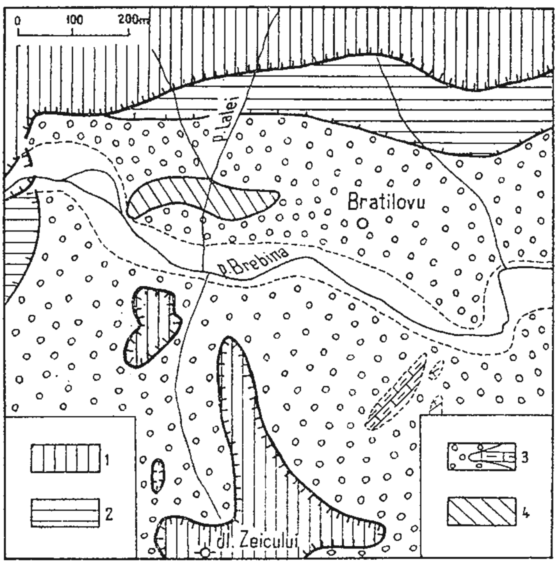


Fig. 2. — Harta geologică din valea Brebinei.
1, şisturi cristaline din pînza Getică ; 2, formaţiunile pînzei de Severin (Jurasic superior—Cretacic inferior)—diabaze spilitizate ; 3, fliş brecios-conglomeratic cu olistolite de calcare (Turonian — Senonian inferior) ; 4, brecie vulcanică.

La carte géologique de la vallée de Brebina.
1, schistes cristallins de la nappe Gétique ; 2, les formations de la nappe de Severin (Jurassique supérieur—Cretacé inférieur) — diabases spilitisés ; 3, flysch brecheux-conglomératique à olistolithes de calcaires (Turonien—Sénonien inférieur) ; 4, brèche volcanique.

mentară, cu contururi rulate, semirulate sau colțuroase, cu dimensiuni pînă la 10 cm diametru, care-i imprimă caracterul tipic brecios.

În partea mediană, pe 3—4 m se dezvoltă un gen de tufuri brecioase, verzui, cu aspecte masive sau slab-șistoase și granulație neuniformă, putîndu-se distinge în masa fin-granulară elemente sferice sau ovoidale

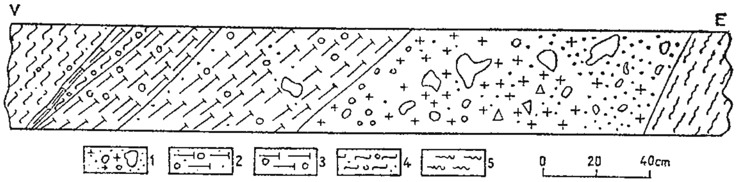


Fig. 3. — Profilul litologic prin brecia vulcanică din valea Brebinei.
1, brecie andezito-bazaltică ; 2, tufuri brecioase ; 3, tufuri lapilice (peperite) ; 4, șisturi argiloase cu fragmente microconglomeratice ; 5, șisturi argiloase cu aspect filitos.

Profile lithologique par la brèche volcanique de la vallée de Brebina.
1, brèche andésito-basaltique ; 2, tufs brecheux ; 3, tufs lapilliques (pépérites) ; 4, schistes argileux à fragments microconglomératiques ; 5, schistes argileux à l'aspect filiteux.

cu diametrul pînă la 5 mm. Și în masa acestor tufuri brecioase se întîlnesc într-un procent mai redus blocuri rotunjite și fragmente de roci magmatice și sedimentare.

În partea superioară pe 1,5—2,0 m apare un tip de tufuri lapilice care prezintă un aspect pronunțat șistos și culoare verzuie-deschisă pînă la gălbuie, în care elementele sferice sau ovoidale ies în relief mai evident. Ca și în cazul celorlalte nivele și acesta conține în masa lui blocuri rotunjite de calcare și roci magmatice de dimensiuni mici.

Contactul la partea inferioară este concordant cu planele de stratificație ale șisturilor argiloase, în timp ce la partea superioară se relevă o îndințare între șisturile argiloase și tufurile lapilice (fig. 4). Șisturile argiloase

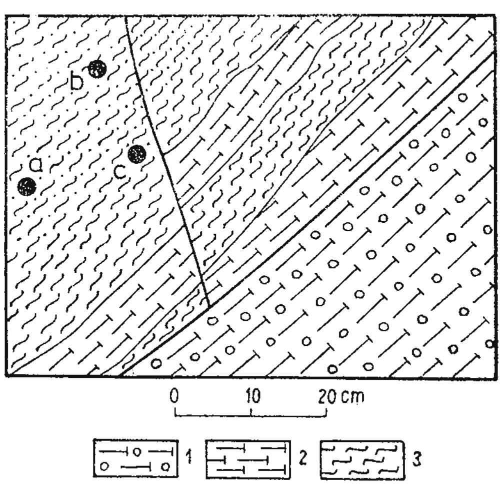


Fig. 4. — Schița contactului superior al breciei din valea Brebinei.
1, tufuri lapilice (peperite) cu blocuri de calcare în masa lor ; 2, tufuri ; 3, șisturi argiloase cu fragmente microconglomeratice : a, b, c, bombe vulcanice andezito-bazaltice în masa șisturilor argiloase.

Esquisse du contact supérieur de la brèche de la vallée de Brebina.
1, tufs lapilliques (pépérites) aux blocs de calcaires ; 2, tufs ; 3, schistes argileux aux fragments de microconglomérats : a, b, c, bombes volcaniques andesito-basaltiques dans les schistes.

din coperişul tufurilor remaniază fragmente rulate de tipul celor întîlnite în masa tufurilor.

Pîrîul Lalei deschide capătul nord-estic al corpului de brecie, în care s-au întîlnit aceleaşi tipuri de roci, cu deosebirea că în bază contactul este discordant.

III. Compoziţia petrografică

Pentru a putea discuta problema încadrării acestor produse vulcanice în suita magmatismului cretacic superior, vom prezenta o analiză petrografică a principalelor aspecte legate de compoziţia acestora.

În compoziţia tufo-breciei din valea Brebinei se remarcă, masa rocii propriu-zisă, constituită din produse explozive sau efuzive şi materialul piroclastic cu dimensiuni de ordinul lapililor şi bombelor vulcanice. Masa tufo-breciei va fi analizată pe fiecare nivel în parte, ea imprimînd caracterele specifice celor trei nivele.

A) Masa tufo-breciei. În funcţie de compoziţia petrografică a acestora se remarcă o eterogenitate foarte pronunţată a materialului component şi o repartiţie neuniformă ca frecvenţă şi dimensiuni.

1. În nivelul bazal se constată prezenţa unor lave cenuşii-negricioase, uneori cu aspect scoriaceu, care includ în masa lor diferite fragmente de roci cu compoziţie străină. În funcţie de gradul de diferenţiere magmatică şi de stadiul procesului de cristalizare, pe de o parte, şi de frecvenţa vacuolelor, fenocristalelor şi xenolitelor de material exploziv, pe de altă parte, se remarcă numeroase aspecte în compoziţia acestora. În cazul unor lave nediferenţiate cu caracter hialin, pe un fond vitrofiric clorito-feldspatic, se observă aglomerări neregulate şi foarte confuze de sfen şi o pulbere fină de oxizi de fier. Odată cu apariţia procesului de cristalizare, pe lîngă aglomerările de sfen cu contururi mult mai clare, iau naştere microlite de feldspaţi cu mărimi diferite, care în funcţie de modul cum sînt dispuse în spaţiu imprimă rocii în mod obişnuit un caracter structural intersertal (pl. I, fig. 1).

Prezenţa unor fenocristale de feldspaţi, vacuole umplute cu minerale secundare sau a fragmentelor de roci străine, adaugă la structura anterioară aspectul porfiric, vacuolar (pl. I, fig. 2) sau brecios. Mezostaza, hialină sau criptocristalină, este reprezentată printr-o varietate de clorit în general ferifer, în care plutesc granule de sfen, uneori microgranule de piroxen şi o pulbere sau aglomerări de oxizi de fier. Feldspatul din baghetele intersertale prezintă frecvente fenomene de alterare. În cazul unor baghete mai puţin alterate s-a determinat compoziţia unui oligoclaz-andezin. Fenocristalele de feldspaţi plagioclazi din prima generaţie sînt reprezentate printr-un andezin cu 35–45% An. Vacuolele au frecvenţă neuniformă şi dimensiuni de la submilimetrice pînă la 5 mm diametru, sînt umplute în mod obişnuit cu calcit sau clorit şi mai rar cu hematit sau alte minerale. Se remarcă existenţa sporadică a unor pseudomorfoze de clorit după piroxeni, sau calcit după olivină. Prin această asociaţie rezultă că sîntem în prezența unor roci andezito-bazaltice. Fragmentele de roci străine sînt reprezentate prin cuarțite, șisturi cuarțoase sau clorito-sericito-cuarțoase, mai multe varietăți de calcare sedimentare și roci vulcanogene. În mod obișnuit peste fondul mineralogic inițial se suprapun o serie de procese de transformare legate de circulația unor soluții care au afectat întreaga masă și s-au individualizat sub formă de plaje neregulate sau filonașe de calcit, clorit sau oxizi de fier și cuarț.

2. Nivelul intermediar se caracterizează printr-o asociație foarte neuniformă și heterogenă de material exploziv, format din fragmente foarte fine de sticlă pulverulentă, care cimentează produsele piroclastice cu forme în general rotunjite, de ordinul de mărime a lapililor și bombelor vulcanice. În funcție de natura materialului component, de dimensiunile acestuia și de modul de punere în loc, la care se mai pot adăuga și procese de transformare ulterioară, s-au format roci cu aspecte foarte variate.

Tipurile cele mai des întîlnite sînt constituite dintr-un amestec neuniform de sfărîmături de sticlă cloritizată și presărată cu aglomerări neuniforme de oxizi de fier, sudată împreună cu lapilii piroclastici (pl. I, fig. 3). Altele sînt formate din fragmente de sticlă cloritizată prinse într-o masă calcitică larg cristalizată, sau numai sticlă pulverulentă și calcit (pl. II, fig. 1). În această masă cu tendință de dispoziție după direcția planelor de stratificație a cenușilor inițiale, sînt cimentate fragmente de roci străine cu forme în general rotunjite și muchii șlefuite cu dimensiuni pînă la 4 mm. Aceste fragmente sînt reprezentate prin sticle, uneori globulare, diferite tipuri de calcare și numeroși reprezentanți ai unor roci de tip andezito-bazaltic sau dioritic, etc. Printre tipurile mai puțin frecvente sînt breciile grosiere sau o varietate de sticle cu aspect perlitic cu xenolite sau fenocristale de feldspat (pl. II, fig. 2).

3. Nivelul superior prezintă cîteva aspecte caracteristice evidente. Materialul tufogen foarte fin provenit din sticlă pulverizată, presărat cu aglomerări neregulate de oxizi de fier, este prins într-o masă calcitică, în care se găsesc lapilii de sticle cloritizate globulare (pl. II, fig. 3). Spre contactul cu rocile sedimentare din acoperiș se remarcă o alternanță de depuneri mixte vulcanogen-sedimentare.

B) Produsele piroclastice. Produsele piroclastice de ordinul de mărime a lapililor au fost amintite anterior, ele făcînd parte integrantă din masa tufo-breciei, prin procesul de sudare în timpul consolidării. Produsele piroclastice de dimensiunile bombelor, parțial sudate în masa tufo-breciei, au forme de obicei rotunjite și cu muchii șlefuite. Ele sînt reprezentate prin diferite tipuri de calcare, sticle și roci vulcanogene, andezito-bazalte și diorite, necunoscute încă în regiune.

IV. Discuții

Deși foarte restrînsă ca extindere, prezența și constituția tufo-breciei din valea Brebinei pune în discuție o serie de probleme noi pe marginea vulcanismului manifestat în Cretacicul superior pe rama de sud a Carpaților Meridionali.

În primul rînd se remarcă preponderenţa rocilor formate printr-un proces exploziv, respectiv cenuşă vulcanică în care amestecul de material cineritic şi brecios este foarte neuniform şi subordonat prezenţei unor eventuale roci formate prin efuziuni de lave.

Rocile din nivelul bazal ar reveni tipului efuziv, respectiv ejecţii de lave fluide andezito-bazaltice care încorporează în masa lor fragmente şi blocuri de roci din pereţii canalului sau blocuri mai mari de lave consolidate pe parcurs. Probabil că ceea ce am găsit în valea Brebinei reprezintă în plan orizontal partea terminală a masei efuzive, la constituţia ei participînd material din zona de trecere de la lavele în curs de degazeificare la acumulările cu vapori incandescenţi. Aceasta ne-ar permite să admitem pentru nivelul bazal şi posibilitatea existenţei unor scorii sudate în sensul arătat de Rittmann (1967).

Caracterele rocilor întîlnite în nivelul 2 şi 3 sînt specifice produselor rezultate din explozii. Declanşarea bruscă a acestui proces de explozie a avut ca urmare formarea unor şuvoaie de nori arzători care au smuls din pereţii canalului de ejecţie fragmente şi blocuri de roci consolidate, iar din masa fluidă pe cale de degazeificare de la partea superioară a bazinului magmatic, bucăţi de lavă incandescentă.

În timpul ascensiunii către suprafaţă au avut loc procese de frecare între diferitele tipuri de fragmente şi blocuri şi parţial un proces de selecţie. Acestea au condus la rotunjirea şi şlefuirea produselor piroclastice de ordinul de mărime a lapililor şi bombelor, în timp ce sfărîmăturile de lave încă neconsolidate complet au suferit un proces de rulare mai puţin accentuat.

Selecţia în funcţie de greutate a avut ca urmare, în timp, depunerea în primul rînd a elementelor de roci compacte mai grele şi apoi a fragmentelor şi blocurilor de lave cu bule de gaze, mult mai uşoare, iar în spaţiu, fragmentele mai grele rămîn mai aproape de sursa de provenienţă, în timp ce acelea mai uşoare pot fi transportate de curenţi, fie aerieni fie marini la distanţe mai mari. Cele trei nivele din tufo-brecia din valea Brebinei oglindesc procesul de depunere selectivă, mai mult în timp şi mai puţin în spaţiu.

După procesul de depunere au urmat procesele de compactare şi sudare ale acestui material eterogen şi foarte neuniform, în aşa fel că rocile rezultate au aspecte masive, compacte.

Apariţia tufo-breciei din valea Brebinei are o semnificaţie deosebită în legătură cu formele de manifestare a vulcanismului din Cretacicul superior şi în localizarea ei în cadrul structurii regionale.

Formaţiunile reprezentate prin brecii şi cinerite sudate, de tipul celor din valea Brebinei, funcţie de aspectele pe care le prezintă, sînt descrise de diverşi cercetători sub denumiri variate. Am ţinut să precizăm că tipurile din nivelele 2 şi 3 se aseamănă pînă la identitate cu peperitele din regiunea Grande Limagne descrise de R. Michel în 1953 (după Carozzi, 1960), iar nivelul 1 ar corespunde unei brecii efuzive sau eventual unei scorii sudate.

Asemenea formaţiuni se pot include în termenul comprehensiv de tufo-brecii sudate în sensul lui Rittmann (1967).

Prin caracterele litologice şi petrografice menţionate tufo-brecia din valea Brebinei corespunde unor erupţii de tip linear (explozii urmate de efuziuni) care se pot corela cu cele din munţii Vîlcan şi cu cele din partea centrală a podişului Mehedinţi (Mercus şi Mercus)[4], înscriindu-se astfel pe direcţia unei linii de fractură cu caracter regional a fundamentului.

De altfel Reck (după Carozzi, 1960) menţionează că în cazul unor crăpături lineare poate avea loc o dezvoltare selectivă a produselor vulcanice în jurul centrelor de emisie. Acest tip de erupţii lineare are loc de obicei în zonele mai rezistente ale scoarţei, în cazul nostru situîndu-ne în timpul Turonian—Senonianului inferior într-o zonă de miogeosinclinal cu un fundament constituit din granite şi şisturi cristaline.

V. Concluzii

Studiul breciei eruptive din valea Brebinei ne-a condus la următoarele concluzii :

1. Se remarcă existenţa unor manifestări magmatice de tip andezito-bazaltic în Turonian—Senonianul inferior din extremitatea de nord-est a podişului Mehedinţi.
2. Produsele acestui magmatism au caracterul predominant exploziv şi subordonat efuziv.
3. Modul lor de dispoziţie în spaţiu ar pleda pentru existenţa unor erupţii de tip linear.
4. Apariţia tufo-breciei din valea Brebinei se înscrie pe direcţia unei fracturi regionale între apariţiile de la Runcu-Vălari (munţii Vîlcan) la est şi Balta (zona centrală a podişului Mehedinţi) la vest.

BIBLIOGRAFIE

Carozzi V. A. (1960) Microscopic sedimentary petrography.

Drăghici C. (1962) Structura geologică a platoului Mehedinţi între Izverna—Cloşani—Padeş—Baia de Aramă—Ponoare. *D.S. Com. Geol.*, XLIII, Bucureşti.

— (1971) Rocile remaniate în flişul Turonian-Senonian inferior din partea de NE a Podişului Mehedinţi. *Bul. Soc. Şt. Geol. din R.S.R.*, XIII, Bucureşti.

Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.*, XXXV, Bucureşti.

Karamata S., Knezevic V., Antonijevic I., Djordjevic M., Micic I., Divljan S., Drovenik M. (1967) Les roches magmatiques crétacées-tertiares des Carpato-Balcanides Jugoslaves. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.*, 11, Budapesta.

Rittmann A. (1967) Vulcanii şi activitatea lor. Bucureşti (traducere din l. germană), 312 p.

[4] *Op. cit.* pct. 3.

LA BRÈCHE VOLCANIQUE DE LA VALLÉE DE BREBINA (PLATEAU DE MEHEDINȚI)

(Résumé)

Dans le flysch turonien-sénonien inférieur de la partie nord-est du plateau de Mehedinți, une brèche éruptive a été découverte dans la vallée de Brebina, située au nord de Baia de Aramă. Dans la masse de cette brèche, trois niveaux lithologiques ont été observés : un niveau basal constitué de roches effusives avec des éléments brécheux, un niveau intermédiaire constitué par une masse tufacée brécheuse et un niveau supérieur constitué de tufs lapilliques. La masse des roches de ces trois niveaux contient des fragments et des blocs de roches pyroclastiques correspondant aux lapillis et aux bombes volcaniques.

La masse effusive est constituée de lave andésito-basaltique aux structures vitreuses, intersertales, vacuolaires, porphyriques ou brécheuses, tandis que la masse explosive du niveau intermédiaire présente l'aspect d'une tufo-brèche soudée ; celle du niveau supérieur est comparable aux tufs lapilliques ou pépérites.

Les produits pyroclastiques sont représentés par des roches volcaniques andésito-basaltiques auxquelles sont associés des calcaires de différents types et des schistes cristallins. Cette brèche a été formée à la suite d'un processus magmatique effusif surtout explosif. La resédimentation des produits explosifs a eu lieu en ordre sélectif, étant suivie par un processus de soudure. La présence de cette tufo-brèche dans la vallée de Brebina met en évidence l'existence d'un magmatisme de type linéaire, pouvant être mis en corrélation, dans le contexte structural des Carpates Méridionales, avec les volcanites de Balta à l'ouest et celles de Runcu-Vălari à l'est.

EXPLICAȚIA PLANȘELOR

Planșa I

Fig. 1. — Andezito-bazalt cu structură porfiric-intersertală în contact cu sticlă cloritizată. N +; × 10.

Andésito-basalte à structure porphyrique-intersertale au contact avec de verre chloritisée. N +; × 10.

Fig. 2. — Andezito-bazalt cu structură intersertal-vacuolară în contact cu un fragment de calcare. N +; × 10.

Andésito-basalte à structure intersertale-vacuolaire au contact avec un fragment de calcaire. N +; × 10.

Fig. 3. — Brecie formată din fragmente de sticlă cu structură vacuolară. N II; × 70.

Brèche constituée de fragments de verre à structure vacuolaire. N II; × 70.

Planşa II

Fig. 1. — Brecie formată din fragmente de sticlă cloritizată şi calcit. N +; × 70.
Brèche constituée de fragments de verre chloritisée et calcite. N +; × 70.

Fig. 2. — Brecie sudată — Fragmente de sticlă şi fenocristale de feldspaţi. N +; × 10.
Brèche soudée — Fragments de verre et phénocristaux de feldspaths. N +; × 10.

Fig. 3. — Tufuri lapilice sau peperite. N +; × 70.
Tufs lapilliques ou pépérites. N +; × 70.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). Pag. 35—40

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

NOTĂ ASUPRA DEPOZITELOR VULCANO-SEDIMENTARE DIN NORDUL MUNŢILOR CĂLIMANI, ZONA NEAGRA ŞARULUI-GURA HAITII, JUDEŢUL SUCEAVA [1]

DE

EUGENIA NIŢOI [2]

Volcano-sedimentary formation. Neogene volcanism. Epiclastic rocks. Hybrid rocks. Volcanoclastic rocks. East Carpathians. New eruptive. Călimani.

Abstract

Note on the Volcano-sedimentary Deposits from the North of the Călimani Mountains, Neagra Şarului-Gura Haitii Zone, Suceava District. The East Carpathians Neogene volcanism starts in the Călimani Mountains during the Pannonian with a mixed, volcano-sedimentary series, pointed out and described by Peltz (1965, 1969), Rădulescu et al. (1973) to the south and south-east of this massif. The geological map of Romania on the scale of 1 : 200,000, sheet Topliţa marks, by comparison, the presence of this formation to the north of the Călimani Mountains, as well. This note presents the results of a preliminary study which confirms the volcano-sedimentary character of the rocks at the base of Neogene eruptions from the north. The stratigraphic position of the volcano-sedimentary series, the deposition sequence within the studied area — Neagra Şarului-Gura Haitii zone — and the petrographic composition of the formation members are determined.

1. *Introducere*

Informaţii scrise asupra depozitelor vulcano-sedimentare din nordul munţilor Călimani sînt foarte puţine, majoritatea lucrărilor privitoare la geologia zonei tratînd despre stratigrafia, tectonica, magmatogeneza şi metalogeneza ansamblului regiunii.

---

[1] Predată la 20 mai 1980, acceptată pentru publicare la 20 mai 1980, comunicată în şedinţa din 30 mai 1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

Contribuții la cunoașterea alcătuirii geologice a zonei și în special a produselor vulcanice au fost aduse de N i c h i t a (1934), I. T r e i b e r (1952), I. T e o d o r u și C a m e l i a T e o d o r u (1961), Ș t. C o s m a (1968). În lucrările lor, cercetătorii menționați au remarcat existența unor depozite diferite ca litologie de celelalte roci eruptive, cărora le-au dat denumiri diferite, fără însă a face referiri speciale asupra caracterului lor. Astfel, N i c h i t a (1934) în teza sa de doctorat le denumește „conglomerate andezitice de origine torențială cu intercalații de tufuri cenușii care apar accidental și adeseori împreună". I. T r e i b e r (1952)[3] descrie sumar „roci tufoide andezitice", înțelegînd prin această denumire numai piroclastite erodate, remaniate, a căror prezență este o dovadă a repaosului în activitatea vulcanică și care marchează existența depresiunilor interne sau marginale care în timpul scufundării lor au fost umplute cu asemenea material. I. T e o d o r u și C a m e l i a T e o d o r u (1961)[4] atribuie aceste roci „piroclastitelor de ciclul I" bine reprezentate în ambii versanți ai văii Haita, cu poziție superioară față de depozitele eocen-oligocene și formate din tufuri, aglomerate și lave vacuolare, acoperite fiind de andezitele piroxenice inferioare. Ș t. C o s m a (1968)[5] descrie, în zona Drăgoiasa, „roci tufitice" ca prime produse ale fazei I magmatice din munții Călimani; acestea sînt considerate a fi fost formate din „amestecul rocilor sedimentare cu piroclastite care au căzut într-un lac de mică adîncime"; a urmat punerea în loc a dacitelor propriu-zise.

În foaia Toplița a hărții geologice a R.S.R. la scara 1 : 200.00 (A l e x a n d r e s c u et al., 1968) rocile la care ne referim în nota de față sînt prezentate ca „formațiune vulcanogen-sedimentară" prin asemănare cu cele pannoniene studiate de R ă d u l e s c u et al. (1964) în munții Gurghiu, P e l t z (1969) în sud-estul munților Călimani; P e l t z și P e l t z (1970) în sud-estul munților Gurghiu.

Pînă la această dată nu există lucrări dedicate în mod special rocilor mixte de acest tip din nordul munților Călimani, foaia Toplița fiind singura care le consemnează ca atare.

În urma cercetărilor efectuate de noi în regiune în anii 1977—1979 am adus argumente cu privire la caracterul de formațiune vulcano-sedimentară a acestor depozite, bine reprezentate în tot lanțul muntos Călimani—Gurghiu—Harghita. Menționăm că acestea au fost evidențiate pentru prima dată în lanțul eruptiv de către R ă d u l e s c u et al. (1964). Pentru rocile discutate aici avem confirmarea caracterului lor, dată de D. R ă d u l e s c u (comunicare orală în 1979), poziție adoptată ulterior și de I. S e g h e d i pentru zona Drăgoiasa (comunicare verbală).

Gradul actual de cunoaștere a acestor depozite vulcano-sedimentare ne-a permis delimitarea lor cartografică, dar o sistematizare completă a datelor existente nu se poate face încă. Complexele litologice, de grosimi mici în general, constituite dintr-o alternanță sau îndințare de roci piroclastice, epiclastice și hibride se dispun peste depozitele eocene (L. S z a s z,

[3,4,5] Arh. IGG, București.

comunicare orală) de la Neagra Şarului. În alcătuirea lor componentul terigen este subordonat celui vulcanogen, iar analiza litologică a lor arată că elementele predominante sînt cele de natură andezitică.

2. *Roci vulcanoclastice*

Am atribuit acestui tip de roci aglomeratele andezitice, aglomeratele mixte şi cineritele depuse în mediu subaerian şi subacvatic. Aglomeratele andezitice [6] au fost întîlnite pe văile Neagra, Băuca, Popii, Ţiganului (pl.), stînd discordant peste depozitele sedimentare eocene sau peste tufite. Sînt alcătuite din elemente subcolţuroase, subrotunjite de andezite predominant piroxenice (cu augit şi hipersten sau cu augit, hipersten şi hornblendă) şi, subordonat, de andezite cu hornblendă şi piroxeni. Liantul în care sînt prinse acestea este format din lapilli şi litoclaste mărunte cu aceeaşi compoziţie andezitică. Dimensiunile elementelor variază între 10 şi 15 cm, iar dispunerea lor este haotică. Pe pîrîul Popii apare, în masa acestor roci, o intercalaţie de lavă andezitică cu grosime mică, veziculară.

Aglomeratele mixte, întîlnite pe valea Băuca, au caracteristică prezenţa, alături de rocile andezitice, a fragmentelor de roci sedimentare (gresii cuarţoase, marne), dar în proporţie mult mai redusă, prinse într-un liant andezitic larg dezvoltat, limonitizat. Uneori se observă o sortare gravitaţională a materialului.

Cineritele lapillice apar stratificate, în alternanţă cu aglomeratele sau cu rocile epiclastice; grosimea stratelor variază între 0,15 şi 0,50 m, fiind întîlnite pe văile Neagra şi Ciribuc. Sînt alcătuite din cristale şi fragmente de cristale de plagioclaz, mai rar hornblendă şi din elemente de andezite piroxenice.

Roci epiclastice

În regiunea cercetată, dezvoltarea depozitelor epiclastice de natură vulcanică nu este atît de caracteristică ca în celelalte zone ale lanţului muntos Călimani—Gurghiu—Harghita. Grosimea depozitelor nu depăşeşte 10 m; în coloanele litologice din planşă sînt prezentate relaţiile acestora cu rocile piroclastice şi hibride.

Conglomeratele şi microconglomeratele andezitice sînt bine reprezentate pe valea Neagra şi pîrîul Fetii, în alcătuirea lor participînd cca 95 % material eruptiv şi 5 % material de natură diferită. Elementele constitutive sînt bine rotunjite, rulate; din punct de vedere petrografic sînt alcătuite din andezite cu piroxeni şi andezite cu piroxeni şi hornblendă, alături de care apar cuarţite albe şi negre, prinse într-un ciment nisipos-grezos, friabil, cu pondere redusă în structura rocii. În majoritatea aflorimentelor în alternanţă cu aceste depozite conglomeratice, sau deasupra lor, apar tufite şi cinerite.

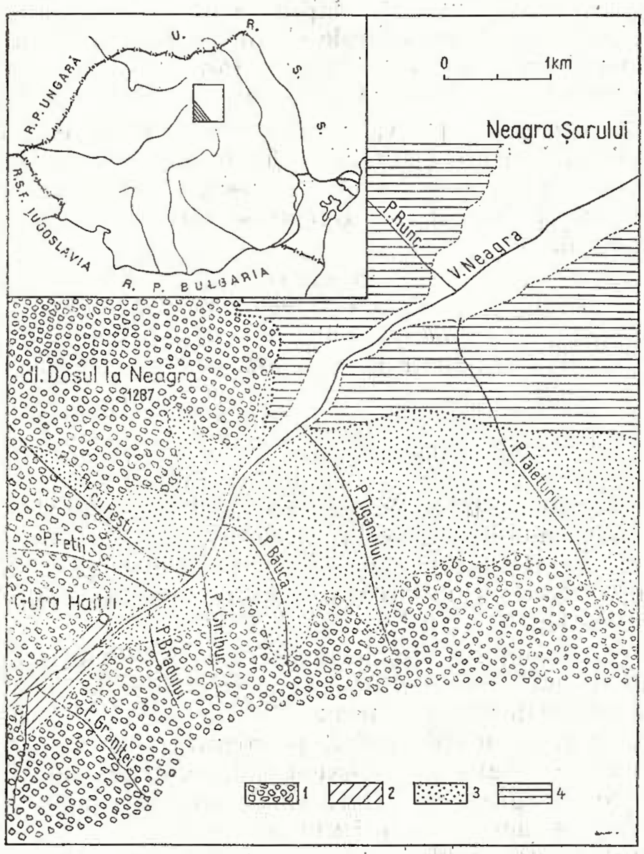
---

[6] Denumirile de roci sînt întrebuinţate în sensul stabilit de Peltz (1969) şi de Rădulescu et al. (1973).

Gresiile feldspatice alternează cu aglomeratele sau constituie cimentul conglomeratelor. Au fost întîlnite pe văile Popii şi Neagra, formînd nivele cu grosimi mici, pînă la 0,30 m. Sînt formate predominant din cristale şi fragmente de plagioclaz (labrador), orto şi clinopiroxen, prinse într-un ciment intens limonitizat şi/sau argilos. Se observă o slabă sortare, un transport şi o maturizare redusă a rocii. Predominanţa componentului feldspatic conferă adesea acestor roci un caracter grauwackic, arcozian.

Roci hibride

Tufitele aflorează în versantul drept al văii Bradului, în ambi versanţi ai văilor Neagra, Pîrîul cu Peşti, Băuca, unde se îndinţează marginal cu depozitele epiclastice sau formează depozite independente



Schiţa geologică a zone vulcano-sedimentare din nordul munţilor Călimani — zona Gura Haitii-Neagra Şarului şi amplasarea ei pe teritoriul R.S.R.
1, piroclastite grosiere; 2, lave andezitice cu piroxeni; 3, depozite vulcano-sedimentare; 4, depozite eocene.

Esquisse géologique de la zone volcano-sédimentaire au nord des Monts Călimani — la zone Gura Haitii-Neagra Şarului et son emplacement sur le territoire de la République Socialiste de Roumanie.
1, pyroclastites grossières; 2, laves andésitiques aux pyroxènes; 3, dépôts volcano-sédimentaires; 4, dépôts éocènes.

Sînt formate din fragmente de roci eruptive (andezite piroxenice, andezite cu piroxeni şi amfiboli, microdiorite (?), în diferite stadii de alterare şi din roci sedimentare (gresii nisipoase-grezoase, marne vineţii, nisipuri). Tufitele au o matrice argiloasă constituită în principal din cristale şi litoclaste mărunte de proveniență mixtă. Le sînt caracteristice oolitele feruginoase ale căror dimensiuni variază de la cîțiva mm pînă la aspecte concreționare de 7–8 cm în diametru. Deseori, aceste roci hibride sînt caolinizate (Pîrîul cu Pești, pîrîul Bradului). Grosimea depozitelor este de aproximativ 250–300 m. Nivelul de oolite feruginoase a fost întîlnit mai ales în partea inferioară a acestor depozite tufitice. În zona cercetată, atît masa aglomeratelor (valea Neagra) cît și în masa tufitelor s-au întîlnit intercalații subțiri de lave andezitice.

3. *Încercări de corelare*

În baza tuturor elementelor de observație, putem spune că depozitele vulcano-sedimentare din zona Neagra Șarului-Gura Haitii sînt asemănătoare, ca litologie, cu seria inferioară (I) și cu partea inferioară a seriei intermediare (II) — separate de Peltz et al. (1970) în formațiunile de acest tip din munții Gurghiu, sau cu nivelul inferior al formațiunii vulcano-sedimentare (Rădulescu et al., 1964, 1973) întîlnit în cea mai mare parte a lanțului eruptiv Călimani—Gurghiu—Harghita, ele avînd următoarele caracteristici:

— constituție eterogenă : roci piroclastice, roci epiclastice și hibride;

— existența faciesului subacvatic;

— frecvența mare a produselor de explozie vulcanică, care a furnizat materialul pentru acumularea sedimentelor mixte.

Substratul seriei descrise de noi este format de depozite eocene. Formațiunea vulcano-sedimentară este, conform asemănărilor constatate mai sus, de vîrstă pannoniană (Peltz și Peltz, 1970; Rădulescu et al., 1973) și acoperind termeni diferiți ai seriei regresive eocene marchează în nordul munților Călimani o lacună de sedimentare și o discordanță stratigrafică.

Atributul de element inițial al seriei de erupții pannoniene este întărit, pentru zona cercetată de noi, de existența gresiilor roșii limonitizate, al căror caracter de reper al nivelului de bază este menționat, în mod special, de Rădulescu et al. (1973).

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Mureșan Georgeta, Peltz S., Săndulescu M. (1968) Harta geologică a R.S.R. foaia Toplița sc : 1 : 200.000. București.

Nichita O. (1934) Etudes pctrographiques et chimiques de la région de Valea Neagră et Haita du massif des Monts Călimani. Dep. Cimpulung. *An. Sci. de l'Univ. de Jassy*, XXI, Iași.

Peltz S. (1965) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Ilva-Stînceni-Călimănel (Extrémitatea sudică a munților Călimani). *D.S. Inst. Geol.*, LI/1, București.

— (1969) Studiul petrografic al părții de sud-est a munților Călimani. *St. tehn. econ.* I 4, București.

— Peltz Margareta (1970) Contribuții petrografice și paleovulcanologice la cunoașterea părții de sud-vest a munților Gurghiu. *D.S. Inst. Geol.*, LVI/1, București.

Rădulescu P. D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a munţilor Gurghiu. *An. Com. Geol.*, XXXIII, Bucureşti.

— 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, Bucureşti.

Török Z. (1956) Problemele teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe. Acad. R.P.R. Filiala Cluj. *Stud. cerc. şt.*, VII, Cluj.

NOTE SUR LES DÉPÔTS VOLCANO-SÉDIMENTAIRES AU NORD DES MONTS CĂLIMANI, LA ZONE NEAGRA ŞARULUI-GURA HAITII, LE DISTRICT DE SUCEAVA

(Résumé)

La formation volcano-sédimentaire, située à la base des éruptions néogènes des Monts Călimani — Carpates Orientales — a été délimitée et étudiée par Peltz (1965, 1969), Rădulescu et al. (1973), au sud et à l'est du massif. Au nord de ce massif-là, la carte de la République Socialiste de Roumanie, à l'échelle 1 : 200,000, feuille Topliţa, marque cette formation par analogie avec l'autre, quoique jusqu'à présent aucun rechercheur ne l'ait pas considérée de la sorte.

L'étude préliminaire des roches volcaniques au nord des Monts Călimani qui a conduit à l'élaboration de cette note, a confirmé le caractère volcano-sédimentaire, supposé, de la formation. La série est formée de roches volcanoclastiques (agglomérats andésitiques, agglomérats mixtes et cinérites lapilliques)[7], de roches épiclastiques et de roches hybrides (tufites), qu'on peut comparer avec la partie inférieure de la succession des dépôts volcano-sédimentaires pannoniens, au sud et sud-est des Monts Călimani (Peltz, 1965, 1969 ; Rădulescu et al., 1973).

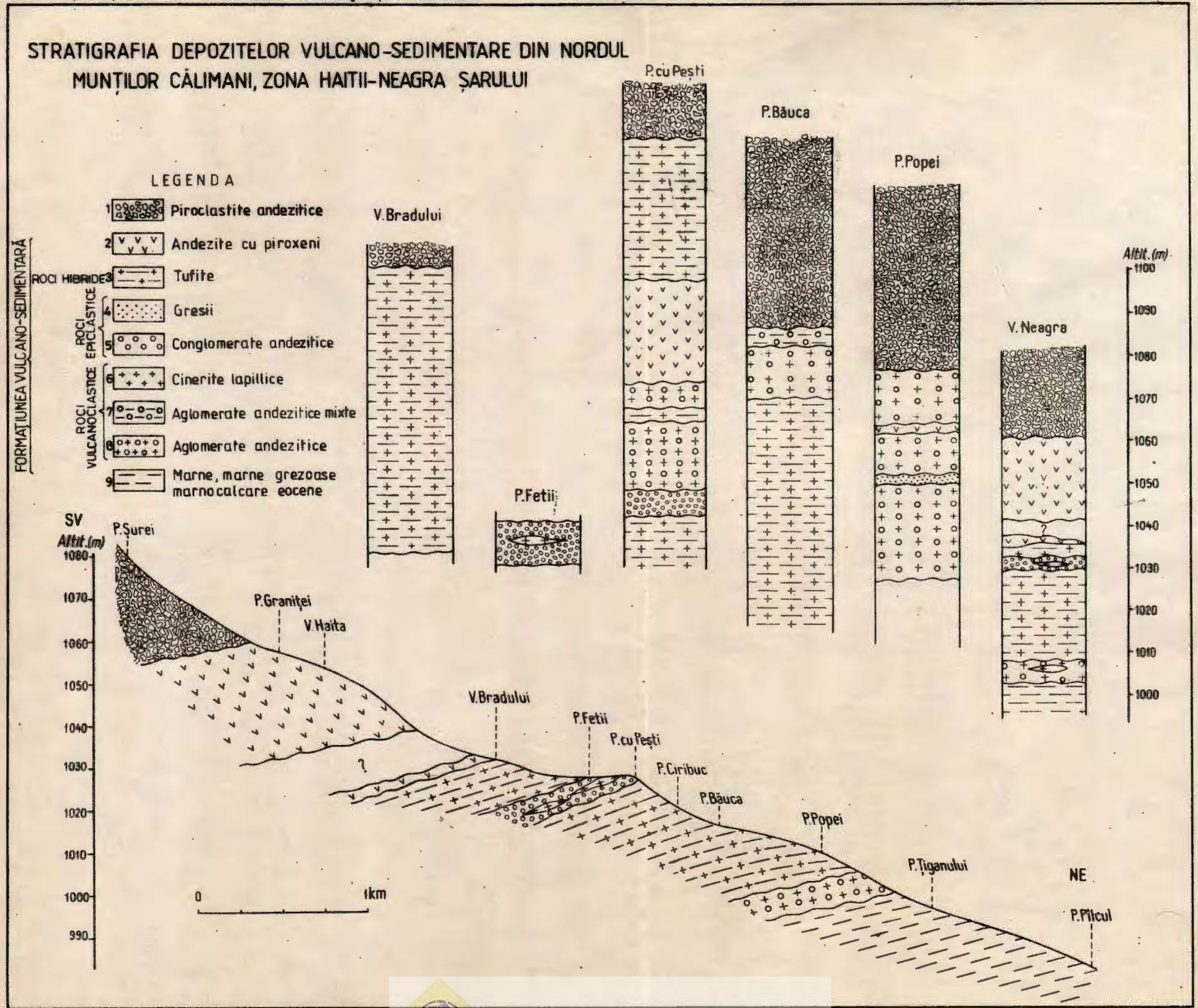
La composition et la structure parallèles aussi que l'âge similaire ont révélé la présence d'une discordance stratigraphique au nord du massif, où cette série couvre les sédiments éocènes à la base d'une série régressive à séquence complète au sud.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

La stratigraphie des dépôts volcano-sédimentaires au nord des Monts Călimani, la zone Gura Haitii-Neagra Şarului.

1, pyroclastites andésitiques ; 2, andésites aux pyroxènes. Formation volcano-sédimentaire : roches hybrides : 3, tufites ; roches épiclastiques : 4, grès ; 5, conglomérats andésitiques ; roches volcanoclastiques : 6, cinérites lapilliques ; 7, agglomérats andésitiques mixtes ; 8, agglomérats andésitiques ; 9, marnes, marnes gréseuses, marno-calcaires éocènes.

[7] La dénomination des roches est celle établie par Peltz (1969) ou Rădulescu et al. (1973).



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979–1980). Pag. 41–46

1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

IUGS UNESCO IGCP

Project 39: Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

GENESIS OF THE ALPINE CYCLE OPHIOLITES FROM ROMANIA AND THEIR ASSOCIATED CALC-ALKALINE AND ALKALINE VOLCANICS [1]

BY

HARALAMBIE SAVU [2]

(Summary)[3]

Introduction. Starting with the first remarks on ophiolitic rocks, notions have developed concomitantly with the new discoveries regarding the transformations involved in the Earth crust and upper mantle. At present, ophiolites are represented by those complexes of basic and ultramafic rocks formed on ocean floors, in median ridges, and consisting of three main terms in superposition relationship : peridotite-gabbro (dolerite)-basalt. Besides this classical definition, there exist a number of exceptions due to the structure and evolution of oceanic zones.

Alpine Oceanic Zones of Romania. The Romanian territory was covered by three Alpine oceanic zones : (1) the East Carpathians—Northern Dobrogea zone; (2) the East Carpathians – South Carpathians zone and (3) the Mureş zone of the Southern Apuseni. The oceanic zone stage of the East Carpathians manifested during two Alpine epochs : a Triassic one and a Jurassic-Lower Cretaceous one.

The Carpathian territory, lying to the north of the Tethys Sea basin, developed during four tectono-magmatic cycles : Dalslandian, Assyntic, Hercynian (Caledonian) and Alpine. A former sialic crust was formed during the Dalslandian cycle (1600–850±50 m.y.) on the south-western border of the East European continent and at the beginning of each new cycle this crust was broken and generated new oceanic zones parallel to the continent margin. During each cycle, ophiolites are formed

[1] Paper received on November 14,1979, accepted for publication on March 11,1980, presented at the Meeting of November 16,1979.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

[3] The paper was wholly published in the ,,Anuarul IGG, LVI", 1980.

in these oceanic zones and associate with terrigenous crystalline schists of different metamorphic stages.

By the end of Hercynian movements the Paleozoic oceanic zone was already closed with the formation of a new sialic crust; during Lower Triassic, the Tethys Sea floor is broken again, together with the sialic crust, into several plates or microcontinents separated by narrow oceanic zones with ophiolitic rocks and other initialites.

1. During the Triassic, there forms a profound fracture which generates, by spreading, an oceanic zone — the Siret ocean — lying between the East European plate and the Transylvanian and Moesian microplates. This fracture started from the West Carpathians, crossed the East Carpathians and North Dobrogea to Crimeea and Caucasus (Fig. 1)[4]. Here, ophiolitic rocks and Triassic sedimentary deposits are being formed.

2. During the Upper Triassic, when old kimmerian movements take place, the East European plate is thrust under the Transylvanian and Moesian plates, together with the consumption of some ophiolites of the East Carpathians and the obduction of the diabase-spilitic complex of Dobrogea. The oceanic zone of Dobrogea closes up for ever.

3. By the end of Triassic and the beginning of Jurassic the Tethys Sea floor is broken again and there form two oceanic zones: (1) a zone lying along the present-day Carpathian chain, which extended in the Balkans without any connection with the Dobrogea zone already closed (Fig. 1); (2) a second oceanic zone, the Mureș zone of the South Apuseni, lying between the Transylvanian and North Apuseni plates and belonging to the Dinarides. The ophiolites of this zone are 180 m.y. old.

4. These zones are gradually closed. For example, in the Mureș zone the closing starts with new kimmerian movements and ends up with the Austrian ones by a bilateral subduction process. In the East Carpathians, it takes place by means of a subduction process from east to west. Calc-alkaline initialites form concomitantly (140—120 m.y.).

Occurrence of Ophiolitic Rocks and Initialites Complexes. The origin zone of ophiolites and associated initialites, usually allochthonous, is hard to be established due to the extremely complicated tectonics of the Carpathian chains.

1. In the East Carpathians, ophiolitic rocks were formed during two stages corresponding to the two oceanic zones: a Triassic and a Jurassic-Lower Cretaceous one (Fig. 2). They associated usually with the Sinaia-Rahov flysch, occurring as basalt and spilitic flows — rarely dolerites — and pyroclastics, such as in Maramureș and in the easternmost part of the East Carpathians. In Bucovina, the Rarău-Hăghimaș syncline and the Perșani Mountains, they occur as klippes in the Upper Cretaceous Wildflysch or as overlying lambeaux. These are represented by basalts, spilitic rocks and serpentinized peridotites.

[4] Cited figures are to be found in the paper published in the „Anuarul IGG, LVI", 1980

In the Perşani Mountains — Codlea — Făgăraş Mountains region, ophiolites associate with Triassic and Jurassic calc-alkaline and alkaline initialites. In Lower Cretaceous dolerites do appear.

Unlike in the East Carpathians, in North Dobrogea, initial magmatism manifested itself only in the Triassic (Anisian-Carnian) intracontinental oceanic zone which closed with old kimmerian movements when ophiolitic rocks were obducted over the east European continent. There formed an important diabase-spilitic complex consisting of basalt flows, amygdaloid basalts, variolites, often in pillow-lava facies and rarely pyroclastics, with which spilites (4.77—5.20% Na_2O) and small gabbrodolerite bodies do associate. Most rocks contain a reddish-violet-lilac pleochroic titanaugite; $c \wedge Ng = 55°$.

Initial magmatism ends up with porphyry eruptions during Upper Triassic, lying along two alignments: one lying between Isaccea and Somova in front of the suture zone represented by the Luncaviţa-Consul tectonic line and another one lying behind this zone, between Văcăreni and Consul.

2. In the South Carpathians, initial magmatism lasted from Jurassic till Cretaceous. Its products are practically absent from the Getic Nappe domain, but can be frequently met in the Danubian autochthon. The most characteristic ophiolitic rocks are those of the Severin Nappe. They consist of basic and ultramafic rocks which form a specific ophiolitic melange. Ultramafic rocks do also occur along the overthrust plane of the Getic Nappe over the Danubian autochthon; some are pre-Alpine and some are post-Liassic.

The north-western part of the Danubian autochthon contains, within the Arjana zone and the Ţarcu Mountains, a volcano-sedimentary complex with initial magmatites (basalts, spilites, basic tuffs, paleotrachytes and bostonites) which erupted during two stages: a Jurassic stage and a Lower Cretaceous stage. This rock association represents a specific spilite-keratophyre series.

Some small spilite bodies are mentioned in the Wildflysch of Oltenia and on the Cerna Valley, but we cannot say for sure whether they are „*in situ*" or they form klippes.

3. The Mureş zone of the South Apuseni contains the most widely developed ophiolitic complex, whose basic rocks have been little affected by tectonic movements. They have undergone weak foldings which manifested especially on the borders of the oceanic zone and have been determined by bilateral subduction. Ophiolitic rocks formed on partly simatic and partly sialic ocean floor. Initial magmatism developed during three evolution stages: the first started during Lower Jurassic and lasted till the Oxfordian, the second lasted from Oxfordian till Neocomian and the third one took place in Aptian-Albian. During the first stage which corresponds to the spreading phasis, there formed the ocean floor ophiolites, while during the other two there erupted calc-alkaline and alkaline island arc volcanics.

a) Ophiolitic rocks of the first stage form a basalt complex (basalts, amygdaloid basalts, anamesites, variolites) with frequent pillow-lava separations and rare pyroclastics, over 3000 m thick; it lies in the axial part of the Mureş zone which contains only rarely jasper intercalations and thin bands of Oxfordian limestones to its upper part. Within this complex there have been emplaced small gabbro bodies, some differentiated „*in situ*" and stratified, consisting of titanomagnetite gabbros (Fig. 3, 4 and Table 1) and others compound (Fig. 3c), consisting of a series of gabbro intrusions with diopside, olivine gabbros, hyperites, granophyres etc. An important complex of sheeted dykes develops in the western part of the Mureş zone.

The bodies of ultramafic rocks (Fig. 3b) have also a stratified structure, with peridotites at the base and olivine gabbros to the upper part.

b) During the second stage, when the bilateral subduction process starts, the resulted sialic magmas mix up with basic ones and form a rich calc-alkaline and alkaline initialite series in a pre-orogen island arc zone. During the third stage there form only flows of spilitic rocks intercalated in the Aptian-Albian flysch.

Ophiolitic Rocks Metamorphism. Ophiolitic rocks are affected only by phenomena of hydrothermal metamorphism or autometamorphism. They bring about a number of transformations of basic rocks and the formation of parageneses related to the following facies : epidote amphibolites, greenschist and zeolitic facies, the last one lacking from some zones.

Petrology and Geochemistry. Although Romanian ophiolitic rocks are very varied as regards their composition when compared to those of the classical ophiolitic zone of the Tethys Sea, they enter the field of basic ophiolites of the Alps, Apennines and Dinarides. The calc-alkaline and alkaline initialites associated with ophiolites differ from the latter by their chemistry (Fig. 5).

From the geochemical point of view, ophiolitic rocks resemble ocean floor basalts (Fig. 6) and result from a tholeiitic magma formed in the upper mantle. The diabase-spilites of Dobrogea as well as some rocks of the East Carpathians lie within the field of basalts of „withinplate" ocean islands (Fig. 7).

Calc-alkaline and alkaline initialites correspond to island arc volcanics (Fig. 6).

Metallogenesis. The titano-magnetite gabbros, the sulphides with pyrite-chalcopyrite (-magnetite) paragenesis and manganese oxides associated with red argillites and Tithonian-Neocomian jaspers represent the useful mineral substances associated with initial magmatism.

Conclusions. 1. Ophiolites and other Alpine initialites occur: (1) in autochthonous position (Mureş zone), (2) in overthrusting nappes, (3) in klippes, (4) obducted (Dobrogea, Apuseni Mountains).

2. Unlike the magmatism of the Alps-Himalaya classical zone, pre-orogen initial magmatism of narrow oceanic zones of the northern part of the Tethys Sea led especially to effusive and extrusive rocks.

3. Stratified structures of gabbro and ultramafic bodies as well as the metamorphism of the basalts in their contact zone constitute the peremptory proof that these bodies represent tholeiitic magma intrusions from the mantle, differentiated „*in situ*".

4. The classical stratified structure of Greece and Cyprus has not been pointed out in the Carpathian zones, fact which demonstrates that the three members of an ophiolitic series (peridotite-gabbro-basalt) may be encountered not only in superposition conditions but also intrusion relationships.

5. The oceanic zones north of the Tethys Sea differ from classical zones by the reduced quantity of ultramafic rocks and the presence of island arc calc-alkaline initialites which are absent from classical zones. Within the Mureş zone, the passage from the ocean floor ophiolites stage to the pre-orogen island arc volcanic zone is obvious.

6. The magmatic activity took place in oceanic zones with simatic or partly simatic and partly sialic floor.

7. Ophiolitic rocks present the characteristics of ocean floor basalts, but some of them are „withinplate" ocean island magmatites; calc-alkaline and alkaline initialites — few in number — associated with ophiolites are pre-orogen island arc volcanics.

8. According to the general conclusion, in the oceanic zones of the Tethys Sea, given the structure and the particular evolution conditions, ophiolitic rocks, ocean floor or ocean plate formations occur in different situations; in other words, there are ophiolites and ophiolites, in the same way there are „granites and granites".

DISCUSSIONS

I. Nicolae: 1. Some authors consider that the ophiolites are rocks formed only in the oceanic rift zones (as a consequence of the riftogenesis process); they seem to represent fragments of the oceanic crust which reach the continental environment by tectonic ways. Some other authors, show that ophiolites may also form in other geotectonic environments (island arcs, marginal basins, ensialic rifts), accompanied by the change of petrographic types encountered there. Thus, it is possible (even advisable) to use the term ophiolite in a wide, geological sense (just like Miyashiro) and not in a petrographic one.

In the South Apuseni Mts., the second and third stage Mesozoic volcanic products have been called by Savu „calc-alkaline initialites associated with ophiolites". We do not agree on the use of the term „initialite" or „initial magmatism", introduced by Stille in order to designate the magmatism associated to a certain stage of a geosyncline development. If ophiolites are interpreted according to plate tectonics, the term „initialite" is no longer needed.

2. In this paper (and in some previous ones, partly written in collaboration), Savu shows that the calc-alkaline products from the South Apuseni Mts. have formed by „the contamination

of the tholeiitic magma from the upper mantle or the subcrustal basaltic cover, with an acid material resulted from the melting of the northern and southern sialic plates, drawn into a subduction process under the Mureş zone".

If we agree on the fact that the riftogenesis process, which generated the first stage products with ocean floor features — and which supposes a divergent movement of the northern and southern sialic plates —, is followed by the convergence of these plates (and even their subduction), we should also approve of the changed direction of convection currents in the asthenosphere, which represent the motive power of plate movement. Thus, if they are ascending under the volcanic zone, during the generation of the first stage products, then they should be descending during the generation of calc-alkaline products, as ,,the upper mantle and the basaltic cover" can no longer supply the volcanism. The mere melting of northern and southern sialic plates, within this double subduction of sialic plates under the rift zone (?), in case we approve of it, should lead to a mainly acid volcanism.

Answer : We have assigned the Romanian Mesozoic initialites of tholeiitic origin to the ophiolites, having in view the most recent definition, adopted by the International Group of Ophiolite Correlation within IGCP Project no. 39 ,,Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks" and generalized by Coleman (1977).

The ophiolitic rocks in Romania, generated by the upper mantle magmas, have been assigned to ocean floor basalts, and the calc-alkaline and alkaline magmatites (initialites) to the island arc volcanics, generated by old Kimmerian and new Kimmerian orogenesis, respectively, on the basis of both geotectonic data and especially of petrochemical and geochemical quantitative values, according to Burri and Niggli (1945) and Pearce and Cann (1973).

Maybe there are authors who consider that ophiolites may form in island arc volcanoes as well, but we have noticed that no rocks similar to the ophiolites investigated by us in Italy, Yugoslavia, Caucasus, Urals and California have formed at least in the pre-orogen island arc of the Mureş zone. We mention that none of these authors can think that the Mesozoic rhyolites, andesites and trachytes from the Trascău Mts., referred to by our colleague I. Nicolae, would represent ophiolites.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). Pag. 47—67

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

IUGS UNESCO

Project 39: Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

CONTRIBUTIONS TO THE PETROLOGY AND METALLOGENESIS OF ALPINE INITIALITES FROM THE VĂLIŞOARA-DUMEŞTI REGION (METALIFERI MOUNTAINS), WITH NOTES ON THE PRE-ALPINE BASEMENT[1]

BY

HARALAMBIE SAVU[2], CONSTANŢA UDRESCU[2], VASILICA NEACŞU[2]

Alpine initialites. Ophiolitic rocks. Petrogenesis. Metallogenesis. Pre-alpine basement. Island arc volcanism. Andesites. Pyroclastics. Vein rocks. Jurassic. Aptian. Apuseni Mountains. Mureş Mountains. Metaliferi Mountains.

Sommaire

Considérations sur la pétrologie et métallogenèse des initialites alpines de la région Vălişoara-Dumeşti (Monts Metaliferi), avec observations sur le soubassement pré-alpin. La région investiguée est formée de roches ophiolitiques du premier stade d'évolution de la zone du Mureş, et de produits du deuxième stade d'évolution de cette zone, qui ont les caractères des volcanites d'arc insulaire et constituent la plupart des roches de la région. Les dernières sont représentées par des agglomérats contenant de différents types de basaltes et andésites basaltiques, quelquefois des tuffs. Dans la partie de NE de la région, on rencontre des andésites au pyroxène et amphibole, au-dessous des calcaires jurassiques supérieurs et aptiens, tandis que dans la partie de NW, au-dessus les agglomérats basaltiques on trouve des pyroclastites d'andésites aux amphiboles et dacites, associées parfois aux tuffs et radiolarites, couverts aussi par des calcaires aptiens et probablement jurassiques supérieurs. Dans le même endroit, il y a des filons et dykes de rhyolites et roches porphyriques acides qui traversent les agglomérats basaltiques. L'activité magmatique, qui a généré les roches acides et surtout celles filoniennes, est liée à quelques zones d'altération hydrothermale, emplacées dans les agglomérats basaltiques et associées avec des minéralisations de sulfures.

---

[1] Received on August 29,1979, accepted for publication on September 5, 1979, presented at the Meeting of February 29,1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

1. Introduction

The research work carried out by us in 1978, on the Mesozoic eruptive rocks from the Metaliferi Mountains, represents the continuation to the East of previous studies on the Vorţa sulphide mineralizations (H. S a v u, I. N i c o l a e, 1975 a, b) [3]. They covered the area extending from Dumeşti, the springs of the Bărăşti valley, to Vălişoara and Sălіştioara (Pl. I).

G h i ţ u l e s c u and S o c o l e s c u (1941) have studied this region more systematically and on their map are figured Triassic melaphyre (diabases) flows, Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary deposits, as well as Tortonian sedimentary deposits and andesite flows. The melaphyres contain some hydrothermal alteration zones assigned to Neogene volcanism. I a c o b (1953) mentions some more acid rocks, quartz porphyres included, which he considers to be older than the diabases (the melaphyres mentioned by previous researchers). West of the region investigated by us, C i o f l i c a (1961) describes Jurassic basalts, different types of andesitic rocks, oligophyres, orthophyres, Barremian basalts and Laramian rocks. In 1963, T r i f u l e s c u investigated the northern part of this region and showed that the acid rock bodies crossing the „diabases'' to the south of Dealul Mare and at the springs of the Furcşoara valley and Căbeşti valley, could represent banatitic intrusions. In their report on the prospection works, I. T e o d o r u et al. (1963) [4] and C o n s t a n ţ a C a r a v e ţ e a n u (1977) [5] mention that this region consists of basalts and their pyroclastics, Laramian intrusive rocks and Neogene volcanics which seem to include the rhyolites, dacites and andesites lying to the north-west of Furcşoara. These data have also been figured on the geological map on the scale of 1 : 50,000, sheet Brad drawn up by B o r d e a and B o r c o ş (1972).

Speaking about the general structure of the Mureş mobile zone, S a v u (1962 c) notes that it has a pre-ophiolitic sialic basement which consists of crystalline schists and granitoids. This problem is rediscussed on the basis of new geophysical and geological data by A n d r e i and C a l o t ă (1975), S a v u (1976), M. B o r c o ş, J. A n d r e i, M. L u p u and I. B e r b e l e a c (1976) [6]; the last authors have also drawn up the map of this basement.

Our researches carried out in the central part of the South Apuseni, which started in 1973 [7] and have been correlated with the ones made in the western part (S a v u, 1962 a, b), have offered a new image of the succession of geological events, which has been confirmed in this region [8] as well.

[3] Arch. IGG, Bucureşti.

[4] Arch. IGPSMS, Bucureşti.

[5,6,7,8] Arch. IGG, Bucureşti.

2. Geological Structure

The region enters the general structure of the southern part of the Mureş mobile zone, its formations and their tectonics resembling those described by us in the Cărmăzineşti-Vorţa-Dumeşti region (S a v u, N i c o l a e, 1975 a).

Previous researchers have mentioned, to the south of this region, several scales with crystalline schists in the base. During the investigations carried out in the zone figured on the enclosed map (Pl. I), we have also noticed an intensely laminated formation, lying along a reverse fault on the Valea Mare brook, at Săliştioara. We encountered typical crystalline schists on the summit lying to the east of the Bărăşti brook, where they occur as elements of polygenous agglomerates. Fragments of crystalline schists have been noticed in some basaltic tuffs on the Căbeşti valley. These crystalline schists represent the rocks which belong either to the Hercynian series or to the Assyntic epimetamorphic ones and show that the complex basement of the Mureş zone (S a v u, 1976), containing sialic elements, lies at a small depth.

The largest part of this region consists of eruptive rocks, belonging to the first two evolution stages of Alpine initial magmatism from the Apuseni Mountains.

a) First stage formations. These eruptive rocks occur on the Bărăşti brook, in the southern part of the region, and are represented by dolerites and anamesites underlying the Upper Jurassic and Neocomian limestones. These rocks are the product of the magmatic activity which took place during the Lower and Middle Jurassic and their absolute age of 180 m.y. has been established by Rb/Sr method (H e r z et al., 1974).

We should speak of the gabbro blocks lying up the Bărăşti valley within the area of quartz-amphibole andesite and dacite pyroclastics and of gabbro blocks occurring on the Oana brook within the second stage basaltic agglomerates (Pl. I). Usually, the gabbros belong to the first stage, but theoretically they could be emplaced at the beginning of the second stage, too. As they do not form bodies in pyroclastics, it is also possible that the gabbro bodies could have been dislocated, during the eruptions, from the first stage basement and could have been included in the polygenous agglomerates, as it is the case with other formations.

b) Second stage eruptive formations. The largest area of the region consists of agglomerates and tuffs of porphyritic basalts, amygdaloid basalts, hyalobasalts and basaltic andesites belonging to the second evolution stage of the mobile Mureş zone. Polygenous agglomerates and tuffs with crystalline schists, Permian sandstones probably gabbros, dolerites etc. and Jurassic limestones do often associate. Two adjacent, parallel veins made of basic rocks have been noticed on the Furcşoara valley. The eruptions took place during the Oxfordian and the Kimmeridgian till the first part of Portlandian, fact proved by the very big Jurassic limestone blocks occurring in the polygenous agglomerates (Pl. I). The age of these eruptions is of almost 140 m.y. (Herz et al., 1974).

The northern part of this region is covered by acid volcanic products which belong to the second evolution stage of the mobile zone and overlie the basaltic agglomerates, which seem to have occurred during the Portlandian, as their pyroclastics contain Upper Jurassic limestones, and during the Lower Cretaceous, as they underlie the Hauterivian-Aptian limestones, as one can infer from the map 1 : 50,000, sheet Brad. There are two types of eruptions.

At Vălişoara, one may encounter pyroxene and amphibole andesite agglomerates which underlie the Upper Jurassic and Aptian limestones.

At the springs of the Furcşoara valley and on the upper course of the Bărăşti valley, the basaltic agglomerates are overlain by an important pyroclastics mass (agglomerates, tuffs) and amphibole andesite and dacite flows, with scarce intercalations of tuffs associated with radiolarites, resembling those from the Vorţa formation, described to the west (Savu, Nicolae, 1975 a). Otherwise, all these volcanic products represent the eastward extension of the ones described by us in 1975 in the Vorţa zone, between the Bărbăsoiu hill and the Ursu peak.

At the springs of the Furcşoara valley and on the summit between the Dumeşti and Bărăşti valleys, the andesitic volcanics underlie Aptian and probably Neocomian limestones. They contain intercalations of limy conglomerates and limestones with andesitic or dacitic eruptive elements (Pl. I).

The eastward extension of acid eruptions contains several dykes and rhyolite and dacite veins, porphyritic rocks assigned by previous researchers to banatitic eruptions. They represent the vein-like correspondents of the andesitic and dacitic volcanics mentioned above and differ petrographically from the Laramian rocks. Such bodies occur in the upper basin of the Furcşoara valley, south of the locality Dealul Mare and on the western slope of the Vălişoara valley.

In the southern part of this region, the Upper Jurassic and Lower Cretaceous limestones and the second stage basaltic agglomerates are overlain by argillites, marls, sandstones and scarce limestones which belong to the Hauterivian-Lower Aptian Căbeşti beds.

During the Tortonian, this region seems to have been wholly covered by gravels, scarce sandstones and weakly consolidated conglomerates which occur over the formations mentioned above, in the area north of the Dealul Mare and Gruelaci localities. Similar gravels occur farther to the south. West of Dealul Mare, in the neighbourhood of the Paltinu hill, we have encountered a patch of Neogene pyroxenic andesite agglomerates, which could be Tortonian as well.

Some hydrothermal alteration zones have been pointed out within the Upper Jurassic basalt agglomerates lying within the area between Bărăşti, Dealul Mare, Gialacuta and the Vălişoara valley. Weak mineralizations associate sometimes; at Dealul Mare and the springs of the Izvor Brook, an affluent of the Furcşoara valley, they were explored by means of galleries (Pl. I). On the Izvor Brook, the galleries were dug in the amphibole andesite and dacite pyroclastics, showing that the mineralizations could be related to the second stage eruptions from the Mureş zone.

The primary tectonics of this region, which formed during the new Kimmerian or Austrian foldings, has led to the formation of a synclinal structure between Gialacuta and Furcşoara, whose formations present an eastward periclinal closing.

During the Austrian or even younger movements, there formed some WNW—ESE fractures, almost longitudinal as compared to the mentioned plicative structure.

4. Petrography and Mineralogy

The first stage eruptive rocks, rather few in this region, are represented by dolerites, anamesites and gabbros.

a) The anamesites may be found as flows on the Bărăşti valley and as component elements of the second stage basaltic agglomerates. The rocks present an intergranular texture and consist of plagioclase sticks, augite and opaque minerals, at which some glass altered into chlorite and secondary minerals do add. The plagioclase crystals are usually elongated and partially altered, while the augite ones are isometric and sometimes slightly elongated. These rocks contain scarce amygdales filled with calcite and zeolites.

b) The dolerites occur more rarely, in the same conditions as the anamesites. They have an ophitic structure and consist of plagioclase, augite, opaque minerals and secondary minerals. The plagioclase forms usually cloudy, elongated sticks with twins according to the albite law. It is the first mineral which crystallized and was included in the pyroxene. The latter forms isometric or somewhat elongated crystals, slightly pleochroic to light brown, which becomes more obvious on the crystal borders. The augite is altered to chlorite in places and presents secondary iron oxide grains. Some dolerites contain some interstitial quartz.

c) The gabbros have been encountered only as blocks in the places mentioned above. The rocks present a hypidiomorphic-granular texture and consist mainly of plagioclase, diopside and some magnetite. The plagioclase (An_{62}) occurs in crystals twinned polysynthetically according to the albite, albite-Karlsbad and pericline laws, with a flow marginal zone. It is altered on fissures. Usually the diopside is altered into an actinolite hornblende, chlorite, calcite, leucoxene and secondary iron oxides displayed along alignments reminding of the old cleavage position of the replaced pyroxene. The primary magnetite is xenomorphic, proving thus that it is the last crystallized mineral.

As it was mentioned in the previous chapter, the second stage eruptive rocks were more varied than the first stage ones, being represented especially by pyroclastics of basaltic, andesitic and acid rocks.

a) The basalts and the basaltic andesites from the region main agglomerate mass may be distinguished from one another by the slightly different composition of the two rocks plagioclase. They have a porphyritic texture and consist of a groundmass formed of glass, plagioclase and opaque minerals microcrystals. There occur plagioclase and augite phenocrysts surrounded by the fluidal groundmass. The augite phenocrysts present a length of 2—3 mm and are fresh and twinned after 100. Sometimes the plagioclase phenocrysts are albitized, pointing to the presence of some spilites, while other times they are replaced by calcite. The pyroxene is also replaced by chlorite (Pl. II, Fig. 1).

b) The hyalobasalts may be encountered both in agglomerates and in the vein on the Furcşoara valley, where they associate with a parallel basaltic andesite vein. These are black, amorphous rocks with choncoidal breaking, being formed to their largest part of recrystallized glass, impregnated with fine, opaque mineral grains, especially primary and secondary magnetite, and sometimes plagioclase microcrystals. This mass contains plagioclase phenocrysts (An_{45-50}), augite and small rock xenoliths whose composition and structure resemble those of anamesites or intersertal basalts carried away by lava while crossing the basement formed of first stage ophiolitic rocks. We could thus account for the presence of these rocks within the region polygenous agglomerates. The plagioclase phenocrysts present sometimes a weak zoned structure, being broken just like the augite ones.

c) The amygdaloid basalts resemble the basalts or hyalobasalts, but differ from them by the calcite and especially silica filled amygdales. These minerals are radially intergrown or form hemispherulitic structures, well developed, with the joining point of acicular crystals on the amygdale wall.

d) The basaltic andesites from the vein on the Furcşoara valley and those from agglomerates, have a porphyritic texture and consist of a fine groundmass of plagioclase and augite microcrystals some glass and primary magnetite grains. Plagioclase and pyroxene phenocrysts may be also encountered. The plagioclase phenocrysts (An_{45}) are almost isometric and often idiomorphic. They are almost wholly altered inside and on borders they present a limpid thin zone, as it is the case with the basalts of the same agglomerates.

e) The polygenous agglomerates consist mainly of the same types of basaltic and andesite-basaltic rocks, together with blocks of crystalline schists, Permian sandstones and Jurassic limestones.

— The crystalline schists are granolepidoblastic rocks formed of quartz grains with rolled extinction, scarce albite grains and muscovite and chlorite lamellae. Elongated green tourmaline crystals and pyrite grains do also occur (Pl. II, Fig. 3).

— The sandstones encountered in blocks with a diameter of 3—10 cm within the polygenous agglomerates and attributed to the Permian are red-coloured and consist of rounded quartz grains and scarce microcline-perthite and plagioclase ones. The cement is mainly siliceous. Calcite patches and limonite layers do often occur (Pl. II, Fig. 4).

— The Jurassic limestones blocks, which are more frequent, present a very fine granulation. On some irregular portions and on veins, the limestone recrystallizes as coarser grains and is crossed by calcite veinlets. These features have also been noticed at the Upper Jurassic-Neocomian limestones lying to the south of this map.

f) The basaltic tuffs and the polygenous basaltic ones present a crystallo-litho-vitroclastic structure and are usually altered. They consist mainly of basalt, basaltic andesite and hialobasalt fragments, with scarce calcite patches. The polygenous tuffs contain, besides eruptive elements, fragments of chlorite and muscovite quartzitic schists, as well as quartzite fragments formed of quartz grains with rolled extinction (Pl. II, Fig. 2). Calcite layers do also occur.

g) The oligophyres may be encounterd in the north-western extremity of the map and within the basaltic pyroclastics. They are rocks with porphyritic texture, consisting of a groundmass with fluidal texture and trachytic aspect, made of numerous oligoclase or albite microcrystals that follow the course of the flow direction. The rock contains oligoclase phenocrysts, often albitized and twinned polysynthetically, and magnetite crystals, bigger than the plagioclase microlites of the groundmass. Interstitial quartz may be often noticed forming small glomerules.

h) The pyroxene and amphibole andesites have a porphyritic texture and consist of a pilotaxitic groundmass with imprints of the lava flows especially round the plagioclase, amphibole and pyroxene phenocrysts. The plagioclase phenocrysts (An_{33}) are twinned polysynthetically and have a zoned structure. It is altered on borders, along the cleavages and on some irregular portions, being partially replaced by sericite. The crystals central part, which is more basic, is usually the most altered one. The augite may be encountered more rarely and occurs as smaller crystals, partially altered. The hornblende appears as big, green-coloured crystals, often idiomorphic, with the following optical features: Ng = = brown-green; Nm = green-dark brown; Ng = yellow-brown; $c \wedge Ng = 21°$. It contains magnetite crystals, a mineral which may be found in the rock groundmass as bigger crystals.

i) The amphibole andesites, sometimes quartz ones, which form the main mass of pyroclastics and lava flows from the north-western part of this region, are grey, greenish or yellowish rocks with porphyritic texture and massive structure, slightly fluidal sometimes, and consist of a microcrystalline groundmass and plagioclase and hornblende phenocrysts. The microcrystalline groundmass contains feldspath and quartz microcrystals, as well as fine magnetite grains. The plagioclase phenocrysts (An_{34}) are idiomorphic and twinned polysynthetically. They present a zoned texture and sometimes are broken or fissured and resorbed by the magma. The green hornblende phenocrysts are idiomorphic and exhibit the following optical features : Ng = green ; Nm = brown-green ; Np = = yellow-greenish ; c ∧ Ng = 21°. These rocks contain also scarce magnetite crystals, sometimes idiomorphic and usually corroded by the magma.

j) The dacites are light coloured rocks, from yellow to reddish, with porphyritic texture. The microcrystalline groundmass contains magma corroded quartz phenocrysts, plagioclase and biotite. The plagioclase phenocrysts (An_{28}) are twinned polysynthetically and sometimes they are clouded and altered. The biotite ones present the following pleochroism : Ng, Nm = brown ; Np = yellowish and are largely altered.

k) The rhyolites and the porphyritic rocks of the acid vein-like bodies consist of a uniform, microcrystalline groundmass, with plagioclase, quartz and iron oxide phenocrysts. The plagioclase (An_{30}) forms polysynthetically twinned crystals with a slightly zoned texture. Sometimes it has groundmass inclusions and is slightly altered on borders, fissures and in some irregular parts. The quartz forms idiomorphic phenocrysts, partly corroded by the magma. The melanocrate mineral is represented by a generally altered and faded biotite which has reacted with the magma on borders. The rock contains sometimes bigger magnetite crystals with phenocryst character as compared to the finely grained groundmass.

5. Geochemistry and Petrology

In order to obtain some information on the petrochemical features and on the trace element distribution of the igneous rock series from the two evolution stages of the Mureş zone, two first stage rocks and three second stage ones have been analysed chemically and spectrally. The results of the chemical analyses are given in Table 1, from which we may infer the following information.

The anamesite on the Furcşoara valley presents a normal composition, resembling the anamesite on the Cărmăzineşti valley, previously studied (Savu, Nicolae, 1975 a).

The quartz dolerite, whose chemical composition resembles the one of a Juliţa quartz dolerite (Savu et al., 1970), occurs in an advanced stage of its plagioclase albitization ; it contains 4% Na_2O, very close to the Na_2O of spilites, and 5.24% CaO.

The basaltoid andesite resembles, by its composition, a similar rock on the Vorţa valley and differs from it by the greater Na_2O quantity and the smaller CaO one, pointing to the partial albitization of plagioclase.

The oligophyre, with an intermediary composition and rich in Na_2O, resembles the Toc oligophyre (Savu, 1962 b).

The rhyolite is also albitized, as the Na_2O quantity is greater (5.25%) than the K_2O and CaO ones, which are smaller than the one contained by consaguineous rhyolites, previously published (Savu, Nicolae, 1975 a).

The variation of different oxides within the second stage series points to a successive magma differentiation. It starts with the basic parental magma, passes through SiO_2-rich intermediary hybrid magmas and reaches the acid magmas resulted from the sialic material formed by the melting of continental plates, subducted under the Mureş oceanic zone, just from the Upper Jurassic, at the same time with the new Kimme-

TABLE 1

Chemical Composition of Rocks

No	1	2	3	4	5
No sample	34	54a	24	2	10
Rock type	Anamesite	Quartz dolerite	Basaltoid andesite	Oligophyre	Albitized rhyolite (porphyry)
Location	Furcşoara valley	Brusturi brook	Bărăşti valley	Vălişoara valley	Căbeşti valley
SiO_2	50·00	52·00	56·20	58·20	74·00
Al_2O_3	16·76	14·55	14·40	15·05	13·27
Fe_2O_3	4·22	5·44	3·21	6·33	1·83
FeO	3·75	6·97	3·25	3·58	0·57
MnO	0·136	0·216	0·137	0·157	0.079
MgO	8·33	6·13	6·70	2·85	1·01
CaO	10·66	5·24	6·85	3·88	0·71
Na_2O	2·60	4·00	4·00	5·55	5.25
K_2O	0·30	0·20	2·70	0·90	2·00
TiO_2	0·60	2·03	0·58	1·64	0·28
P_2O_5	0·12	0·22	0·13	0·26	0·13
CO_2	0·43	0·15	0·10	0·57	0·10
S	0·072	0·165	0·047	0·108	0.039
Fe(S)	0·06	0·14	0·04	0·09	0·03
H_2O^+	2·81	3·51	2·57	1·66	0·49
Total	100·84	100·96	100·91	100·82	99·78

rian movements (S a v u, 1976). The evolution of these magmas has been discussed for the Troaş-Pîrneşti (S a v u, 1962 b) and Vorţa regions (S a v u, f i c o l a e, 1975 a) and the conclusions drawn in those cases hold good Nor the Dumeşti-Vălişoara region as well.

The differentiation of the primary basaltic magma, as it was shown above, may be also inferred from the values of the magmatic parameters (Tab. 2, B u r r i, 1969). On the diagram of Figure 1, one may easily notice that the two first stage rocks enter the projection field of the Alps, Apennines and Dinarides ophiolites, studied by B u r r i and N i g g l i (1945). At these adds the basaltoid andesite which, by composition, is similar to the basaltic rocks, while in the neighbourhood of this field the oligophyre resulted from a hybrid magma is projected.

The rhyolite, coming from a lithogenous magma, formed during the subduction process, occurs somewhat farther, near the corner *Q* of the diagram.

We may draw the conclusion that during the first evolution stage of Alpine initial magmatism, which occurred during the spreading of the Mureş oceanic zone, the tholeiitic magmas were generated from the upper mantle, out of which the characteristic ophiolitic rocks resulted (S a v u, 1976).

Due to the bilateral subduction processes or the collision of the continent/continent type (S a v u, 1980), leading to the modification of the oceanic zone structure, the magmatic activity modifies itself during the second stage of the Mureş zone and gets the character of a pre-orogen island arc volcanism [9].

The trace element distribution from Table 3, points to a number of peculiar features, too.

The trace element content of anamesites is characteristic of tholeiitic basaltic rocks and thus, on the Ti—Zr—Y diagram, drawn after P e a r c e and C a n n (1973), it occurs within the field B of ocean floor basalts (Fig. 2).

The quartz dolerite, belonging to the first stage, presents Co, V and Sc contents similar to those of anamesite, and differs from the latter by the low Ni and Cr contents. These differences are the result of the crystallization of quartz dolerite from a tholeiitic residual magma, accompanied by high Y and Yb contents and low Ba and Sr ones. Probably, that is why it occurs within field A of low K_2O content tholeiites, in the neighbourhood of field B, on the diagram of Figure 2.

The second stage basaltoid andesite resembles the first stage anamesite by its trace element content, except for the high Ba value (600 ppm) which corresponds to a somewhat higher K_2O value (2.70%).

[9] The term of „island arc'' was introduced in the geological literature of the Mureş zone (South Apuseni) by S a v u et al. (1978), who showed that the Jurassic—pre-Oxfordian basic rocks present the features of ocean floor magmatites, while the Upper Jurassic-Lower Cretaceous ones correspond to the island arc volcanics. This notion has been enlarged upon in 1979 and 1980 (S a v u, 1980) by mentioning that the Mureş zone was first an ocean floor zone and after the new Kimmerian movements, due to the bilateral subduction processes, it developed like an island arc zone, the second stage products lying over the first stage ones, just like in the case of the West Pacific.

TABLE 2

Niggli Parameters

No	No sample	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*c/fm*	*ti*	*p*	*w*	*Qz*	*Q*	*L*	*M*	Magma type
1	34	116·67	23·08	43·93	26·67	6·32	0·06	0·66	0·61	1.12	0·16	0.50	— 8.61	31·25	35·63	33·12	Miharaitic
2	54a	135·07	22·84	51·38	15·03	10·75	0·03	0·47	0·29	4·65	0·19	0.41	— 6.93	31.93	36.69	31.38	Gabbroid
3	24	153·31	23·09	41·54	19·98	15·39	0·31	0·65	0·48	1·24	0·21	0.47	— 9.25	32.69	39.34	27.97	Dioritic
4	2	187·17	28·49	38·84	13·44	19·23	0·10	0·35	0·34	3·94	0·31	0.61	+ 10.25	37.61	42.17	20.22	Quartz dioritic
5	10	405·79	42·72	18·51	4·02	34·75	0·20	0·45	0·21	1·25	0·42	0.74	+166.79	56.32	37.03	6.65	Leucogranitic—granitic

TABLE 3

Trace Elements (ppm) in Eruptive Rocks

No	No sample	Rock type	Location	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	Ba	Sr	Li	Pb	Cu	Ga	Sn
1	34	Anamesite	Furcşoara valley	80	38	275	270	31	12,5	1·9	35	190	360	7	3	75	12	<2
2	54a	Quartz dolerite	Brusturi brook	20	34	<1	300	25	34	3·7	85	50	180	25	<2	57	20	4,5
3	24	Basaltoid andesite	Bărăşti valley	58	32	160	310	28	17	2·2	70	600	300	28	4·5	50	9·5	<2
4	2	Oligophyre	Vălişoara valley	8	28	<1	125	24	68	5·6	240	160	230	15	3	26	19	2
5	10	Rhyolite	Căbeşti valley	2·5	5·5	<1	30	5·5	21	3·4	220	175	150	4	8	7	9·5	2

The oligophyre, which crystallized from a hybrid magma, has low siderophyle trace element contents, characteristic for intermediary rocks. Exceptionally high Y, Yb and Zr contents are worth mentioning.

On the Ti–Zr–Y diagram (Fig. 2), both second stage rocks are projected within field C of calc-alkaline basalts from volcanic island arcs lying on marginal zones of plates.

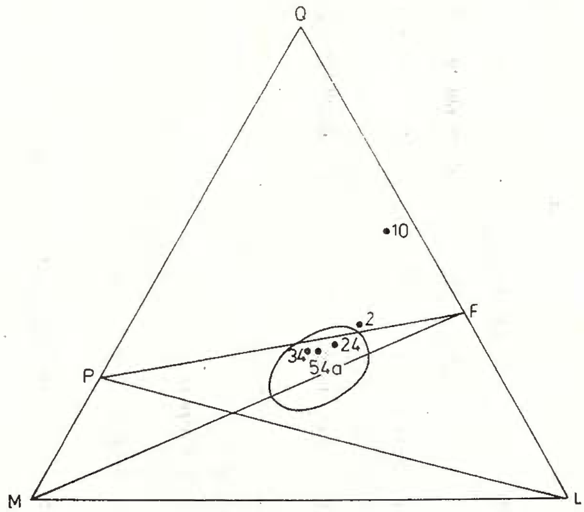


Fig. 1. — *QLM* diagram.

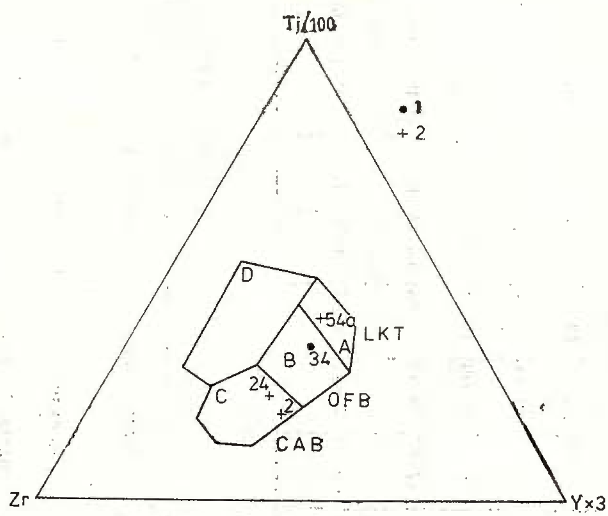


Fig. 2. — Ti—Y—Zr diagram.
1, ocean floor basalt; 2, island arc volcanics.

It results that, while the first stage ophiolitic rocks present the features of ocean floor basalts, the second stage magmatites get the characters of island arc volcanics (Savu et al., 1978). Due to the bilateral subduction processes occurring within the Mureş ocean, there takes place the transformation of the oceanic zone into a plate marginal zone with island arc volcanic structures lying along two marginal alignments in the western part of the ocean (Savu, 1976).

The rhyolite contents in trace elements are characteristic of acid rocks. However, the Ba value is somewhat lower.

6. Hydrothermal Alteration Zone and Associated Mineralizations

Hydrothermal metamorphism processes occur in the region volcanics as well as in the ophiolites of the Mureş zone (Savu, 1967) leading to the formation of hydrothermal alteration zones with sulphide mineralizations (Savu, 1972).

Our studies of the useful mineral concentrations in the Vălişoara-Dumeşti region have pointed to some hydrothermal alteration zones of different transformation stages. Some of them are accompanied by weak sulphide mineralizations. These zones follow the general NNW–ESE trend, coinciding with the trending of the main tectonic structures (Pl. I).

The most important zone, as regards its extent and mineralizations, is the one lying from the Cucut valley basin, extending eastward by Căbeşti valley springs, to the Oana brook basin. On the Cucut valley, there occur sulphide, especially pyrite, mineralizations which have been investigated by means of galleries, as one can see from old maps (Ghiţulescu, Socolescu, 1941). Weak sulphide mineralizations have also been noticed on the Oana brook, within the same hydrothermal alteration zone. This zone lies between the vein-like bodies of Upper Jurassic-Lower Cretaceous acid porphyric (rhyolitic) rocks pointing to the filliation between these rocks and the mineralizations.

To the north and especially to the south of this main zone, there occur some other hydrothermal alteration zones, less important, which lie parallel to the former and are connected with the second stage acid magmatism. Thus, on the Cucut valley there is a restraint zone lying to the north of the locality Dealul Mare and another one to the south of the main zone also investigated by a gallery; five less important zones lie within the basin of the right-hand tributaries of the Vălişoara valley, such as Oana brook, Brusturi brook and Valea Mare brook. Besides the characteristic alteration of the rocks, other mineralizations have not been noticed in these zones. Some restraint alteration zones have also been delimited in the neighbourhood of the Furcşoara locality and to the south of the Bărăşti locality.

The map drawn up by Ghiţulescu and Socolescu (1941) and the map on the scale of 1 : 50,000, sheet Brad (Bordea, Borcoş, 1972) show that three galleries were dug at the springs of the Izvor Brook, in the amphibole andesite and dacite pyroclastics zone, accounting thus for the connection between these mineralizations and the Upper Jurassic-Lower Cretaceous acid eruptions, just like in the case of the Vorța mineralizations.

As far as the Upper Jurassic, Lower Cretaceous calc-alkaline and alkaline eruptions from the Mureș zone have been considered to belong to the Alpine ophiolitic series, their connection with the Vorța Pb, Zn and Cu concentrations was uncertain, as such mineralizations generated by ophiolites are known nowhere in the world. The new outlook, according to which these volcanics belong to a pre-orogen volcanic island arc, supports this conclusion, as these mineralizations are associated with this type of volcanism.

We mention that all these hydrothermalized zones together with the associated weak mineralizations, as well as the Vorța ones, have a hydrothermal origin and have been emplaced along some new Kimmerian longitudinal faults, and no region contains stratiform sulphide deposits, as G. Udubașa et al. (1978) [10] supposed to be in the case of the Vorța mineralizations. Neither in the Vălișoara-Dumești nor in the Vorța region, these hydrothermalized zones and their mineralizations are not intercalated between two eruption horizons. They trend almost parallel to the tectonic structures, being disconformous as opposed to the stratification of eruptive formations.

7. Petrography and Geochemistry of Hydrothermalized Zones

The parageneses formed in the basic hydrothermalized rocks in the above mentioned zones, were controlled by the following main processes, studied by Mayer and Hemley (1967): argillization, carbonatation and zeolitization and pyrite impregnation to different degrees; within the oxidation zone, the pyrite impregnated rocks are highly limonitized.

a) The argillized rocks are represented by different types of basalts. They are wholly altered so that only the primary mineral contours may be recognized, while the other parts are replaced by caolinite and sericite, lending a dim aspect to the rock. The whole hydrothermalized rock is impregnated with sulphides, especially pyrite and limonite. On some portions, the rock is less clouded and consists mainly of sericite. These rocks are crossed in places by quartz veinlets.

b) The hydrothermalized basaltic rocks which have underwent carbonatation processes are also highly altered, so that their porphyritic texture may be recognized only in places. It consists of a groundmass of albitized plagioclase microlites with altered plagioclase phenocrysts. The rocks are invaded by calcite and silica, so that some phenocrysts are replaced by calcite or ankerite and others by silica or scarce zeolites. Some hydrothermalized rocks of this group contain metasomatic deposits within

[10] Arch. IGG, București.

well delimited areas, filled with calcite, radial chlorite concretions or silica. In other cases, the rock has been wholly replaced by calcite and/or ankerite and impregnated with limonite, which forms crystal groups of variable dimensions and irregular contour. From place to place, one notices chlorite pseudomorphoses impregnated with opaque grains, formed at the expense of the pyroxene.

c) The rocks affected by zeolitization processes are albitized and their primary structure is well conserved. The zeolite deposition occurs in two ways : as veinlets, in which zeolite crystals lie perpendicularly on their walls, or as irregular deposits, which replace the rock metasomatically and are accompanied by zeolite spherulites or hemi-spherulitic intergrowths.

In the oxidation zones, the hydrothermalized and initially pyrite-impregnated rocks are supergeneously weathered and impregnated with limonite, which occurs as reniform deposits or fine grains with irregular contour.

An amygdaloid basalt and 9 altered rocks representing all the types described above (Tab. 4) have been analysed spectrally in order to establish the nature of minerals from hydrothermalized rocks and to describe the geochemical processes which took part in the hydrothermalization process. Having in view the trace element content of the amygdaloid basalt (sample 1), which is unaltered, one may notice a few modifications in the trace element distribution within hydrothermalized rocks.

Ni, Co and Cr values are close to the unaltered basalt in argillized and carbonated rocks and become lower in zeolitized and limonitized ones. V, Sc, Y and Yb concentrations rest practically unchanged within the rocks affected by different alteration processes. Ba values are higher in most of the analysed rocks, especially in the zeolitized ones. Strontium contents are close to those of comparison basalt, only in carbonated rocks, being higher in the other types. Sr reaches an exceptionally high value (780 ppm) in the argillized basalt on the Bărăşti valley. Litium values are low both in hydrothermalized rocks and in amygdaloid basalt.

Among the sulphur-loving elements, characteristically linked to the hydrothermal alteration zones and their associated mineralizations, only Pb and Cu have been analysed. The lead values are low for all the analysed rocks, except for the carbonated rock at number 4, where it reaches a very high value (600 ppm). Without exhibiting exceptional values, the copper may be encountered in all the altered rocks, its quantities being 2—9 times greater than in the amygdaloid basalt, unaffected by hydrothermalizing processes.

The analysed samples show that Ba, Sr, Pb and Cu tend to concentrate in hydrothermalized rocks, pointing to complex sulphide concentrations present in these hydrothermalized zones, besides the pyrite ones encountered on surface in two mentioned places.

TABLE 4

Trace Elements (ppm) in an Amygdaloid Basalt and in Eruptive Rocks

No	No sample	Rock type	Transformation type	Location	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	Ba	Sr	Li	Pb	Cu	Ga	Sn
1	46	Amygdaloid basalt	Unaltered	Izvor Brook	135	36	360	175	22	16	1·9	45	80	170	8	<2	13	11	<2
2	53	Basalt	Argillization	Vălișoara valley	36	24	85	240	20	18	3	185	270	250	<4	9	53	27	2
3	28	Basalt	Argillization	Bărăști valley	110	35	190	210	23	18	2·2	75	110	780	7	<2	110	19	2
4	19	Basalt	Carbonatation	Cucut brook	105	42	290	210	26	23	2·5	105	175	105	4	600	120	15	<2
5	18	Basalt	Carbonatation	Cucut brook	190	36	370	155	25	15	1·9	40	90	150	4·5	3,5	23	9·5	<2
6	47	Basalt	Carbonatation	Dealul Mare	110	32	340	220	24	12·5	1·6	56	95	90	8·5	3	55	16	<2
7	54	Basalt	Zeolitization	Brusturi brook	18	19	<1	205	17	24	2·8	125	330	320	12	12	100	20	2
8	51	Basalt	Zeolitization	Vălișoara valley	34	14	<1	190	22	21	2·5	140	460	320	5	13	28	18	2
9	48	Basalt	Limonitization	Furcșoara valley	42	18	200	200	26	11	1·7	50	120	300	<4	2·5	70	15	<2
10	49	Basalt	Limonitization	Furcșoara valley	17	10	6	46	5.5	15	2,5	210	360	190	14	5·5	8	14	<2

8. Conclusions

The investigated region consists of some ophiolitic rocks (anamesites and dolerites) belonging to the first stage of the Mureş zone evolution and of the second stage products, which present the features of island arc volcanics and represent the greatest part of the eruptive rocks in this region.

The latter are represented by agglomerates of different basalt and basaltic andesite types, scarce tuffs, lying over the largest part of this region.

The sialic elements mentioned in the polygenous agglomerates and tuffs of the second stage volcanics reveal that the pre-Alpine basement of eruptive rocks consists of crystalline schists and Permian sandstones.

In the NE part of the region, pyroxene and amphibole andesites underlie Upper Jurassic and Aptian limestones, while in the NW part of this perimeter, the basaltic agglomerates are overlain by amphibole andesite and dacite pyroclastics, sometimes associated with tuffs and radiolarites, which underlie Aptian and probably Upper Jurassic limestones, as well.

In the same part of this region, there occur veins and dykes of rhyolites and acid porphyric rocks which cross the basaltic agglomerates.

The magmatic activity, which generated the acid rocks and especially the vein-like ones, is linked to some hydrothermal alteration zones, lying within basaltic agglomerates and associated with the sulphide mineralizations on the Cucut and Oana brooks.

REFERENCES

Andrei J., Calotă C., Scurtu Fl. (1975) Considérations structurales sur le sillon ophiolitique des Monts Metallifères à l'aide des données géophysiques et de certains éléments quantitatifs obtenus grâce au modelage. *Rev. Roum. Géol., Geophys., Géogr., Sér. Geophysique*, 19, p. 101—111, Bucureşti.

Cioflica G. (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munţilor Metaliferi. *An. Univ. C. I. Parhon, seria Şt. Nat. Geol., Geogr.*, 27, p. 7—13, Bucureşti.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Rom.*, XXI, p. 181—464, Bucureşti.

Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1974) Strontium isotope composition of ophiolitic and related rocks. Drocea Mountains, Romania. *Bull. olc.*, XXXVIII, 4, p. 1110—1124, Napoli.

Iacob D. (1953) Contribuţiuni la stratigrafia şi tectonica regiunii vestice a Munţilor Metaliferi. *Stud. cerc. şt. Acad. R.P.R., fil. Cluj*, 3—4, p. 77—98.

Meyer Ch., Hemley J. (1967) Wall rock alteration. In : Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Ed. H. L. Barnes, Holt, Rinchart, a, Wonston, Inc. New York.

Pearce J. A., Cann J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth a Planetary Sci. Let.* 19, p. 290—300, Amsterdam.

S a v u H. (1962 a) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Troaş-Pîrneşti din Masivul Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLIV, p. 137—158, Bucureşti.

— (1962 b) Chimismul vulcanitelor jurasic superioare—cretacic inferioare din Munţii Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLVII, p. 199—218, Bucureşti.

— (1962 c) Corpul gabbroic de la Almăşel şi contribuţii la cunoaşterea chimismului şi petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 211—248, Bucureşti.

— (1967) Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten. *Acta Geol. Acad. Hung.*, 11, (1—3), p. 59—70, Budapesta.

— (1972) Metalogeneza asociată magmatismului ofiolitic din Munţii Drocea. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII/2, p. 93—119, Bucureşti.

— (1976) Considerations on display conditions and evolution of the Alpine ophiolitic magmatism of the mobile Mureş zone (Apuseni Mountains). *Rev. roum. Géol., Géophys. Géogr., Sér. Géologie*, 20, 1, p. 67—75, Bucureşti.

— V a s i l i u C e c i l i a, U d r e s c u C o n s t a n ţ a (1970) Geochimia şi petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluţie a magmatismului iniţial alpin din masivul Drocea (Munţii Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LVI/1, p. 220—252, Bucureşti.

— N i c o l a e I. (1975 a) Evolution of ophiolitic volcanism in the Vorţa Region and its position in the Mureş Zone tectogenesis (Apuseni Mountains). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.* LXI/1, p. 179—196, Bucureşti.

— N i c o l a e I. (1975 b) Metalogeneza regiunii Vorţa (Munţii Metaliferi). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXI/2, p. 71—80, Bucureşti.

— B e r b e l e a c I., C ă l i n e s c u E r n a, F l o r e s c u R o d i c a, Z ă m î r c ă A l l a (1978) Structure and origin of the Buneşti gabbroic body (Metaliferi Mountains). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIV/1, p. 173—191, Bucureşti.

— (1980) Genesis of the alpine cycle ophiolites from Romania and their associated calc-alkaline and alkaline volcanics. *An. Inst. geol. geofiz.*, LVI, p. 55—77, Bucureşti.

T r i f u l e s c u M. (1963) Cercetări geologice în regiunea Luncoiul de Jos. *Acad. R.P.R. Stud. cerc. geol.*, VIII/3, p. 275—301, Bucureşti.

* * * (1972) Harta geologică a R.S.R., scara 1 : 50.000, foaia Brad.

QUESTIONS

M. S ă n d u l e s c u : 1. Which are the arguments that support the Lower Cretaceous age assigned to a part of the calc-alkaline series?
2. The connection made between the calc-alkaline series and the subduction and even collision processes of the two margins (southern and northern) of the oceanic (ophiolitic) zone envisages a very ample pre-Tithonian tectogenesis, at least. Is this tectogenesis, and especially its amplitude, sufficiently illustrated by the orogenic evolution of the South Apusenides?

Answer : 1. In the region studied by us and along the southern island arc, the volcanics are obviously of Upper Jurassic age, as they underlie the Stramberg limestones. On the northwestern border of the oceanic zone, where the volcanics of the second island arc intercalate within marly-calcareous deposits with red argillite and jasper intercalations, this formation has been assigned to the Tithonic-Neocomian age, just like in the eastern part of the Mureş zone. It is possible that these formations be of Upper Jurassic age and be formed under different facies conditions, concomitantly with the intense volcanism on the southern border, so that the Lower Cretaceous, which follows in continuity of sedimentation, start higher, above the last eruption level.

2. Since 1933, Macovei and Atanasiu have considered the Mureş zone to be a bi-lateral overthrusting Orogen. The generation of the two marginal fosses since the Oxfordian — and the elevation of the axial ophiolitic zone (Savu, 1962) — in the Mureş zone, demonstrates that the sialic plate advancement under the ophiolitic zone by a subduction process or a collision one of the continent/continent type took place at the same time with the new Kimmerian movements. The sedimentation and the island arc volcanism from these fosses have concealed the primary relationships between the sialic plates and the mobile zone; these relationships got complicated by means of the Austrian movements which finished up the asymmetrical bi-lateral orogen. All these data support the hypotheses mentioned above.

M. Lupu: Would you give more details regarding the interpretation of the tectonic structure of the investigated area?

Answer: Our previous investigations have led to establishing the following geotectonical evolution of the Mureş zone. From Lower Jurassic (180 m.y.) to the Oxfordian, there occurs the ocean floor spreading accompanied by the generation of the ophiolitic complex. Starting with the Oxfordian, the time of the new Kimmerian movements, there took place the bi-lateral subduction of the sialic plates, from the northern and southern parts, under the ophiolitic rocks zone, or the collision of the continent/continent type and the bi-lateral, assymetrical obduction, of ophiolites. No matter the process, within the oceanic zone the two marginal fosses (Savu, 1962) mentioned above are generated, while to the depth there form calc-alkaline magmas, which erupt through the two fosses, forming two pre-orogen or submarine island arcs. The northern island arc is represented by the volcanic centres burried in the deposits of the jaspeir formation from Pătîrş, Laleşinţ, Troaş-Pîrneşti and the Saturani and Zeldiş valleys in the Crişul Alb basin. The southern island arc starts from Laleşinţ and continues eastwards through Zam, Vorţa, Almaşu Mare, Remeţi, Buru to Turda. The volcanoes of this arc are covered by Stramberg reef limestones, which in the southeastern part act like a barrier reef in the Upper Jurassic sea. The evolution of magmas follows the calc-alkaline differentiation line, basalt-andesite-rhyolite, accompanied by a collateral alkaline line, basalt-oligophyre-trachyandesite-trachyte (orthophyre), established by Savu (1962 b). The Austrian movements lead to the final closing of the oceanic zone and the generation of the bi-lateral overthrusting orogen described by Macovei and Atanasiu in 1933.

N. Stan: 1. Did ocean floor basalts form by expansion? Did calc-alkaline rocks form by subduction processes? If this is the case, would you consider that the relationship, in time and space, between the two processes is an expansion one during the first stage and a subduction one during the second stage?

2. Do you call ophiolites only the ocean floor basalts?

Answer: 1. The answer is the same as the ones given to M. Săndulescu and M. Lupu.

2. According to the modern definition, we consider ophiolites only the basic and ultramafic rocks, formed by spreading on the ocean floor.

I. Nicolae: 1. You have used the term of ophiolites *sensu stricto* for the first stage ophiolites. As for the second and third stage ophiolites, you have mentioned they do not exist. In case you approve of *sensu stricto* ophiolites, and of *sensu lato* ophiolites implicitely, would you name the latter?

2. Do you consider that the second stage products are underlain by (first stage) ophiolites?

3. You have offered an image on the initialite genesis as a result of the collision of continental plates lying to the N and S of the ophiolitic zone. What do you think about the generation of magma under these conditions?

Answer : In our papers we show that, according to present-day definitions, the ophiolites are represented only by ocean floor basic and ultramafic rocks, formed under the Mureș ocean spreading conditions, during J_1 and J_2, till the Oxfordian. The term of „*sensu stricto* ophiolites" does not appear in our paper; we used it in our speech in order to be understood by those geologists who, like you, still consider that the ophiolitic complex contains Upper Jurassic island arc volcanics, as well.

2. We mention that the island arc volcanics lie over a pre-Oxfordian ophiolitic basement. The basement crops out all over the Mureș zone to the west of the Zam-Basarabeasa meridian. To the east of this line, the ophiolitic basement crops out from under the island arc pyroclastics only in a few places known so far, such as Bunești (Savu et al., 1978). A detailed map-drawing alone of ophiolitic rocks and island arc volcanics could offer a complete image of the structure and evolution of the Mureș zone.

3. The answer is similar to the one given to M. Lupu.

Doina Russo-Săndulescu: 1. Are there any spilitizations? If not, which is the plagioclase nature?

2. Being associated with limestones, do the polygenous agglomerates represent a volcanic or a sedimentary formation? In case it is a sedimentary one, could we speak of a volcano-sedimentary formation?

3. Have you found any mineralogical explanation for the „strange" behaviour of Sr in the hydrothermally altered rocks?

Answer : 1. The fresh plagioclase varies from andesine-labrador in porphyritic basalts to albite in rhyolites. Sometimes it is altered, without forming real spilites.

2. The polygenous agglomerates have formed by the breaking and throwing into the water, during the volcanic explosion, of basement magmatic rocks and of reefs lying on the volcanoes, accompanied by their immediate deposition as a volcanic melange.

3. Sr, just like Ba, Pb and Cu, was considered to have concentrated in the hydrothermalized rocks.

I. Berbeleac: Which is the position of the gabbro bodies on the Furcșoara valley? Do they belong to the first stage or not, or do they represent second stage differentiates?

Answer : We have encountered gabbro blocks and dolerites associated with the basic and acid pyroclastics of the southern island arc. That is why, we considered them as elements of polygenous agglomerates, torn off the basement during the island arc volcanic explosions.

R. Purecel: The basaltic (volcanic arc) complex seems to represent the Upper Jurassic-Lower Cretaceous. This complex underlies another one consisting of more acid differentiates (andesite-rhyolites). The latter complex presents intercalations or underlies Lower Jurassic limestones. How do you explain this or is it an inaccurate statement?

Answer : The answer is the same as the one given to the first question asked by M. Săndulescu. We call the attention on the presence of some small limestone lenses lying at the top of the ophiolitic complex as well; but, they are the result of chemical precipitation and have underwent the ocean floor metamorphism, being recrystallized.

DISCUSSIONS

M. Lupu: 1. I think that the polygenous agglomerate formation — thus called by the authors — could belong to the Lower Cretaceous, as it may be correlated with the formation that lies over the Stramberg limestones at Zam and farther on to the SW.

2. I also think that the sliding of a continental plate under an oceanic plate cannot be defined as subduction, such as the authors did. The northward overthrust of the structural units with

ophiolitic basement can lead to the conclusion that in the South Apuseni we may speak of an obduction process. As the obduction is not opposed to the subduction, it is obvious that in the South Apuseni a subduction process took also place, but not the one mentioned by the authors.

Answer : 1. The polygenous agglomerates, which occur as a volcanic melange, are surely of Upper Jurassic age, as they underlie calcareous reefs, formed during the last stage of the Tithonic, and Lower Cretaceous deposits. The reef limestones of polygenous agglomerates have been generated by the first Upper Jurassic reefs lying on the island arc volcanics in the Jurassic sea, which were destroyed by later volcanic explosions (S a v u, 1962 a, b).
2. In a previous paper (S a v u, 1980), I have mentioned that at the end of the ophiolitic rock generation, in the Mureș zone there occurs either an asymmetrical bi-lateral subduction process of sialic plates, lying to the north and south, under the oceanic zone together with the ophiolite obduction, or a collision of the continent/continent type under the ophiolitic rock crust, together with their obduction. As you have also noticed, the obduction is accompanied by subduction ; there must have happened something, as both the structure and the evolution of the Mureș oceanic zone have changed concomitantly with the new Kimmerian movements. No matter the process, it surely generated the submarine island arc volcanism, which manifested during the Upper Jurassic, especially on the margins of the oceanic zone which started closing. As the ocean floor basaltic complex from the first evolution stage of the Mureș zone does not contain any sialic crust elements, as it is the case with the second stage polygenous agglomerates, we may draw the conclusion that the sialic basement underlying the ophiolites and island arc volcanics from the eastern part of the Mureș zone, has been emplaced there by the bi-lateral subduction process, which entailed some of the sialic plates lying to the north and south of the Mureș ocean, too.

I. N i c o l a e : The Ti/100—Zr—3Y diagram, used by S a v u in several papers, makes him draw the conclusion that the points entering field B represent the ocean floor basalts. This diagram, drawn up by P e a r c e and C a n n (1973), shows that within field B both ocean floor basalts and „low potassium tholeiite" and calc-alkaline basalts are projected ; thus, the field is not characteristic of ocean floor basalts only.

Answer : I agree with the cited authors. The rocks we refer to, present the geological, petrochemical, geochemical and tectonic features of ophiolites, which formed in the axial zone of the Mureș ocean under spreading conditions during J_1 and J_2, so we consider them ocean floor magmatites.

EXPLANATION OF PLATE

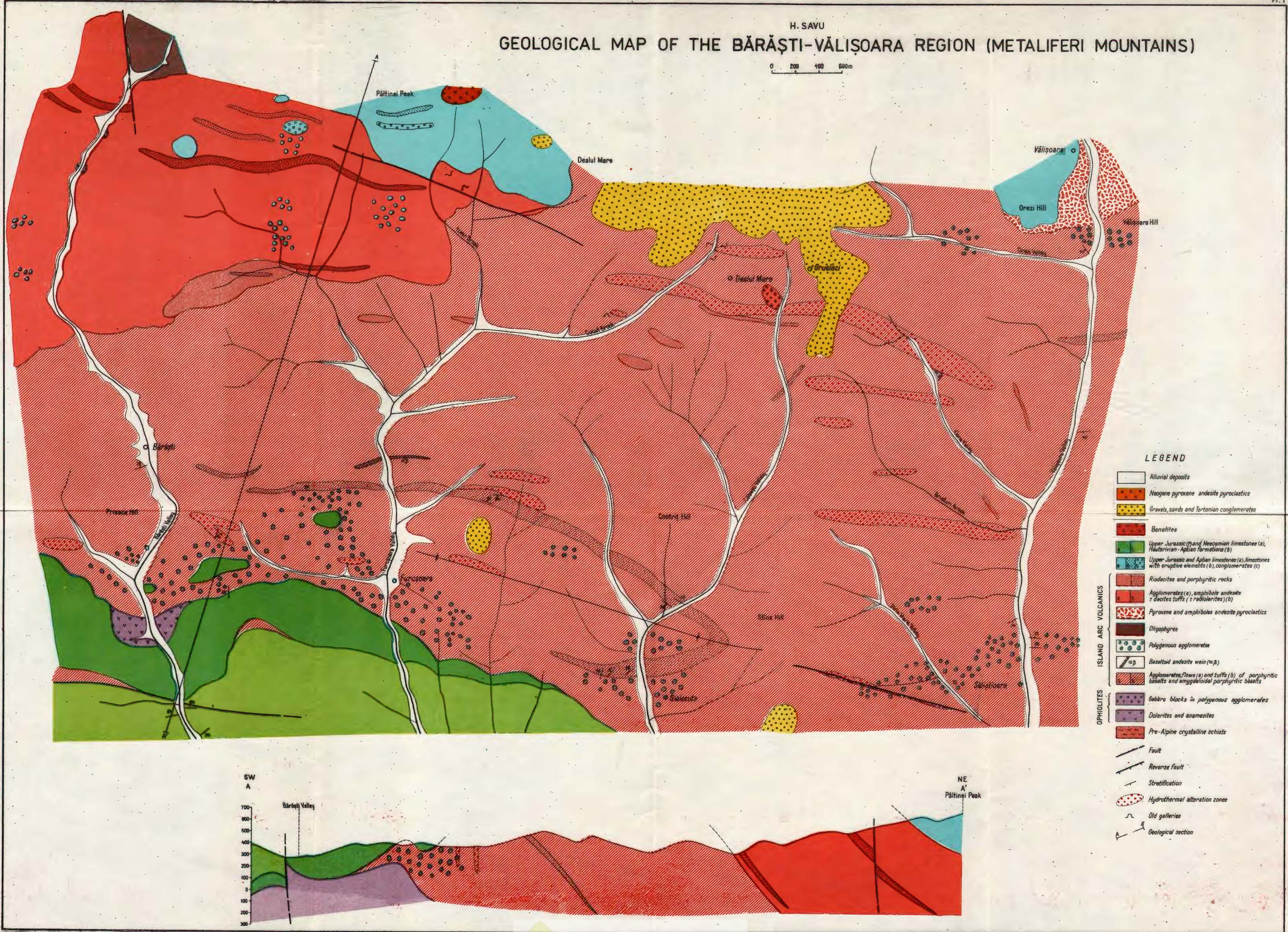
Plate II

Fig. 1. — Porphyritic texture of calc-alkaline basalts from the second stage of the island arc volcanism, different from the intersertal texture of the first stage ocean floor basalts. Nic. II ; × 26, Bărăști Valley.

Fig. 2. — Polygenous tuff with quartzite elements torn off the pre-Alpine basement by volcanic explosions. Nic. + ; × 33, Căbești Valley.

Fig. 3. — Crystalline schist element of polygenous agglomerates, torn off the pre-Alpine basement by volcanic explosions. Nic. + ; × 30, the crest between Furcșoara and Bărăști.

Fig. 4. — Permian sandstone element of polygenous agglomerates, torn off the pre-Alpine basement by volcanic explosions. Nic + ; × 16, Furcșoara.



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979–1980). Pag. 69–86
1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

Project 39: Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

PETROGENETIC STUDIES ON OPHIOLITIC ROCKS FROM THE LALEŞINŢ-BATA REGION (MUREŞ ZONE)[1]

BY

HARALAMBIE SAVU[2], ALEXANDRU Z. MANEA[3]

Ophiolitic rocks. Spilites. Basalts. Upper Jurassic. Ocean floor spreading. Tholeiitic magma. Island arc volcanism. Magmatic differentiation. Apuseni Mountains. Mureş Mountains. Drocea Mountains.

Sommaire

Etudes pétrogénétiques sur les roches ophiolitiques de la région Laleşinţ-Bata (Zone du Mureş). Le complexe des roches ophiolitiques jurassique-préoxfordiennes de la région Laleşinţ-Bata est constitué de basaltes en alternance avec des anamésites, dolérites et spilites, distribuées en zones parallèles, avec la prédominance de l'un de ces pétrotypes. Ce complexe s'est formé au fond de l'océan du Mureş, au long d'un ridge axial, dans des conditions de spreading. A cause des processus tectoniques alpins, les ophiolites sont obdus au-dessus les dépôts sédimentaires mésozoïques auquels sont associés les produits du volcanisme d'arc insulaire sousmarin jurassique supérieur. Le magma qui a généré les roches ophiolitiques est un magma tholéiitique, ressemblant au magma qui a généré les basaltes abyssaux ou de fond océanique ou le magma qui constitue la source du corps des gabbros de Skaergaard. Ce magma a été faiblement différencié, fait qui a mené à la concentration du fer dans les magmas résiduels, d'un part, et de l'autre part, à leur enrichissement en Na_2O et volatiles, surtout H_2O et CO_2. Le magma résiduel, riche en sodium et volatiles, qui a agit comme un magma sous-refroidi, a généré la cristallisation concomitante de l'albite et d'augite. Ce magma a constitué la source des roches spilitiques.

[1] Received on April 21, 1980, accepted for publication on April 30, 1980, presented at the Meeting of May 9, 1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

[3] Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti, 32.

Introduction

The ophiolitic rocks lying south of the Mureş river, between Laleşinţ and Bata, have been little studied till now. Although previous researches mentioned the basic rocks, they were mainly interested in the Mesozoic sedimentary formations lying to the north of the ophiolitic complex and described the Tithonian limestones, associated with „cineritic conglomerates", disrupted by volcanic eruptions (L o c z y, 1876, 1912) and surrounded by the Carpathian sandstone (S z o n t a g h, 1891). L u p u (1965)[4] demonstrates, on the basis of the determined fauna, that the calcareous rocks associated with pyroclastics belong to the Upper Tithonic and Neocomian.

In 1957, S a v u[5] investigates this region and distinguishes between a series of antikimmerian ophiolitic eruptions and a series of new kimmerian volcanics, whom he describes minutely from the petrographic point of view. He also draws up the map of this region on the scale of 1 : 25,000.

Later on, M a n e a (1967)[6] makes sedimentological studies on the Neogene deposits from the Laleşinţ-Sinteşti zone and has in view the eruptive rocks from Bata and Laleşinţ as well. In 1974 the same author and C o s t a c h e[7] investigate the polymetallic sulphides from this region; they take this opportunity for collecting several samples in view of analysis.

This paper offers new field and laboratory data regarding the ophiolitic rocks.

Geological Structure and Tectonics of the Region

The Laleşinţ-Bata region lies in the west-south-western part of the Mureş Zone. It consists of ophiolitic rocks formed during Lower and Middle Jurassic, possibly to the basis of the Oxfordian (antikimmerian), and submarine island arc volcanics[8], according to S a v u (1980), emplaced during Upper Jurassic, possibly to the beginning of the Neocomian (?), after the new kimmerian movements. The latter consist of oligophyres, albitophyres, orthophyres and dacites which form especially pyroclastics, intercalated in the Mesozoic deposits from the north-western part of the region, west of Laleşinţ (Pl. I). The eruptive-pyroclastic rocks belong to the Laleşinţ volcanic center which is included in the north-western island arc of the Southern Apuseni (S a v u et al., 1982 b).

[1,5,6] Arch. IGG, Bucureşti.

[7] Arch. IGPSMS, Bucureşti.

[8] The term of „island arc" was introduced in the geological literature of the Mureş Zone (South Apuseni) by S a v u et al. (1978), who showed that the Jurassic—pre-Oxfordian basic rocks present the features of ocean floor magmatites, while the Upper Jurassic-Lower Cretaceous ones correspond to the island arc volcanics. This notion has been enlarged upon in 1979 and 1980 (see S a v u, 1980) by mentioning that the Mureş Zone was first an ocean floor zone and after the new kimmerian movements, due to the bilateral subduction processes, it developed like an island arc zone, the second stage products lying over the first stage ones, just like in the case of the West Pacific.

TABLE 1

Chemical Composition of Ophiolitic Rocks

No	No sample	Rock type	Prelevation Place	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	S	CO_2	H_2O^-	H_2O^+	Total
1	1970	Dolerite	Camenița Hill	45.47	16.00	6.90	4.62	1.40	0.26	0.16	11.48	7.80	2.50	0.19	traces	traces	0.28	2.50	99.56
2	2203	Anamesite	Canton Brook	46.87	15.00	11.70	3.92	1.75	0.23	0.30	9.85	4.35	2.23	traces	0.07	traces	0.38	3.45	100.10
3	1698	Spilite (dolerite)	Camenița Valley	47.00	13.50	5.00	7.80	1.90	0.30	0.24	8.40	7.00	4.85	0.12	0.22	0.56	0.26	2.48	99.63
4	2012	Spilite	Valea Afundata Brook	47.00	15.00	4.43	6.16	1.65	0.30	0.13	5.88	8.10	4.23	0.21	1.65	0.20	0.48	4.40	99.82
5	2162	Anamesite	Canton Brook	47.60	16.00	4.26	7.40	1.75	0.45	0.15	8.40	7.70	2.10	0.10	traces	traces	1.00	2.85	99.76
6	1710	Spilite	Camenița Valley	47.66	15.60	6.10	6.16	1.77	0.25	0.25	8.82	5.40	4.45	0.09	0.20	0.28	0.19	2.40	99.62
7	1860	Porphyritic anamesite	Valea Afundata Brook	47.73	16.25	5.80	4.90	1.75	0.30	0.18	11.62	6.10	2.24	0.10	traces	traces	0.70	2.00	99.67
8	1892	Spilite (dolerite)	Mureș Valley	48.00	15.20	4.60	6.00	1.40	0.26	0.14	9.52	7.25	4.23	0.29	0.22	traces	0.16	2.36	99.63
9	2560	Hyalobasalt (spilite)	Piriul Mare Valley	48.15	14.00	8.76	8.40	2.50	0.22	0.41	4.70	4.65	4.32	traces	0.10	traces	0.62	2.80	99.63
10	1735	Spilite (dolerite)	Camenița Valley	48.37	15.50	6.00	7.00	1.62	0.16	0.23	8.00	5.40	4.48	0.12	traces	0.68	0.20	1.77	99.53
11	2740	Albitized dolerite	Camenița Valley	48.55	13.40	6.00	8.40	1.70	0.29	0.19	8.82	6.50	2.97	0.24	0.07	traces	0.20	3.00	100.33
12	2569	Spilite (dolerite)	Piriul Mare Valley	48.75	13.07	8.00	7.28	2.50	0.56	0.37	6.30	5.50	3.53	0.24	0.07	0.40	0.90	2.56	100.03
13	2395	Spilite (anamesite)	Piriul Mare Valley	48.75	14.00	7.54	4.06	2.15	0.25	0.20	8.54	6.00	4.58	0.43	traces	1.00	0.40	2.20	100.10
14	1720	Spilite (anamesite)	Camenița Valley	49.00	14.20	8.00	3.65	1.70	0.24	0.17	9.70	6.25	4.15	0.33	traces	0.20	0.12	1.90	99.61
15	2694	Basalt	Camenița Valley	49.10	12.90	5.10	8.12	1.65	0.25	0.20	7.70	7.40	3.88	0.16	0.17	traces	0.38	2.46	99.57
16	2474	Quartz dolerite	Piriul Mare Valley	49.25	15.88	4.37	6.58	1.87	0.29	0.26	8.75	6.10	2.45	0.09	0.27	0.24	1.00	2.66	100.06
17	2418	Basalt	Piriul Mare Valley	49.40	15.20	6.64	7.42	2.10	0.23	0.36	8.40	4.70	2.45	0.12	0.12	0.28	0.90	2.06	100.39
18	2737	Hyalobasalt (spilite)	Camenița Valley	49.84	13.61	8.40	4.00	1.60	0.21	0.13	7.56	6.30	3.85	0.48	traces	traces	0.42	3.14	99.54
19	2689	Spilite (dolerite)	Piriul Mare Valley	50.12	17.80	7.72	4.62	2.20	0.22	0.25	5.95	1.70	4.04	0.14	traces	traces	0.78	3.06	99.60
20	2005	Spilite (anamesite)	Valea Afundata Brook	51.35	14.80	8.90	2.52	1.90	0.23	0.20	8.40	3.90	4.45	0.12	traces	0.40	0.28	2.13	99.58
21	2705	Anamesite	Camenița Valley	51.56	13.60	4.64	7.42	1.65	0.24	0.27	9.24	5.60	2.45	0.14	traces	traces	0.23	2.53	99.57
22	1713	Spilite	Camenița Valley	51.70	13.50	5.10	7.00	1.90	0.30	0.20	6.00	5.30	4.45	traces	1.20	0.24	0.14	2.80	99.83
23	2431	Spilite (dolerite)	Piriul Mare Valley	55.45	12.50	6.10	8.68	2.10	0.33	0.43	2.66	4.35	3.53	0.12	0.41	0.32	0.30	3.00	100.28
24	2433	Spilite (basalt)	Piriul Mare Valley	56.86	14.16	5.66	6.86	1.35	0.18	0.46	4.00	2.65	4.58	0.26	traces	0.20	0.74	2.09	100.05
25	2699	Spilite (quartz dolerite)	Camenița Valley	57.68	12.50	5.60	6.00	1.60	0.23	0.44	4.20	4.00	4.47	0.09	0.20	0.32	0.24	2.16	99.74

The ophiolitic rocks, which represent the subject matter of this paper, cover the greatest part of the region between Haleşinţ and Bata. Starting from north-west to the south-east, from the overthrust line of ophiolites on the Mesozoic sedimentary deposits, one may distinguish three successive zones of basic rocks with an increasing granulation inside the Mureş Zone, namely to the depth (Pl. I).

In the neighbourhood of the overthrust line there develop especially basalts, variolites and hialobasalts often associated with anamesites which occur frequently in pillow lava facies. Then follows a predominantly anamesite area, while southwards there occurs a wide zone consisting of dolerites, quartz dolerites and anamesites within which basaltic rocks are sometimes intercalated. All these zones contain spilites in alternation with other basic rocks (Tab.1).

This ophiolitic complex, characteristic for the axial part of the Mureş Zone, continues south-westward, under the Pannonian sedimentary deposits and crops out again at Pătîrş and Zăbalţ [9] (S a v u et al., 1982b) and on the Coruba valley, south of Bruznic; here M a n e a [10] pointed to some gabbros which seem to form a body within the ophiolitic complex. At Bruznic, ophiolitic rocks were encountered by drilling (C i o f l i c a et al., 1969). According to geophysical data, the ophiolitic rocks zone continues south-westward and is supposed to join the Vardar ophiolitic zone in Yugoslavia.

From the tectonic point of view, ophiolitic rocks are obducted, in C o l e m a n's way (1977 a, b), over the Mesozoic formations with submarine island arc volcanics formed in the secondary fosse from the northern border of the Mureş Zone (S a v u, 1962 a, b). The overthrusting of ophiolitic rocks occurred on the entire north-western border of this zone (P a p i u, 1953). It started probably during the Austrian movements and ended with the Laramian ones, as in the northern extremity of the region (Pl. I) the Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary formations together with the island arc volcanics of the Criş unit thrust over the Upper Cretaceous formations of the Groşi unit (geological map 1 : 50,000, sheet Săvîrşin, 1979).

A system of late fractures, trending north-southward affects the ophiolitic rocks and their overthrust plane shifting the latter's line. These fractures seem to have favoured the formation of the mineralizations of complex sulphides at Bata which are probably connected with the Laramian magmatism.

Petrography of Ophiolitic Rocks

As we have already mentioned, the rocks of the ophiolitic complex are represented by basalts, anamesites, dolerites and numerous spilites which were first defined by B r o n g n i a r in 1819.

[9] Arch. IGG, București.

[10] *Op. cit.* point 6.

1. The hialobasalts form agglomerates and breccias whose components are sometimes cemented with tachylytic glass. The pyroclastics are intercalated among the lava flows. The hialobasalt elements consist of devitrified glass which includes albite plagioclase microcrystals, small augite crystals and sometimes a small clinopyroxene phenocryst. Sometimes these rocks exhibit arborescent structures or variolitic ones up to proper basalts.

2. The tachylytes consist of devitrified or chloritized glass. Finally there appears a penine mass which abunds in iron oxide and titanium sticks forming radial or arborescent structures, sometimes grill-like ones with rectangular loops. Albitic plagioclase microcrystals may be rarely seen within this mass (Pl. II, Fig. 1).

3. The basalts consist of plagioclase sticks which form ophitic, intersertal or intersertal-porphyritic textures whose interstices contain devitrified glass associated with plagioclase and augite microcrystals (Pl. II, Fig. 2). In some places, these textures turn to variolitic structure. Sometimes, these rocks contain small spherical separations with amygdaloidal aspect, filled with devitrified glass (Pl. II, Fig. 3); the glass contains fine plagioclase crystals and iron oxide and titanium sticks, differently oriented. Quartz and chlorite occur inside these separations. The plagioclase sticks (An_{50}) are long and usually twinned according to the albite law. The thin and elongated augite crystals present twins after 100 and are slightly pleochroic of reddish brown colour or colourless; $c \wedge Ng = 51°$.

4. The intersertal-porphyritic basalts exhibit a heterogeneous texture consisting of irregular, ophitic parts rich in devitrified or chloritized glass which contains iron oxide and titanium sticks and plagioclase microcrystals forming a very thin ophitic network or arborescent textures. Among these parts there occur plagioclase sticks (An_{8-10}), isolated or grouped together into bigger intersertal aggregates whose interstices are filled with augite and magnetite grains. The plagioclase composition shows that these rocks are spilites.

5. The anamesites are also intersertal or intersertal-porphyritic rocks, consisting of a network of long plagioclase crystals with the loops filled with xenomorphic augite crystals and partly some devitrified or chloritized glass which contains iron oxide grains and plagioclase microlites (Pl. II, Fig. 4). Just like the basalts, these rocks contain amygdaloidal separations filled with devitrified glass and microlites representing the component minerals of the rock. The thin, elongated plagioclase crystals (An_{55-65}) are usually twinned according to the albite law. Some rocks include also bigger plagioclase crystals, resembling the phenocrysts, but somewhat shorter and wider. Their twins follow the albite and albite-karlsbad law, rarely pericline. Sometimes, these crystals present inclusions of devitrified glassy paste.

6. The granulation and the structure of spilitic rocks resemble those ones of anamesites. They consist of elongated sticks of albitic plagioclase (An_{10}) which join the augite, the opaque minerals and the chlorite. The

augite occurs in isometric crystals or as elongated as the plagioclase ones. The chlorite of these rocks has formed at the expense of the pre-existent glass and possibly of the clinopyroxene.

7. The dolerites have a characteristic intergranular or ophitic texture with grains coarser than the anamesites. They consist of a network of elongated plagioclase crystals whose loops contain xenomorphic augite crystals and magnetite grains, as well as chlorite formed at the expense of clinopyroxene and accompanied by secondary iron and titanium oxide grains. The plagioclase (An_{55}) forms elongated crystals, twinned according to the albite law, sometimes with numerous fissures on which occurs the chlorite resulted from the alteration of clinopyroxene. The augite occurs as xenomorphic, isometric crystals, sometimes with poikilitic texture, which include microcrystals or long sticks of plagioclase. The augite crystals are often grouped together in clusters. The clinopyroxene is of light brown-reddish colour; $c \wedge Ng = 50°$.

8. The quartz dolerites resemble the rocks described above and are characterized by the intergranular or ophitic texture and consist of elongated albite crystals, augite, chlorite and opaque minerals. One may also see interstitial quartz with irregular contour which contains small plagioclase crystals. It presents a slightly rolled extension.

9. The spilitic rocks which resemble the dolerites by their textural features consist, just like the latter, of an albitic plagioclase network whose loops contain xenomorphic augite crystals and frequently chlorite ones formed at the expense of clinopyroxene, as well as magnetite or pyrite. Some rocks exhibit also rare calcite patches.

10. The spilites affected by hydrothermal solutions as well, present the features of hydrothermalized rocks. They are impregnated with quartz and pyrite ($S = 1.20\%$), while the clinopyroxene is wholly replaced by chlorite, at the same time with the separation of secondary iron and titanium oxides.

Petrochemical Data

A number of 25 samples[11] collected from the valleys north-west of Bata have been analysed chemically in order to establish the petrochemical characteristics of the ophiolites from this region. The results of the analyses, given in Table 1, point to the basic character of the rocks of the ophiolitic complex. In most of the rocks, SiO_2 varies between 45 and 50%, except for some spilites where it depasses the latter value. The features of basic rocks may be also inferred from the mentioned Fe_2O_3, FeO, TiO_2 and MgO contents whose values fall within the limits of the basaltic rock series.

The diagrams of Figures 1 and 2 show that the ophiolitic rocks of the Laleşinţ-Bata region, as well as those of the other parts of the Mureş Zone came from a tholeiitic magma. In the diagram of Figure 1, most

[11] The chemical analyses were made by Suzi Iliescu from IGPSMS, Bucharest.

of the rocks are projected along the differentiation line of abyssal tholeiites (M i y a s h i r o, 1975 a, b), where from they extend over the area between the evolution line of Skaergaard rocks and that one of the Miyakejima tholeiites of the Izu-Bonin arc; three spilites with a higher SiO_2

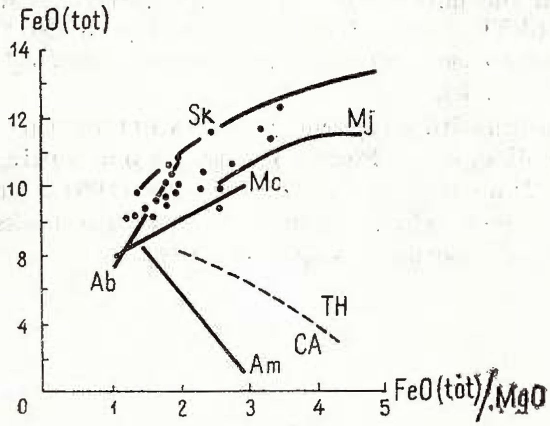


Fig. 1. – FeO (tot.)/MgO diagram. Ab, abyssal tholeiites; Sk, Skaergaard basic rocks; Mc, Macauley island tholeiites; Mj, Miyakejima (Izu-Bonin island arc) tholeiites; Am, calc-alkaline rocks of the Amagi volcano; TH, tholeiitic series domain; CA, calc-alkaline series domain (acc. to M i y a s h i r o, 1975).

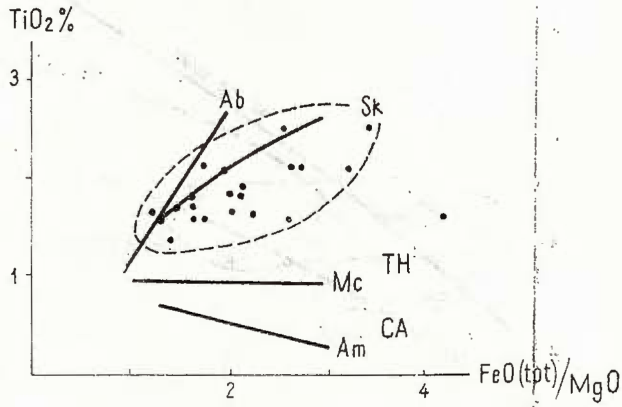


Fig. 2. – TiO_2–FeO(tot.)/MgO diagram. The same legend as for Figure 1.

content make an exception. In Figure 2, the Laleşinţ-Bata tholeiitic rocks occur along the differentiation line of the Skaergaard gabbroic body pointing to the fact that the magma they come from underwent a differentiation in the same sense.

As regards the Ca content and the alkalis, there are striking differences between spilites and fresh rocks. The latter present the same oxide content as basic rocks do. Thus, CaO varies in these rocks between 8.40 and 11.62 % while in spilites, it has a lower content, namely between 2.66 and 9.52 %.

The Na_2O contents are much more differentiated. They vary in fresh rocks between 2.10 and 2.50%; if we have these values in view, these rocks represented by basalts, anamesites, dolerites and quartz dolerites, resemble the tholeiitic magmatites. The K_2O and CaO contents of these rocks are those normal for the basic rocks.

The spilites, within which the normal basic rocks are intercalated, contain greater Na_2O contents (3.53 –4.85 % Na_2O). The maximum Na_2O contents of these rocks are, in most cases, two times greater than the Na_2O contents of some normal basic rocks.

The above mentioned peculiarities regarding the Na_2O of these rocks may be inferred from the diagram of Figure 3, drawn up according to Kuno (1959, 1966) and Macdonald-Katsura (1964), on which one may distinguish two fields which include the ophiolitic rocks according to their alkali content, especially Na_2O and SiO_2.

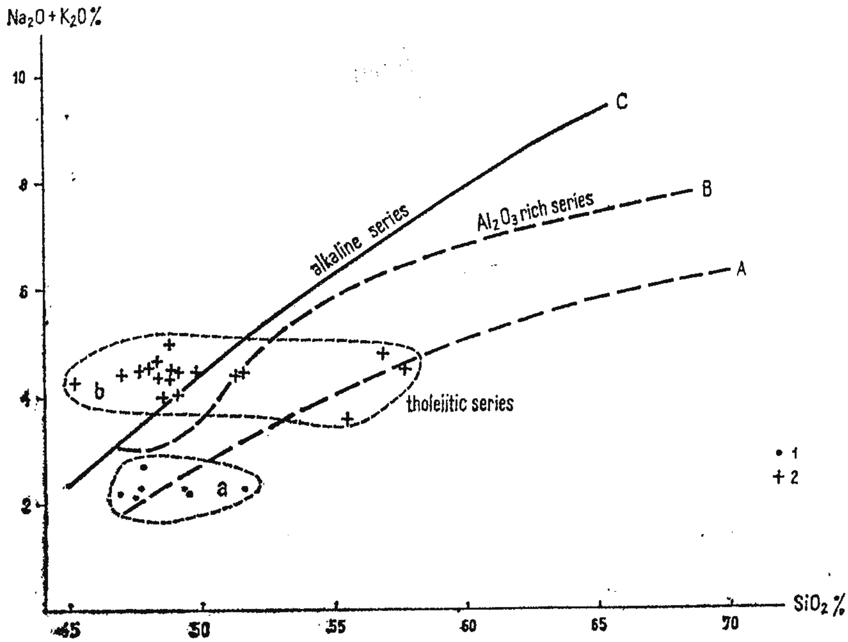


Fig. 3. — $Na_2O + K_2O - SiO_2$ diagram.
1, basic (basalt-doleritic) rocks; 2, spilites.

The normal basic rocks form a small field which covers the area between the tholeiitic series domain and the series of Al_2O_3-rich basalts („high alumina basalts"), with low alkalis and silica values. The spilitic rocks delimit a field with higher alkalis (Na_2O) and SiO_2 values.

The high Na_2O content of these spilitized basic rocks brings about their projecting on the alkaline basalts field, although their origin resides in tholeiitic magmas. The high Na_2O content, as compared to the common tholeiitic basic rocks, is contained by the plagioclase which is of albitic nature. It is worth mentioning that spilitic rocks contain a lower K_2O content, as it was removed at the same time with CaO.

Due to the higher SiO_2 variation within spilitic rocks, their projection field starts from the tholeiitic series to the alkaline magmas, passing through the field of „high alumina basalt" series.

The magmatic parameters of the ophiolitic rocks (Tab. 2) point out clearly the features of tholeiitic basic rocks, as their values assign the rocks to the group of gabbroid, leucogabbroid and gabbrodioritic magmas

TABLE 2

Values of Niggli Magmatic Parameters

No	No sample	Qz	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*Q*	*L*	*M*
1	1970	−21.00	100.65	20.87	46.26	27.22	5.63	0.047	0.556	26.32	34.60	39.08
2	2203	− 5.19	116.25	21.92	46.53	26.17	5.36	0.000	0.345	31.49	33.08	35.42
3	1698	−34.70	110.05	18.62	49.10	21.07	11.18	0.016	0.497	23.25	36.71	40.04
4	2012	−25.19	116.95	21.99	51.78	15.67	10.53	0.031	0.580	26.93	38.60	34.47
5	2162	− 6.17	113.92	22.56	50.86	21.54	5.02	0.030	0.540	31.30	33.79	34.91
6	1710	−26.43	116.19	22.41	43.89	23.03	10.65	0.013	0.447	26.75	39.21	34.04
7	1860	− 7.80	113.45	22.76	42.33	29.59	5.31	0.028	0.510	30.96	34.38	34.66
8	1892	−28.15	111.76	20.85	45.41	23.74	9.97	0.043	0.554	25.63	37.71	36.67
9	2560	−17.82	126.02	21.59	54.26	13.17	10.96	0.000	0.334	28.88	36.94	34.18
10	1735	−24.55	118.90	22.45	45.60	21.07	10.86	0.017	0.433	27.37	39.09	33.54
11	2740	−12.97	116.00	18.86	51.30	22.57	7.24	0.050	0.451	28.78	31.90	39.32
12	2569	4.99	123.51	19.51	56.27	9.58	4.62	0.872	0.358	33.87	21.13	45.00
13	2395	−25.89	120.85	20.45	45.17	22.68	11.68	0.058	0.490	26.51	37.46	36.03
14	1720	−22.89	117.82	20.12	44.70	24.99	10.18	0.049	0.501	26.97	36.14	36.89
15	2694	−19.09	118.06	18.28	52.59	19.83	9.29	0.026	0.504	27.34	33.21	39.45
16	2474	0.57	125.33	23.81	46.13	23.85	6.19	0.023	0.501	33.60	34.69	31.71
17	2418	2.01	127.28	23.07	47.41	23.18	6.31	0.031	0.380	33.77	33.72	32.51
18	2737	−14.48	126.51	20.35	48.82	20.56	10.25	0.075	0.488	29.40	35.26	35.34
19	2689	2.50	150.67	31.53	37.25	19.16	12.04	0.022	0.204	36.22	42.32	21.47
20	2005	− 8.49	139.06	23.61	40.11	24.37	11.89	0.017	0.392	31.10	38.20	29.80
21	2705	7.96	133.48	20.74	47.24	25.63	6.38	0.036	0.457	34.76	30.78	34.46
22	1713	− 5.74	141.47	21.76	48.83	17.59	11.80	0.000	0.442	32.20	36.05	31.75
23	2431	28.23	171.52	22.78	57.57	8.81	10.82	0.021	0.348	39.69	27.74	32.56
24	2433	22.66	181.46	26.63	44.99	13.67	14.69	0.036	0.280	39.61	37.89	22.51
25	2699	26.76	182.26	23.27	48.62	14.21	13.87	0.013	0.387	39.67	34.36	25.98

to dioritic and quartz-dioritic ones. The last category includes the spilitic rocks with more than 55% SiO_2 (Tab. 1), abnormal rocks as regards their composition which on the diagram of Figure 3 occur in the right extremity of the spilitic rocks field.

Although the values of the main magmatic parameters of the spilitic rocks resemble those of the tholeiitic basic rocks, the former are higher in the case of the *alk* parameter and lower in the case of the *c*, *k* and sometimes *mg* parameters.

The high Na_2O content of spilites, which takes part in the composition of plagioclase is reflected also in the normative composition of rocks (Tab. 3) showing that ab is always two times greater than an.

The petrochemical characteristics of the Caleşinţ-Bata spilitic rocks make them resemble the Pătîrş ones, described by S a v u et al. (1982 b) [12] and the Oregon ones with 4.54% Na_2O (T u r n e r, V e r h o o g e n, 1960, Table 25). Unlike the last ones, the Caleşinţ-Bata spilites present a much more lower K_2O content.

TABLE 3

CIPW Normative Values

No	No sample	cţ	or	ab	an	en	ol	fs	woll	cal	ap	il	mt	py	hem	cor
1	1970	0.58	1.08	20.00	31.85	25.22	2.36	—	10.53	—	0.13	2.43	5.80	—	—	—
2	2203	13.45	—	20.01	32.02	15.14	—	—	8.32	—	0.28	3.14	4.86	—	—	—
3	1698	0.71	1.32	40.93	14.36	15.94	14.35	—	4.51	1.59	0.33	3.12	4.12	0.73	—	—
4	2012	6.65	1.08	28.82	20.94	24.47	7.14	1.08	—	0.68	0.13	2.86	3.86	2.23	—	—
5	2162	4.10	0.52	18.31	32.86	25.72	—	8.10	3.63	—	0.13	3.00	3.63	—	—	—
6	1710	—	0.27	39.16	21.75	14.43	9.51	—	5.03	0.81	0.54	3.00	5.17	0.33	—	—
7	1860	5.94	0.55	19.46	33.24	20.40	—	1.21	11.21	3.00	0.13	3.00	4.86	—	—	—
8	1892	—	1.59	36.00	20.64	19.20	8.33	—	7.28	—	0.13	2.38	3.71	—	—	—
9	2560	7.47	—	38.84	19.14	14.51	4.47	—	—	—	0.42	4.36	7.74	11.41	—	—
10	1735	2.38	0.27	38.78	21.27	12.39	14.14	—	0.66	2.15	0.13	2.72	5.11	3.79	—	—
11	2740	7.48	1.07	25.73	21.71	13.54	20.10	—	2.01	—	0.13	2.81	5.09	0.33	—	—
12	2569	10.91	1.10	30.91	19.32	14.76	10.00	—	0.16	1.25	0.41	4.28	6.90	17.53	—	—
13	2395	0.52	2.42	39.30	16.15	20.05	—	—	9.28	3.00	0.13	3.77	4.44	—	—	—
14	1720	0.47	1.49	36.12	18.60	20.90	—	—	13.20	0.67	0.13	2.83	4.45	—	1.14	—
15	2694	3.22	1.06	33.53	16.23	16.10	20.62	—	1.73	—	0.13	2.79	4.26		5.96	—
16	2474	8.35	0.54	21.50	30.91	20.30	—	4.87	4.43	0.78	0.27	3.22	3.76	1.07	—	—
17	2418	19.74	0.57	23.00	31.01	2.15	11.48	1.00	—	1.00	0.43	5.89	—	—	—	—
															0.96	—
18	2737	4.98	2.75	34.11	18.15	21.45	—	—	9.35	—	0.14	2.75	5.36	—	—	—
19	2689	16.65	0.51	38.26	25.31	6.18	—	—	—	—	0.30	4.04	5.74	—	0.66	—
20	2005	7.43	0.55	40.00	20.00	13.03	—	—	9.56	1.25	0.14	3.19	2.08	—	—	—
21	2705	14.55	0.54	21.42	24.63	11.11	18.78	—	2.00	—	0.27	2.81	3.89	—	—	—
22	1713	9.08	—	39.00	16.20	12.67	12.82	—	0.28	0.84	0.14	3.10	4.32	1.55	—	—
23	2431	19.12	0.53	30.48	14.70	14.84	—	4.27	—	0.94	0.40	3.47	8.40	1.34	—	1.87
24	2433	17.42	1.62	40.52	16.15	17.42	1.02	5.90	—	0.70	0.54	2.32	4.99	—	—	0.20
25	2699	25.50	0.53	34.05	12.33	10.72	6.37	1.20	—	0.93	0.40	2.68	4.69	0.60	—	—

Origin of Ophiolitic Rocks

The magmas which represent the source of the Caleşinţ-Bata and Pătîrş ophiolites as well as those of the entire Mureş Zone, present obvious

[12] *Op. cit.* point 9.

tholeiitic features, as one may infer from Figures 1 and 2. This magma formed in the upper mantle, at a depth up to 100 km (Savu et al., 1982 b), taking a pyrolith form and then transforming into tholeiitic magma.

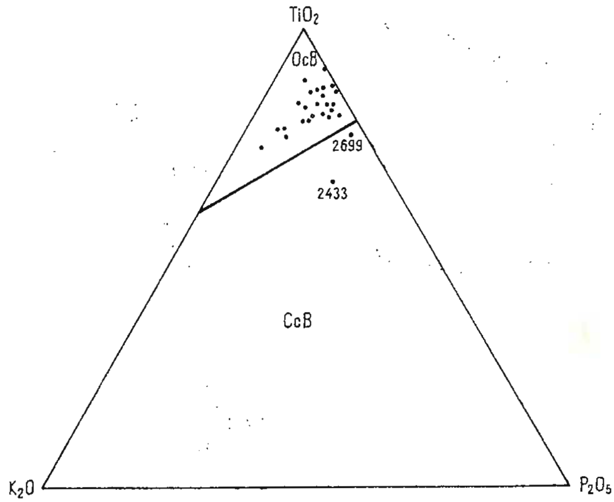


Fig. 4. — $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ diagram.

The formation process of magma and ophiolitic rocks took place in the Mureş ocean Zone. The emplacement on the ocean floor occurred in a median ridge zone, as one can see in Figure 4 whose diagram drawn up after Pearce et al. (1975) includes all the rocks in the oceanic basalts field (OCB), with the exception of two unimportant rocks. This conclusion is also supported by the projection of the basic rocks on the diagrams of Figures 1 and 2, along the line of abyssal or ocean floor basalts and that one of the Skaergaard intrusive rocks.

The ophiolitic rocks formed during the expansion of the Mureş ocean floor. This fact was demonstrated by calculating the differentiation index (ID) of the CIPW norm for all the analyses, according to Thorton and Tuttle (1960). The values of this index were marked in the prelevation places and then we traced the index isolines. As one can see from the map sketched in Figure 5, the ID isolines form elongated maximum and minimum zones displayed on alignments trending to the ENE — WSW. This emplacement is conformably to the parallel banded distribution of the different rock types (basalts-pillow lava-anamesites and dolerites) of the entire outcropping area of the Mureş ophiolites, from Pătîrş and Bruznic to Căzăneşti and Almaş-Selişte.

The parallel banded structure of the Mureş Zone may be seen both on the geological maps on the scale of 1 : 50,000, sheets Săvîrşin and Roşia

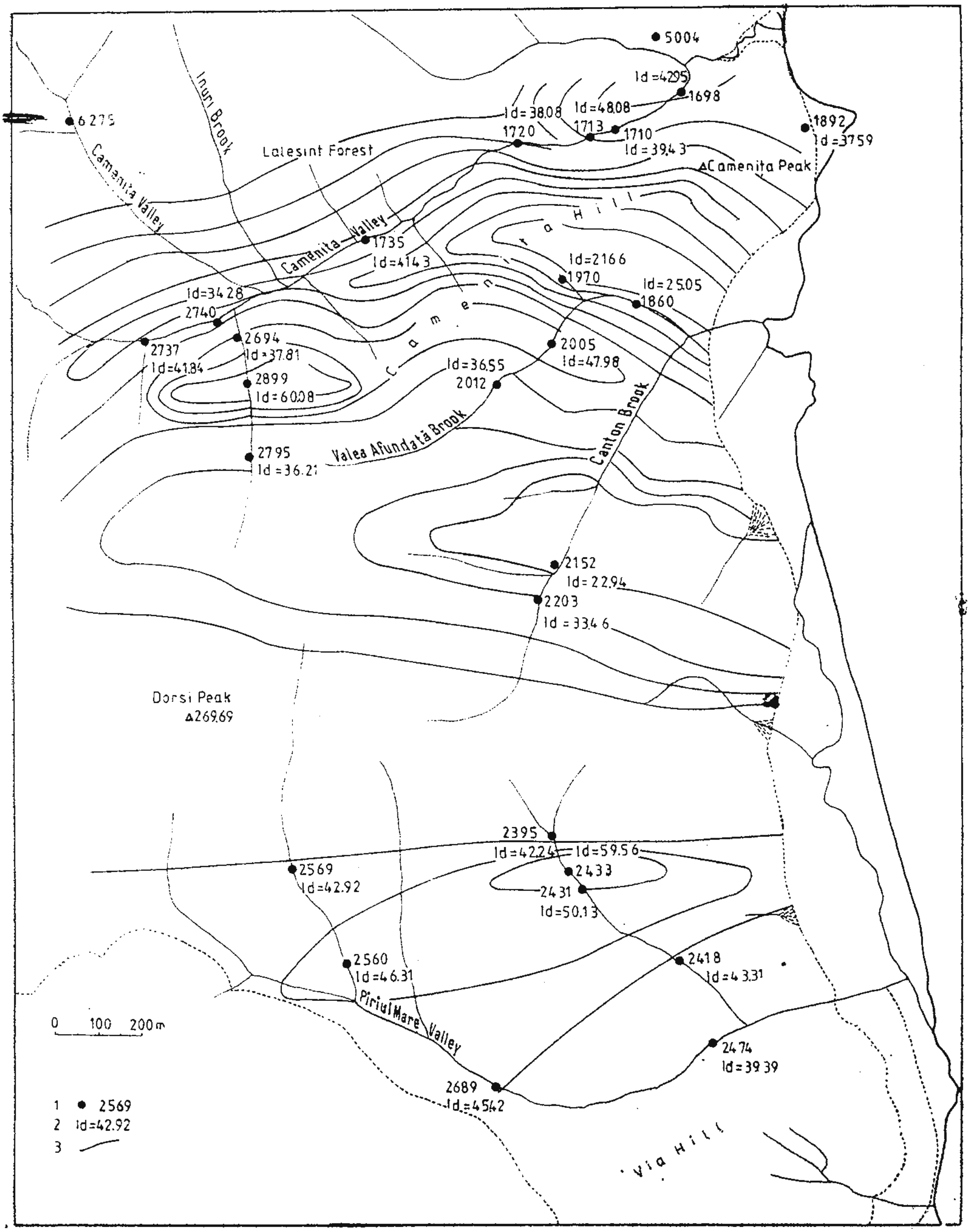


Fig. 5. — Sketch with isolines of the magmatic differentiation index (ID, acc.to Thorton and Tuttle, 1960), in the Laleşinţ-Bata ophiolites.

1, chemical analysis; 2, magmatic differentiation index; 3, isolines of magmatic differentiation index.

Nouă, published in 1979, and on the maps drawn up as a result of aeromagnetic geophysical researches.

Our petrological studies point to the fact that this parallel banded structure of the ophiolitic complex may be noticed on more and more reduced surfaces, as well. The banded structure reveals clearly enough the process of successive flowing of ocean floor tholeiitic magmas (S a v u, 1980 a, b) in the axial ridge zone, during the spreading process which occurred in the Mureş Zone. We may assume that further studies based on trace elements especially the insensitive to secondary process ones, determined on samples taken from squares big enough, will supply us with new and valuable data regarding the above mentioned processes. [13]

The rocks of the Laleşinţ-Bata basic complex present the characteristics of ophiolites, just like it was demonstrated by S a v u (1962 c) for all the pre-Oxfordian basic magmatites of the Mureş Zone. They are projected on the diagram of Figure 6 within the basic ophiolites field from

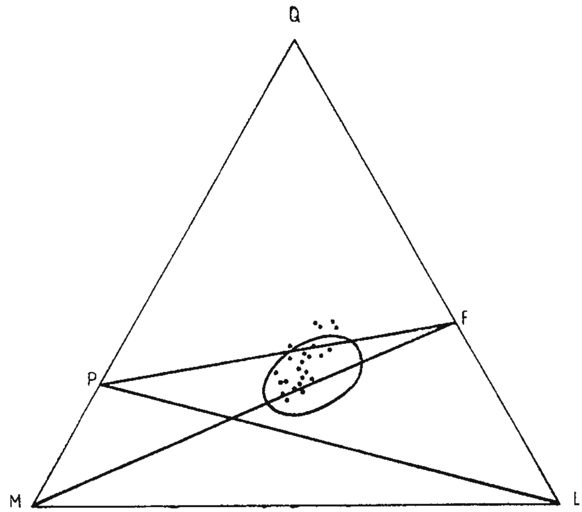


Fig. 6. — *QLM* diagram.

the Alps, Apennines and Dinarides, studied by B u r r i and N i g g l i (1945). We mention also the fact that the Laleşinţ-Bata ophiolites occur, on the diagrams of Figures 1 and 2, within the projection field of the Alps, Apennines and Hellenides ophiolites, recently studied from the petrological point of view by B e c c a l u v a and P i c c a r d o (1978).

Given their petrochemical features and their formation on the Mureş ocean floor during the Lower and Middle Jurassic, the basic rocks studied by us correspond to the modern definition of ophiolites (C o l e m a n, 1977 a, b).

[13] More recent investigations performed by S a v u in 1981 have shown that the doleritic rocks in the southern part of the region represent a sheeted dike complex.

Having in view the fact that in the Laleșinț-Bata region spilitic rocks alternate with basalts, anamesites and unspilitized dolerites, we consider that among all the processes which bring about the albitization of the basic rocks, described by V a l l a n c e (1960) and A m s t u t z (1968) in his compendium, the magmatic differentiation is the main cause for their generation even if the formation of a spilitic rock is influenced by several factors. We agree on this origin of spilites having in view that both these rocks and the basalts and anamesites have erupted on the Mureș ocean floor, but not all of them are spilitized as it were the case if spilitization had occurred in the conditions of the reaction of lavas with sea water during the eruption.

That is why the hypothesis of the spilitization of the rocks on the ocean floor by reacting with the salty water is not valid. It is possible that the spilitic rocks had undergone some reactions with the water during the submarine eruption, which could have led to the alteration of some of the component minerals, as it is the case with the common basic rocks; however, this fact does not represent the major agent of spilitization. This conclusion is supported also by the fact that the hialobasalts of Table 1, rocks which abund in glass and contain only few plagioclase crystals, contain 3.85 —4.32 % Na_2O just like the spilitic rocks with doleritic character.

The hydrometasomatic alteration cannot be taken into account when speaking about the spilites genesis, as some authors do (A m s t u t z, 1968), because the rocks affected by hydrothermal solutions exhibit features characteristic of hydrothermalites.

According to D e w e y and F l e t t (1911), the spilitic magma is basic, but contains more Na_2O, water and CO_2. Speaking about the mugearites, T u r n e r and V e r h o o g e n (1960) consider that the fractioned crystallization of the basaltic magma could lead to the formation of a sodic solution, which would represent a first step in the evolution of spilites from basaltic magmas.

B a t t e y (1956) mentions some similarities between the tholeiitic and spilitic series and thinks that a high concentration of water may influence the evolution of the tholeiitic magma towards a spilite-keratophyre differentiation line. Speaking about the origin of northern Finland spilites, P i i s p a n e n (1972) pleads for a tholeiitic parental magma. The calcium of this magma was eliminated by fixing it to the carbonic anion, situation favoured by the presence of volatiles, especially CO_2 and H_2O, in the magmatic melted mass, as M e r i l a i n e n (1961) puts it.

During the formation of the basalt-dolerite-spilitic complex, the tholeiitic magma at depth has not suffered an advanced differentiation, as it was the case with Julița gabbroic body (Fig. 7). It was a weak differentiation, as the rocks of this complex occur on a restraint field of the diagram which contains also the Pătîrș basalt-spilitic rocks of the same ophiolitic complex from the Mureș Zone.

Just like in the case of the Pătîrș rocks, the differentiation of the tholeiitic magma has led on the one hand to a great concentration of the residual magma in iron, according to F e n n e r's differentiation (1929) and in titanium, according to the CIPW norm (Tab. 3) and on the other hand to its Na_2O and volatiles enrichment (S a v u, 1962 c). This is the spilitic magma which occurs as an undercooled residual magma, out of which crystallized the rocks which contain albite and augite.

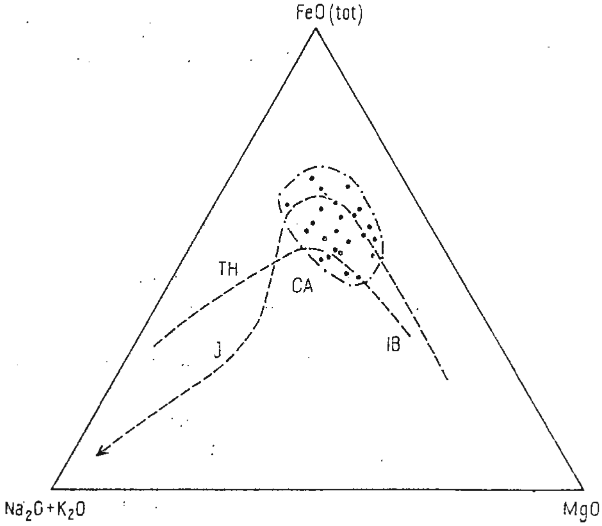


Fig. 7. — FeO tot.—MgO—Na_2O + K_2O diagram.
y, differentiation line of the Julița gabbroic body (S a v u et al., 1982 a); IB, boundary between the tholeiitic rocks domain (TH) and the calc-alkaline ones domain (CA) (I r v i n e, B a r a g a r, 1971).

The further differentiation of this magma leads to the occurrence in the Mureș Zone of granophyres and albitic aplites which close up the ophiolitic magmatism (S a v u, 1962 c),

Conclusions

This study leads to the following conclusions :

1. The complex of Jurassic —pre-Oxfordian ophiolitic rocks of the Laleșinț-Bata region consists of alternations of basalts, anamesites, dolerites and spilites; these rocks are distributed within different zones, where one of the petrotypes is predominant.

2. The emplacement of the ophiolitic complex took place on the Mureș ocean floor, along an axial ridge, under spreading conditions.

3. Due to the Alpine tectonic processes, the ophiolites are obducted over the Mesozoic sedimentary deposits which contain the products of an Upper Jurassic submarine island arc volcanism.

4. The ophiolitic rocks derived from a tholeiitic magma similar to the magma out of which resulted the abyssal or ocean floor basalts and the one in which originated the Skaergaard gabbroic body.

5. This magma underwent a weak differentiation, which led on the one hand to the concentration of iron in the residual magmas, and on the other hand, to their Na_2O and volatiles, especially H_2O and CO_2, enrichment.

6. The sodium and volatile-rich residual magma acted like an undercooled magma and led to the simultaneous crystallization of albite and augite and the formation of the spilitic rocks.

REFERENCES

Amstutz G. C. (1974) Spilites and spilitic rocks. *I.U.G.S.*, Ser. A, 4, Berlin.

Battey M. H. (1956) The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. *Geol. Mag.*, 93, p. 89–110, Cambridge.

Beccaluva L., Piccardo G. B. (1978) Petrology of the Northern Apennine Ophiolites and their significance in the Western Mediterranean area. *Inter-Union Commission on Geodynamics. Scient. Report*, 38, p. 243–253, Stuttgart.

Burri C., Niggli P. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogen. I, II, Zürich.

Cioflica G., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1969) La pétrogenèse des ophiolites de Bruznic-Lipova. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr. Sér. Géol.*, 13, 2, p. 137–151, Bucureşti.

Coleman R. G. (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. Ed. Springer–Verlag, Berlin.

Dewey H., Flett J. S. (1911) On British pillow lava and the rocks associated with them. *Geol. Mag.*, 8, p. 202–248, Cambridge.

Fenner C. N. (1929) The crystallizations of basalts. *Am. Journ. Sci.*, 5, Ser. 18, p. 223-255, New Haven, Con.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Journ. Earth Sci.*, 8, p. 523–548.

Kuno H. (1959) Origin of Cenozoic petrographic province of Japan and surrounding areas. *Bull. Volcanol.*, 20, p. 37–76, Napoli.

— (1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.* 29, p. 195–222, Napoli.

Loczy L. (1876) Jeletés a Hegyes-Drocsa-hegységben tett földtani kirándulásokról, Budapest.

— (1912) Direktions bericht, 1912. *Jahresbericht d. kgl. ung. geol. R.A.f.* 1912, Budapest.

Macdonald S. A., Katsura T. (1964) Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journ. Petrol.*, 5, p. 82–133, Oxford.

Meriläinen K. (1961) Albite diabases and albitites in Enontekiö and Kittilä, Finland. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 195, p. 1–75, Helsinki.

M i y a s h i r o A. (1975 a) Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journ. Geol.*, 83, p. 249—291, Chicago.

— (1975 b) Volcanic rock series and tectonic setting. *An. Rew. Earth Planet. Sci.*, 3, p. 251—260, Palo Alto.

P a p i u C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Acad. R.P.R. Bul. Ştiinţ.*, V, 1, p. 107—213, Bucureşti.

P e a r c e J. A., G o r m a n B. E., B i r k e t t T. C. (1975) The $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ diagram: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24, p. 419—426, Amsterdam.

P i i s p a n e n R. (1972) On the spilitic rocks of the Karelic belt in western Kuusamo, northeastern Finland. *Acta. Univ. Ouluensis, Ser. A, S.R.N. 4, Geolog,*. 2, p. 73, Oulu.

S a v u H. (1962 a) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Troaş-Pîrneşti din masivul Drocea. *D.S. Inst. Geol.*, XLIII (1956—1957), p. 137—158, Bucureşti.

— (1962 b) Chimismul vulcanitelor jurasic-superioare — cretacic-inferioare din Munţii Drocea. D.S. *Inst. Geol.*, XLVII (1959—1960), p. 199—220, Bucureşti.

— (1962 c) Corpul gabbroic de la Almăşel şi contribuţii la cunoaşterea chimismului şi petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Com. Geol.*, XXXII, p. 211—248, Bucureşti.

— (1980 a) Ophiolitic Rocks and other Initial Magmatites in the Carpathians. *Ofioliti*, 1 special issue, p. 97—104, Bologna.

— (1980 b) Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and their Associated Calc-alkaline and Alkaline Volcanics. *An. I.G.G.*, LVI, Bucureşti.

— V a s i l i u C e c i l i a, U d r e s c u C o n s t a n ţ a (1982 a) Structura, petrologia şi geochimia corpului gabbroic de la Juliţa — ofiolitele alpine din munţii Drocea (Munţii Apuseni). *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/1, Bucureşti.

— B e r b e l e a c I., U d r e s c u C o n s t a n ţ a, N e a c ş u V a s i l i c a (1982 b) Complexul bazalt-spilitic (ofiolitic) de la Pătîrş (zona Mureş) şi mineralizaţiile de sulfuri asociate. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/2, Bucureşti.

S z o n t a g h T. (1891) Geologische Studien am rechten Ufer des Marosflusses bei Totvarad-Govojdia (com. Arad) sowie an der linken Seite des Maros in der Umgebung von Batta-Belotincz-Dorog-Zabalcz (com. Krassö-Szöreny und Temes). *Jhresb. d.k. ung. geol. A.f. 1891*, p. 60, Budapest.

T h o r t o n C. P., T u t t l e O. F. (1960) Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. *Amer. Journ. Sci.*, 258, p. 664—684, New Haven, Con.

T u r n e r F. J., V e r h o o g e n J. (1960) Igneous and metamorphic petrology. New York.

V a l l a n c e T. G. (1960) Concerning spilites. Presidential address. *Proc. Linn. Soc. N.S.W.* LXXXV/1, p. 8—52.

* * * Harta geologică scara 1 : 50.000, foaia Săvîrşin. Ed. I.G.G., 1979, Bucureşti.

* * * Harta geologică scara 1 : 50.000, foaia Roşia Nouă. Ed. I.G.G., 1979, Bucureşti.

QUESTIONS

I. N i c o l a e: Which are the SiO_2, K_2O and FeO^x/MgO ratio values?

Answer: The SiO_2, K_2O contents and FeO^x/MgO ratio values are the following: $SiO_2 = 45.47—51.70\%$, except for three spilites;

$K_2O = 0.09-0.48\%$; FeO^x/MgO ratio presents values below 1.7 and 2 respectively, except for some spilitic rocks. These data correspond to Miyashiro's (1974, 1975) „abyssal tholeiites" or to our „ocean floor basalts".

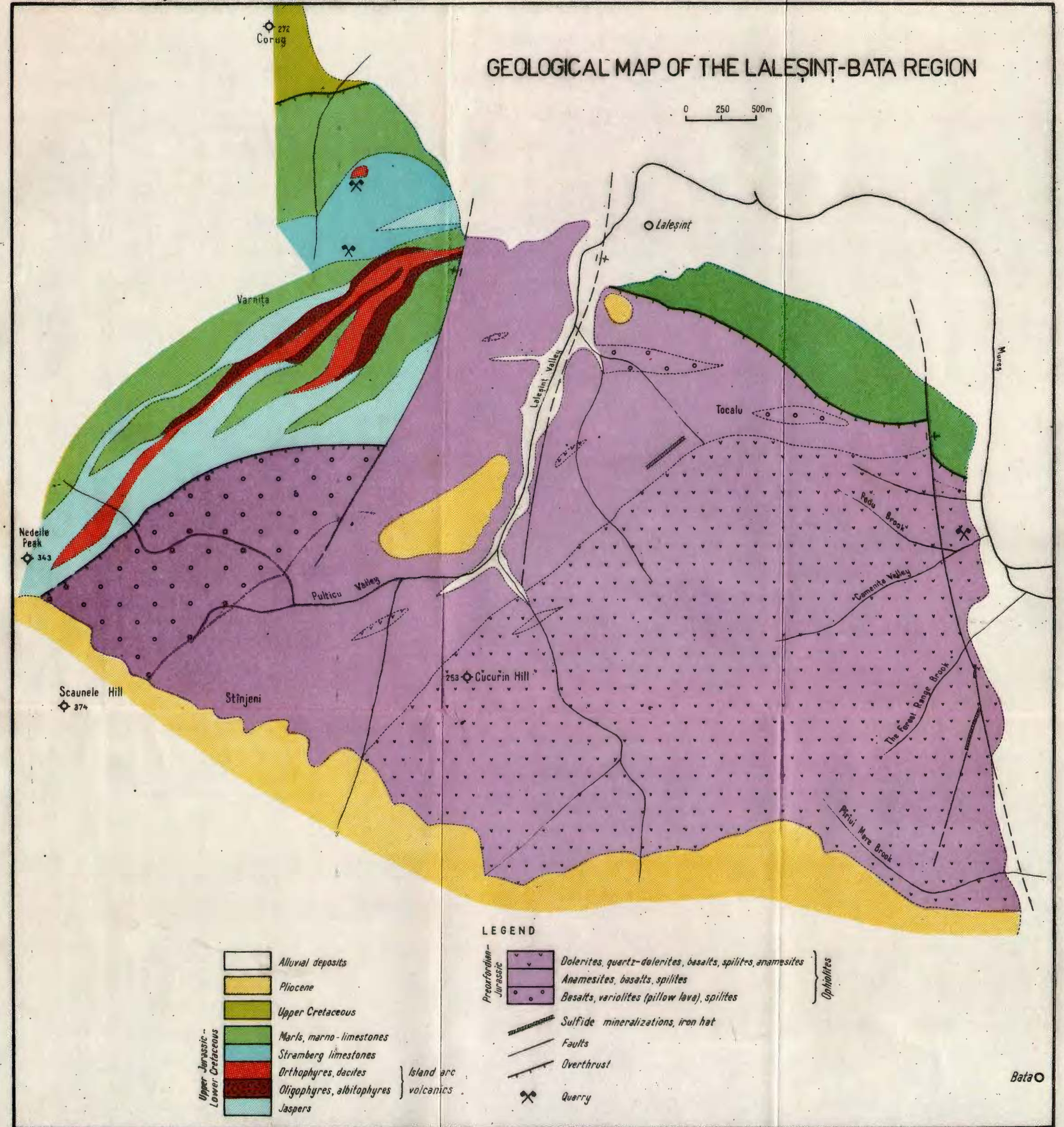
Doina Russo-Săndulescu: 1. From what you have said, should we understand that the emplacement of the Skaergaard stratified body occurred under typical „ocean floor" geotectonical conditions?
2. Which is the mineralogical paragenesis of spilitic rocks?
3. Have you noticed any spatial preponderance of spilitic rocks?

Answer: 1. Yes. See also Miyashiro (1975).
2. Albite-augite (chlorite) — opaque minerals.
3. No, I have not.

EXPLANATION OF PLATE

Plate II

Fig. 1. — Hialobasalt with chloritized glass, within which secondary iron and titanium oxide sticks may be noticed. Pîrîul Mare, Nic. II; × 50.
Fig. 2. — Basalt. Camenița Valley, Nic. II; × 45.
Fig. 3. — Basalt with globular separation of devitrified glass and plagioclase microlites. Camenița Valley, Nic. II; × 45.
Fig. 4. — Anamesite. Valea Afundată river, Nic. II; × 37.



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). 87—126

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PETROLOGIC AL CALDEREI CĂLIMANI [1]

DE

IOAN SEGHEDI [2]

Neogene volcanism. Subsequent magmatism. Caldera. Pyroxenic andesites. Rocks chemistry. Calc-alkaline magmatism. Magmatic differentiation. East Carpathians. New eruptive. Călimani.

Abstract

Contributions to the Petrological Study of the Călimani Caldera. The Călimani caldera represents a complex volcanic structure of the Neogene subsequent magmatism. Volcanic activity has first an explosive, subordonately effusive character, then it continues by effusive, subordonately explosive and intrusive manifestations (the stratovolcanic stage with the explosive pre-caldera substage, the effusive pre-caldera and effusive-explosive post-caldera ones). Finally, this activity is mainly intrusive (intrusive stage) and subordonately effusive (final effusive stage). The main petrographic feature of the eruptions in this region is given by the pyroxenic andesites, with recurrent manifestations. The present-day form of the edifice is generated by collapse, as a consequence of a strong pressure fall within the magmatic reservoir of several eruption centres, due to a high fluid magma ejection, of almost 10 km^3. The intrusive stock represents a moment of resurgence in the evolution of this caldera. The chemistry (major and trace elements) supports the volcanological data regarding the recurrence of the eruptive products in this region (from basic to acid ones), according to the main evolution moments : the stratovolcanic stage : pre-caldera (group C_1) and post-caldera (group C_2); the intrusive stage (group C_3) and the final effusive stage. The major and trace element distribution points to the derivation of the three groups of distinct parental magmas in relatively high pressure conditions. The comparison of the Călimani caldera rocks with the magmatic series generated under subduction conditions shows that the magmas have a typical calc-alkaline composition, with specific features for each of the three successive groups (C_1, C_2, C_3). The Ni, Co, Cr, V, Sr content points to geochemical similarities with the typical island arc andesites (Boccaletti et al., 1973; Peccerillo and Taylor, 1976). Ba, La, Pb show for the first members of these groups similarities with island arc andesites and for the extreme members (especially for groups C_1, C_3) similarities with continental margin andesites.

[1] Predată la 29 aprilie 1980, acceptată pentru publicare la 10 mai 1980, comunicată în ședința din 30 mai 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

1. Introducere

Obiectul prezentei lucrări îl constituie studiul petrologic al magmatitelor neogene din cadrul edificiului calderei Călimani, una dintre cele mai complexe structuri vulcanice ale arcului vulcanic al Carpaţilor Orientali.

În acest scop s-a avut în vedere descrierea tuturor tipurilor de roci întîlnite, ţinîndu-se cont de caracterul manifestărilor eruptive (exploziv, efuziv, intrusiv), volumul şi repartiţia lor în suprafaţă.

Studiul petrochimic contribuie la caracterizarea magmelor din care au luat naştere produsele vulcanice, precum şi la evidenţierea unor caracteristici petrografice particulare evoluţiei calderei vulcanice.

Lucrarea are în vedere prezentarea unei noi imagini de ansamblu a evoluţiei vulcanice a calderei.

2. Date privind istoricul cercetărilor geologice

Primele date geologice asupra rocilor eruptive din munţii Călimani sînt prezentate de Richthofen şi Hauer (1860), Hauer şi Stache (1863), Pošepny (1867), Herbich (1873), Athanasiu (1898).

Nichita (1934) alcătuieşte prima hartă geologică a regiunii şi descrie principalele tipuri de roci efuzive (andezite) şi intrusive (diorite) întîlnite, la care adaugă şi analize chimice; continuă studiile (1937, 1948, 1952, 1953)[3] contribuind la rezolvarea unor probleme geologice şi metalogenetice.

În aceeaşi perioadă mai fac cercetări în regiune Z. Török (1942, 1950, 1951, 1956)[4], V. Pomârleanu (1953)[5], P. Götz (1953)[6], I. Treiber (1949, 1952, 1954)[7]. Török şi Treiber, în urma acestor cercetări, ajung la concluzia că în miezul munţilor Călimani există un masiv subvulcanic intrusiv preefuziv, peste care urmează 4 serii de lave andezitice şi dacitice.

Cercetările geologice şi petrografice sînt continuate în toată aria munţilor Călimani de nord de către S. Cosma et al. (1959)[8], Camelia Brestoiu et al. (1960)[9], Teodoru şi Teodoru (1961, 1963)[10], astfel încît Cosma et al. (1964) stabilesc succesiunea în timp a diferitelor tipuri petrografice pentru Călimanii de nord, iar Teodoru şi Teodoru (1965) apreciază existenţa în caldera Călimani a două faze de transformare postmagmatică : Faza I este reprezentată de cloritizare, propilitizare, sericitizare, biotitizare şi turmalinizare, ce se succed în zone concentrice şi se suprapun rocilor intrusive dioritice şi andezitelor adiacente. Faza a II-a este reprezentată prin următoarele faciesuri de transformare : cuarţos, argilos, alunitic, care afectează mai ales piroclastitele andezitelor piroxenice superioare. De faciesul cuarţos leagă prezenţa acumulărilor de sulf.

[3,4,5,6,7] Arh. IGG, Bucureşti.

[8,9,10] Arh. IGPSMS, Bucureşti

În cadrul programelor de cercetare privind acumularea sulfului au executat documentații Cecilia Popescu (1962, 1963)[11], Cecilia Soare (1964, 1965)[12], Cecilia Soare, Olimpia Vasilescu (1966)[13], E. Butnaru (1960)[14], E. Butnaru, Cr. Prischak (1966)[15], E. Butnaru et al. (1967)[16], Cr. Prischak et al. (1971)[17], Cr. Prischak (1973)[18]. Balintoni (1970) consideră sulful legat genetic de andezitele cu biotit, hornblendă și cuarț.

Stanciu, Medeșan (1971 a, b) cercetează zona acumulărilor de sulf și constată existența următoarelor zone de alterare, datorate unor soluții cu aciditate extrem de ridicată : alterație slabă, cloritizare, argilizare și silicifiere. Subsecvent în rocile silicifiate se acumulează sulf și hidroxizi de fier.

Au mai executat, în regiune, prospecțiuni geologice S. Cosma (1968)[19], Cr. Prischak, Elena Crudu (1974)[20], Cr. Prischak et al. (1977, 1978)[21], prospecțiuni geofizice — Gloria Rădulescu et al. (1965)[22] — magnetometrice, Suceavă, Fotopolos (1970) — gravimetrice.

3. Caracterizare morfostructurală, geologică și vulcanologică

Regiunea studiată este situată în munții Călimani de nord cuprinzînd principala structură vulcanică a acestora — caldera Călimani.

Principalele culmi delimitează conturul topografic al calderei, cu următoarele vîrfuri : vîrful Căliman Cerbuc (2015 m), vîrful Căliman Izvor (2033), vîrful Voevodeasa (1886 m) la est ; vîrful Bradu Ciont (1990 m), vîrful Rețitiș (2021 m), vîrful Pietricelul (1990 m), la sud ; vîrful Negoiul Unguresc (2064 m), vîrful Pietrosul (2104 m) la vest ; vîrful Negoiul Românesc (1884 m), vîrful Iancului (1779 m), vîrful Izvorul Haitei (1954 m) în interior.

Observațiile efectuate scot în evidență conturul semicircular al calderei, deschiderea spre nord fiind apreciată ca rezultat al unei puternice eroziuni (Cosma et al., 1964).

Diametrul V—E al edificiului este de aproape 10 km.

Rețeaua hidrografică din interior este centripetă și este tributară pîrîului Neagra. La exterior rețeaua hidrografică este centrifugă ; produsele vulcanice alcătuiesc un platou cu o pantă domoală.

Caldera este bine marcată morfologic și actual este rezultatul nu numai al manifestărilor eruptive ce au generat-o dar și al acțiunii tectonicii și eroziunii diferențiate (ape curgătoare, glaciațiuni etc.) de-a lungul timpului.

Cercetările pe care le-am efectuat sînt în acord cu observațiile făcute de Rădulescu et al. (1973), care consideră formarea calderei, în urma

[11,12,13,19] Arh. IGG, București.

[20,21,22] Arh. IGPSMS, București.

[14,15,16,17,18] Arh. Min. Geol, București.

unui collaps, produs după punerea în loc a andezitelor piroxenice de pe bordura superioară a calderei.

Activitatea eruptivă din regiune aparţine celui de al treilea ciclu al vulcanismului neogen din România (R ă d u l e s c u, B o r c o ş, 1968).

Luînd în consideraţie succesiunea şi răspîndirea produselor eruptive, legate de caldera Călimani, este necesar mai întîi să amintim de prima etapă a manifestărilor vulcanice din regiune, cu un volum restrîns de produse, ce apare la extremitatea nordică a structurii (spre depresiunea Şarul Dornei) şi care se constituie ca o formaţiune aparte vulcano-sedimentară. Cercetările efectuate recent împreună cu E u g e n i a N i ţ o i (1980) [23] au condus la separarea cartografică a acestei formaţiuni vulcano-sedimentare, alcătuită în principal dintr-o masă de roci vulcanoclastice hibride (epiclastice şi piroclastice), preponderent grosiere, asociate subordonat cu curgeri de lave şi tufuri. Această formaţiune este corelabilă la întreaga arie a lanţului eruptiv Călimani—Gurghiu—Harghita şi reprezintă compartimentul inferior al structurii vulcanice (R ă d u l e s c u et al., 1964).

A doua etapă în evoluţia vulcanismului o constituie produsele compartimentului superior, al cărui volum mare de roci vulcanice andezitice se concretizează în regiune prin formarea importantului edificiu al calderei Călimani.

Principalul obiect al lucrării de faţă îl constituie evoluţia vulcanică a calderei, care este prezentată schematic în tabelul 1, comparativ cu interpretările anterioare, ce au stat la baza delimitărilor cartografice de pînă acum.

Observaţiile de teren şi laborator ne-au condus la o nouă interpretare a modului de desfăşurare a proceselor vulcanice din regiune, pe care o expunem în cele ce urmează.

După criterii vulcanologice şi petrografice am separat trei stadii principale de evoluţie :

I. *Stadiul stratovulcanic*. Se caracterizează evolutiv prin trei substadii :

— S u b s t a d i u l e x p l o z i v p r e c a l d e r ă, în care caracterul activităţii vulcanice este exploziv şi conduce la edificarea unei formaţiuni alcătuite preponderent din piroclastite grosiere, cu intercalaţii de lave cu grosimi metrice.

Produsele acestui substadiu ocupă o suprafaţă mică, situată în partea de nord a hărţii (pl. I) pe valea Neagra, de la pîrîul Hagiul Mic pînă la pîrîul Zăpodiei. Ele au o dezvoltare mai mare în nordul şi vestul calderei, în legătură cu existenţa unor centre de erupţie în zona vîrfurilor Tămău, Pietrele Roşii, Doisprezece Apostoli, Măerişel, Ruscii.

Andezitele piroxenice reprezintă petrotipul principal al acestui substadiu. Subordonat mai apar andezite cu hornblendă şi piroxeni şi andezite bazaltice.

[23] Arh. IGG, Bucureşti.

TABELUL 1

Schemele privind evoluţia vulcanismului în aria calderei Călimani

Cosma et al. (1964)	Harta geologică a R.S.R. sc. 1:200 000 Foaia Toplița (1968)
Andezite bazaltice, bazalte	compartiment superior (stratovulcanic)
Andezite cu biotit şi cuarţ	compartiment superior (stratovulcanic)
Piroclastite ciclul III	compartiment superior (stratovulcanic)
Andezite px. superioare	compartiment superior (stratovulcanic)
Microgabbrouri microgabbrouri porfirice	compartiment superior (stratovulcanic)
Piroclastite ciclul II	compartiment superior (stratovulcanic)
Andezite amfibolice	compartiment superior (stratovulcanic)
Andezite px. inferioare	compartiment superior (stratovulcanic)
Piroclastite ciclul I	comp. inferior vulcano-sedimentar
Diorite, microdiorite, microdiorite porfirice	compartiment superior (stratovulcanic)
Andezite cu amfiboli şi piroxeni	compartiment superior (stratovulcanic)

	DIVIZIUNI		CARACTERISTICI	TIPURI DE ROCI
compartiment superior	STADIUL EFUZIV FINAL		Domuri extruzive la marginea sau la exteriorul calderei, volum foarte restrîns.	-and. bi, hb şi q (L).
compartiment superior	STADIUL INTRUZIV		Intruziune mare centrală (stock alungit NE-SV) în calderă, însoţită de intruziuni mici, ulterioare.	-and px. cu hb, bi şi q(I) -micromonzodiorite cuarţifere porfirice (I) -monzodiorite, diorite (I).
compartiment superior	STADIUL STRATOVULCANIC	SUBSTADIUL EFUZIV-EXPLOZIV POSTCALDERA	Curgeri de lave piroclastite, rar intruziuni. Activitate restrînsă ca volum şi suprafaţă, la interiorul calderei.	-and. px.(L,P,I), and. -px.(±hb) (L,P,I) -and. px. bazaltoide(L,P)
		Colaps		
compartiment superior	STADIUL STRATOVULCANIC	SUBSTADIUL EFUZIV PRECALDERA	Curgeri de lave groase, stratificate, cu intercalaţii subţiri de piroclastite, la exteriorul calderei. Volum total mare în E şi S calderei.	-and. px.(±hb) (L,P).
compartiment superior	STADIUL STRATOVULCANIC	SUBSTADIUL EXPLOZIV PRECALDERA	Volum mare de piroclastite grosiere cu intercalaţii de lave în general metrice în N V calderei.	-and. hb px.(P,L) -and. px.(P,L) -and. bazaltice(P,L).
comp. inferior	formaţiune vulcano-sedimentară		Volum mare de roci hibride (epiclastite şi piroclastite) grosiere, subordonat curgeri de lave si tufuri, evidenţiat în extremităţile de N şi E ale calderei.	

I- intruziuni	bi-biotit
L- lave	hb-hornblendă
P-elemente din piroclastite	px-piroxeni
	q- cuarţ

— Substadiul efuziv precalderă arată o activitate vulcanică preponderent efuzivă (curgeri de lave groase, cu intercalații subțiri de piroclastite). Volumul mare de produse expulzate duce la construirea celor mai proeminente edificii stratovulcanice din regiune.

Produsele care aparțin acestui substadiu și o bună parte a produselor substadiului exploziv precalderă provin din centre de erupție, ce se înscriu de-a lungul conturului topografic actual al calderei.

Așa după cum au fost observate și de către Cosma et al. (1964) se pot identifica următoarele centre de erupție: vîrful Căliman Izvor (unde pare a se evidenția conturul unui crater), vîrful Voevodeasa, vîrful Rețitiș și vîrful Pietrosul; toate aflate la aproximativ același nivel topografic — 2000 m.

Avînd în vedere distribuția și extinderea în suprafață a produselor expulzate se observă că centrele de erupție din partea de est și de sud au eliberat un volum mai mare de material vulcanic efuziv, față de cele din est. Apreciem că fluiditatea lavelor a fost accentuată, acest lucru fiind sugerat de prezența unor suprafețe ce separă nivele de rocă cu grosimi centimetrice. Aceste suprafețe au un aspect rugos, poros, cu depuneri de minerale secundare în goluri și pori, ca efect al unor procese de degazeificare și fumarolizare. Direcția și înclinarea principalelor suprafețe de separație ne-au furnizat indiciile de localizare a centrelor de emisie din regiune (puncte de mare altitudine, cu distribuție radiară a suprafețelor de separație).

Produsele acestui substadiu, mult mai omogene din punct de vedere petrografic, sînt reprezentate prin andezite piroxenice, în care am remarcat sporadic și prezența hornblendei.

La finele acestui substadiu are loc un eveniment important ce ne permite să considerăm actualul edificiu drept calderă. Se produce prăbușirea (collapsul) suportului magmatic din dreptul principalelor centre de erupție amintite. Efectele collapsului sînt dovedite în teren prin:

— un contur semicircular al edificiului, cu diametru de aproximativ 10 km la același nivel topografic (2000 m),

— pereți abrupți spre interior (40—60°) în care deseori se distinge alura retezată a stratificației pînzelor de lave.

Collapsurile ce duc la formarea de caldere se apreciază că rezultă prin retragerea suportului magmatic, datorită creșterii sau diminuării presiunii rezervorului magmatic (Williams, Mc. Birney, 1968).

În cazul calderei Călimani s-a produs o diminuare a presiunii rezervorului magmatic a mai multor centre de emisie conjugate din regiune (Căliman Izvor, Voevodeasa, Rețitiș, Pietrosul), în urma dislocării unui volum important de magmă fluidă, apreciat la cel puțin 10 km^3.

În urma collapsului, rezultat probabil de-a lungul unor fracturi cu alură curbată în interior, se poate remarca și dezvoltarea unor fracturi perpendiculare pe marginea topografică a edificiului, dispuse radiar. Între fracturi de acest tip s-a produs; probabil, și prăbușirea importantă dintre vîrful Pietricelul și vîrful Negoiul Romînesc (nivelul superior de lave, situat la aceeași altitudine, apare retezat, de o parte și de alta a zonei de prăbușire).

— Substadiul efuziv-exploziv postcalderă. Vulcanismul subsecvent collapsului se situează în interiorul calderei și este reprezentat printr-un complex de lave și piroclastite, cărora li se subordonează intruziuni minore (dyke-uri, corpuri).

Centrele de erupție postcalderă se situează de-a lungul conturului interior semicircular al acesteia și mai puțin în centrul sau spre exteriorul ei.

Ținînd cont de preponderența produselor explozive și efuzive am separat două tipuri de centre de erupție :

— Centrele de erupție preponderent explozive (piroclastite și subordonat lave).

Aceste centre apar mai net evidențiate în relief și mai restrînse în suprafață (vîrful Iancului, vîrful Negoiul Românesc). Ele corespund părții sudice a calderei și aproape ajung să-i atingă nivelul morfologic superior. Asociat acestor centre s-a desfășurat o activitate intensă postvulcanică, ce a dus la silicifierea intensă a produselor inițiale, însoțită de depuneri importante de sulf și în mai mică măsură de hidroxizi de fier (Stanciu, Medeșan, 1971 a, b).

— Centrele presupuse preponderent efuzive (lave și subordonat piroclastite) se delimitează mai puțin net. Ele se dispun pe laturile estice și vestice ale interiorului calderei și sînt marcate în morfologie prin denivelări (bombări) de relief, care apar la baza pînzelor de lave retezate ale substadiului efuziv precalderă. Eroziunea accentuată și urmele activității glaciare fac deseori dificilă separarea lor cartografică.

Direcțiile și înclinările curgerilor de lavă, ce pornesc din aceste centre, observate în aflorimente, indică tendința de curgere spre interiorul calderei.

Aflat în centrul calderei, centrul de erupție din vîrful Dumitrelul apare mai net delimitat morfologic.

Suprafețele de separație ale lavelor, din acest moment apar mai puțin evidente, probabil datorită consolidării unei magme cu o fluiditate mai scăzută și cu grad mai mic de degazeificare. Ele separă nivele de rocă cu grosimi decimetrice sau metrice.

Remarcăm că produsele vulcanismului postcalderă prezintă un volum mai redus și o extindere mai mică în suprafață, în comparație cu produsele substadiilor anterioare.

Am constatat o mai largă variație petrografică a produselor acestui substadiu. Andezitele piroxenice apar preponderente, însoțite de andezite cu hornblendă și piroxeni și andezite piroxenice bazaltoide.

Faptul că andezitele piroxenice postcalderă apar în imediata apropiere a celor precalderă (în partea de est) creează unele greutăți în delimitarea lor cartografică. Criteriile de separare constau în sensul diferit al înclinării suprafețelor de separație în prezența în cadrul andezitelor piroxenice postcollaps a unor intercalații de andezite cu hornblendă și piroxeni, și de asemenea, a unor transformări hidrotermale (argilizări, propilitizări, cloritizări), ce afectează mai ales produsele piroclastice postcollaps.

II. *Stadiul intrusiv.* Succesiunea manifestărilor eruptive în regiune continuă cu intruziunea unui corp (stock) subvulcanic alungit, de dimensiuni mari (peste 7 km lungime şi între 0,5—1 km lăţime) în centrul calderei. Stockul intrusiv este orientat NNV—SSE şi prezintă o tendinţă de boltire ce se accentuează atît axial cît şi pe fracturi transversale spre NNV, atingînd cota maximă (1900 m) în creasta spre vîrful Pietrosul.

Din punct de vedere petrografic este alcătuit din monzodiorite şi diorite.

Rocile intrusive vin în contact cu produsele stadiului stratovulcanic (atît pre- cît şi postcalderă). Temperatura mare în timpul intruziunii a determinat formarea unei aureole de contact termic (faciesul corneenelor cu hornblendă), dezvoltată pe o grosime între 50 m—100 m.

Între valea Dumitrelul şi creasta Iancului apar asociate rocilor intrusive subvulcanice o serie de procese de transformare hidrometasomatică, ce se distribuie succesiv şi suprapus în următoarele zone : zona cu albit, zona cu biotit, zona cu actinolit, zona argilică şi zona cu cuarţ, sericit şi turmalină.

Activitatea eruptivă continuă în regiune, cu intruziuni minore ce străbat stockul intrusiv : corpul de micromonzodiorite cuarţifere porfirice din vîrful Izvorul Haitei ; corpul şi dyke-ul de andezite piroxenice cu hornblendă, biotit şi cuarţ dintre valea Neagra şi pîrîul Reţitiş.

III. *Stadiul efuziv-final.* Lavele cu vîscozitate mare şi grad de degazeificare accentuată duc la apariţia domului extrusiv al andezitelor cu biotit, hornblendă şi cuarţ din vîrful Pietricelul. Aceste produse sînt în superpoziţie atît peste lavele şi piroclastitele andezitelor piroxenice precalderă cît şi peste cele postcalderă (aparţinînd centrului din vîrful Negoiul Românesc) şi încheie astfel, activitatea vulcanică legată de caldera Călimani, printr-un moment efuziv, redus ca volum şi intensitate.

Principalele concluzii de ordin vulcanologic ce reies din examinarea succesiunii rocilor eruptive, legate de evoluţia calderei Călimani, sînt următoarele :

— Caracterul petrografic dominant al erupţiilor din regiune este dat de andezitele piroxenice, cu manifestări recurente.

— Erupţiile în regiune au la început un caracter exploziv, subordonat efuziv, continuă cu manifestări efuzive, subordonat explozive şi intrusive, pentru ca spre final, activitatea eruptivă să ia caracterul unor manifestări preponderent intrusive şi foarte subordonat efuzive. Se diminuează energia manifestărilor eruptive în intervalul de timp, necesar definitivării structurii vulcanice majore.

— Forma actuală a edificiului este generată prin collaps, ca urmare a unei puternice scăderi de presiune în cadrul rezervorului magmatic al mai multor centre de erupţie, datorită expulzării unui volum mare de magmă, apreciat la cel puţin 10 km³.

— Stockul intrusiv reprezintă un moment de resurgenţă, în evoluţia calderei. La contactul cu formaţiunile vulcanice adiacente se delimitează o zonă de contact termic.

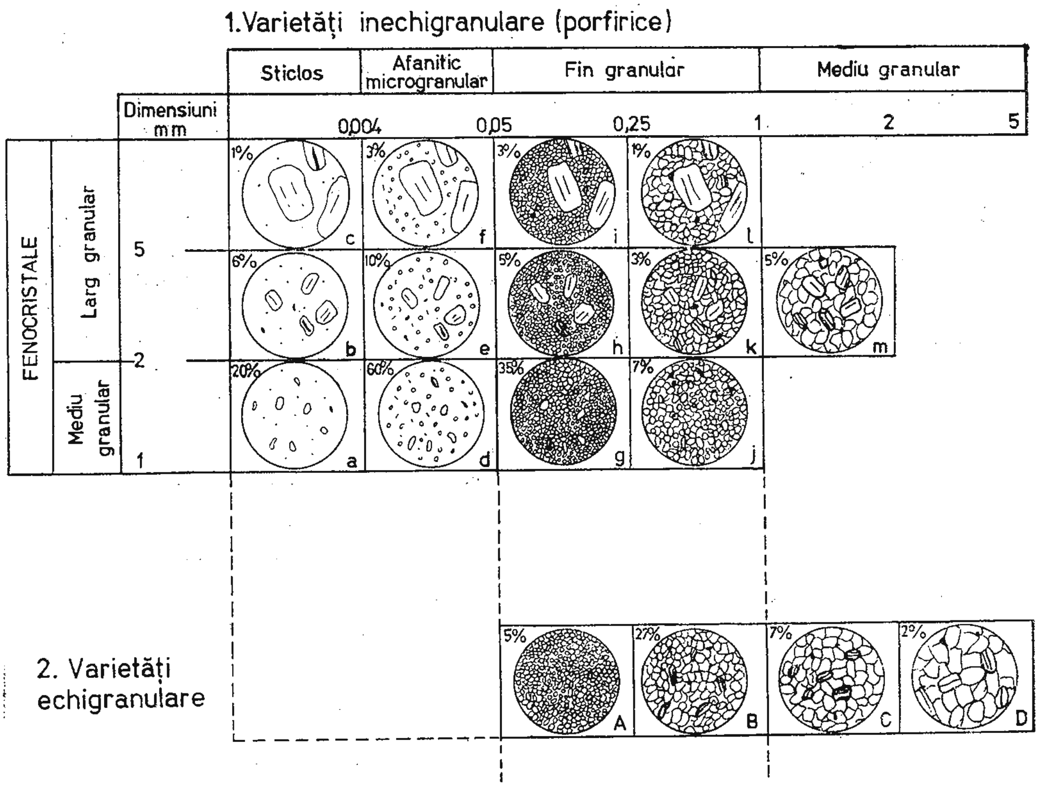
— Momentul final aparţine unor produse efuzive, reduse ca volum, cu vîscozitate mare.

4. Caracterizarea petrografică a rocilor eruptive

Complexul vulcanic neogen din aria calderei Călimani este alcătuit din roci cu compoziţie preponderent andezitică, efuzive, explozive şi intrusive. Descrierea principalelor tipuri de roci ia în consideraţie criterii petrografice-mineralogice în acord cu datele petrochimice.

TABELUL 2

Tipuri structurale ale rocilor din caldera Călimani



Caracteristicile structurale ale rocilor eruptive din regiune sînt redate în tabelul 2. Diferenţierile între rocile subvulcanice şi vulcanice s-au făcut pe criteriul relaţiilor dintre dimensiunile în milimetri ale elementelor ce alcătuiesc masa fundamentală şi fenocristalele.

În tabelul 2 în cadrul fiecărei delimitări structurale se fac și aprecieri privind abundența (%) tipurilor structurale întîlnite în regiune, pentru roci efuzive și intrusive.

4.1. *Andezite piroxenice*

Cercetările geologice efectuate în regiune au scos în evidență faptul că andezitele piroxenice reprezintă petrotipul principal al andezitelor ce participă la alcătuirea structurii vulcanice (peste 70%).

Din punct de vedere mineralogic pe lîngă piroxeni pot participa în cantități reduse hornblenda și olivina, fără a schimba esențial caracterul mineralogic al rocilor (dat aproape în exclusivitate de prezența piroxenilor și plagioclazilor atît ca fenocristale cît și ca microfenocristale în masa fundamentală).

Deosebirile date de prezența cantitativ variabilă a augitului și hiperstenului nu ni s-au părut esențiale.

Andezitele piroxenice sînt prezente în toate momentele esențiale din desfășurarea activității vulcanice, atît ca lave și intruziuni cît și ca elemente prinse în rocile piroclastice.

Compoziția modală și conținutul în An % sînt prezentate în tabelul 3.

Numai în situația în care rocile caracterizate ca andezite piroxenice petrografic au fost analizate chimic și ele au un conținut de SiO_2 mai mic ca 52% am utilizat denumirea de andezit bazaltic. Cercetările efectuate scot în evidență greutatea stabilirii pe cale petrografică a diferenței între andezite și andezite bazaltice. Totodată, am menținut denumirea de andezite piroxenice și pentru rocile cu $SiO_2 = 59-62\%$, deoarece nu apar diferențe de ordin mineralogic. Considerăm că variațiile conținutului în SiO_2 al acestor andezite este datorat exclusiv, compoziției masei lor fundamentale, care nu se pretează la determinări mineralogice.

TABELUL 3

Minerale componente	Participare %	
Feldspat plagioclaz	30,5—36,5	40-60 An %
Hipersten	4,4—7,2	
Augit	5,8—6,2	
Hornblendă	0—2,3	
Olivină	0—1,1	
Minerale opace și accesorii	1,8—2,3	
Masa fundamentală	49,7—53,10	

Culoarea rocilor variază, fiind cenușie-deschisă, cenușie-verzuie-deschisă, cenușie-închisă sau cenușie-negricioasă. Variația largă a culorii rocilor este datorată probabil varietății lor structurale și uneori transformărilor postmagmatice suprapuse.

Structura rocilor este porfirică, compactă, uneori slab vacuolară. Participarea augitului şi hiperstenului este aproape egală. Hornblenda este sporadică în roci, mai mult sau mai puţin resorbită, deseori contururile ei fiind conservate de o masă fină şi compactă de minerale opace.

Fenocristalele de plagioclazi sînt maclate polisintetic şi zonate, reprezentate mai ales de un andezin bazic (50 % An). Zonarea este oscilatorie cu recurenţe, mai rar normală. Fenocristalele sînt subhedrale pînă la anhedrale, alungite, avînd dimensiuni medii de 2 —3 mm. Plagioclazii conţin uneori incluziuni mici de minerale opace, sticlă sau piroxeni.

Fenocristalele de hipersten sînt prismatic alungite, euhedrale. Dimensiunile medii sînt de 5 —6 mm. Unele cristale au o coroană subţire de supracreştere de augit. În andezitele cu masa fundamentală microgranulară fenocristalele şi cristalele de hipersten din masa fundamentală sînt transformate într-un agregat de minerale de tipul talc, bastit, probabil datorită unor soluţii autometasomatice, ce nu au influenţă asupra augitului, care rămîne proaspăt. Fenocristalele de augit sînt prismatice sau izometrice, cu extincţia de 42 —45° (c/Ng). Cristalele de augit au dimensiuni medii între 2 —3 mm. În majoritatea rocilor prezintă macle după planul (100) din doi sau mai mulţi indivizi. Mai rar a fost întîlnit şi pigeonitul.

Masa fundamentală în cadrul succesiunilor de lave este variabilă ca structură şi compoziţie minerală. Poate fi sticloasă, hipohialină, criptocristalină, microcristalină; hialopilitică sau pilotaxitică. La structurile microcristaline ale masei fundamentale participă plagioclazii, augitul, hiperstenul, minerale opace şi accesorii. Uneori datorită proceselor postvulcanice în masa fundamentală este prezent cuarţul, tridimitul şi calcedonia.

Piroclastitele din stadiul stratovulcanic-substadiul exploziv precalderă din partea de nord a perimetrului sînt aproape în totalitate alcătuite din andezite piroxenice, remarcîndu-se printr-un important volum de roci. Este vorba în principal de piroclastite grosiere (brecii piroclastice), ale căror elemente constitutive au dimensiuni metrice pînă la milimetrice, angulare şi subangulare. Liantul este slab dezvoltat, avînd un grad mare de compactitate. Breciile piroclastice prezintă pe valea Neagra şi pîrîul Zăpodiei, o morfologie caracteristică ruiniformă, luînd forma unor coloane, stîlpi, etc.

În afară de andezite piroxenice care determină caracteristica principală a acestor piroclastite, mai pot fi întîlnite rar elemente de andezite cu hornblendă şi piroxeni şi andezite bazaltice.

Piroclastitele asociate andezitelor piroxenice aparţinînd substadiului efuziv se prezintă de obicei ca intercalaţii decimetrice sau metrice între pachetele de lavă şi sînt reprezentate în special de tufuri şi microbrecii.

Tufurile au de obicei o culoare cenuşie-albicioasă. La microscop, într-o masă cu caracter cineritic se disting elemente de andezite piroxenice.

Breciile şi microbreciile sînt alcătuite din fragmente de andezite angulare şi subangulare, de dimensiuni ce variază între 30 —0,5 cm.

Alteraţiile hidrotermale ce privesc stadiul stratovulcanic în special legat de andezitele piroxenice sînt variate şi neomogene, în răspîndire şi intensitate. În majoritatea lor sînt legate de substadiul efuziv-exploziv postcalderă, afectînd în principal rocile piroclastice. Se pot deosebi pe de o parte alteraţii reprezentate prin procese de propilitizare, cloritizare şi argilizare răspîndite neomogen în exteriorul calderei şi pe de altă parte alteraţia postvulcanică din perimetrul Negoiul Românesc-vîrful Iancului de care se leagă zăcămîntul de sulf, ce a fost tratată în detaliu de cercetătorii anteriori (S t a n c i u, M e d e ş a n, 1971 a, b).

4.2. *Andezitele şi microdioritele cu hornblendă şi piroxeni*

Acest tip petrografic a fost întîlnit sub formă de elemente în piroclastitele substadiului exploziv precalderă, ca lave intercalate între cele ale andezitelor piroxenice din substadiul efuziv-exploziv postcalderă sau ca intruziuni minore (corpuri, dyke-uri) aparţinînd aceluiaşi substadiu efuziv-exploziv.

Lavele andezitelor cu hornblendă şi piroxeni apar ca intercalaţii cu grosimi mici (de ordinul metrilor) şi volum redus, astfel că ele nu au mai fost separate pe hartă din masa andezitelor piroxenice. Lavele au o culoare cenuşie-închisă şi sînt masive. Se caracterizează printr-o structură porfirică bine pusă în evidenţă de cristalele de hornblendă ce depăşesc uneori 5 mm. Rocile intrusive aparţinînd acestui tip petrografic au o culoare cenuşie-deschisă, deseori cu granulaţie bine evidenţiată ce face ca din punct de vedere al structurii roca să treacă într-un microdiorit porfiric cu hornblendă. În aceste cazuri hornblenda poate atinge 1 –2 cm.

Analiza modală a acestor roci este prezentată în tabelul 4.

TABELUL 4

Minerale componente	Participare %		
	Lave andezitice	Intruziuni andezitice	Intruziuni microdioritice
Plagioclaz	35–41 ; 32–80 An%	34–42 ; 42–50 An%	62–64,5 46–52 An%
Hornblendă	7–9	6–10,3	15–18
Hipersten	1–2	2,4–2	3–5,3
Augit	2,5–3	3–5,2	6–9,4
Minerale opace şi accesorii	1,8–2,2	1–2	2–3
Masa fundamentală	49–59	36–52	—

Aspectele microscopice nu diferă mult de cele ale andezitelor piroxenice, doar prin prezenţa mai abundentă a hornblendei. Majoritatea cristalelor apar cu contururi opacitizate. În zonele de reacţie de la marginea cristalelor, pe lîngă oxizi de fier, pot apare şi plagioclazi sau piroxeni fin granulari. Uneori între zona de opacitizare şi nucleul intern se interpune o zonă cu biotit. S-a făcut remarcată în special prezenţa unei hornblende brune (c/Ng = 8 –15°) mai puţin a celei verzi (c/Ng = 14 –20°). Întotdeauna piroxenii sînt prezenţi fie ca fenocristale sau microfenocristale.

4.3. *Andezite piroxenice bazaltoide*

Au fost conturate pe o zonă largă în interiorul calderei. La izvoarele văii Dumitrelul, formează curgeri masive de lave asociate cu intervale discontinue de piroclastite (tufuri grosiere şi microbrecii). Perimetrul pe care apar aceste roci este aproape identic cu cel în care N i c h i t a (1934) descria andezite cu augit.

În aflorimente roca apare negricioasă, masivă, deseori cu piroxeni (augit) bine evidenţiaţi.

TABELUL 5

Compoziţia modală a andezitului piroxenic bazaltoid

Minerale componente	Participare %	
Plagioclaz	38,0-42,0	54-66 An %
Hipersten	3,8- 4,5	
Augit	16-24	
Minerale opace şi accesorii	2,5-3	
Masa fundamentală	35,0-41,0	

Structura rocii este glomero-porfirică sau porfirică, masa fundamentală microcristalină sau hialină.

Se observă treceri gradate dimensionale de la fenocristale la cristalele din pastă.

Fenocristalele sînt alcătuite din plagioclazi şi augit (ce alcătuiesc agregate din mai mulţi indivizi) şi rar hipersten.

Plagioclazii formează deseori agregate în cruce sau stelate cu conţinut mare în anortit, pînă la 66%.

4.4. *Monzodiorite, diorite*

Prezenţa rocilor intrusive monzodioritice, în facies subvulcanic în centrul calderei Călimani, sub forma unui stock alungit, se remarcă prin tipuri structurale petrografice caracteristice şi prin aureola de metamorfism termic la contactul cu rocile andezitice din jur.

În funcţie de tipul structural petrografic au fost deosebite în cadrul aceluiaşi ansamblu structural-geologic următoarele tipuri : monzodiorite, diorite, micromonzodiorite, micromonzodiorite porfirice, microdiorite porfirice. Între tipurile menţionate nu există deosebiri esenţiale în privinţa compoziţiei mineralogice şi rocile par formate printr-un singur proces principal de intruziune. Tipurile porfirice sînt caracteristice în estul stockului (cu ele se asociază fenomene de transformare metasomatică). În zona confluenţei văii Dumitrelul Mic cu valea Dumitrelul Mare, aflorează tipurile mediu şi larg granulare iar în restul perimetrului aflorează tipuri fin şi mediu granulare, mai rar porfirice (tab. 2).

Analizele modale efectuate asupra a 17 probe (analizate şi chimic) situează majoritatea rocilor în cîmpul monzodioritelor spre monzodiorite cuarţifere şi doar cîteva în cîmpul dioritelor, observîndu-se de fapt, treceri gradate între diversele tipuri petrografice (tab.6, fig. 1). Rocile monzodioriti-

TABELUL 6

Analiza modală a subvulcanitelor analizate chimic

Nr. crt.	Nr. probei	Plg	Hip	Aug	Hb	Bi	Fk	Q	Minerale opace	An %	Indice de culoare	*Q*	*A*	*P*
1	195	54,63	12,31	19,89	—	—	7,08	2,36	3,7	44—56	35,90	3,68	11,05	85,28
2	280	51,31	15,23	14,10	—	—	10,33	2,08	2,33	38—54	31,66	3,26	16,21	80,52
3	230	62,47	16,31	9,79	—	—	6,29	1,39	3,72	48—58	29,82	1,99	8,96	89,05
4	CH_2	53,21	11,85	16,82	—	—	12,70	1,89	3,53	44—58	32,20	2,79	18,73	78,48
5	223	6,73	16,88	12,62	—	—	5,90	4,14	3,60	42—56	33,1	6,34	8,82	84,83
6	320	56,38	14,03	13,12	—	—	10,71	3,01	2,75	40—54	29,90	4,29	15,27	80,42
7	517	55,94	13,98	13,28	—	—	11,18	3,49	2,09	36—54	29,35	4,94	15,83	79,22
8	205 A	47,43	16,63	16,10	—	—	15,39	1,76	2,65	46—52	35,38	2,72	23,83	73,44
9	347	59,11	13,40	8,59	—	—	9,28	5,84	3,78	44—56	25,77	7,86	12,50	79,03
10	518	51,68	14,70	10,50	—	—	15,12	4,62	3,36	42—58	28,56	6,46	21,17	72,27
11	146	51,20	15,30	12,80	—	—	14,82	2,80	3,08	42—56	30,90	4,06	21,53	74,39
12	194	58,15	12,31	9,63	—	—	9,82	5,65	3,39	46—58	25,33	7,65	13,35	79,00
13	Z_2	50,70	10,52	10,00	—	4,14	16,08	5,82	2,74	36—52	27,40	8,01	22,14	69,83
14	GR_1	49,66	12,60	13,06	2	—	15,14	5,80	2,75	32—54	30,41	8,21	21,44	70,33
15	m 220	51,65	14,20	14,33	—	2,60	11,02	3,42	2,76	34—52	33,91	5,17	16,67	78,15
16	Z_3	52,63	11,80	11,00	—	3,94	13,15	4,38	3,07	40—56	29,81	6,24	18,74	75,02
17	171C	44,68	49,21	8,15	—	—	22,34	12,76	2,89	38—48	20,25	16,00	28,00	56,00

ce predomină şi imprimă acest caracter rocilor intrusive subvulcanice. Valorile *QAP* normative (fig. 2) calculate din analizele chimice (norma CIPW) ne arată o distribuţie similară a punctelor, pe latura *A* —*P*, cu valori mai ridicate a termenului *Q*, suprapunîndu-se cîmpului monzodioritelor cuarţifere (S t r e c k e i s e n, 1967).

Au fost observate mai multe varietăţi petrografice, fără a putea fi separate pe harta geologică:

— cu piroxeni (predominantă)

— cu piroxeni şi biotit

— cu piroxeni, biotit şi hornblendă

— cu piroxeni şi hornblendă.

Mineralul principal este plagioclazul care are contururi subhedrale, rar euhedrale. Media dimensiunilor cristalelor este la micromonzodiorite

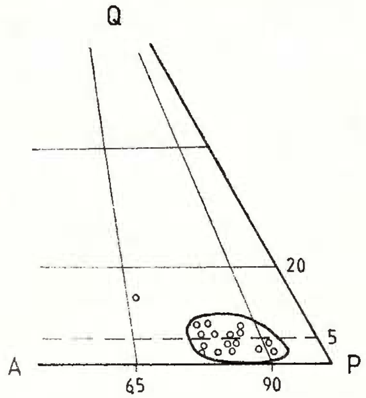


Fig. 1. — Diagrama QAP modală a rocilor intrusive.
Diagramme QAP modal des roches intrusives.

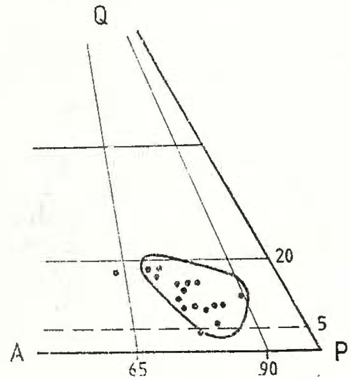


Fig. 2. — Diagrama QAP normativă a rocilor intrusive.
Diagramme QAP normatif des roches intrusives.

de 0,25 —1 mm, iar la monzodiorite între 1 —3 mm. Toate cristalele sînt maclate, predominînd maclele de hemitropie normală (albit) şi complexă. Media conţinutului în An % este de 42 —56 %. Cristalele zonate sînt frecvente, prezentînd zone difuze şi restrînse mai ales spre marginea cristalelor. Zonarea este de obicei normal recurentă. Uneori cristalele de plagioclazi conţin granule microscopice de piroxeni monoclinici şi minerale opace orientate în zone paralele cu marginea cristalelor.

Cristalele de hipersten sînt alungit-prismatice, subhedrale şi euhedrale cu crăpături perpendiculare pe alungire. Dimensiunile medii pe lungime sînt cuprinse între 1 —3 mm. În secţiuni subţiri, au extincţie dreaptă, sînt incolore, rareori pleocroice, după Ng — roz-pal, după Nm — incolore sau verde-pal şi după Np — brun-pal.

În cele mai multe cazuri hiperstenul este transformat în talc, bastit.

Augitul este fie scurt prismatic, fie uşor alungit, subhedral, rar euhedral. Are dimensiuni medii cuprinse între 0,8 —2 mm. În secţiuni subţiri este incolor şi nepleocroic, maclat de obicei polisintetic după (100). Extincţia c/Ng variază între 42 —45°, +2V = 42 —58°.

Biotitul, mai rar întîlnit, se prezintă în cristale izolate în masa rocii cu contururi subhedrale, avînd un pleocroism caracteristic în nuanţe de brun.

Hornblenda este rar prezentată în rocile ce aflorează. Este opacitizată, deseori pînă la înlocuirea ei completă cu o masă fină de minerale opace. Caracterele optice sînt variabile $c:Ng = 15-20°$; $-2V = 48-76°$. De obicei are contururi subhedrale, dimensiunile ei variind între 0,8–2 mm.

Feldspatul potasic (ortoza) se dispune în interstiţiile celorlalte cristale, mai ales între cristalele de plagioclazi, de obicei este submilimetric, rareori avînd aspect poichilitic. În asociaţie cu cuarţul formează concreşteri micrografirice. Constantele optice sînt $Ng \perp (010) = 4-8°$; $-2V = 56-64°$.

Împreună cu cuarţul formează ultimele minerale de cristalizare în roci, corodînd deseori feldspaţii plagioclazi cu care vin în contact.

Cuarţul este interstiţial, granular, anhedral formînd uneori concreşteri cu feldspatul potasic.

În masa monzodioritelor au fost întîlnite roci aplitice. Ele apar ca filonaşe cu grosimi centimetrice şi reprezintă nişte diferenţiate tîrzii, cu o compoziţie granitică-granodioritică. Sînt alcătuite în principal din feldspat potasic şi cuarţ (în concreşteri micrografice) şi plagioclazi (oligoclaz). Dintre mineralele melanocrate amintim augitul şi hornblenda, care apar sporadic şi trec de obicei în uralit şi bastit.

4.5. *Micromonzodioritele cuarţifere porfirice*

Aceste roci alcătuiesc un mic corp intrusiv ce străbate stockul monzodioritic în zona vîrful Izvorul Haitei. Prezenţa lor a fost semnalată pentru prima dată de N i c h i t a (1934) care le-a denumit diorite cuarţifere. Roca are o culoare cenuşie-albicioasă şi prezintă o structură porfirică, marcată de fenocristale de plagioclaz cu dimensiuni medii de 7–8 mm (la microscop acestea sînt puternic zonate, avînd şi macle de hemitropie complexă). Masa fundamentală este fin cristalizată, echigranulară (cu dimensiuni medii de 0,25 mm), alcătuită din plagioclazi (An % = 38–50), hipersten (transformat în talc-bastit), augit, feldspat potasic (interstiţial), cuarţ, minerale opace, apatit.

Analiza modală a unei astfel de roci se prezintă astfel :

TABELUL 7

Minerale componente	Participare %	
Plagioclaz	58,80	An % = 38–50
Hipersten	14,20	
Augit	11,90	
Feldpsat potasic	9,60	
Cuarţ	3,10	
Minerale opace, accesorii	2,40	

4.6. *Andezitele piroxenice cu hornblendă, biotit și cuarț*

Formează intruziuni (dyke, corp) de mici dimensiuni în zona confluenței pîrîului Iancului cu valea Neagra. Străbat stockul intrusiv-monzodioritic în zonele cu alterări hidrotermale. La contactul cu andezitele piroxenice ale substadiului efuziv-exploziv postcalderă de pe pîrîul Iancului intruziunea acestor andezite determină formarea unor brecii tectonice (circulații ulterioare hidrotermale depun, în cadrul acestor brecii, hematit și cuarț) (Treiber, 1956).

Menționăm că acest tip petrografic este descris și separat pentru prima oară în perimetru.

Rocile au o structură porfirică, masa fundamentală este microcristalină, avînd dimensiuni mai mici, dar apropiate de 0,05 mm.

Augitul și hiperstenul au aceleași caracteristici mineralogice ca și în andezitele piroxenice.

Hornblenda (c/Ng = 8 –16°) este bordată de minerale opace și nu depășește 1 –2 mm în lumgime. Biotitul (0,2 –1 mm) are contururi subhedrale, este corodat la contactul cu masa fundamentală. Cuarțul (0,2 mm) apare cu contururi izometrice, este corodat și se distribuie uniform în masa rocii.

TABELUL 8

Compoziția modală a andezitelor piroxenice cu hornblendă, biotit și cuarț

Minerale componente	Participare %	
Plagioclaz	28,5-31,2	36-50 An %
Hipersten	6,8- 7,4	
Augit	5,2- 6,5	
Hornblendă	1,3- 2,6	
Biotit	0- 1,5	
Cuarț	1,8- 2,6	
Minerale opace și accesorii	1,1- 2,2	
Masă fundamentală	46,6-47,8	

4.7. *Andezitul cu biotit, hornblendă și cuarț*

Apare pe o suprafață restrînsă în vîrful Pietricelul și constituie un dom efuziv de andezite cu o compoziție mai specială, în superpoziție față de andezitele piroxenice pre- și postcalderă.

Culoarea rocii este cenușie-deschisă, structura porfirică, definită mai ales de cristalele de plagioclaz ce pot atinge 4 mm lungime. Unele cristale de plagioclazi prezintă un nucleu cu aspect alterat, cu o bordură subţire limpede.

Microscopic pe lîngă plagioclaz, biotit şi cuarţ se mai disting microfenocristale de hornblendă, hipersten şi augit. Nichita (1939) şi Cr. Prischak et al. (1977) [24] mai menţionează şi prezenţa olivinei.

Sporadic au fost întîlnite sfen şi apatit. S-a constatat că atît biotitul cît şi hornblenda şi cuarţul sînt corodate magmatic.

O analiză modală efectuată arată următoarea compoziţie:

TABELUL 9

Minerale componente	Participare %	
Plagioclaz	32	32-50 An %
Biotit	2,4	
Hornblendă	1,8	
Hipersten	2,3	
Augit	1,0	
Cuarţ	1,0	
Masă fundamentală	59,5	

5. Procese de metamorfism magmatic legate de intruziunea rocilor monzodioritice

Se pot diferenţia produse ale metamorfismului termic, ale metamorfismului metasomatic şi ale metamorfismului metasomatic hidrotermal.

Observaţiile de teren efectuate au scos în evidenţă existenţa unei aureole de contact termic la contactul rocilor intrusive monzodioritice cu andezitele piroxenice din perimetru.

Lărgimea aureolei de contact variază între 15—50 m, uneori pînă la 100 m, fiind greu de urmărit în teren. Uneori rămîn petece de andezite piroxenice cornificate în partea superioară a intruziunii monzodioritice (vîrful Izvorul Haitei şi pe creasta între valea Dumitrelul şi valea Izvorul Feţii).

Rocile metamorfozate termic au în general un aspect pătat, duritate accentuată, se sparg în aşchii sau concoidal. Reacţiile au loc atît în rocile intrusive monzodioritice cît şi în andezitele piroxenice pre- şi postcalderă, intensitatea recristalizării descrescînd de o parte şi de alta a limitei de contact.

Asociaţiile mineralogice nu diferă, fie că transformările privesc rocile intrusive monzodioritice, fie andezitele piroxenice, deosebirile principale urmărind structura iniţială a rocilor.

[24] Arh. IGPSMS, Bucureşti.

Principalele asociații mineralogice sînt :
— plagioclaz (andezin) + diopsid
— plagioclaz (andezin) + diopsid + biotit
— plagioclaz (andezin) + diopsid + hornblendă + biotit.

Într-un stadiu inițial de transformare se observă cum piroxenii inițiali recristalizează și sînt pseudomorfozați de numeroase granule de piroxeni (0,05 —0,8 mm) de tipul diopsid-hedenbergit, ca într-o fază mai avansată de recristalizare granulele de piroxeni de neoformație să împînzească toată masa rocii, inclusiv cristalele de plagioclaz, să alcătuiască aglomerări și uneori remobilizări în cadrul rocii. Plagioclazii prezintă contururi difuze și sînt uneori albitizați.

Funcție de asociația mineralogică rocile se încadrează la faciesul corneenelor cu amfiboli. Pe fisuri și în goluri (centimetrice și subcentimetrice) în zona de contact termic (valea Neagra, șaua între vîrful Izvorul Haitei și vîrful Pietrosul) se depune uneori andradit, ca rezultat al proceselor pirometasomatice, cu care se asociază spațial produse secundare ca epidot, pirită, cuarț, calcit.

Principalele produse postmagmatice de natură hidrotermală asociate rocilor intrusive monzodioritice sînt rezultatul unei activități controlate de un sistem de două fracturi NV—SE și E—V (din dreptul primului afluent drept al văii Dumitrelul, aval-amont, pînă în creasta Iancului cota 1450 m). Procesele hidrometasomatice se distribuie succesiv și suprapus în următoarele zone : zona cu albit, zona cu biotit, zona cu actinolit, zona argilică și zona cu cuarț-sericit și turmalină, afectînd în principal masa rocilor intrusive, parțial aureola de contact termic și rocile vulcanice înconjurătoare.

6. Caracterizarea petrochimică și geochimică a rocilor eruptive

Compoziția chimică (elemente majore și minore) a rocilor eruptive din regiune contribuie împreună cu datele vulcanologice și petrografice la cunoașterea proceselor petrogenetice complexe în care a evoluat regiunea.

S-au urmărit probleme privind clasificarea petrochimică a rocilor, a distribuției principalelor elemente majore și minore — funcție de apartenența la diferite momente de erupție. Au fost abordate aspectele privind procesele de diferențiere magmatică prin cristalizare fracțională. Caracterul calco-alcalin al magmelor, în acord cu modelul tectonicii plăcilor, sugerează derivarea lor prin topirea parțială a litosferei oceanice subduse.

Cele 36 analize de silicați pe care le utilizăm au fost executate de Didina Nacu (33 analize) și Aurelia Movileanu (3 analize) și sînt prezentate în tabelul 10. Pentru aceleași probe, analizele spectrale au fost executate de Alla Zămârcă (tab. 11).

TABELUL 10

Analiza chimică a rocilor

Nr. crt.	Nr. probei	Localizare	Tip de rocă	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O^{-100}	P_2O_5	CO_2	Total	Simbol în diagrame
		I. *Stadiul stratovulcanic. Substadiul exploziv precalderă*																	
1	725 A	Valea Neagra	andezit bazaltic	51,90	17,15	4,98	4,84	0,90	0,113	8,43	3,50	2,78	1,13	0,69	2,52	0,157	—	99,14	
2	721	Valea Neagra	andezit piroxenic	53,41	18,97	3,17	4,91	0,912	0,122	9,68	3,48	2,42	1,16	0,46	0,48	0,14	—	99,31	●
3	720	Valea Neagra	andezit piroxenic	54,14	19,61	5,20	3,93	0,875	0,134	8,71	2,61	3,00	1,16	0,24	0,64	0,16	—	100,41	
		II. *Stadiul stratovulcanic. Substadiul efuziv precalderă*																	
4	821	Vîrful Pietrosul	andezit piroxenic	58,96	16,15	2,57	3,77	0,80	0,106	6,45	3,45	3,50	3	—	0,50	0,185	0,91	100,35	
5	T-1	Vîrful Căliman-Cerbul	andezit piroxenic	60,55	17,06	3,20	3,51	0,73	0,08	6,17	2,23	2,61	3,32	1,00	0,20	0,206	—	100,86	○
6	849	Valea Calului	andezit piroxenic	61,07	15,91	3,93	2,88	0,612	0,096	5,62	1,89	2,65	2,87	0,89	0,60	0,184	0,39	99,56	
		III. *Stadiul stratovulcanic. Substadiul efuziv-exploziv postcalderă*																	
7	21A	Valea Dumitrelul	andezit piroxenic bazaltoid	51,45	20,50	4,28	3,58	0,85	0,15	9,21	5,15	2,73	0,79	0,62	0,80	0,21	—	100,31	
8	11	Afluent stîng. Valea Dumitrelul Mic	andezit piroxenic bazaltoid	51,54	18,84	1,58	6,05	1,01	0,11	9,62	6,96	1,85	0,95	0,95	0,41	0,28	—	100,15	
9	27	Valea Dumitrelul afluent stîng	andezit piroxenic bazaltoid	51,61	19,89	3,82	4,63	0,99	0,18	9,30	5,50	2,78	0,98	0,31	0,70	0,18	—	100,87	
10	895	Creasta Calului	andezit cu hornblendă și piroxeni	56,82	18,90	3,30	4,35	0,775	0,144	6,58	5,50	2,47	1,72	0,14	0,64	0,269	0,72	99,32	+
11	273 A	Valea Dumitrelul Mic	micromonzodiorit porfiric cu hornblendă și piroxeni	57,25	18,19	1,58	4,15	0,665	0,08	6,30	5,51	2,55	1,71	1,09	0,65	0,308	—	100,00	
12	708	Valea Neagra confluență cu pîrîul Hagiul Mic	andezit cu piroxeni	58,54	18,16	4,31	2,88	0,687	0,104	6,16	2,00	2,86	2,14	0,04	1,30	0,188	—	99,37	
13	GR 3	Valea Neagra confluență cu pîrîul Rețitiș	andezit piroxenic	58,83	18,94	1,43	4,29	0,615	0,122	5,92	4,18	2,63	2,21	0,31	0,26	0,302	—	100,03	
14	NR-1	Vîrful Negoiul Românesc	andezit piroxenic	61,14	17,37	2,02	2,82	0,53	0,099	5,04	4,52	2,21	1,98	2,05	0,53	0,44	0,15	100,89	
15	727	Valea Neagra	andezit cu hornblendă și piroxeni	61,97	16,55	1,84	3,30	0,350	0,092	5,06	1,92	2,60	2,07	0,96	2,38	0,136	0,97	100,19	

		IV. *Stadiul intrusiv*																	
16	195	Valea Dumitrelul	monzodiorit	53,87	17,68	3,62	4,22	0,86	0,107	7,81	5,05	2,71	2,08	0,60	0,62	0,42	sld	99,64	
17	280	Valea Dumitrelul Mic	micromonzodiorit	54,10	19,51	2,28	3,23	0,715	0,09	6,17	4,85	2,91	2,63	1,41	0,74	0,376	0,65	99,65	
18	230	Drum versant sting Dumitrelul	diorit	54,43	18,65	2,85	3,06	0,55	0,095	6,93	5,92	2,47	1,16	1,16	0,74	0,40	0,81	99,22	
19	CH_2	Drum Negoiul Romanesc	micromonzodiorit porfiric	55,17	18,23	3,07	4,15	0,835	0,11	7,05	4,51	2,42	2,41	0,95	0,42	0,39	sld	99,71	
20	223	Vale afluent dreapta Dumitrelul	diorit	55,28	17,85	2,62	4,22	0,785	0,097	6,80	5,81	2,55	1,73	0,89	0,37	0,38	sld	99,38	
21	320	Drum din piriul Pinul	micromonzodiorit porfiric	55,52	18,81	2,16	4,84	0,835	0,090	6,68	4,42	2,71	2,05	0,81	0,47	0,42	sld	99,61	
22	517	Creasta Haita	monzodiorit	56,13	17,41	3,53	3,23	0,72	0,112	5,67	5,25	3,05	2,14	1,06	0,62	0,396	sld	99,31	
23	205 A	Creasta dreaptă Dumitrelul	micromonzodiorit	56,32	17,74	2,39	3,92	0,78	0,197	6,55	4,31	2,76	2,83	0,86	0,44	0,358	sld	99,17	
24	347	Drum creasta Smidei	micromonzodiorit	57,24	19,60	3,41	2,95	0,765	0,115	5,79	3,53	2,55	2,55	0,90	0,53	0,36	sld	100,29	●
25	518	Creasta Haita	monzodiorit	57,32	17,28	3,21	2,96	0,718	0,103	5,80	4,40	2,63	2,17	1,28	0,70	0,384	0,34	99,27	
26	146	Creasta Pinului	micromonzodiorit porfiric	57,40	19,30	1,07	3,87	0,78	0,145	5,79	4,13	2,63	2,77	1,00	0,45	0,348	sld	99,69	
27	194	Valea Dumitrelul	monzodiorit	58,20	16,76	2,91	3,17	0,66	0,085	5,78	5,28	2,55	2,42	1,09	0,41	0,356	sld	99,67	
28	Z_2	Foraj 26.165. Creasta Pinul	micromonzodiorit	58,32	18,15	3,59	2,67	0,69	0,078	5,54	3,25	2,84	2,63	0,70	0,47	0,39	0,20	99,56	
29	GR_1	Valea Neagra	micromonzodiorit porfiric	59,23	18,33	1,25	3,93	0,605	0,055	4,91	3,91	2,76	2,68	1,00	0,20	0,378	sld	99,23	
30	m220	Foraj 36.218. Valea Dumitrelul	micromonzodiorit-porfiric	59,89	17,72	2,06	3,09	0,635	0,082	5,16	3,35	2,55	2,58	1,03	0,64	0,318	0,45	99,54	
31	Z_3	Foraj 26.165. Creasta Pinul	micromonzodiorit	60,55	17,55	2,08	2,60	0,68	0,067	5,29	3,47	2,79	2,89	0,24	0,25	0,40	sld	99,68	
32	171 C	Drum Negoiul Românesc	monzodiorit porfiric	61,00	18,04	1,06	3,65	0,687	0,07	4,28	3,36	2,42	3,84	0,72	0,38	0,386	sld	99,88	
33	20	Creasta Iancului	andezit piroxenic cu hornblendă, biotit și cuarț	59,49	18,96	2,47	2,73	0,63	0,087	5,28	3,34	2,71	2,42	1,17	0,51	0,376	—	100,16	▲
34	511	Vîrful Izvorul Haitei	micromonzodiorit cuarțifer porfiric	63,00	18,15	1,26	2,74	0,495	0,065	4,78	2,62	2,91	2,63	0,72	0,51	0,24	—	100,10	△
		V. *Stadiul efuziv-final*																	
35	ST-4	Vîrful Pietricelul	andezit cu biotit, hornblendă și cuarț	63,16	16,58	2,05	2,36	0,50	0,096	4,76	3,26	3,70	2,20	0,13	0,74	0,175	0,27	99,98	□
36	5	Vîrful Pietricelul	andezit și biotit, hornblendă și cuarț	65,41	15,38	2,75	1,58	0,37	0,072	4,34	1,81	3,90	2,60	0,44	0,60	0,155	0,97	100,38	

Analiști: Aurelia Movileanu—821, ST-4, 5; Didina Nacu—celelalte analize.

TABELUL 11

Analiza spectrală a rocilor

Nr. crt.	Nr. probei	V	Zr	Cr	Ni	Co	Sc	Y	Yb	La	Nb	Mo	Li	Be	B	Pb	Cu	Zn	Ga	Sn	Sr	Ba
I. Stadiul stratovulcanic — substadiul exploziv precalderă																						
1	725-A	190	70	35	14	20	24	24	2	<20	<9	<2	<10	1	<30	5	18,5	60	10,5	<2	360	180
2	721	225	95	110	17	24	26	24	2,3	22	<9	<2	21	1,2	<30	12	28	102	18	2	380	165
3	720	280	110	41	12,5	21	22	21	2,5	22	<9	<2	27	1,3	<30	13,5	39	115	21	2	310	215
II. Stadiul stratovulcanic — substadiul efuziv precalderă																						
4	821	150	150	28	18	26	19	22	1,9	24	<9	<2	29	2	<30	19	86	85	23	2,5	400	775
5	T-1	130	185	95	36	15	16	26	2,2	50	12	<2	42	1,9	44	24	52,5	70	19	4,5	310	730
6	849	105	185	41	25	14	14,5	27	2,6	30	<9	<2	46	2,3	30	22,5	40	100	20	3,5	390	800
III. Stadiul stratovulcanic — substadiul efuziv exploziv postcalderă																						
7	21-A	320	120	31	16	26	48	32	3,4	30	<9	3,5	<9	1,4	<30	7,5	43	76	16,5	<3	250	160
8	11	300	130	90	41	34	39	35	2,3	34	<9	<2	nd	1	<30	13,5	160	140	20,5	2	330	230
9	27	265	100	34	18	22	41	22	2,9	<30	<9	<2	<9	1,2	<30	12	78	100	22	<3	330	190
10	895	185	180	15	11,5	15	16	26	2,2	35	<9	<2	50	2,4	<30	29	37,5	100	19	3	320	650
11	273-A	180	150	76	30	22,5	25	30	2,7	30	<9	<2	nd	1,8	<30	15	37,5	100	21,5	2	330	480
12	708	95	95	<3	4	9	11	17	2,3	35	10	<2	25	1,1	<30	23,5	9	75	17	2	300	520
13	GR-3	130	165	100	37	16	18	22	2,3	24,5	<9	<2	14,5	2,2	<30	30	80	150	18	3,5	460	690
14	NR-1	120	190	49	22	15	14	39	3,3	50	14,5	<2	nd	1,9	36	20	74	120	27	3,5	480	520
15	727	55	80	6,5	6,5	8	7	13,5	1,6	35	<9	<2	35	1,4	<30	15,5	12	32	12	2	240	430
IV. Stadiul intrusiv																						
16	195	230	170	76	32	27	31	37	2,9	34	<9	<2	nd	2,4	<30	15	100	130	22	2	430	510
17	280	195	150	70	28,5	20	23	27	2,5	42	<9	5,5	nd	2,4	<30	23,5	180	75	21	3	560	760
18	230	220	85	135	51	29	25	26,5	1,9	34	<9	<2	nd	1,8	<30	17	82	90	22	2	600	400
19	CH_2	280	205	76	36	28	30	40	3	42	10	3	nd	2,2	<30	30	122	110	28,5	3,5	370	625
20	223	240	130	60	28,5	27,5	29	32	2,5	38	<9	<2	nd	2	<30	15	170	105	21,5	2	430	550
21	320	180	120	39	21	18,5	18	21	1,8	25	<9	<2	30	1,8	<30	14	61	60	20	2,5	440	560
22	517	160	100	110	28	14,5	18	16	1,7	<20	<9	<2	26	1,6	<30	12	24	48	19	3,5	360	550
23	205-A	190	195	76	21,5	22,5	25	35	2,9	42	<9	2	nd	1,9	<30	12	65	130	20,5	<2	550	750
24	347	155	145	31	12,5	11	15	25	2,2	24,5	<9	2	12	2,1	<30	17	13	48	21,5	2,5	400	700
25	518	145	155	80	20,5	14,5	18	24,5	2,2	22	9	2	23	2	<30	20	69	82	20,5	2,5	340	530
26	146	190	180	65	16	17	24	34	2,5	38	9	<2	nd	2	<30	11,5	43	95	21	2	550	800
27	194	180	170	180	61	22	22,5	30	2,7	42	<9	<2	nd	2,4	<30	18	58	85	21	2	340	610
28	Z_2	190	175	44	21	19	19	26,5	2,5	46	9,5	2,5	nd	2,6	<30	31	95	90	29,5	3	470	760
29	GR-1	200	195	37	19	18	21	23	2,2	30	10	<2	23	2,3	<30	20	90	80	21	2,5	330	650
30	220	145	185	55	12,5	15	17	28	2,5	46	10	<2	nd	2,4	<30	31,5	29	95	22	<2	620	765
31	Z_3	190	205	42	22	18,5	19	27	2,7	46	10	2,5	nd	2,6	<30	20	107	75	23,5	<2	500	750
32	171C	150	300	52	23	16,5	16	32	2,9	56	12,5	3	nd	3,4	<30	20,5	106	90	22	4	350	760
33	20	140	150	40	23,5	15	14	20	1,8	32	<9	<2	14,5	2,1	<30	26	91	80	19	2	460	780
34	511	90	175	48	18	9,5	12	22	2,4	30	<9	<2	32	2,3	<30	20	33	60	21,5	2,5	330	680
V. Stadiul efuziv-final																						
35	ST-4	66	130	100	46	18	11,5	15,5	1,6	30	<9	<2	29	2	<30	22	30	90	21,5	2,5	270	680
36	5	5	160	85	31	14	12	20	1,8	45	13	3	37	3	<30	19,5	42	45	20	3	410	950

Analist: A l l a Z ă m â r c ă.

6.1. *Probleme de clasificare petrochimică a rocilor*

Rocile magmatice, caracterizate prin masă fundamentală şi fenocristale, din cadrul seriilor calco-alcaline prezintă, în general, multe probleme de clasificare. Masa fundamentală este ori foarte fin granulară, ori sticloasă, nu se pretează la determinări modale şi astfel nu reflectă concludent compoziţia chimică globală a rocilor.

Pentru compararea diagnozei petrografice cu diagnoza petrochimică, am utilizat diagrama *QAP* după S t r e c k e i s e n (1967), care priveşte raporturile procentuale ale principalelor minerale normative, şi diagrama SiO_2/K_2O după P e c c e r i l l o şi T a y l o r (1976).

Proiecţia valorilor în diagrama *QAP* normativă — arată o dispunere a punctelor de proiecţie în cîmpurile 10, 10 ˣ, 9,9 ˣ, 4 (fig. 3).

Conform noilor sugestii privind nomenclatura (S t r e c k e i s e n, 1979; S t r e c k e i s e n, L e M a i t r e, 1979) rocile vulcanice proiec-

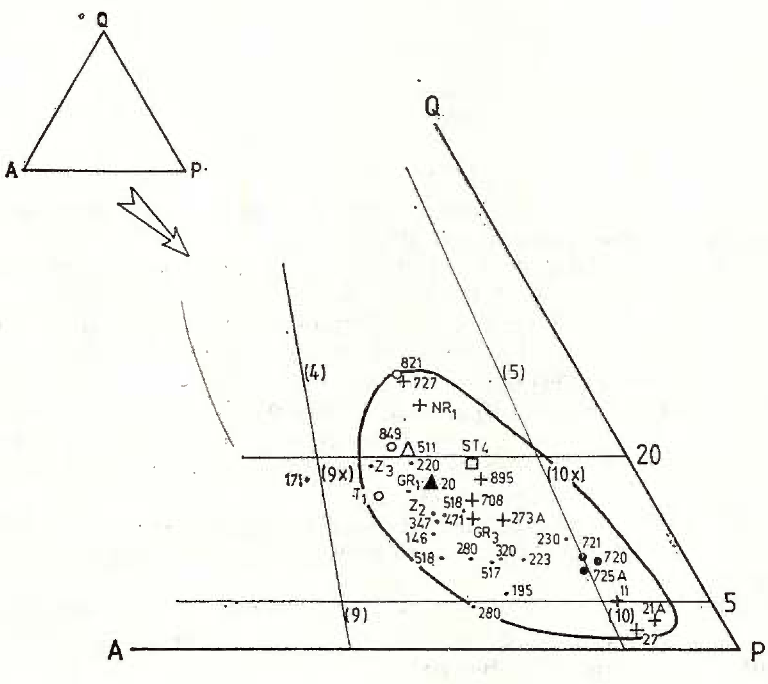


Fig. 3. — Diagrama *QAP* normativă a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10.
Diagramme *QAP* normatif des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10.

tate în aceste cîmpuri sînt desemnate drept andezite, în eventualitatea unui conţinut în SiO_2, care nu poate fi mai mic de 52 % şi nici mai mare de 63 %.

Rocile cu SiO_2 mai mic de 52% sînt considerate bazalte.

Se observă că, în general, este un acord între datele petrografice şi cele petrochimice. Pentru rocile cu SiO_2 mai mic decît 52% s-a folosit

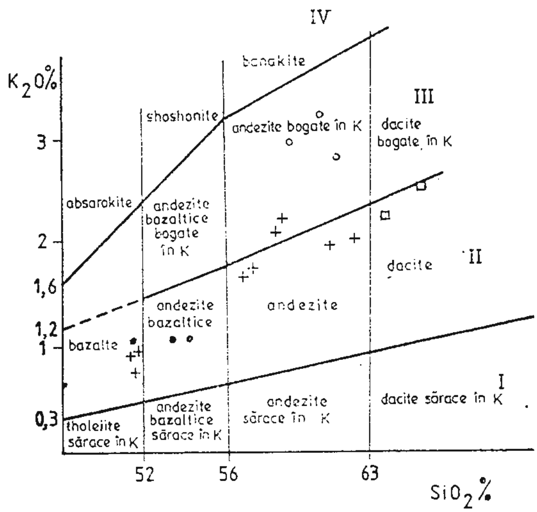


Fig. 4. — Diagrama SiO_2%/K_2O% a rocilor efuzive din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10.
Diagramme SiO_2%/K_2O% des roches effusives de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10.

denumirea de andezite bazaltice şi andezite piroxenice bazaltoide în acord cu diagnoza petrografică efectuată.

Proiecţia valorilor *QAP* normative pentru rocile aparţinînd stadiului intrusiv, corespund şi ele, în mare, cu determinările petrografice. Denumirea rocilor a fost stabilită pe baza analizelor modale, care arată o distribuţie a majorităţii punctelor de proiecţie în cîmpul monzodioritelor (9) (S t r e c k e i s e n, 1967).

Clasificările rocilor eruptive în diagrama SiO_2/K_2O (fig. 4), pe lîngă consideraţiile de clasificare petrochimică, are în vedere şi apartenenţa rocilor la seriile: tholeiitice de arc (I), calco-alcaline (II), calco-alcaline bogate în K (III) şi shoshonitice (IV).

Criteriul departajării andezitelor de bazalte este tot la 52% SiO_2. Se mai face distincţia şi între andezite bazaltice cu SiO_2 între 52—56% şi andezite cu SiO_2 între 56—63%.

Rocile vulcanice din regiune se proiectează după cum urmează:

— cele din stadiul stratovulcanic, substadiul exploziv precalderă se încadrează la andezite bazaltice;

— cele din substadiul efuziv precalderă la andezite bogate în K;

— cele din substadiul efuziv-exploziv postcalderă, o parte la bazalte şi altă parte la andezite şi andezite bogate în K;

— cele din cadrul stadiului efuziv final intră în cîmpul dacitelor.

Se observă apartenenţa rocilor la seriile calco-alcaline şi calco-alcaline bogate în K.

6.2. *Elemente majore*

Pe întreaga zonă vulcanică a calderei Călimani conținutul în SiO_2 variază între 51,45 %–65,41 %.

Urmărind variația principalilor oxizi % (K_2O, $K_2O + Na_2O$, $Fe_2O_3 + FeO$, CaO, MgO) funcție de conținutul în SiO_2% (fig. 5), avînd în vedere

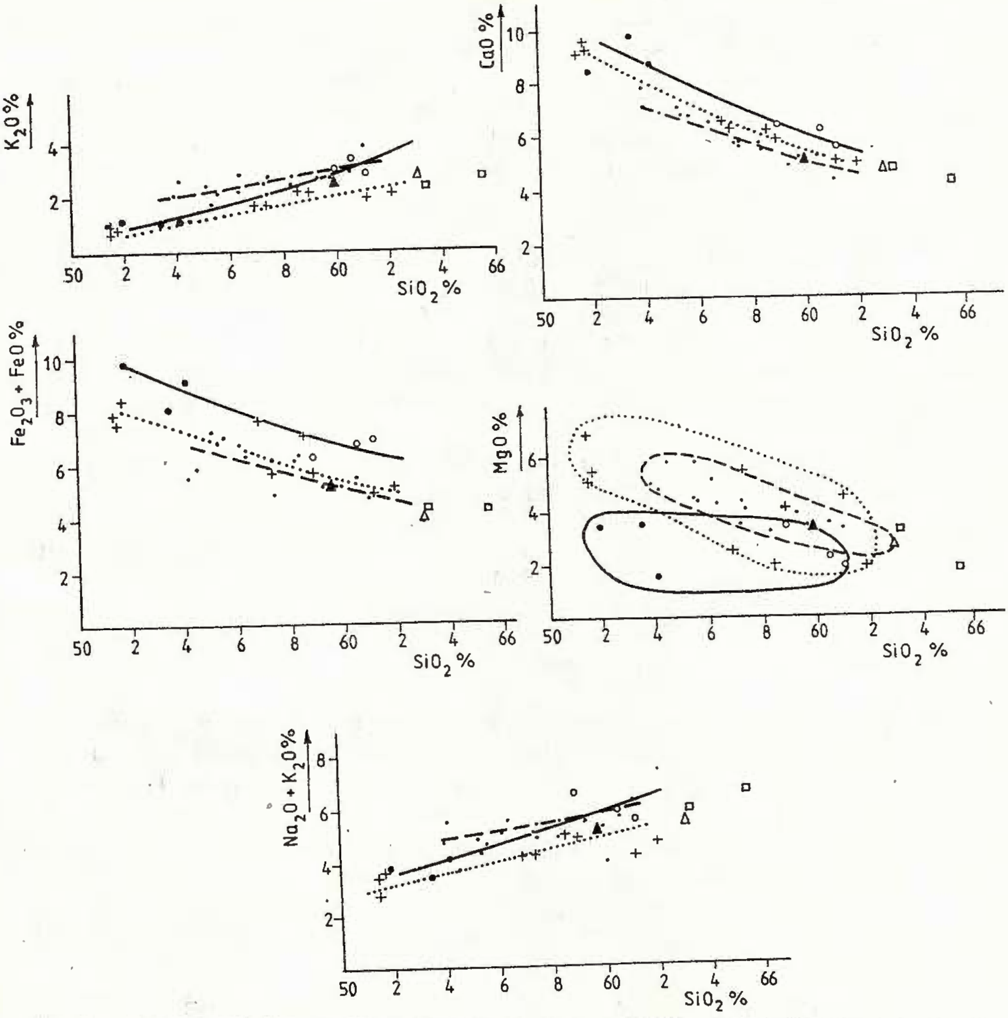


Fig. 5. — Variația K_2O %, K_2O % + Na_2O %, Fe_2O_3 % + FeO %, CaO %, MgO %, funcție de SiO_2 %. Simboluri ca în în tabelul 10.

——— gruparea C_1; ········· gruparea C_2; – – – gruparea C_3.

Variation de K_2O %, K_2O % + Na_2O %, Fe_2O_3 % + FeO %, CaO %, MgO %, en fonction de SiO_2 %. Les mêmes symboles du tableau 10.

——— groupe C_1; ········· groupe C_2; – – – groupe C_3.

succesiunea vulcanismului din regiune, am constatat că se pot separa trei grupări principale de roci ce prezintă aluri de distribuţie petrochimică specifice :

— prima grupare (C_1) este reprezentată de produsele stadiului stratovulcanic precalderă (substadiile exploziv şi efuziv). Reprezintă primul şi cel mai important moment vulcanic — atît ca volum cît şi ca extindere. Se edifică principalele aparate vulcanice ce domină regiunea din punct de vedere morfologic (SiO_2 % = 51,90 – 61,07);

— a doua grupare (C_2) reprezintă produsele stadiului stratovulcanic postcalderă (substadiul efuziv-exploziv), cu un volum mai mic de produse, restrîns mai mult la interiorul calderei (SiO_2 = 51,45 – 61,97);

— a treia grupare (C_3) o constituie produsele stadiului intrusiv, cu un volum însemnat pentru astfel de produse, restrîns în suprafaţă la interiorul calderei vulcanice (SiO_2 % = 53,87 – 63).

Cele două probe analizate din andezitele cu biotit, hornblendă şi cuarţ aparţinînd stadiului efuziv final sînt luate în discuţie fără a fi considerate o grupare aparte (SiO_2 = 63,16 – 65,11).

Variaţia valorilor K_2O % şi $K_2O + Na_2O$ prezintă o alură identică în sensul creşterii SiO_2. În raport cu C_1 se observă o îmbogăţire în alcalii la C_3 şi o sărăcire la C_2. În ansamblu, rocile se încadrează în seria calco-alcalină.

Diagramele $FeO_3 + FeO/SiO_2$ şi CaO/SiO_2 au o alură asemănătoare, valorile $Fe_2O_3 + FeO$ şi CaO scăzînd funcţie de SiO_2. Liniile de tendinţă păstrează un paralelism al grupelor în ordinea C_1, C_2, C_3.

Valorile MgO prezintă o dispersie mai accentuată. Cîmpul C_1 arată o constanţă a valorilor funcţie de SiO_2, iar cîmpurile C_2, C_3 o descreştere a valorilor în direcţia creşterii conţinutului în SiO_2.

6.3. *Elemente minore*

Abundenţa în elemente minore a rocilor din regiune a fost comparată cu situaţiile similare din literatura pentru magme generate în condiţii de subducţie a litosferei (Taylor, 1969; Jakes, Gill, 1970; Jakes, White, 1972).

Abundenţa în elemente minore „incompatibile" Ba, Sr, Pb, La este caracteristică seriilor calco-alcaline.

Remarcăm corelaţia pozitivă bună a Ba (fig. 6) în raport cu SiO_2 a grupelor C_1, C_2. (Proba 727 se situează mai lateral de alura liniei de tendinţă, a grupului C_2).

Alura grupului C_3 prezintă o uşoară tendinţă de creştere faţă de SiO_2, cu o dispersie mai mare a valorilor pentru SiO_2, între 53—56 % şi arătînd afinităţi cu seriile calco-alcaline de margini continentale.

Andezitele bogate în K ale grupului C_1 prezintă conţinuturi în Ba de asemenea cu afinităţi pentru seriile calco-alcaline de margini continentale (Jakes, White, 1972). Celelalte andezite ale grupului C_1 şi cele ale grupului C_2 au afinităţi cu seriile calco-alcaline de arc insular.

Sr prezintă o mică variație, raportat la conținutul în SiO_2 al rocilor, la toate cele trei grupări (240—460 ppm) (fig. 7). Acest interval de conținuturi indică afinități cu seriile calco-alcaline de arc insular.

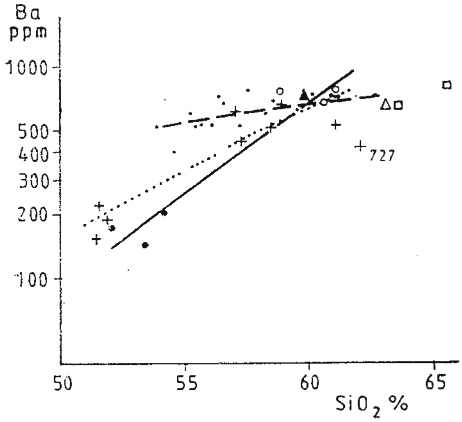


Fig. 6. — Diagrama Ba funcție de SiO_2% a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10 și figura 5.
Diagramme Ba en fonction de SiO_2% des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10 et figure 5.

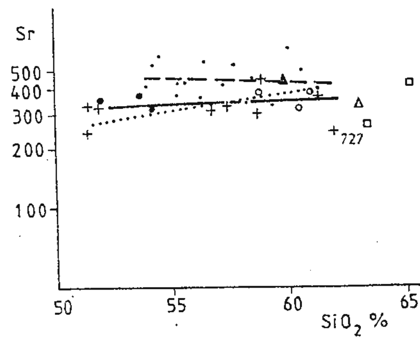


Fig. 7. — Diagrama Sr funcție de SiO_2% a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10 și figura 5.
Diagramme Sr en fonction de SiO_2% des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10 et figure 5.

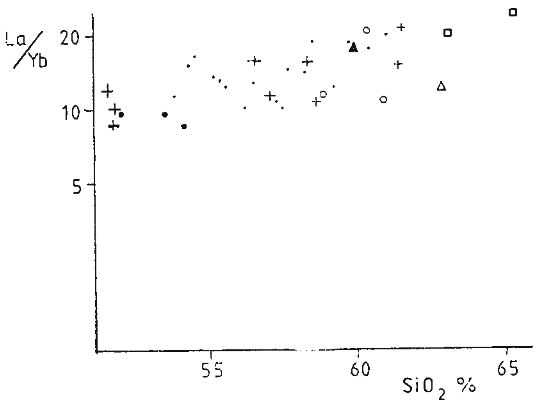


Fig. 8

Fig. 8. — Relația La/Yb funcție de SiO_2% a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10 și figura 5.
Relation La/Yb en fonction de SiO_2% des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10 et figure 5.

Raportul La/Yb (fig. 8, 9) arată o foarte slabă tendință de creștere față de SiO_2 și K_2O, situație de asemenea caracteristică rocilor calco-alcaline din arcuri insulare.

Zr prezintă o corelație bună cu SiO_2 (fig. 10) pentru toate cele 3 grupări C_1, C_2, C_3.

Excepţie fac probele 708 şi 727 din cadrul grupului C_2 — cu conţinut mai mic. Proba 511 se situează şi la excentric faţă de grupul C_3.

Ni şi Co au o abundenţă scăzută, mai caracteristică seriior calco-alcaline de arc insular.

Conţinutul în Cr este variabil (3—180 ppm) şi este caracteristic seriilor calco-alcaline de arc insular.

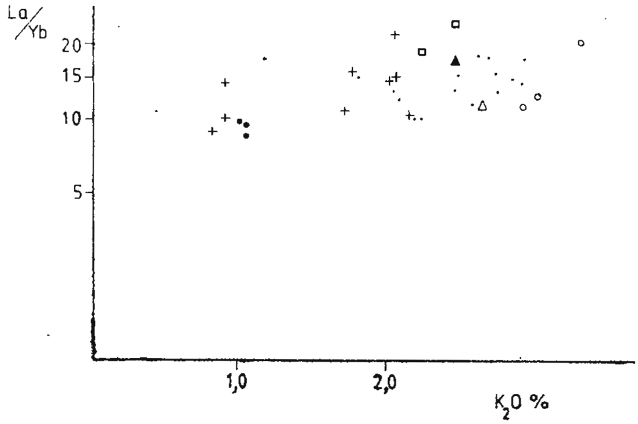


Fig. 9. — Relaţia La/Yb funcţie de K_2O % a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10 şi figura 5.
Relation La/Yb en fonction de K_2O % des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10 et figure 5.

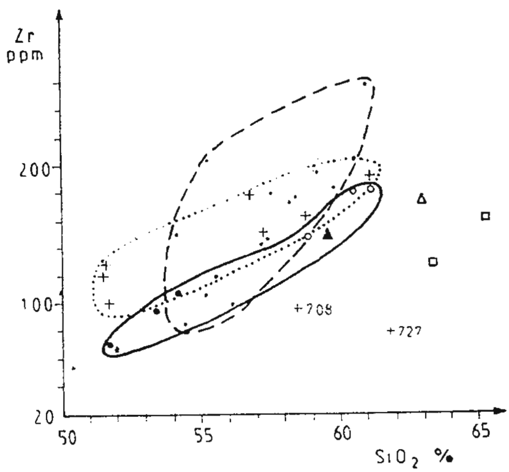


Fig. 10. — Diagrama Zr funcţie de SiO_2% a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10 şi figura 5.
Diagramme Zr en fonction de SiO_2% des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10 et figure 5.

Urmărind variaţia Ni şi Cr faţă de SiO_2 (fig. 11, 12) se observă, în general o aliniere a valorilor paralel cu creşterea SiO_2 cu o uşoară tendinţă de scădere la grupul C_3. Din nou fac excepţie probele 727 şi 708 şi în parte 895 (grupul C_2) cu valori mici pentru Ni, Cr, Co.

Vanadiul prezintă o gamă de variaţie între 55—330 ppm, caracteristică seriilor calco-alcaline, precum şi o clară tendinţă de scădere a valorilor în raport cu SiO_2 (fig. 13).

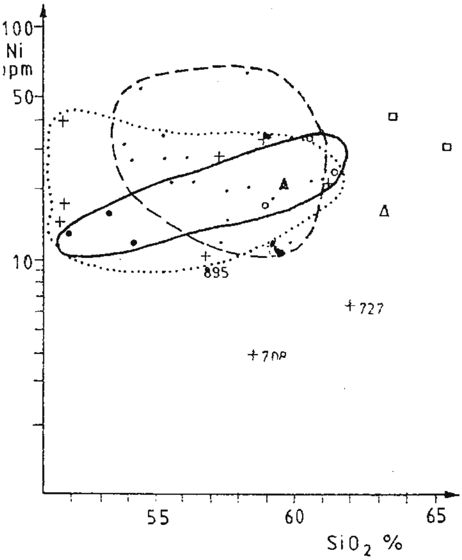


Fig. 11. — Diagrama Ni funcţie de SiO_2% a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10 şi figura 5.
Diagramme Ni en fonction de SiO_2% des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10 et figure 5.

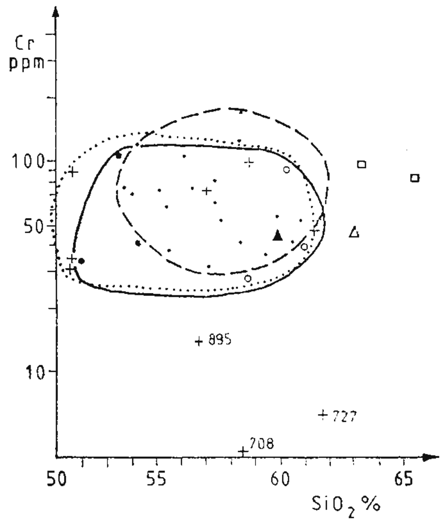


Fig. 12. — Diagrama Cr funcţie de SiO_2% a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10 şi figura 5.
Diagramme Cr en fonction de SiO_2% des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10 et figure 5.

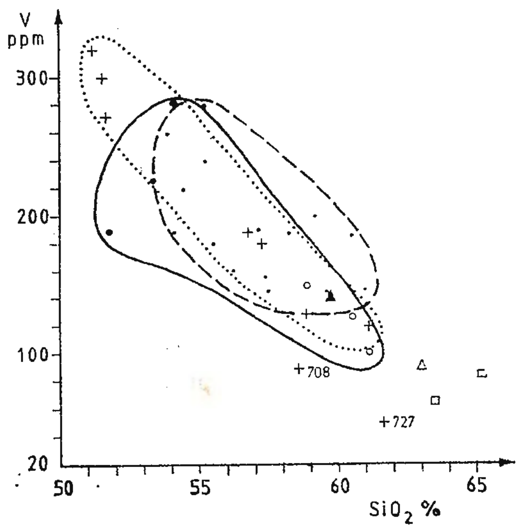


Fig. 13. — Diagrama V funcţie de SiO_2% a rocilor din caldera Călimani. Simboluri ca în tabelul 10 şi figura 5.
Diagramme V en fonction de SiO_2% des roches de la caldeira Călimani. Les mêmes symboles du tableau 10 et figure 5.

Cuprul prezintă un interval larg de variaţie (9—180 ppm) ca de altfel şi Zn (32—140 ppm), arătînd afinităţi cu seriile calco-alcaline de arc insular (Andriambololona, Dupuy, 1978). Din nou se remarcă valori mai scăzute ale probei 727 în Cu (12 ppm) şi Zn (32 ppm) şi ale probei 788 în Cu (9 ppm), comparativ cu celelalte probe ale grupului C_2.

Celelalte elemente minore din tabelul 10 nu au mai fost comentate. Abundenţa lor corespunde valorilor pentru roci andezitice din cadrul seriilor calco-alcaline.

6.4. *Discuţia datelor şi petrogeneza*

Datele petrochimice şi geochimice subliniază o serie de caracteristici specifice pentru fiecare din cele trei grupări (C_1, C_2, C_3), ce vin în sprijinul interpretărilor vulcanologice efectuate:

— Stadiul stratovulcanic precalderă reprezentat prin grupul C_1 se caracterizează printr-o creştere evidentă a K_2O, Ba, Pb, La, Li şi mai puţin a La/Yb, Zr, Ga, Cu — de la membrii mai bazici la cei mai acizi. În acelaşi sens se produce o scădere a $Fe_2O_3 + FeO$, CaO, V, Sc (De remarcat că conţinuturile în $Fe_2O_3 + FeO$ şi CaO depăşesc valorile grupărilor C_2, C_3 pentru acelaşi SiO_2).

Toate aceste caracteristici sugerează un slab proces de diferenţiere prin cristalizare fracţionată.

Probabil faza ce s-a separat în camera magmatică a fost clinopiroxenul, unul din mineralele mafice ce poate avea un rol în îmbogăţirea în SiO_2 şi elemente minore „incompatibile" (tendinţă de a îngloba în reţeaua cristalină a Sc, V, Cr, Zn şi a produce o scădere în aceste elemente a lichidului rezidual, odată cu creşterea raţiei La/Yb).

Apariţia unor produse bogate în SiO_2 şi mai ales în K_2O nu poate fi însă explicată doar prin diferenţierea datorată cristalizării fracţionate a clinopiroxenului. Peccerillo şi Taylor (1976) în cazul unor roci similare colectate din lanţul Călimani—Gurghiu—Harghita (andezite bogate în K) presupun (în urma efectuării unor analize de pămînturi rare, ce indică o puternică fracţionare raportată la chondrite) că o parte din magme prezintă îmbogăţiri în K_2O, datorită unor particularităţi dobîndite chiar din momentul genezei lor, datorită unei puternice îmbogăţiri în granat a reziduului rezultat în urma topirii parţiale a plăcii descendente.

Admiţînd ca valabile aceste observaţii, putem presupune că produsele din suita C_1 s-au format prin topirea parţială a litosferei oceanice la presiune ridicată, ce conduce la separarea unei magme şi a unei faze reziduale îmbogăţită în granat. Pe parcurs în camere magmatice succesive cristalizarea şi fracţionarea clinopiroxenilor produce o slabă diferenţiere a acestei magme, regăsită în suita de roci analizate chimic.

— Stadiul stratovulcanic postcalderă (gruparea C_2). În cadrul grupării C_2 are loc o creştere a K_2O, Ba, Pb, Zr, mai moderată a raportului La/Yb, funcţie de creşterea conţinutului în SiO_2

al rocilor. Se observă unele asemănări cu grupa C_1. Se sugerează un proces slab de diferenţiere prin cristalizarea fracţionată a clinopiroxenului.

Probele 708, 727 (andezite cu hornblendă şi piroxeni) reprezintă produse diferenţiate în raport cu celelalte andezite ale acestei grupări. Se produce o scădere accentuată a abundenţei MgO, Ni, Co, Cr, Sc, V, Cu, Zn, Zr şi o creştere a Ba, La, La/Yb. Acesta presupune derivarea lor dintr-o magmă rezultată prin fracţionarea olivinei, clinopiroxenului şi zirconului, în condiţii de saturaţie cu H_2O (sugerată de prezenţa în roci a amfibolului).

Este posibil ca rocile din această grupare (C_2) să apară dintr-o sursă comună de magmă, prin procese de diferenţiere, în mai multe camere magmatice succesive. Pe de altă parte, cele două tendinţe evidenţiate pot fi interpretate şi ca indicînd ascensiunea în faza postcalderă a unei magme din camere magmatice diferite.

— Stadiul intrusiv (gruparea C_3) prezintă o mare omogenitate petrografică. Se observă creşterea K_2O, Ba, La, Zr, Pb funcţie de SiO_2.

Arată cele mai mari valori pentru Sr comparativ cu C_1 şi C_2, ca de altfel şi pentru $K_2O + Na_2O$.

În acelaşi sens are loc scăderea $Fe_2O_3 + FeO$ şi mai puţin evident, a Cr şi Ni.

Magma ce a generat stockul intrusiv a suferit un proces slab de diferenţiere *in situ* prin cristalizarea fracţionată a piroxenilor, convecţie şi concentrări locale ale lichidului rezidual din care au rezultat aplitele, la nivelul de punere în loc neexistînd dovezi ale existenţei mai multor faze de intruziune.

Proba 511 (corp intrusiv micromonzodioritic, vîrful Izvorul Haitei) nu se încadrează întotdeauna grupării, reprezentînd un puls magmatic distinct.

— Stadiul efuziv-final, prezent prin două analize, are caracteristici geochimice particulare; se observă valori ridicate ale Ba, La, Li şi La/Yb.

Ţinînd cont de faptul că rocile prezintă cel mai ridicat conţinut în SiO_2 din regiune, conţinuturile în elemente feromagneziene apar ridicate Cr (85—100 ppm), Ni (31—46 ppm). Valorile pentru Zr (130—160 ppm) şi Sc (115—12 ppm) apar scăzute comparativ cu roci din regiune cu aciditate comparabilă.

V are, de asemenea, valori mici (66—85 ppm) asemănătoare cu ale probelor 708, 727 din stadiul C_2. Conţinuturile în Cu, Pb, Zn, Co sînt asemănătoare cu cele ale andezitelor piroxenice din regiune.

Nu avem elemente suficiente pentru a face consideraţii privind derivarea acestor roci prin procese de cristalizare fracţionată. Este posibil ca magma din care au derivat aceste roci să fi suferit un proces de contaminare cu roci adiacente camerei magmatice (Balintoni, 1970).

7. Concluzii

Studiul chimic sprijină interpretările vulcanologice privind recurența produselor eruptive din regiune (de la bazic la acid) conform momentelor principale ale evoluției calderei.

— Stadiul stratovulcanic — precalderă (gruparea C_1) / postcalderă (gruparea C_2)

— Stadiul intrusiv (gruparea C_3)

— Stadiul efuziv-final.

Distribuția elementelor majore și minore sugerează următoarele caracteristici petrogenetice:

1. Gruparea C_1 ar rezulta prin fracționarea clinopiroxenului; apariția unor produse bogate în K_2O se poate explica prin fracționarea granatului în momentul generării magmei prin topire parțială, conform celor sugerate de Peccerillo și Taylor (1976).

2. În cadrul grupului C_2 se separă o parte de produse caracterizate printr-un proces slab de fracționare a clinopiroxenilor și o altă parte puternic diferențiată (andezite cu hornblendă și piroxeni) ce ar rezulta prin cristalizarea fracționată a olivinei, clinopiroxenului și a zirconului.

3. Produsele grupării C_3 indică procese slabe de diferențiere *in situ* prin acumularea piroxenilor și concentrarea lichidelor reziduale mai acide.

Se apreciază condiții de derivare a celor trei grupări din magme parentale distincte, în condiții de presiune relativ ridicată.

Recurența de produse oarecum similare pe același areal (andezite și diorite piroxenice) arată posibilitatea unei repetări a fenomenului de generare a magmelor prin topire parțială posibil influențată și de schimbarea în timp a compoziției plăcii descendente.

Compararea rocilor din caldera Călimani cu serii magmatice generate în condiții de subducție arată că avem de-a face cu magme de compoziție tipic calco-alcalină, ce au caracteristici specifice pentru fiecare dintre cele trei grupări succesive (C_1, C_2, C_3).

Conținutul în elemente minore Ni, Co, Cr, V, Sr indică similitudini geochimice cu andezitele tipice de arc insular (Boccaletti et al., 1973; Peccerillo, Taylor, 1976). Ba, La, Pb indică pentru primii termeni ai grupărilor similitudini cu andezitele de arc insular iar pentru termenii extremi (mai ales la grupările C_1, C_3) similitudini cu andezitele din margini continentale. Se pare că grosimea litosferei pe care se dezvoltă arcul vulcanic are un rol important în desemnarea caracterelor tipurilor de magme (Miyashiro, 1974). Deși vulcanismul din Călimani a evoluat pe un fundament de tip continental, grosimea acestuia pînă la discontinuitatea Moho nu a fost mai mare de 30—40 km (Rădulescu et al., 1976), comparabilă cu cea din arcurile insulare Kurile, Indonezian, ceea ce ar putea explica ponderea mare a afinității elementelor minore ale rocilor din regiune cu cele provenite din arcuri insulare.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Mureşan Georgeta, Peltz S., Sărdulescu M. (1968) Notă explicativă— Harta geologică a României, scara 1 : 200.000, foaia Topliţa, Bucureşti.

Andriambololona R., Dupuy C. (1978) Repartition et comportement des éléments de transition dans les roches volcaniques. I. Cuivre et zinc. *B.R.G.M.* Section II, nr. 2.

Athanasiu S. (1898) Studii geologice în districtul Suceava. *Bul. soc. de ştiinţe. An. II*, 1, Bucureşti.

Balintoni I. (1970) Date şi idei noi în legătură cu geneza zăcămîntului de sulf din munţii Călimani şi cu fenomenele geologice din terenurile adiacente zăcămîntului. *D.S. Inst. Geol.* LV/2, p. 5—21, Bucureşti.

Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A., Peltz S. (1973) Young volcanism in the Călimani—Harghita mountains (East Carpathians) : evidence of a paleoseismic zone. *Tectonophysics*, 19, p. 299—313, Amsterdam.

Cosma S., Teodoru I., Teodoru Camelia (1964) Contribuţii la cunoaşterea geologiei munţilor Călimani de nord şi Bîrgău de sud. *D.S. Com. Geol.*, L/2, Bucureşti.

Hauer Fr., Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Viena.

Herbich Fr. (1873) Zur Verbreitung der Eruptivgesteine Siebenbürgens. Cluj.

Jakeš P., Gill J. B. (1970) Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 9, Amsterdam.

— White A. J. R. (1972) Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 83, 1.

Mertzman Jr. S. A. (1977) The petrology and geochemistry of the Medicine Lake Volcano-California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 3, Heidelberg.

Miyashiro A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 247, p. 321—355.

Nichita O. (1935) Étude petrographique et chimique de la région des Vallées Neagra et Haitii de massif des monts Călimani, depart. Cîmpulung. *Ann. Sci. Univ. Jassy*, XX, Jassy.

Nockolds S. P., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. *Geoch. et cosmoch. Acta*, 4, p. 105—142, London.

Peccerillo A., Taylor S. R. (1976) Geochemistry of Eocen Calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrology*, 58, 1, Heidelberg.

— Taylor S. R. (1976) Rare earth elements in East Carpathian volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 32, p. 121—126, Amsterdam.

Peltz S., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa, Vasilescu Al. (1974) Geochemistry of Volcanic Rocks from the Călimani, Gurghiu — and Harghita Mountains (major and trace elements). *An. Inst. Geol.*, XLII, p. 339—393, Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia, Bratosin Irina (1972) Petrologia rocilor bazaltice plio-cuaternare din Romania. *An. Inst., Geol.*, XXXIX, p. 111—170, Bucureşti.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1972) Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice neogene din Carpaţii Orientali. *An. Inst. Geol.*, XXXIX, Bucureşti.

— (1969) Studiul petrografic al părţii de sud-est a munţilor Călimani. *St. tehn. econ.*, I/4, Bucureşti.

Pošepny F. (1867) Das Schwefelvorkommen aus Kiliman. *Verh. d.k.k. geol. R.A.*, XVII, Wien.

Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Munţilor Gurghiu. *An. Com. Stat Geol.*, XXXIII, Bucureşti.

— Borcoş M. (1968) Vedere de ansamblu asupra desfăşurării vulcanismului neogen în Romania. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI, Bucureşti.

— (1973) The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, p. 155—161, Amsterdam.

— Peltz S., Stanciu Constantina (1973) Neogene volcanism in the East Carpathians (Călimani— Gurghiu— Harghita). *Guide to excursion 2 AB-Symposium volcanism and metallogenesis*, Bucharest.

— (1974) Unele observaţii asupra magmatismului alpin din teritoriul carpatic. *D.S. Inst. Geol.*, LX, p. 105—117, Bucureşti.

— Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian Al. (1976) Structure de la croûte terrestre en Roumanie — essai d'interpretation des études sismique profonds. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, L, p. 5—37, Bucureşti.

Richthofen Fr., Hauer Fr. (1860) Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trahitgebirgen. *Jahrb. k.k. geol. R.A.*, XI, Wien.

Stanciu Constantina, Medeşan Alexandrina (1971 a) Argilizarea hidrotermală asociată depozitelor de sulf din caldera Călimani. *Stud. cerc. geol. geofiz., seria geol.*, 16/1, Bucureşti.

— Medeşan Alexandrina (1971 b) Geochimia proceselor de transformare, mineralizare în zăcămîntul de sulf nativ din caldera Călimani. *Stud. cerc. geol. geofiz., seria geol.*, 16/2, Bucureşti.

Streckeisen A. (1967) Classification and nomenclature of Igneous Rocks. *N.J. Miner. Abh.*, 107, 2—3, p. 144—240.

— (1979) Classification and nomenclature of volcanic rocks; lamprophyres carbonatites and melilitic rocks. Recommendation and suggestions of the IUGS. Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7, p. 331—335.

— Le Maitre R. W. (1979) A chemical aproximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 136/2, p. 169—206.

Suceavă M., Fotopolos S. (1970) Prospecţiuni gravimetrice în Munţii Călimani. *St. tehn. econ.*, D/7, Bucureşti.

Taylor S. R. (1969) Trace element chemistry of andesites, and asociated calc-alcaline rocks. *Proc. Andesite Conference. Oregon Dept. Geol. Min. Res. Bull.*, 5,6, p. 43—61, Oregon.

Teodoru I., Teodoru Camelia (1965) Faciesuri de metamorfism hidrotermal în caldera munţilor Călimani. *D.S. Com. Geol.*, LII/1, Bucureşti.

Török Z. (1956) Probleme teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud. cerc. geol. geogr.*, VII/1—4, Cluj.

— (1953) Ridicări geologice efectuate în masivul eruptiv al Călimanilor. *D.S. Com. Geol.*, XXXVII (1949—1950), Bucureşti.

Treiber I. (1956) Hematita din Munţii Călimani. *Stud. cerc. geol. geogr.*, VII/1—4, Cluj.

Williams H., Mc. Birney A. (1968) An investigation of volcanic depression: Part. I. Geologic and Geophisical Features of Calderas. Manned Spacecraft Center Huston, Texas.

CONTRIBUTIONS À L'ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DE LA CALDEIRA CĂLIMANI

(Résumé)

Cette étude envisage une image nouvelle sur l'évolution volcanique de la caldeira Călimani. Pour cela, on a eu en vue l'étude des caractères pétrographiques et chimiques des magmatites de la région.

Caractérisation géologique et volcanologique

La région investiguée se trouve au nord de la chaîne éruptive des Călimani — Gurghiu — Harghita, la partie la plus méridionale de la zone volcanique néogène des Carpates.

La caldeira Călimani représente l'un des édifices les plus importants de la chaîne éruptive des Carpates (à contour semi-circulaire au diamètre d'environ 10 km) appartenant au compartiment supérieur de la structure volcanique de cette région-là (R ă d u l e s c u et al., 1964).

Selon les critères volcanologiques et pétrographiques, les processus volcaniques se déroulent comme il suit :

I. *Le stade strato olcanique*

— Le sous-stade explosif de pré-caldeira est représenté par un grand nombre de pyroclastites grossières, aux intercalations minces de lave (généralement de l'ordre des mètres), au nord-ouest de l'édifice. Du point de vue pétrographique, on rencontre des andésites basaltiques, des andésites pyroxéniques et des andésites à hornblende et pyroxènes.

— Le sous-stade effusif de pré-caldeira est représenté par des écoulements de lave épais aux intercalations minces des pyroclastites, affleurant à l'extérieur de l'édifice, surtout vers l'est et sud, en partant des centres d'éruption Căliman Cerbuc, Călimau Izvor, Voevodeasa, Reţitiş, Pietrosul. Pétrographiquement, on reconnaît des andésites pyroxéniques à hornblende intermittente.

Vers la fin de ce sous-stade apparaît le collapsus, ses effets étant démontrés par le contour semi-circulaire continu et les parois abruptes vers l'intérieur (40—60°), où on distingue les nappes de lave nettement coupées. On considère que le collapsus s'est produit à la suite d'une pression diminuée du réservoir magmatique de plusieurs centres d'émission conjugués après la dislocation d'une grande quantité de magma fluide.

— Le sous-stade effusif-explosif de post-caldeira est représenté par une activité restreinte à l'intérieur de la caldeira. On rencontre des écoulements de lave, des pyroclastites et des intrusions. On a délimité les centres prépondérent explosifs (les cimes Negoiul Românesc et Iancului) et les centres prépondérent effusifs, à l'intérieur de la caldeira. Pétrographiquement, on reconnaît des andésites pyroxéniques basaltoïdes, des andésites pyroxéniques, des andésites à hornblende et pyroxènes.

II. *Le stade intrusif*

L'activité éruptive continue par l'intrusion d'un grand stock allongé vers le NO—SE, qui se trouve au centre de la caldeira, étant long d'environ 7 km et large de 0,5—1 km. Du point de vue pétrographique il est représenté par des monzodiorites et diorites. Une auréole

de contact thérmique (le faciès des cornéennes aux amphiboles) est générée au contact avec les produits du stade stratovolcanique.

Ultérieurement, le corps de micromonzodiorites quartzifères porphyriques de la cime Izvorul Haitei est traversé, lui aussi, par le corps et le dyke d'andésites pyroxéniques à hornblende, biotite et quartz (la vallée de Neagra).

III. *Le stade effusif (final)*

Ce stade appartient aux laves visqueuses au degré de dégazéification très élevé, qui engendrent l'apparition du dôme extrusif au cime Pietricelul (andésites à biotite, hornblende et quartz). Ce moment effusif-là, très court, achève l'activité liée à l'évolution de la caldeira Călimani.

Caractérisation pétrographique

A l'intérieur du complexe volcanique de l'aire de la caldeira Călimani, on a identifié les types et variétés pétrographiques suivants :

1. andésites pyroxéniques
2. andésites et microdiorites à hornblende et pyroxènes
3. andésites pyroxéniques basaltoïdes
4. monzodiorites, diorites
5. micromonzodiorites quartzifères porphyriques
6. andésites pyroxéniques à hornblende, biotite et quartz
7. andésites à biotite, hornblende et quartz.

Les andésites pyroxéniques représentent le pétrotype principal qui participe à la constitution de la structure volcanique (le stade stratovolcanique). Elles consistent en phénocristaux de plagioclase (50—60 % An), augite, hypersthène (très rarement hornblende et olivine), englobés dans une masse fondamentale hialopilitique ou pilotaxitique.

Les andésites à hornblende et pyroxènes ont été rencontrées plus rarement comme éléments indépendants dans le sous-stade explosif de pré-caldeira. Elles appartiennent surtout au sous-stade effusif-explosif de post-caldeira où elles forment des laves, pyroclastites ou intrusions mineures. Les minéraux principaux qui apparaissent comme phénocristaux sont les plagioclases (35—52 % An), la hornblende, le hypersthène et l'augite.

La hornblende est représentée par une variété brune c/Ng = 8—15°, rarement verte c/Ng = 14—20°. Les contours des cristaux de hornblende sont opacitisés, jusqu'à leur remplacement total avec des oxides de fer. Parfois, entre la zone d'opacisation et le noyau interne s'interpose une zone à biotite.

Les andésites pyroxéniques basaltoïdes appartiennent au sous-stade effusif-explosif de post-caldeira. Elles apparaissent à l'intérieur de la caldeira dans sa partie occidentale. Les phénocristaux consistent surtout en plagioclases (54—66 % An) qui forment des aggrégats en croix ou en étoile, en augite qui forme des aggrégats de plusieurs membres et en hypersthène.

Les monzodiorites et les diorites représentent les types pétrographiques qui participent à la constitution du stock intrusif à l'intérieur de la caldeira (le stade intrusif). Du point de vue structural-pétrographique, on a distingué des : monzodiorites, diorites, micromonzodiorites, micromonzodiorites porphyriques, microdiorites porphyriques. La dénomination des roches est faite selon le diagramme *QAP* (Streckeisen, 1967).

Les minéraux suivants participent à la composition des roches : les plagioclases (42—56 % An), le hypersthène, l'augite, la biotite, la hornblende, le feldspath potassique (orthosoas) et le quartz.

La masse des roches sous-volcaniques-monzodioritiques contient des aplites, qui apparaissent comme filonnets aux épaisseurs centimétriques. Ceux-ci représentent des différenciés magmatiques tardifs, à composition granitique-granodioritique.

Les andésites pyroxéniques à hornblende, biotite et quartz forment deux intrusions mineures (dyke, corps) à la zone de confluence entre le ruisseau Iancu et la vallée Neagra, qui traversent les roches sous-volcaniques monzodioritiques. Dans la masse fondamentale microgranulaire, on distingue des phénocristaux et microphénocristaux de plagioclase (36—50 % An), hypersthène, augite, hornblende, biotite et quartz.

L'andésite à biotite, hornblende et quartz se trouve sur une aire restreinte vis-à-vis de la cime Pietricelul et représente les seuls produits du stade effusif final. Les phénocristaux et les microphénocristaux consistent en plagioclases, biotite, hornblende, hypersthène, augite, olivine et quartz renfermés dans une masse fondamentale vitreuse, parfois micrograniaire.

Processus de métamorphisme magmatique corrélés avec l'intrusion des roches monzodioritiques

On distingue des produits du métamorphisme thermique, du métamorphisme métasomatique et du métamorphisme métasomatique hydrothermal.

Les investigations en terrain ont révélé l'existence d'une auréole de contact thermique, dans la zone de contact entre les roches intrusives monzodioritiques et les andésites pyroxéniques de ce périmètre-là. La zone de contact est large de 15—50 m, quelquefois 100 m. On a distingué les suivantes associations minéralogiques de néoformation :

— andésine + diopside
— andésine + diopside + biotite
— andésine + diopside + hornblende + biotite.

Les principaux minéraux de néoformation sont représentés par de petits grains de pyroxènes (0,05—0,8 mm) du type diopside-hedenbergite. L'association minéralogique indique le faciès des cornéennes aux amphiboles.

Sur les fissures et dans les creux, dans la zone de contact thermique, on recontre de l'andradite associé spatiellement à l'épidote, la pyrite, le quartz et le calcite. Dans la partie sud-est du stock intrusif, les processus hydrométasomatiques ont une distribution successive, superposée dans les zones suivantes : la zone à l'albite, la zone à biotite, la zone à l'actinolite, la zone argilique et la zone au quartz, séricite et tourmaline.

Caractérisation pétrochimique et géochimique

L'étude de la composition chimique d'un nombre de 36 roches représentant les pétrotypes principaux de la caldeira Călimani, envisage la classification pétrochimique des roches, les processus de différentiation par cristallisation fractionnée des magmas d'origine, en fonction de leur appartenance aux différents moments d'éruption.

La comparaison entre la diagnose pétrographique et celle pétrochimique est faite suivant les diagrammes *QAP* de S t r e c k e i s e n (1967) et le diagramme SiO_2/K_2O de P e c c e r i l l o et T a y l o r (1976).

On note, généralement, un accord entre les données pétrographiques et celles pétrochimiques, aussi que la préférence pour la diagnose pétrographique au lieu de la dénomination de roches.

Suivant la variation des principaux oxides % (K_2O, $K_2O + Na_2O$, $Fe_2O_3 + FeO$, CaO, MgO) en fonction de la teneur en SiO_2 %, en tenant compte de la succession du volcanisme dans cette région-là, on constate qu'on peut séparer trois groupes principaux de roches, à distribution pétrochimique caractéristique.

— Le groupe C_1 est représenté par les produits du stade stratovolcanique de pré-caldeira, les sous-stades explosif et effusif (SiO_2% = 51,90—61,07).

— Le groupe C_2 représente les produits du stade stratovolcanique, le sous-stade effusif-explosif post-caldeira (SiO_2% = 51,45—61,97).

— Le groupe C_3 contient les produits du stade intrusif (SiO_2% = 53,87—63).

Les deux échantillons analysés des andésites à biotite, hornblende et quartz appartenant au stade effusif final entrent en discussion sans être considérés comme un groupe indépendant.

L'abondance en éléments en trace des roches de la région est caractéristique pour les séries calco-alcalines générées en conditions de subduction (T a y l o r, 1969 ; J̌ a k e s, G i l l, 1970 ; J̌ a k e s W h i t e, 1972).

La distribution des éléments en trace en fonction du fer revèle que :

— Ba, La, Pb des éléments riches en SiO_2% et K_2O% présentent des affinités avec les séries calco-alcalines des marges continentales, tandis que pour les éléments qui manquent de SiO_2 et K_2O% les affinités envisagent les séries calco-alcalines des arcs insulaires.

— Le strontium varie en fonction de SiO_2, montrant des affinités pour les séries calco-alcalines d'arc insulaire.

— Le rapport La/Yb, Ni, Co, Cr, Cu, Zn indique aussi des affinités avec les séries calco-alcalines d'arc insulaire.

Les données pétrochimiques et géochimiques indiquent des traits caractéristiques aux trois groupes (C_1, C_2, C_3) qui renforcent les descriptions volcanologiques.

1. Les produits du stade stratovolcanique (les sous-stades explosif et effusif de pré-caldeira — représenté par le groupe C_1) sont le résultat de l'accumulation du clinopyroxène au stade résiduel ; les produits riches en K_2O se sont formés à la suite de la division du grenat au moment de la génération du magma par la fusion partielle, suivant l'interprétation de P e c c e r i l l o et T a y l o r (1976).

2. A l'intérieur du groupe C_2, on distingue d'une part les produits caractérisés par une différentiation faible des clinopyroxènes et d'autre part les produits intensément différenciés (andésites à hornblende et pyroxènes), résultés de la cristallisation fractionnée de l'olivine, clinopyroxène et zircon.

3. Les produits du groupe C_3 indiquent de faibles processus de différentiation *in situ* par l'accumulation des pyroxènes et la concentration des liquides résiduels plus acides.

On considère que les trois groupes sont dérivés des magmas parentales distinctes, dans des conditions de préssion relativement haute.

La récurrence des produits plus ou moins similaires sur le même aréal (andésites et diorites pyroxéniques) démontre l'existence d'un phénomène répété de génération des magmas par fusion partielle, influencé aussi par le changement en temps de la composition de la plaque descendante.

L'épaisseur de la lithosphère, où se développe l'arc volcanique, semble jouer un rôle important pour la désignation des caractéristiques des types de magma (M i y a s h i r o, 1974). Quoique le volcanisme des Călimani ait évolué sur un fondement continental, son épaisseur jusqu'à la discontinuité de Moho n'excédait pas 30—40 km (R ă d u l e s c u et al., 1976) ; cette épaisseur peut être comparée à celle des arcs insulaires Kurile et Indonésien, ce qui explique le poids levé de l'affinité entre les éléments en trace des roches de la région et ceux provenus des arcs insulaires.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la partie centrale de la caldeira Călimani — échelle 1 : 25.000.

1, alluvions ; 2, andésites à biotite, hornblende et quartz ; 3a, monzodiorites, diorites ; 3b, micromonzodiorites quartzifères porphyriques ; 3c, andésites pyroxéniques à hornblende, biotite et quartz ; 4a, andésites pyroxéniques basaltoïdes ; 4b, andésites pyroxéniques ; 4c, andésites, microdiorites à hornblende et pyroxènes ; 5, andésites pyroxéniques ± hornblende ; 6a, andésites basaltiques ; 6b, andésites pyroxéniques ; 6c, andésites à hornblende et pyroxènes. Métamorphisme thérmique : 7, cornéennes à pyroxènes ± amphiboles ± biotite ; 8, dépôts de zéolites ; 9, zones de changement métasomatique associées aux sous-volcanites : a, zone à quartz + séricite + tourmaline ; b, zone argilique ; c, zone à l'actinolite ; d, zone à biotite ; e, zone à l'albite. Transformations post-volcaniques de l'aire des accumulations de soufre : 10, silicifiation, argilisation, chloritisation. Transformations post-volcaniques à l'intérieur de la caldeira : 11a, argilisations ; 11b, chloritisations ; 11c, propilitisations ; 12a, pyroclastites grossières ; 12b, pyroclastites intermédiaires et fines ; 13a, laves et pyroclastites non-différenciées ; 13b, laves ; 14a, corps intrusifs ; 14b, dome extrusif ; 15, stock intrusif : a, varietés fines granulaires (porphyriques ou équigranulaires) ; b, variétés moyennes granulaires (porphyriques ou équigranulaires) ; 16, brèches volcano-tectoniques ; 17, limite cratériale ; 18, centres d'éruption de pré-caldeira ; 19, centres d'éruption de post-caldeira ; 20, coupe géologique ; 21, fractures ; 22, contour topographique de la caldeira volcanique ; 23, directions des écoulements de lave ; 24, forage structural accompli.

Planche II

Fig. 1. — Micromonzodiorit porfiric. Fenocristal de plagioclaz (Plg) într-o masă echigranulară; valea Dumitrelul. Nic. + ; × 20.

Micromonzodiorite porphyrique. Phénocristal de plagioclase (Plg) dans une masse équigranulaire ; la vallée Dumitrelul. Nic. + ; × 20.

Fig. 2. — Monzodiorit. Feldspat potasic (Fk) și cuarț (Q) interstițiale; cristale de plagioclaz (Plg) ; valea Dumitrelul, Nic + ; ×20.

Monzodiorite. Feldspath potassique (Fk) et quartz (Q) interstitiaux; des cristaux de plagioclase (Plg) ; la vallée Dumitrelul, Nic + ; × 20.

Fig. 3. — Aplit granitic. Structură micrografică între feldspat potasic (Fk) și cuarț (Q). Foraj 26168. Nic. + ; × 40.

Aplite granitique. Structure micrographique entre le feldspath potassique (Fk) et le quartz (Q). Forage 26168. Nic. + ; × 40.

Fig. 4. — Micromonzodiorit porfiric. Structură granofirică; valea Neagra. Nic. + ; × 50. Micromonzodiorite porphyrique. Structure granophyrique ; vallée de Neagra. Nic. + ; × 50.

Planche III

Fig. 1. — Andezit piroxenic. Cristale idiomorfe de augit (Au), hipersten (Hy) și plagioclaz (Plg) într-o masă fundamentală sticloasă ; vîrful Negoiul Romănesc. Nic. + ; × 20.

Andésite pyroxénique. Cristaux idiomorphes d'augite (Au), hypersthène (Hy) et plagioclase (Plg) dans une masse fondamentale vitreuse ; la cîme Negoiul Românesc. Nic. + ; × 20.

Fig. 2. — Andezit piroxenic. Cristale idiomorfe de plagioclaz (Plg) și augit (Au) într-o masă fundamentală microlitică orientată. Creasta Pietrosul. Nic. II ; × 25.

Andésite pyroxénique. Cristaux idiomorphes de plagioclase (Plg) et augite (Au) dans une masse fondamentale microlitique orientée. La crête Pietrosul. Nic. II ; × 25.

Fig. 3. — Andezit cu hornblendă și piroxeni. Cristale idiomorfe de hornblendă opacitizată (Hb) și piroxeni într-o masă fundamentală fin granulară, slab orientată. Valea Negoiului. Nic. + ; × 20.

Andésite à hornblende et pyroxènes. Cristaux idiomorphes de hornblende opacitisée (Hb) et pyroxènes dans une masse fondamentale fine granulaire, peu orientée. La vallée Negoiului. Nic. + ; × 20.

Fig. 4. — Andezit piroxenic bazaltoid. Agregate de cristale idiomorfe de plagioclaz (Plg) dispuse în cruce ; valea Dumitrelul Mic. Nic. + ; × 25.

Andésite pyroxénique basaltoïde, Aggrégats de cristaux idiomorphes de plagioclase (Plg) disposés en croix ; la vallée Dumitrelul Mic. Nic. + ; × 25.

Planche IV

Fig. 1. — Andezit piroxenic cu hornblendă, biotit și cuarț. Cristale idiomorfe de plagioclazi (Plg), hipersten (Hy) și cuarț corodat (Q) într-o masă fundamentală microgranulară ; valea Neagra. Nic. + ; × 20.

Andésite pyroxénique à hornblende, biotite et quartz, Cristaux idiomorphes de plagioclases (Plg), hypersthène (Hy) et quartz corrodé (Q) dans une masse fondamentale microgranulaire ; la vallée de Neagra. Nic. + ; × 20.

Fig. 2. — Andezit cu biotit, hornblendă și cuarț. Cristal de plagioclaz cu aspect alterat (Plg) în interior și microfenocristale de hipersten (Hy), hornblendă (Hb) și biotit (Bi) într-o masă fundamentală microgranulară ; vîrful Pietricelul. Nic. II ; × 25.

Andésite à biotite, hornblende et quartz, Cristal de plagioclase altéré (Plg) à l'intérieur et microphénocristaux de hypersthène (Hy), hornblende (Hb) et biotite (Bi) dans une masse fondamentale microgranulaire ; la cîme Pietricelul. Nic. II ; × 25.

Fig. 3. — Corneană cu diopsid și biotit. Microcristale de diopsid și biotit pseudomorfozează un piroxen inițial și sînt răspîndite și în masa fundamentală. Creasta Iancului. Nic. II ; × 50.

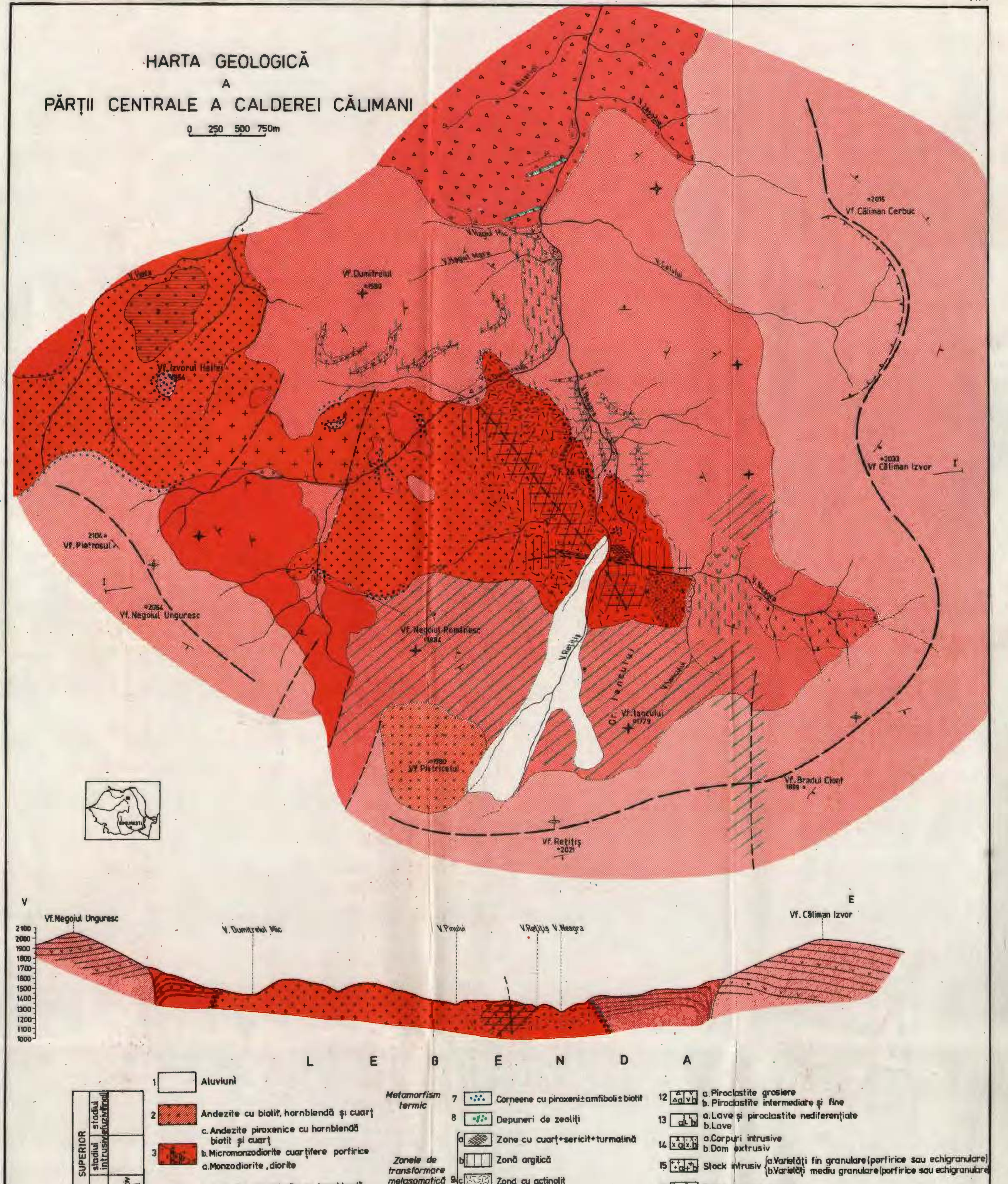
Cornéenne à diopside et biotite. Microcristaux de diopside et biotite qui pseudomorphosent un pyroxène initial étant répandus dans la masse fondamentale. La crête Iancului. Nic. II ; × 50.

Fig. 4. — Corneană cu diopsid, hornblendă și biotit Structură granoblastică în care apar agregate de hornblendă (Hb), microcristale de diopsid (Di) și biotit (Bi) ; valea Dumitrelul. Nic. II ; × 50.

Cornéenne à diopside, hornblende et biotite. Structure granoblastique contenant des aggrégats de hornblende (Hb), microcristaux de diopside (Di) et biotite (Bi) ; la vallée Dumitrelul. Nic. II ; × 50.

HARTA GEOLOGICĂ A PĂRŢII CENTRALE A CALDEREI CĂLIMANI

0 250 500 750m



L E G E N D A

COMPARTIMENTUL VULCANIC SUPERIOR

- Stadiul intrusiv / stadiul efuziv final
- Stadiul stratovulcanic: substadiul efuziv-exploziv postcalderă; substadiul efuziv precalderă; substadiul exploziv precalderă

1. Aluviuni
2. Andezite cu biotit, hornblendă şi cuarţ
3. c. Andezite piroxenice cu hornblendă biotit şi cuarţ; b. Micromonzodiorite cuarţifere porfirice; a. Monzodiorite, diorite
4. c. Andezite microdiorite cu hornblendă şi piroxeni; b. Andezite piroxenice; a. Andezite piroxenice bazaltoide
5. Andezite piroxenice± hornblendă
6. c. Andezite cu hornblendă şi piroxeni; b. Andezite piroxenice; a. Andezite bazaltice

Metamorfism termic

7. Corneene cu piroxeni±amfiboli±biotit
8. Depuneri de zeoliţi

Zonele de transformare metasomatică asociate subvulcanitelor

9. a. Zone cu cuarţ+sericit+turmalină; b. Zonă argilică; c. Zonă cu actinolit; d. Zona cu biotit; e. Zona cu albit

Transformări postvulcanice din aria acumulărilor de sulf

10. Silicifiere, argilizare, cloritizare

Transformări postvulcanice din interiorul calderei

11. a. Argilizări; b. Cloritizări; c. Propilitizări

12. a. Piroclastite grosiere; b. Piroclastite intermediare şi fine
13. a. Lave şi piroclastite nediferenţiate; b. Lave
14. a. Corpuri intrusive; b. Dom extrusiv
15. Stock intrusiv (a. Varietăţi fin granulare (porfirice sau echigranulare); b. Varietăţi mediu granulare (porfirice sau echigranulare))
16. Brecii vulcano-tectonice
17. Limită de crater
18. Centre de erupţie precalderă
19. Centre de erupţie postcalderă
20. Secţiune geologică
21. Fracturi
22. Conturul topografic al calderei vulcanice
23. Direcţiile curgerilor de lave
24. Foraj structural executat (F 26/165)

1124577

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). Pag. 127 — 146

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

STRUCTURA ERUPTIVĂ DE LA MĂDĂRAŞUL MARE DIN PARTEA CENTRALĂ A MUNŢILOR HARGHITA[1]

DE

CONSTANTINA STANCIU[2]

Neogene volcanism. Stratovolcano. Eruptive structure. Andesites. Microdiorites. Calc-alkaline magmatism. Post-magmatic alteration. Cu—Mo alteration of porphyry type. Hg. East Carpathians. New eruptive. Harghita.

Sommaire

La structure éruptive de Mădăraşul Mare, de la partie centrale des Monts Harghita. Cette étude a comme objet la structure éruptive andésitique de Mădăraşul Mare des Monts Harghita où on rencontre les produits du volcanisme néogène calco-alcalin. Il y en a un stratovolcan (andésites aux pyroxènes et/ou amphiboles) percé par des microdiorites (associées à l'andésite d'injection, la brèche intrusive et le granophyre), dont le produit final est représenté par les laves d'andésite aux pyroxènes. Les microdiorites ont contrôlé une altération post-magmatique et une minéralisation de Cu—Mo du type porphyry. Une activité hydrothermale distincte s'est manifestée ultérieurement près de la surface, autour de certaines fractures à Hg.

1. Introducere

Regiunea la care ne referim se localizează în partea axială a Harghitei centrale, la izvoarele văilor Mădăraşul Mare şi Ivo, unde este cunoscută o structură vulcanică andezitică. Pe considerente regionale (Rădulescu et al., 1964) ea aparţine compartimentului superior, stratovulcanic şi este aşezată peste platoul vulcano-sedimentar — compartimentul inferior.

---

[1] Predată la 21 mai 1980, acceptată pentru publicare la 27 mai 1980, comunicată în şedinţa din 30 mai 1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

Timp de mai mulţi ani, regiunea Mădăraşul Mare a constituit obiectivul unui program de explorare preliminară care a căutat să elucideze, care este potenţialul economic al acestei zone în ceea ce priveşte cinabrul, substanţă cunoscută din secolul trecut, fiind bine vizibilă la suprafaţă. În acest scop au fost executate galerii (VII, VIII şi IX) şi foraje de 300 m adîncime (F.1, 9, 10, 11, 12, 13, 14).

O primă observare asupra acestor lucrări, pe care am efectuat-o în 1975 [3] a prilejuit atît constatarea că mineralizaţia de cinabru trebuie cercetată într-o arie mult mai restrînsă, dar mai ales identificarea unor elemente structurale, eruptive şi de alterare-metalizare cu totul inedite în regiune şi deosebit de semnificative prin similitudinea cu numeroase aspecte caracteristice zonelor în care se dezvoltă alteraţii şi mineralizaţii diseminate de Cu—Mo, tip „porphyry''. Aceasta a condus la elaborarea unei noi ipoteze de lucru care a stat la baza programului de execuţie minieră, începînd din anul 1976 (Stanciu et al.) [4], care a fost dirijat spre zonele cu elemente noi.

În această lucrare sînt prezentate într-un cadru general datele de cunoaştere noi, procurate de cercetarea petrografică şi mineralogică care împreună cu cea geochimică, încă nu s-a încheiat (Stanciu et al., 1978—1980) [5]; numai anumite aspecte de detaliu sînt aduse în discuţie pentru argumentarea unor situaţii deosebite.

2. Alte cercetări

Vreme îndelungată, activitatea geologică din regiune a fost aproape în întregime concentrată asupra cinabrului.

Prima menţiune despre existenţa unei mineralizaţii de cinabru se găseşte în lucrarea monografică întocmită în 1855 de Akner [6].

În 1948 Şt. Ghika-Budeşti [7] a executat o prospecţiune regională a ivirilor de fier, mercur şi caolinit din munţii Harghita.

C. Gheorghiu (1953) [8] avansează investigările, propunînd lucrări miniere de cercetare a mercurului în zona Mădăraşul Mare şi presupune că există o compartimentare tectonică în blocuri.

Lucia Tănăsescu (1961) [9] prelungeşte cercetarea cu studiile mineralogice, referindu-se în special la produsele de alterare asociate mineralizaţiei de cinabru, a cărui formare este controlată de fisuri şi falii.

[3,4,5] Arh. IGG, Bucureşti.

S-au executat foraje de 650 m (F. 16, 17, 18, 19) şi 300 m adîncime, din subteran (F.2 şi 3 din gal. VIII), şi lucrări miniere (gal. XI şi extindere gal. VIII); concomitent s-a continuat şi cercetarea în adîncime a zonei cu cinabru prin gal. X (la 50 m adîncime de gal. VII) şi forajul 15 (de 650 m adîncime). Se prevede şi executarea unui foraj structural.

[6] Lucrarea este citată într-un proiect geologic întocmit de C. Dinu et al., 1973; Arh. IPEG—Harghita.

[7,8,9] Arh. IGG, Bucureşti.

Într-o lucrare de ansamblu privind cunoaşterea structurii geologice a părţii centrale a munţilor Harghita [10], apărută în 1965, R ă d u l e s c u prezintă o interpretare nouă evidenţiind un complex inferior piroclastic în bază (paralelizat cu secvenţele piroclastice din complexul vulcano-sedimentar) şi mai multe aparate vulcanice andezitice, în loc de unul singur cum era figurat anterior.

Pe harta geologică 1 : 200.000 (foaia Odorhei) V a s i l e s c u (1968) a consemnat un singur tip de andezit, cu piroxeni, care formează curgeri importante şi marchează stingerea activităţii vulcanice.

Date suplimentare substanţiale pentru zona Mădăraşul Mare şi cea învecinată de la Ivo au apărut recent în două rapoarte de sinteză, pentru substanţele utile din munţii Harghita, elaborate de M. S e t e l et al. (1973, 1974) [11]. Urmărind harta geologică 1 : 50.000 din figură, sînt de semnalat următoarele rezultate: existenţa unei structuri vulcanice de tip calderă, cu o largă depresiune, delimitată de Muntele Mic, Muntele Porcul, Piatra Cioplită, Căciula Bradului (bazinul de recepţie al văilor Mădăraşul Mare şi Ivo). La alcătuirea structurii participă andezite cu piroxeni şi hornblendă, care apar cu precădere în interiorul calderei, şi andezite cu piroxeni, mai tinere, mult extinse la exterior (lave dominante şi cu totul subordonat piroclastite; roci halocristale reduse); în text, sînt sesizate două intervale de microdiorite interceptate de gal. VII şi F.30.

Structura eruptivă este traversată de două fracturi principale, cu direcţii NNE şi VNV care se intersectează în interiorul calderei. O arie de alterare hidrotermală cu iviri de cinabru şi izvoare minerale se dezvoltă în partea depresionară; dezvoltarea ei pare a fi sub controlul fracturilor amintite. Lucrările de cercetare minieră recomandate de autori — foraje de 300 m, de 650 m şi unul de 1500 m — vizează cinabrul în extindere şi eventuale mineralizaţii auro-argentifere şi polimetalice.

În anul următor, N. B o t á r (1975) [12] a prezentat harta zonei Mădăraşul Mare, scara 1: 5000, cu aceeaşi alcătuire petrografică şi detalii în aria hidrotermală, separînd roci argilizate, situate spre exterior şi roci silicifiate, la interior. Am anexat această hartă (pl. I), prezentului articol pentru localizarea lucrărilor miniere şi de foraje, renunţînd la delimitarea cartografică a produselor de alterare hidrotermală, făcută de B o t á r.

Există un important volum de date geofizice pe care se sprijină multe dintre observaţiile geologice obţinute. Sursele de informaţii provin din: prospecţiunile gravimetrice de detaliu (M. S u c e a v ă şi A. P r o c a, 1967) [13]; prospecţiunile gravimetrice, magnetometrice şi electrometrice de mare detaliu (D. H a n i c h şi E l e n a H a n i c h, 1972 [14]; L. P o d o l e a n u, A. P ă d u r e ţ, V. P r u n ă, 1976) [15]; teza de doctorat privind anomaliile gravimetrice din munţii Harghita de P r o c a

[10] Zona care ne interesează se situează în imediata vecinătate a regiunii cercetate de R ă d u l e s c u.

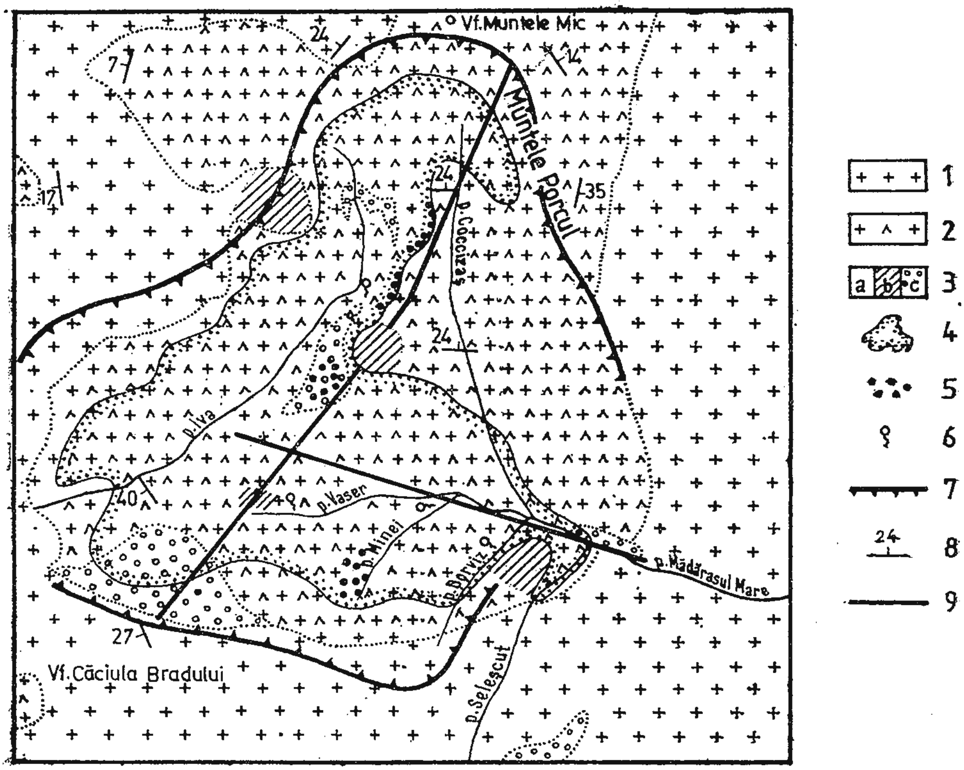
[11] Arh. IGPSMS, Bucureşti.

[12] Arh. IPEG, Harghita.

[13,14,15] Arh. IGPSMS, Bucureşti.

(1979)[16] și schița regională a anomaliilor gravimetrice de S u c e a v ă (1980)[17].

N. I t t u (1975)[18] a efectuat măsurători de susceptibilitate magnetică, asupra carotelor, concomitent cu primele observații geologice făcute de autorul acestei lucrări.



Harta geologică a regiunii pîrîul Ivo — pîrîul Cocoizaș — pîrîul Minei (bazinul superior al văii Mădărașul Mare) (după S e t e l et al., 1974).

1, andezite cu piroxeni ; 2, andezite cu piroxeni și hornblendă ; 3a, lave ; 3b, roci holocristaline ; 3c, aglomerate ; 4, arie cu transformări hidrotermale ; 5, iviri cu cinabru ; 6, izvoare minerale ; 7, marginea craterului ; 8, poziția suprafețelor de separare a curgerilor de lavă ; 9, falie.

Geological map of the Ivo brook — Cocoizaș brook — Minei brook region (upper basin of the Mădărașul Mare valley) (according to S e t e l et al., 1974).

1, pyroxenes andesites ; 2, pyroxenes and hornblende andesites ; 3a, lavas ; 3b, holocrystalline rocks ; 3c, agglomerates ; 4, hydrothermal transformation area ; 5, cinnabar occurrences ; 6, mineral springs ; 7, crater border ; 8, position of parting surfaces of lava flows ; 9, fault.

---

[16] Arh. Fac. Geologie-Geografie, Universitatea București.

[17] Arh. IGG, București.

[18] Date în manuscris I.G.G. ; reprezentări grafice ale valorilor kapametrice se găsesc în rapoarte geologice citate la pct. 5.

3. Informaţii geologice privind zonele din adîncime

Domeniul situat sub structura eruptivă cercetată „ajunge" la nivelul observaţiei noastre prin cîteva elemente pe care le individualizează procesele tectomagmatice sub formă de anclave: sedimentare, corneene şi roci magmatice — microdiorite şi gabbrouri.

Anclavele de corneene sugerează existenţa în adîncime a unor aureole de contact termic şi implicit o intruziune generatoare. Metamorfismul de contact a afectat roci sedimentare, producînd următoarele asociaţii de minerale caracteristice faciesului corneenelor cu hornblendă:

1, cuarţ-diopsid-biotit (în textură rubanată);

2, cuarţ-feldspat-biotit (cu tendinţă de aranjare paralelă);

3, cuarţ-feldspat-hornblendă;

4, cordierit-cuarţ-biotit.

În afară de acestea mai apare asociaţia cuarţ-calcit (5).

Deducem că zona sedimentară din adîncime care a fost supusă unui metamorfism de contact este reprezentată prin roci marno-argiloase (asociaţiile 1—4) care apar reprezentative şi au fost observate şi în cîteva anclave nemetamorfozate, şi gresii cuarţitice (asociaţia 5). Asemenea roci pot ţine atît de secvenţele sedimentare din formaţiunea vulcano-sedimentară dar mai ales de substratul sedimentar al acestei formaţiuni; fundamentul poate fi echivalat cu depozitele sedimentare care apar în rama estică a bazinului Transilvaniei care au un pronunţat caracter marno-argilos şi sînt de vîrstă de la Miocen mediu pînă la Pannonian.

Anclavele de microdiorite (cu piroxeni) reprezintă intruziuni care, e posibil; să fie chiar implicate în metamorfozarea rocilor sedimentare din infrastructură observîndu-se numeroase ocurenţe în care anclavele de microdiorite şi de corneene sînt prezente în aceeaşi secţiune subţire. Este greu de precizat însă dacă aceste intruziuni microdioritice s-au format timpuriu în cadrul manifestărilor eruptive care au edificat compartimentul superior, sau sînt formaţiuni intrusive prevulcanice; ultima posibilitate se potriveşte cu ideile lui Török (1956) care a postulat existenţa unui fundament subvulcanic preefuziv în lanţul Călimani—Harghita [19]. Similitudinile de compoziţie mineralogică şi structură dintre anclavele de microdiorit şi intruziunile microdioritice din structura vulcanică fac însă mai plauzibilă prima interpretare.

Anclavele de gabbrouri (gabbrou cu piroxeni şi microgabbrouri cu amfiboli) pot fi explicate în felul următor. O posibilitate ar fi legarea lor de intruziuni bazice neogene, care se subînţelege că sînt mai vechi decît edificiul cercetat; în acest caz gabbrourile-anclavă se pot paraleliza atît cu microgabbrourile care apar într-un mic corp în caldera Călimani (descrise de Cosma et al., 1964, dar nerecunoscut de I. Seghedi,

[19] Anclave similare celor găsite de noi, de microdiorite şi corneene din andezitele cu piroxeni ± hornblendă din sudul Harghitei (carierele de pe valea Oltului) sînt interpretate de Amalia Szöke (1964) în sensul lui Török (1956).

1979) [20] cît și cu filoanele de microgabbrouri (asociate cu dolerite) din zona Dornișoara, munții Bîrgău (N. Vrășmaș și Sultana Vrășmaș, 1979) [21]. O altă posibilitate ar fi ca aceste anclave să provină din unitățile zonei cristalino-mezozoice ce se află în subasmentul lanțului vulcanic, cunoscîndu-se prezența rocilor gabbroice mezozoice în cristalinul Bistriței (Pitulea, Mușat, 1965; Bercia et al., 1967).

În sfîrșit se poate invoca și ipoteza că aceste gabbrouri-anclavă sînt cogenetice cu rocile gazdă fiind aduse din zona de formare a magmelor.

4. Structura eruptivă

Deși regiunea cercetată are dimensiuni mici (4,600 kmp), activitatea eruptivă din cuprinsul ei a fost complexă, existînd o succesiune de manifestări tectono-magmatice din care unele au implicații importante asupra proceselor de alterare și mineralizare.

Fenomenele magmatice din zona Mădărașul Mare au edificat o structură complicată alcătuită din andezitele unui stratovulcan și microdiorite intruse subsecvent. Ilustrarea grafică este prezentată în planșa II, care cuprinde trei secțiuni geologice cu orientarea generală N—S; în

TABEL

Formațiunile structurii Mădărașul Mare

	Activitate	Formațiuni	Forme de acumulare
	Vulcanică II efuzivă	Andezit cu piroxeni	Lave, filoane
Intrusivă	Explozie marginală	Brecie intrusivă	Corpuri neregulate verticale
Intrusivă	Injecție marginală	Andezit de injecție (xenolitic)	Zonă lineară
Intrusivă	Injecție fisurată tardivă	Granofir	Filonaș
Intrusivă	Principală	Microdiorite cu piroxeni Microdiorite cu amfiboli	Filoane, apofize, dyke-uri
	Vulcanică I mixtă	Andezit cu piroxeni și/sau amfiboli	Lave, piroclastite, dyke-uri

tabelul anexat sînt înscrise succesiunea activităților eruptive și produsele lor.

---

[20] Arh. IGG, București.

[21] Arh. IGPSMS, București.

4.1. *Activitatea vulcanică I*

Andezite cu piroxeni şi/sau amfiboli

Primele manifestări eruptive sînt reprezentate din o masă principală de produse andezitice alcătuită îndeosebi din lave şi subordonat din piroclastite, străbătute de corpuri care au fost interceptate pe intervale variabile, de la cîţiva metri la 275 m (F.16). Distribuţia areală a produselor extrusive prezintă anumite tendinţe, observîndu-se importanţa lavelor în partea sudică, iar a piroclastitelor în cea nordică (F.14 – pl. II); în secţiunile I—I' şi II—II' am demarcat printr-o linie ipotetică produse separabile în partea superioară de produse globale în partea inferioară, pentru cele din urmă existînd datele unui singur foraj, 16.

Volumul de material care constituie structura andezitică ne apare, după valorile măsurate în foraje, cu o grosime de 750 m (între cotele 1350 m şi 600 m). Tipul petrografic fundamental este andezitul cu piroxeni şi amfiboli, dar participarea variabilă a elementelor mafice poate conduce la separarea unor subtipuri ca: andezit cu piroxeni şi andezit cu amfiboli.

Semnalăm prezenţa eratică în aceste andezite a următoarelor anclave: corneene (provenienţă sedimentară, F.15 şi F.16 – 4 ocurenţe) şi gabbrouri (Gal. VIII şi F.2 subteran – 3 ocurenţe).

Rocile andezitice au suferit aproape în întregime alteraţii postmagmatice de diferite intensităţi şi, într-o măsură cu totul redusă, efectele metamorfismului termic.

4.2. *Activitatea intrusivă*

Etapa magmatică subsecventă este în întregime intrusivă şi s-a manifestat în spaţiul complexului stratovulcanic, care este străpuns în mai multe locuri de corpuri microdioritice de care se leagă genetic andezite de injecţie şi brecii intrusive, situate în zonele lor marginale slăbite.

4.2.1. *Microdiorite*

Microdioritele apar în corpuri mici, care constituie un ansamblu de filoane, apofize şi dyke-uri, cu compoziţie şi structură destul de omogenă, cu contacte discordante faţă de masa andezitică preexistentă şi cu aureole de metamorfism de contact, nereprezentabile cartografic. Zonele interceptate în foraje se găsesc între 0 m şi 650 m adîncime şi prezintă dimensiuni de ordinul metrilor şi zecilor de metri; numai în F.10 rocile ocupă aproape în întregime coloana de 300 m. Din punct de vedere mineralogic există două tipuri: microdiorite cu piroxeni care sînt dominante şi microdiorite cu hornblendă, şi sporadic cuarţ. Sînt sesizabile mici variaţii structurale, constatîndu-se treceri de la aspectele echigranulare, rar întîlnite, la cele porfirice, care sînt frecvente; aceste microdiorite sînt lipsite de anclave de orice tip.

Rocile microdioritice sînt afectate parțial de alterația postmagmatică și în foarte mică măsură de endometamorfismul de contact (în F.13 între m 45 și m 70).

În conformitate cu distribuția pe care o au breciile intrusive și andezitul de injecție față de zonele microdioritice, se pare că pătrunderea magmei în zonele laterale ale corpurilor mai importante s-a produs forțat (aceste roci sînt prezente) pe cînd în spațiile mici — filoane, apofize — intruderea a fost pasivă (aceste roci sînt absente).

Într-un moment tardiv diferențierea magmatică se manifestă ca injecție fisurală minoră, care extrasă prin presiune, se infiltrează pînă la 209 m — F.13 ; aici apare ca filonaș (3 mm grosime) de granofir (cuarț și feldspat alcalin concrescute grafic), care străbate andezitul.

Informațiile geologice obținute de noi asupra zonelor microdioritice corelate cu datele gravimetrice sînt capabile să susțină o imagine privind structura adîncă. Toate argumentele conduc la ideea că microdioritele observate lîngă suprafață reprezintă zona superficială, apicală a unui mare corp subvulcanic situat la izvoarele pîrîului Mădărașul Mare și pîrîul Ivo. Acesta se reflectă într-o anomalie de maxim [22] de mare intensitate și extindere, care după Suceavă (1980) [23] se localizează la intersecția unui aliniament tectono-magmatic regional cu un aliniament tectonic transversal neactivat magmatic ; elementele gravimetrice locale, ca zonele de apex și gradienții puternici care le înconjoară, localizează culminațiile, respectiv flancurile foarte înclinate, ale masei intrusive. Într-o ierarhizare a maximelor gravimetrice stabilită de Proca în 1979 [24] pentru șase zone intrusive depistate în Harghita centrală și de nord, corpul subvulcanic care ne interesează se situează prin masa sa foarte mare pe primul loc.

4.2.2. *Andezite de injecție*

Andezitele de injecție apar în numai trei ocurențe interceptate de F.9 și F.10 (pl. II) pe distanțe mici cuprinse între 5—15 m separîndu-se tranșant atît față de microdiorite cît și de andezitele primei etape vulcanice.

În coloana F.10 ne-am imaginat că această rocă s-a format prin injecție în lungul corpului microdioritic constituind o bordură lineară a acestuia. Caracterul lor, pronunțat xenolitic este observabil numai prin analiza microscopică care arată prezența frecventă a anclavelor de gabbrouri, corneene (provenită din sedimente) și microdiorite, (înconjurate de coroane amfibolice), rotunjite de coroziunea magmatică. Un aspect particular îl constituie textura amigdaloidă a rocilor în care spațiile libere (< 5 cm diametru) sînt umplute cu calcit.

---

[22] Și anomaliile magnetometrice terestre evidențiate prin prospecțiunile de mare detaliu de către Hanich și Hanich (1972) și Podoleanu et al. (1976) sugerează existența aceluiași corp subvulcanic. *Op. cit.* pct. 14 și 15.

[23] *Op. cit.* pct. 17.

[24] *Op. cit.* pct. 16.

În mod obișnuit fenocristalele de plagioclaz (uneori zonate) sînt corodate și cataclazate pînă la fragmentare. Se mai remarcă : microzone cu fenocristale aliniate prin mișcare fluidală ; aspectul permanent tulbure al plagioclazilor datorită unei mari cantități de incluziuni și o cristalinitate variabilă a pastei ; specia de element mafic nu se poate preciza fiind permanent substituit și prin aceasta deformat.

Există o generală metamorfizare termică a rocii. Se poate pune întrebarea dacă anclavele de corneene provenite din sedimente sînt antrenate dintr-o aureolă de contact termic situată în adîncime sau au fost metamorfozate concomitent cu masa andezitică. Prima posibilitate pare a fi plauzibilă deoarece corneenele sînt similare cu cele care sînt incluse într-o brecie (se va prezenta în continuare) nemodificată termic.

Precizarea relației de timp dintre acest andezit și intruziunea microdioritică este dificilă existînd observații care aparent se contrazic. Astfel, poziția sa în bordura corpurilor microdioritice și anclavele de microdiorit ar pleda pentru originea sa mai nouă, în schimb neoformațiile de contact sugerează că această rocă este anterioară intruziunii. În această ultimă interpretare, anclavele microdioritice din andezitul de injecție au evident o altă origină.

Aceste roci hibride s-au format prin injecții forțate precedate de un mecanism ruptural manifestat în marginea spațiului microdioritului, unde pătrunde o magmă ascensională, care a topit și înglobat roci preexistente din adîncime.

4.2.3. *Brecia intrusivă*

Brecia intrusivă este o masă de formă neregulată care a fost interceptată discontinuu în lungul dyke-urilor microdioritice, unde apare în volume mici. Numai pe flancul nordic al corpului din zona F.11 s-a găsit o brecie cu dezvoltare practic continuă de la suprafață pînă la adîncimea de 300 m ; în F.13 brecia intrusivă se situează în acoperișul corpului.

Considerate în general, rocile reprezintă un amestec heterogen de fragmente angulare și rotunjite prinse într-o matrice eruptivă fină cu aspect clastic, transportat în lungul fracturilor pînă la suprafața actuală. Dimensiunile fragmentelor variază mult, de la submilimetrice pînă la centimetrice (rar peste 10 cm diametru). Este interesant de semnalat că în cuprinsul breciei apar două volume de corneene (din sedimente metamorfozate) care frapează prin dimensiunile lor mari de 5 m (F.2 subteran Gal. VIII) și 25 m (F.11). O parte din materialul înglobat a fost găsit pe loc, fiind furnizat de formațiunea andezitică, de corneenele provenite din aceasta și cu totul redus de masa microdioritică ; cea mai mare parte însă a fost expulzată din adîncime, de unde sînt aduse fragmentele de roci sedimentare cuarțoase, rare corneene (de origină sedimentară) și roci pelitice ; dezagregarea agregatelor de cuarț din sedimente accentuează caracterul clastic ale breciei, care în loc de fragmente conține o mulțime de granule de cuarț rotunjite. O asemenea masă haotică poate fi comparată cu „mixtura breccia" descrisă de C a m u s (1975) pentru zăcămîntul de cupru, „porphyry type" de la El Teniente (Chile).

O puternică sfărîmare a materialului înglobat ajunge să se confunde cu pulberea expandantă, situație observată uneori în locurile în care se găsesc materiale omogene, obscure, de compoziție indistinctă.

Deși brecia a suferit intense transformări chimice, provocate de soluțiile postmagmatice care au circulat ușor prin masa sa poroasă, ea poate fi separată, avînd contacte nete. Există și situații mai puțin frecvente de trecere gradată spre masa andezitică adiacentă formată în prima etapă de activitate vulcanică. Dislocarea laterală a acesteia, impusă de intruziunea microdioritică, urmată de invadarea în spațiile libere — goluri și crăpături centimetrice — a unui material tufaceu, care ajunge să ocupe cele mai fine fisuri, constituie un aspect secundar derivat de la locurile unde activează brecia propriu-zisă.

Generarea breciilor este o problemă mult controversată. Dintre numeroasele explicații, cea mai potrivită pentru situația noastră este cea a lui R. T. Walker (în Bryant, 1963), care leagă acest tip de brecie de acțiunea explozivă a gazelor colectate sub presiune ridicată; după depresurizare expansiunea este atît de violentă încît au loc deschideri verticale pe care sînt evacuate fragmente de rocă de naturi diferite.

Brecii similare au început să fie identificate tot mai mult în cuprinsul lanțului Călimani—Harghita cu ocazia analizării rocilor intrusive din lucrări miniere și foraje. Primele informații au fost obținute în structura Șumuleu — munții Gurghiu (Constantina Stanciu în rapoarte, S. Peltz et al., 1975, 1976) [25] și la Ivo (Constantina Stanciu et al., 1977) [26]. Aceleași roci apar și în structurile Seaca-Tătarca (munții Gurghiu) și Zebrac-Mermezeu (munții Călimani) și sînt denumite de S. Peltz et al. (1977—1980) [27], brecii endogene.

În structura Mădărașul Mare, ulterior intruziunilor s-au produs remarcabile procese postmagmatice de alterare și mineralizare, care au condus la formarea de neoformații de compoziții extrem de diferite, unele fiind însoțite de calcopirită-molibdenit sau de cinabru.

4.3. *Activitatea vulcanică II*

Andezite cu piroxeni

A doua activitate vulcanică din zona Mădărașul Mare corespunde din punct de vedere regional cu sfîrșitul vulcanismului, cînd erup abundent, andezitele cu piroxeni.

În cazul cercetat, eliberarea lavelor se produce după alterația hidrotermală a produselor etapelor anterioare pe care lavele le străpung sau le acoperă, rămînînd după eroziune sub formă de petece izolate, în cadrul ariei hidrotermale (pl. I, II); numai la exteriorul acesteia, acest tip de andezit devine important.

[25,26,27] Arh. IGG, București.

5. Produsele metamorfismului de contact

La contactul maselor dioritice fierbinţi cu rocile preexistente s-a produs o metamorfozare termică care nu este nici universală (bănuim că se dezvoltă numai în jurul dyke-urilor) şi nici larg dezvoltată (grosimile deduse sînt de ordinul metrilor şi cîtorva zeci de metri).

Rocile afectate sînt unele andezite, ale primei activităţi vulcanice, de la contact (exocontact), întreaga masă de andezite de injecţie şi mici zone microdioritice (endocontact).

Aureola de contact apare observaţiei discontinuă fie că limitele ei fiind neregulate se abat de la axul forajelor, fie că în mod real dezvoltarea sa are întreruperi în funcţie de capacitatea termică a masei magmatice. În mod evident o principală cauză a acestei discontinuităţi o reprezintă suprapunerea de produse de alterare hidrotermală ; de la apariţii nesemnificative de neoformaţii se ajunge treptat la substituţii avansate care şterg caracterul de metamorfit termic dobîndit anterior.

Datele mineralogice arată o mare uniformitate de compoziţie a andezitelor de injecţie şi a microdioritelor porfirice metamorfozate care au un singur component metamorfic, diopsidul alături de plagioclazii magmatici. Transformarea andezitelor este mai complexă constatîndu-se următoarele asociaţii :

1, plagioclaz (magmatic)-diopsid ;

2, cordierit-cuarţ ± biotit [28] ;

3, cuarţ-biotit.

Asociaţiile enumerate aparţin faciesului corneenelor cu hornblendă.

În aria eruptivă Călimani-Harghita, fenomenul de contact termic a mai fost recunoscut în două situaţii : în marginea estică a masivului vulcanic Harghita, unde F.320–Tuşnad a interceptat strate de Sinaia metamorfozate de un corp de andezit (Constantina Stanciu, 1979) [29] şi în interiorul calderei Călimani, unde există iviri de corneene la contactul unor mase intrusive cu o formaţiune andezitică preexistentă (Seghedi, 1979) [30].

6. Produsele postmagmatice

Deşi cunoaşterea produselor de alterare, însoţită uneori şi de substanţe metalifere, nu este completă, datorită faptului că unele lucrări miniere sînt mult distanţate între ele, există totuşi suficiente dovezi care susţin că în cadrul procesului postmagmatic, care se prezintă universal, au avut loc o succesiune de activităţi hidrotermale a căror evoluţie s-a desfăşurat în două faze distincte [31].

---

[28] Biotitul din corneene este o varietate brună-roşcată cu pleocroism intens.

[29] D. P. Rădulescu et al. (1979). Arh. IGG, Bucureşti.

[30] *Op. cit.* pct. 20.

[31] Primele idei asupra evoluţiei au fost expuse în 1977 ; *Op. cit.* pct. 26.

Faza 1

Prima fază postmagmatică, manifestată pe spații mari a generat alterarea rocilor însoțită de o mineralizație săracă, de tip diseminat. Evoluția transformărilor este ilustrată în mod simplificat în planșa III unde am reprezentat fondul structural prin componentele principale: complexul stratovulcanic andezitic și intruziunea microdioritică penetrantă.

Roca fundamentală (A) pe care se desfășoară procesele de alterare este reprezentată printr-un propilit, de geneză autometamorfică și de natură andezitică și microdioritică [32]; în ea se conservă pe alocuri relicte mici în stare proaspătă.

Într-un prim stadiu de lungă durată, care stă sub controlul intruziunilor microdioritice, a căror amplasare este însoțită de eliberarea fluidelor postmagmatice, s-a format succesiv, aproape întreaga serie de roci alterate: biotitice-amfibolice-cloritice-sericitice-argilice (local carbonatice); rocile prezintă dezvoltări zonale și concentrice și apar atît în cuprinsul microdioritelor cît și în formațiunea andezitică.

Primele transformări de tip biotitic și amfibolic (uneori cloritic) constituie zonele centrale, în evidente relații spațiale cu microdioritele. Dezvoltarea lor areală actuală este mult redusă față de cea inițială (B) datorită substituțiilor cu roci formate ulterior. În această primă grupă de roci, magnetitul și apoi pirotina apar frecvent sub formă de diseminări fine, venule și filonașe; uneori starea de magnetitizare este extrem de intensă și se evidențiază intervale distincte cu valori ridicate de susceptibilitate magnetică (măsurători executate de I t t u, 1975) [33]. Corelarea pozitivă dintre magnetit și calcopirită, bine cunoscută în cazul mineralizației „porphyry type" nu a fost depistată pînă în prezent. Există totuși, în partea inferioară a F.16 o mineralizație (diseminări și fisuri fine) de calcopirită însoțită de pirotină conținută de rocile cloritice și propilitice; aceasta apare omogen pe întreg intervalul inferior (m 444—m 660), atrăgînd atenția prin conținuturile ridicate de Cu (300—2000 ppm) [34] care individualizează o veritabilă zonă cupriferă, nedepășită de talpa forajului (pl. II).

Alterarea continuă cu transformări de tip sericitic, puțin reprezentate și de tip argilic larg răspîndite (C); ele se produc progresiv prin suprapuneri parțiale peste transformările precedente și îndeosebi lateral; în special formațiunea gazdă este cea afectată. Mineralul metalic frecvent întîlnit este pirita, la care se adaugă pirotină, rar blendă. Molibdenitul este semnificativ (diseminări locale în masa rocilor argilizate) mineralogic, dar nu are conținuturi importante.

[32] Propilitizarea este o transformare proprie fiecărui produs eruptiv: andezite și microdiorite.

[33] *Op. cit.* pct. 18.

[34] 20 probe analizate: analist C o n s t a n ț a U d r e s c u coautor la rapoartele menționate — *op. cit.* pct. 5, 26.

Al doilea stadiu, suprapus transformărilor anterioare s-a manifestat în zonele de puternică tectonizare, mai ales a zonelor argilice, unde apar restrictiv roci și filoane turmalinice (D). Introducerea unor soluții bogate în bor, care au migrat ascendent — prin difuzie și infiltrație — în lungul unor linii de slabă rezistență a creat un mediu special favorabil formării unor mari cantități de turmalină. Pirita și marcasita sînt mineralele metalice comune. În cîteva locuri a fost găsit și molibdenit; singurul interval important apare în Gal. VIII pe o distanță de 3 m unde Mo = 360–800 ppm [35]. Dintre ocurențele locale menționăm pe cea interceptată de F.14 cu Mo = 1000 ppm [36].

Multe din aspectele caracteristice zăcămintelor cuprifere „porphyry type" prezentate de Sillitoe (1973), Hollister (1975) și Ianovici et al. (1977) se recunosc în modelul propus pentru structura Mădăraș.

În ultimii ani, în lanțul vulcanic Călimani-Harghita, au fost identificate, numeroase structuri (Constantina Stanciu, 1977)[37], care conțin parțial sau în întregime roci alterate ± mineralizații de Cu, similare celor de la Mădăraș. Acestea sînt: Ostoroș (Stanciu, 1976), Sîntimbru și Băile Harghita în munții Harghita; Șumuleu, Seaca-Tătarca (Stanciu, 1973) și Fîncel-Lăpușna în munții Gurghiu.

Faza 2

A doua fază hidrotermală s-a manifestat tardiv, în relație cu un sistem de fracturi care apar în partea sudică (deschis de gal. VII, XI, F.1, F.9). Acestea au controlat activitatea unor soluții de temperatură scăzută, care au depășit suprafața prezentată. Neoformațiile acestei faze sînt de tip epitermal și este posibil să se suprapună peste alterația preexistentă din faza 1. Transformările specifice sînt de tip argilic și silicic dezvoltîndu-se ca aureole înguste și simetrice, în jurul fracturilor cu cinabru. Produsele acestei faze apar într-un spațiu cinabrifer restrîns (pl. II); ele sînt comparabile cu cele din zăcămîntul de Hg — Sîntimbru, munții Harghita.

7. Concluzii

Principalele idei, care s-au desprins din cunoștințele dobîndite pînă în prezent asupra structurii eruptive Mădăraș, sînt următoarele:

— Peste un fundament prevulcanic se află platoul vulcano-sedimentar pe care se așază o structură stratovulcanică de andezite cu piroxeni și/sau amfiboli străpunsă de microdiorite asociate marginal cu andezite de injecție și brecii intrusive. Sub influența intruziunilor s-a dezvoltat o redusă aureolă de contact succedată de importante procese postmagmatice. Ulterior au erupt andezitele cu piroxeni care marchează sfîrșitul activității vulcanice;

[35] *Op. cit.* pct. 34.

[36] Arh. IPEG—Harghita.

[37] Arh. IGG, București.

— Prezența anclavelor de corneene provenite din fundamentul prevulcanic are dublu sens : pe de o parte indică posibilitatea ca depozitele sedimentare din care provin să fie ale bazinului Transilvaniei, Miocen mediu-Pannonian, iar pe de altă parte dovedește existența unei aureole de metamorfism termic ;

— Anclavele de gabbrouri considerate în sens de roci pre-neogene sugerează că în fundamentul prevulcanic se găsesc și unități ale zonei cristalino-mezozoice ; într-o altă interpretare ele pot fi însă aduse din zona de generare a magmelor andezitice ;

— Cercetările executate pînă în prezent nu oferă explicații satisfăcătoare în ceea ce privește momentul de formare a andezitului de injecție (xenolitic) care are semnificații contradictorii ; după anclavele de microdiorite pe care le conțin este postintrusiv iar după neoformațiunile de contact este preintrusiv ;

— Deși pentru economia actuală, zonele cu mineralizație diseminată situate în adîncime nu sînt rentabile, cunoașterea lor în extindere este interesantă de aflat. Există suficiente dovezi pentru a crede că șansele de a găsi noi zone cuprifere nu sînt de neglijat ;

— Rocile și filoanele turmalinice din zăcămintele „porphyry" Cu—Mo din alte părți ale globului sînt cunoscute ca medii excelente pentru concentrarea metalelor. În situația noastră zonele turmalinice conțin molibdenit local și numai accidental prezintă conținuturi interesante ;

— Se conturează o distribuție zonală a mineralizației : mineralizație diseminată de Cu bine individualizată, în adîncime, asociată cu roci propilitice dar mai ales cloritice (aceasta nu înseamnă că sînt epuizate și alte posibilități de asociere) ; mineralizație diseminată de Mo, dispersată pe spații intermediare mari în asociație cu roci argilice și turmalinice ; mineralizație filoniană tardivă de Hg, lîngă suprafață, cu aureole argilice și silicice.

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali). *D.S. Com. Stat Geol.*, LIII/1, București.

Bryant D. G. (1968) Intrusive Breccias associated with ore, Warren (Bisbee) Mining district-Arizona. *Econ. Geol.*, 63, 1, Lancaster.

Camus F. (1975) Geology of the El Teniente ore body withe emphasis on wall-rock alteration. *Econ. Geol.*, 70, 8, Lancaster.

Cosma S., Teodoru I., Teodoru Camelia (1964) Contribuții la cunoașterea geologiei Munților Călimani de nord și Bîrgău de sud. *D.S. Com. Geol.*, L/2, p. 25—39, București.

Hollister V. F. (1975) An appraisal of the nature and source of porphyry copper deposit. *Minerals. Sci. Enging*, 7, 3, Vancouver.

Ianovici V., Vlad Ş., Borcoş M., Boştinescu S. (1977) Alpine porphyry copper mineralization of West Romania. *Mineral. Dep.* 12, Berlin.

Peltz S., Ştefănescu M., Balla Z., Gheorghiu Aurel (1981) Date noi privind structura geologică a regiunii Zebrac-Mermezeu (Stinceni, munţii Călimani de sud). *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXVI/5, Bucureşti.

Pitulea G., Muşat Al. I. (1965) Notă asupra unei iviri de roci gabbroice în regiunea Pojorîta-Valea Putnei (Carpaţii Orientali). *D.S. Com, Geol.*, LI/1, Bucureşti.

Rădulescu D., Vasilescu Al., Peltz S., Peltz Margareta (1964) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Munţilor Gurghiu. *An. Com. Stat Geol.*, XXXIII, Bucureşti.

— (1965) Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a părţii centrale a Munţilor Harghita. *D.S. Com. Geol.*, L/2, p. 151—160, Bucureşti.

Sillitoe R. (1973) The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 68, 6, Lancaster.

Stanciu Constantina (1973) Contribuţii la cunoaşterea transformărilor hidrotermale a vulcanitelor neogene din munţii Gurghiu (coloanele forajelor din craterul Şumuleu şi Seaca-Tătarca). *Anal. Univ. Bucureşti. Ser. Geol. An. XXII*, Bucureşti.

— (1976) Transformări hidrotermale în craterul Ostoroş (foraj 3) din munţii Harghita. *D.S. Inst. geol. geofiz.*, LXII/1, Bucureşti.

Szöke Amalia (1964) Enclave eruptive şi sedimentare din lavele Harghitei de sud-est şi însemnătatea lor geologică. *Stud. cerc, geol., Acad. R.P.R.* 9, 1, Bucureşti.

Török Z. (1956) Probleme teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe. *Stud. cerc. geol. geogr., Acad. R.P.R.* VII, 1—4, Cluj.

Vasilescu Al., Mureşan M., Popescu Ileana, Săndulescu Jana, Popescu A., Bandrabur T. (1968) Notă explicativă la Harta geologică 1: 200,000 foaia Odorhei. Com. Stat Geol. Inst. Geol., Bucureşti.

ÎNTREBĂRI

Doina Russo-Săndulescu: 1. Ce vîrstă atribuiţi andezitelor de injecţie faţă de microdiorite, dat fiind faptul că ele apar la marginile corpurilor de microdiorite? Este posibil să fie faciesuri marginale?

2. Cunosc din rapoartele dumneavoastră că aţi întîlnit mai multe tipuri de anclave; acum nu le-aţi citat pe toate. În afară de corneene, microdiorite şi gabbrouri aţi mai întîlnit şi alte anclave în cadrul andezitelor studiate? Este deosebit de interesant de ştiut acest lucru pentru un nou pas înainte în cunoaşterea fundamentului lanţului vulcanic neogen, sau, eventual, chiar pentru concluzii asupra genezei şi adîncimii la care au luat naştere magmele andezitice.

Răspuns: 1. Am arătat dificultatea care există în ceea ce priveşte precizarea relaţiei de timp dintre andezitele de injecţie şi intruziunea microdioritică. Oricum, nu le consider facies marginal al corpurilor microdioritice.

2. Îmi pare bine că nu aţi trecut cu vederea ceea ce am consemnat recent în raportul din 1980 despre existenţa şi problemele care le ridică o anclavă de piroxenit. Problema însă nefiind încă suficient elucidată, nu am adus-o în discuţie.

MĂDĂRAŞUL MARE ERUPTIVE STRUCTURE (CENTRAL PART OF THE HARGHITA MOUNTAINS)

(Summary)

The Mădăraşul Mare andesitic eruptive structure lies in the axial part of the Harghita Mountains; these mountains lie to the south of the Neogene, calc-alkaline, volcanic chain of the East Carpathians.

The interest for this zone has been stimulated by the recent identification (in galleries and drill holes) of some eruptive, structural and hydrothermal alteration-mineralization elements, very similar to those characteristic of zones with Cu—Mo disseminated mineralizations of porphyry type. These have been noticed while studying the cinnabar, known for a long time in this zone.

According to regional data, the Mădăraşul Mare eruptive structure (upper compartment) is supposed to lie over the volcano-sedimentary plateau which covers a pre-volcanic basement.

The areas overlain by the eruptive structure investigated by us are pointed out by the different enclaves. The hornfelses enclaves (the hornblende facies) reveal the presence of a thermic contact aureola formed at the expense of the sedimentary sequences from the volcano-sedimentary formation and, above all, of the sedimentary deposits (Middle Miocene-Pannonian) lying in the Transylvanian Basin. The gabbro enclaves seem to belong to the Crystalline-Mesozoic zone of the basement; in another opinion, they are supposed to have come from that zone of andesitic magma generation. The microdiorite enclaves may be generated by a pre-effusive subvolcanic basement or, according to a better opinion, they could have come from early intrusions of the structure under discussion.

The direct investigation of the upper compartment indicates the presence of an andesitic stratovolcano pierced by microdiorites which have generated a reduced thermic metamorphism and important post-magmatic processes (Fig., Pl. II, III, Table).

T h e f i r s t v o l c a n i c a c t i v i t y presents a mixed character; it generated the main andesitic mass consisting of lavas, secondary pyroclastics and bodies. The main petrographic type is represented by the pyroxenes and/or amphiboles andesite. These andesitic rocks have underwent, almost wholly, post-magmatic alterations of different intensities and a weak thermic metamorphism.

T h e i n t r u s i v e a c t i v i t y had a subsequent manifestation within the stratovolcanic complex.

The microdiorites occur as small bodies, constituting an assemblage of veins, apophyses and dykes with rather homogeneous composition and structure, discordant contacts against the pre-existing andesitic mass and with contact metamorphism aureolas (unmapped). Mineralogically one distinguishes: pyroxenes microdiorites and hornblende and scarce quartz microdiorites. The microdiorites are partially affected by the post-magmatic alteration and very little by the contact endometamorphism. In a late moment, a granophyre veinlet formed by fissural injection. Gravimetric data show that the surface microdiorites represent the superficial apical zone of a big subvolcanic body.

In the weakened marginal zones of big microdiorite bodies there are injection andesites and intrusive breccias.

The injection andesites, forcedly intruded in the ruptural zones, occur clearly within narrow linear spaces. The rocks present an obvious hybrid character, got by the inclusion of an increased xenolith quantity (hornfelses, microdiorites, gabbros), as well as a general thermic metamorphisation.

The intrusive breccias occur as discontinuous, irregular masses consisting of mixed angular and rounded fragments (andesites, microdiorites, hornfelses, sedimentary rocks) included in a fine eruptive matrix with clastic features.

The second volcanic activity includes the pyroxenes andesite eruptions which cross or cover the previous products.

Contact metamorphism. The dioritic masses have brought about the thermic metamorphisation of pre-existing rocks, which is neither universal nor continuous. It affected the andesites belonging to the first volcanic activity, from the contact zone (exocontact), the whole mass of injection andesites and restraint microdiorite zones (endocontact). The mineralogical assemblages point to the hornblende hornfelses facies.

The post-magmatic processes evoluated during two distinct phases. The first phase manifested on wide areas and brought about the hydrothermal alteration of rocks, together with a disseminated Cu—Mo mineralization (Pl. III). The main rock (A) is represented by a propylite of autometamorphic genesis and andesitic-microdioritic nature ; small fresh relicts may be encountered. First, under the influence of microdiorite intrusions, there formed the following sequence : biotite rock-amphibole rock-chlorite rock-sericite rock-clay rock (carbonate rock, locally) ; these rocks had a zoned and concentrical development. The first transformations of biotitic and amphibolic (sometimes chloritic) type with magnetite, pyrrhotite $\pm$ chalcopyrite represent the central zones spatially related to microdiorites. The initial areal development (B) of the mentioned rocks was much reduced by later substitutions of sericitic and especially argillic type (C), accompanied by pyrite, pyrrhotite and local molybdenite and blende occurrences. The second stage overlaps the previous transformations and may be encountered in the strongly crushed argillized zones. During this stage there occur, on restraint spaces, rocks and tourmaline veins (D) with pyrite, marcasite and some molybdenite. The second hydrothermal phase has a late surface occurrence, being related to a fracture system controlling the epithermal activity which could have overlain the pre-existing alteration. The alteration generates mainly clay rock and silica rock, while cinnabar lies on the fractures.

We call the attention on the zoned distribution of the mineralization (Pl. II) : chalcopyrite, homogeneously disseminated in propylitic and chloritic rocks at depth ; molybdenite, as local occurrences within wide argillic and tourmaline areas ; cinnabar at surface, on small areas, associated with clay rocks and silica rocks. We consider that the copper zone allows further investigation, although Cu, Mo and Hg global contents have proved unsatisfactory up now.

EXPLANATION OF PLATES

Plate I

Geological map of the Mădăraş zone, by N. Botár (1975), scale 1 : 10,000.

1, pyroxenes andesite ; 2, breccia ; 3, pyroxenes and/or amphiboles andesite ; 4 a, lavas ; 4 b, pyroclastics ; 5, fault ; 6, hydrothermalized area (clay rocks and silica rocks) ; 7, mineralized spring ; 8, old gallery ; 9, recent gallery ; 10, 300 m deep drilling ; 11, 650 m deep drilling ; 12, profile line.

Plate II

Mădăraşul Mare eruptive structure, Harghita Mountains.

1, pyroxenes andesite ; 2, intrusive breccia ; 3, injection andesite ; 4, microdiorite ; 5, pyroxenes and/or amphiboles andesite : a, non-differentiated products ; b, lava ; c, pyroclastite ; d, body ; 6, hypothetical boundary between lavas and other non-differentiated products ; 7, bulks of enclaved hornfelses (sedimentary origin) ; 8, cinnabar fissures and fractures ; 9, disseminated molybdenite (local occurrence) ; 10, mineralized zones ; 11, gallery ; 12, drilling.

Plate III

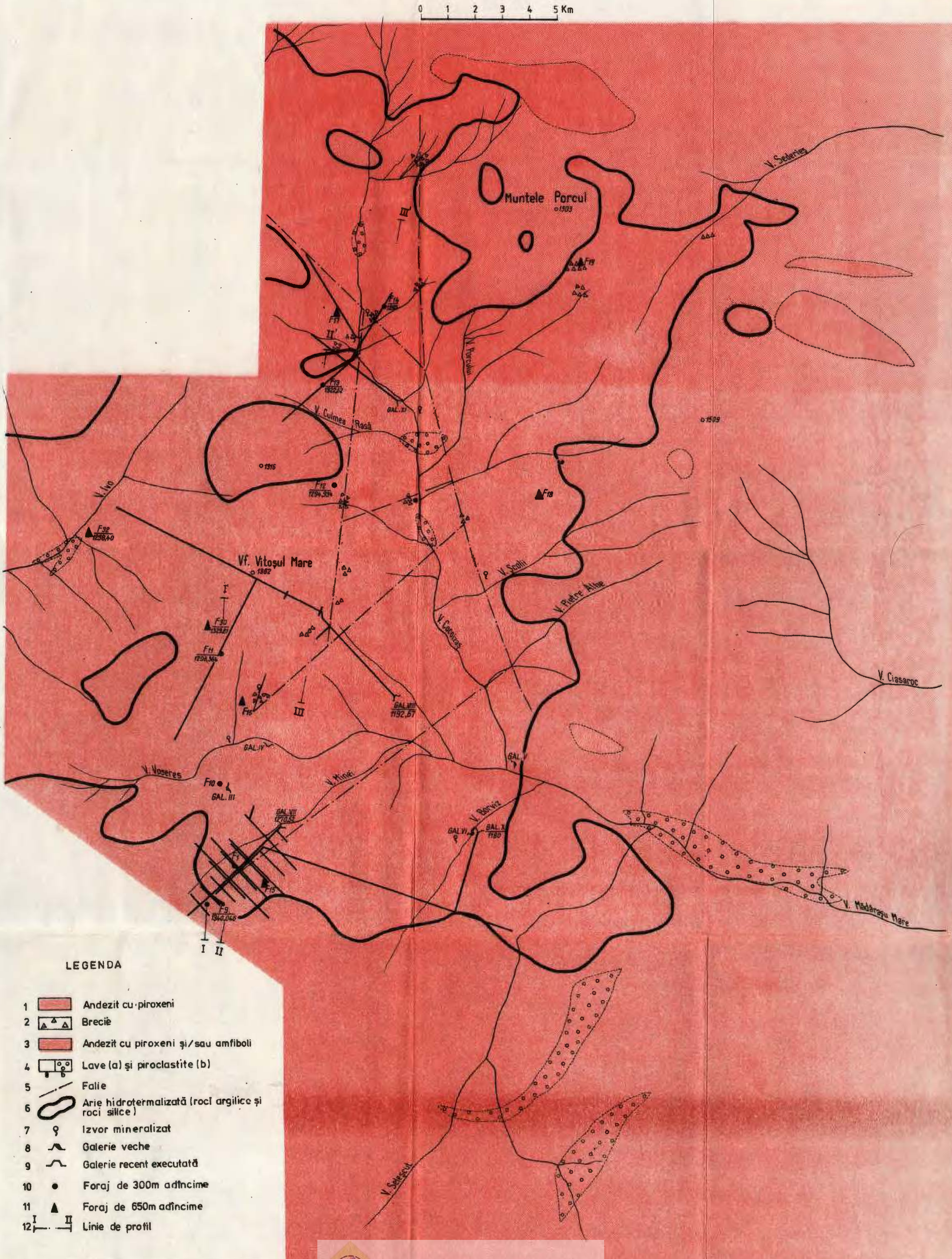
Evolution scheme of first phase post-magmatic processes.

A, propylitic (autometamorphic) and fresh rocks ; B, first alteration stage : 1, biotite amphibolic zone ; C, first alteration stage : 2, sericitic-argillic zone ; D, second alteration-deposition stage ; rocks and tourmaline veins.

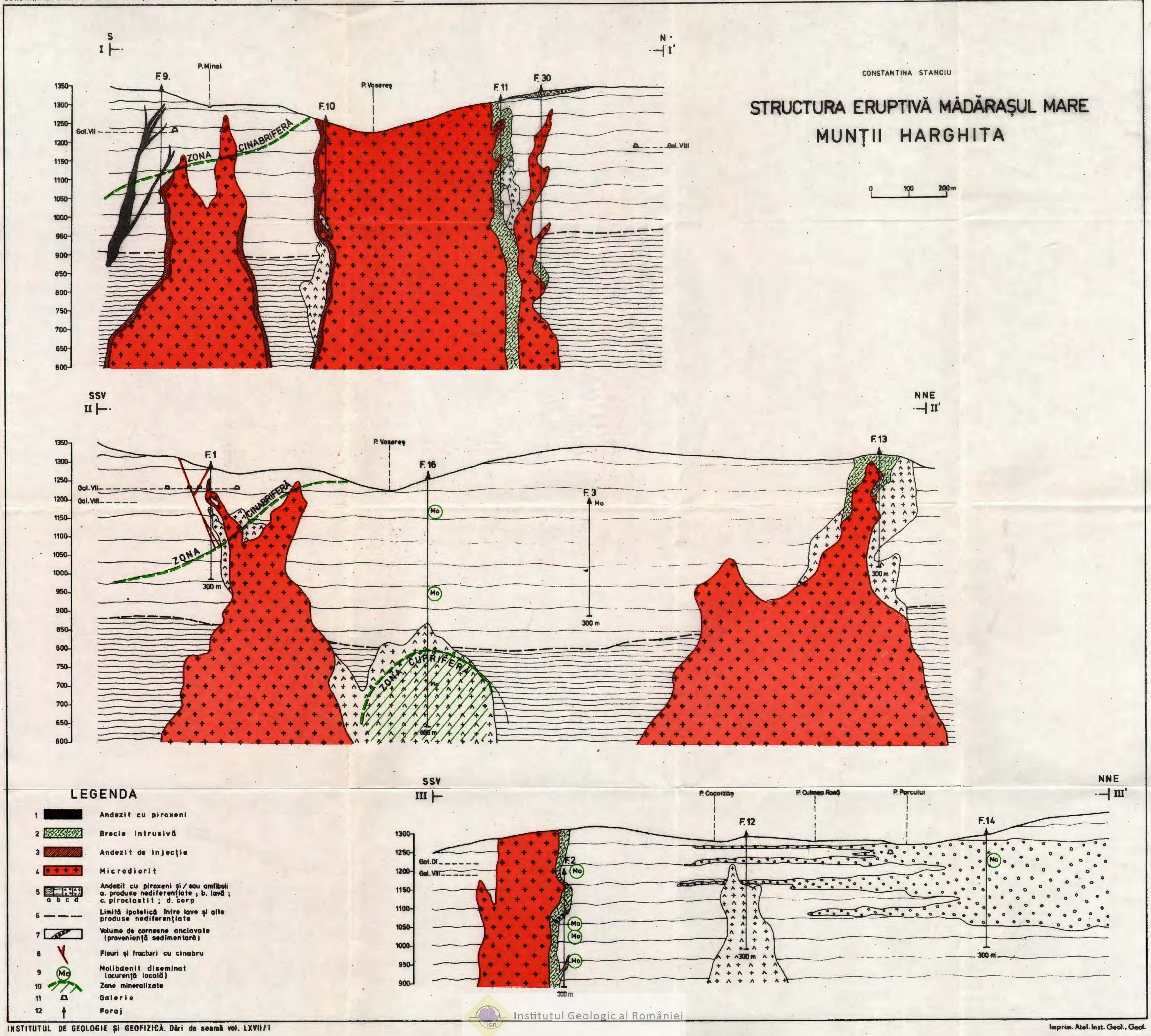
N. BOTAR

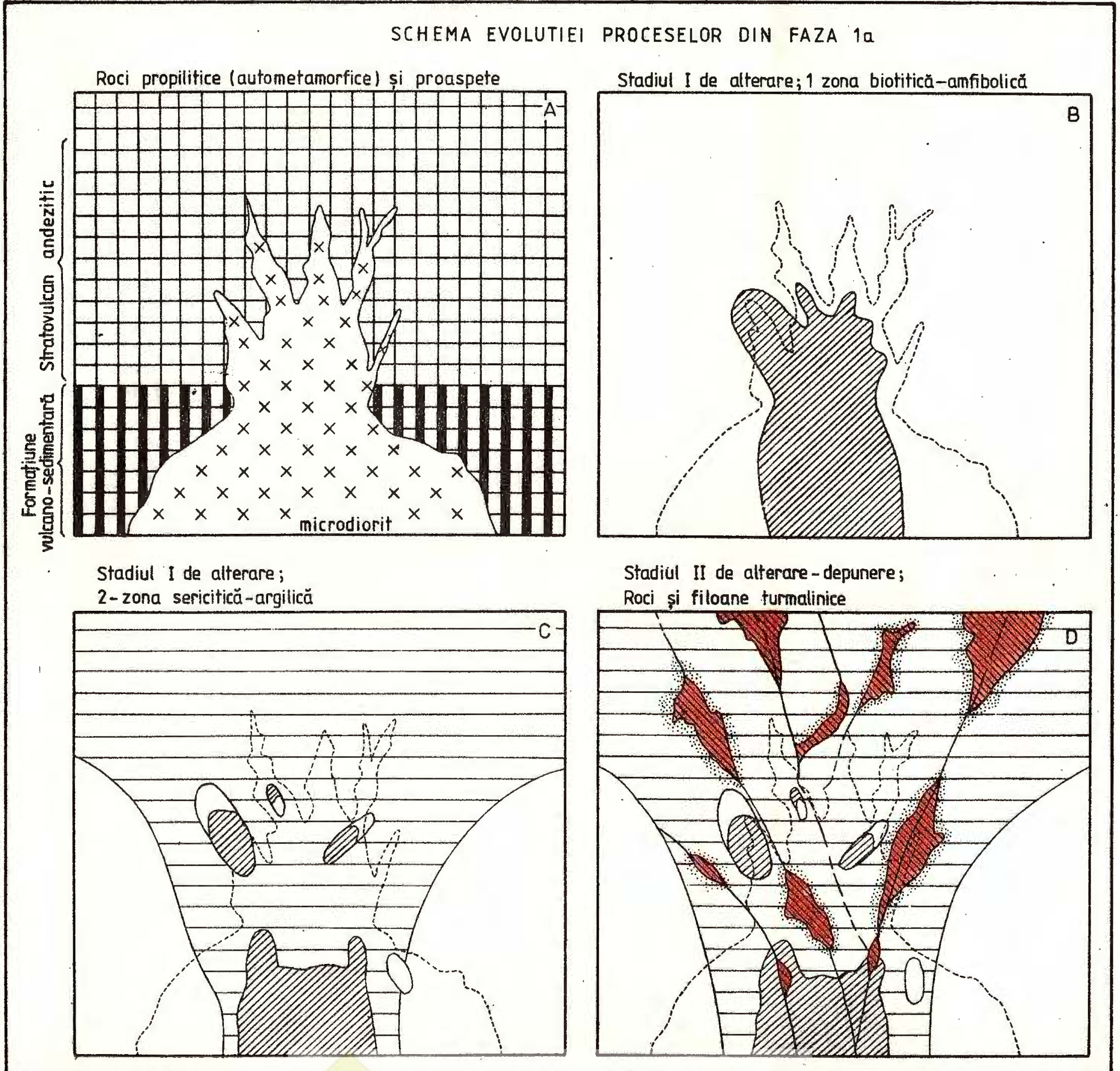
HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI MĂDĂRAȘ

Sc. 1:10.000



 Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.


CONSTANTINA STANCIU
STRUCTURA ERUPTIVĂ MĂDĂRAŞUL MARE
MUNŢII HARGHITA
0 100 200 m
S
I
N
I'
SSV
II
NNE
II'
SSV
III
NNE
III'
P. Minei
P. Vasereş
P. Cocoizaş
P. Culmea Rasă
P. Porcului
ZONA CINABRIFERĂ
ZONA CUPRIFERĂ
Gal. VII
Gal. VIII
Gal. IX
300 m
LEGENDA
1 Andezit cu piroxeni
2 Brecie intrusivă
3 Andezit de injecţie
4 Microdiorit
5 Andezit cu piroxeni şi / sau amfiboli a. produse nediferenţiate ; b. lavă ; c. piroclastit ; d. corp
6 Limită ipotetică între lave şi alte produse nediferenţiate
7 Volume de corneene anclavate (provenienţă sedimentară)
8 Fisuri şi fracturi cu cinabru
9 Molibdenit diseminat (ocurenţă locală)
10 Zone mineralizate
11 Galerie
12 Foraj


SCHEMA EVOLUTIEI PROCESELOR DIN FAZA 1a
Roci propilitice (autometamorfice) şi proaspete
A
Stratovulcan andezitic
Formaţiune vulcano-sedimentară
microdiorit
Stadiul I de alterare; 1 zona biotitică-amfibolică
B
Stadiul I de alterare;
2-zona sericitică-argilică
C
Stadiul II de alterare-depunere;
Roci şi filoane turmalinice
D

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979–1980). Pag. 145–174
1. MINERALOGIE – PETROLOGIE – GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR MAGMATICE

STUDIUL PETROLOGIC AL BANATITELOR DIN REGIUNEA MĂGUREAUA VAŢEI-VALEA BIRTINULUI (APUSENII DE SUD)[1]

DE

AVRAM ŞTEFAN[2], GHEORGHE ISTRATE[2], CONSTANŢA UDRESCU[2]

Banatites. Monzodiorites. Magmatic differentiation. Petrochemistry. Trace elements. Hornfelses. Apuseni Mountains.

Abstract

Petrological Study of Banatites from the Măgureaua Vaţei-Birtin Valley Region (South Apuseni Mountains). The intrusive banatitic (Laramian) bodies from Măgureaua Vaţei intrude and metamorphose at their contact the Mesozoic magmatites and the Jurassic and Cretaceous sedimentary deposits. Just like all over the South Apuseni Mts., the banatitic rocks of this zone crystallized in subvolcanic, hypabyssal conditions. Two main intrusions have been distinguished: a small one (1.0/0.5 km) on the Cornet hill, north of the Ponor valley, and a more larger one, which extends over 9 km eastward, from Măgureaua Vaţei to the Birtin basin; its width reaches to the SW of Urzica peak 1.5 km, but generally is less than 1 km thick. Numerous small bodies and apophyses surround the main intrusions. Although there are some unhomogeneities within the bodies, the mineralogical composition is rather uniform, the variations consisting only in the quantity of minerals. Thus, the quartz monzodiorites, characteristic for most granular or porphyric rock bodies, present transitions to quartz monzonites and even monzonites to the border of main intrusions, especially at their contact with Neojurassic limestones. The more basic, dioritic, quartz-dioritic and monzodioritic varieties ever present are slightly represented. The granodiorite-granites which occur generally within central zones of the main intrusions or as independent, more or less porphyric rock bodies, do not differ mineralogically from quartz monzodiorites. Given the similar mineralogical composition and the geochemical peculiarities, the banatitic magma seems to have had a uniform, mainly quartz-monzodioritic composition, and to have undergone a weak differentiation process. The crystallisation of the main quartz monzodioritic magma was preceded by the crystallisation of small volumes of diorites and monzodiorites. The subsequent alkali and silica enrichment has led to quartz monzonites, granodiorite por-

[1] Predată la 20 mai 1980, acceptată pentru publicare la 26 mai 1980, comunicată în şedinţa din 27 mai 1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

phyries and granodiorites formation. The aplites and microgranites, which consist mainly of potassic feldspar and quartz, present a very low frequency. Residual fractions of the more and more acid magma generated pneumatolytic and hydrothermal phenomena on restraint areas, especially in the eastern extremity of the main intrusion. The pyroxene hornfelses as well as the spurrite, tilleyite and gehlenite occurrences within the contact aureola in the Măgureaua Vaţei region (Istrate et al., 1978; Ştefan et al., 1978) support the assumption that the banatitic magma had a high temperature (more than 700°C) and consolidated at rather small depth.

I. Introducere

Aria de răspîndire a magmatitelor banatitice de la Măgureaua Vaţei se extinde la est de localitatea Căzăneşti, în bazinele văilor Cerboaia, Ponor şi Birtin.

În cercetările pe teren şi în studiile efectuate în laborator s-au urmărit în detaliu rocile eruptive banatitice şi produsele de metamorfism termic şi metasomatic afiliate: celelalte formaţiuni ne-au preocupat într-o mai mică măsură.

Date mineralogice asupra unor produse pirometasomatice au fost deja prezentate (Ştefan et al., 1978; Istrate et al., 1978), iar în lucrările publicate de Ghiţulescu şi Socolescu (1941), Socolescu (1944), Cioflica (1960) şi Jude et al. (1973) sînt consemnate unele date asupra magmatitelor banatitice şi/sau produselor termice şi metasomatice afiliate lor din regiunea pe care am cercetat-o.

II. Geologia regiunii

Corpurile intrusive de roci banatitice de la Măgureaua Vaţei străbat şi transformă la contact magmatitele mezozoice şi depozitele sedimentare jurasice şi cretacice.

1. *Magmatitele mezozoice*

La sud de Vaţa, magmatismul mezozoic s-a manifestat în două faze (Giuşcă et al., 1963). Într-o primă fază s-au pus în loc bazalte, dolerite şi gabbrouri, iar în cea de-a doua, andezite cu augit şi hornblendă, andezite cu hornblendă şi biotit, riodacite şi riolite.

Bazaltele ocupă cea mai largă suprafaţă, constituind fondul hărţii geologice (pl.); în partea centrală a regiunii acestea sînt acoperite de calcarele jurasice şi de depozitele senoniene.

Bazaltele de culoare închisă, cenuşii-verzui sau roşcate cînd sînt alterate, sînt, de regulă, afanitice dar uneori se constată treceri spre roci fin faneritice-anamesitice. În general roca este omogenă, compactă, dar pe alocuri prezintă texturi vacuolare.

Structura rocii este de obicei porfirică şi mult mai rar intergranulară. Sub microscop, roca apare constituită dintr-o masă fundamentală cu structura intersertală în care plutesc fenocristale de labrador şi augit. Mai rar, în pasta sticloasă, maronie, se observă microlite aciculare de plagioclaz care uneori sînt orientate imprimînd structurii un caracter pilotaxitic. În mod obişnuit interstiţiile plagioclazilor sînt ocupate de granule de minerale opace, augit şi, uneori, sticlă, de obicei cloritizată.

Plagioclazul, maclat, dar nezonat, este rareori proaspăt fiind aproape întotdeauna acoperit cu o peliculă de minerale argiloase sau înlocuit de epidot, calcit, sericit şi albit.

Augitul alotriomorf din masa fundamentală precum şi în fenocristalele idiomorfe apare rareori proaspăt. De obicei este uralitizat sau cloritizat.

În bazaltele amigdaloide, care se dezvoltă în apropiere de Măgureaua Vaţei, alveolele sînt umplute de obicei cu clorit sau calcedonie. Alteori cloritul este înconjurat de un inel de cuarţ fin granular sau de calcit. Mai rar amigdalele sînt căptuşite cu zeoliţi şi calcit.

În apropierea corpurilor banatitice, bazaltele suferă intense transformări. La SV de Măgureaua Vaţei, pe lîngă actinot (format pe seama augitului) se întîlnesc epidot, calcit şi silice depuse pe fisuri, imprimînd rocii bazaltice un aspect brecios.

D o l e r i t e l e au fost întîlnite într-o singură ivire, pe valea Ponorului, la sud de Căzăneşti unde apar ca facies marginal al unor gabbrouri ce formează un corp de mici dimensiuni.

Macroscopic, roca masivă, de culoare negricioasă, este fin granulară, totuşi se disting cu ochiul liber plagioclazul şi piroxenul.

Sub microscop, roca cu structură ofitică şi subofitică sau intergranulară apare constituită din labrador idiomorf, augit şi hipersten, precum şi magnetit.

Plagioclazul (An_{55-65}) de obicei maclat, foarte rar, uşor zonat, este adeseori albitizat, iar alteori calcitizat.

Piroxenul este complet uralitizat şi cloritizat.

Gabbrourile apar pe 200 m în cursul inferior al văii Ponorului, la nord de ivirea de dolerit spre care trec treptat prin intermediul unui facies porfiric.

Macroscopic, în roca masivă de culoare cenuşie-verzuie, se disting minerale femice cu dimensiuni de 3—4 mm şi stinghii alungite (5—6/1—2 mm) de plagioclazi.

Sub microscop, roca apare constituită din diopsid (aproape complet uralitizat şi cloritizat) labrador (An_{57}) şi ilmenit. Structura rocii este hipidiomorf-granulară cu treceri spre ofitică.

Plagioclazul, de regulă idiomorf, se prezintă maclat şi foarte slab zonat; este în general proaspăt şi numai rareori calcitizat sau albitizat.

Două analize chimice executate în laboratoarele ICMC reprezentînd un bazalt negru, fin, compact, din valea Birtinului (1) şi gabbroul din valea Ponorului (2) sînt prezentate în tabelul 1. Pe diagrama *QAP* (S t r e c k e i s e n, 1967, 1973) proiectate pe baza calculelor din norma CIPW rocile se plasează pe linia *AP*, la limita domeniului bazaltic, respectiv gabbroic. Prin planimetrare gabbrourile se plasează în colţul *P* al diagramei, roca neconţinînd feldspat potasic şi cuarţ liber.

Pe diagrama *QML* cele două roci analizate se proiectează în cîmpul delimitat de G i u ş c ă et al. (1963) pentru ofiolitele din faza I din masivul Drocea.

În rocile bazice analizate chimic au fost determinate şi conţinuturile în elemente minore, care prezintă următoarele valori pentru proba 1,

TABELUL 1

Compoziţia chimică (%), parametrii Niggli, minerale normative şi valorile Q A P pentru rocile bazaltice (1) şi gabbroice (2) din regiunea Măgureaua Vaţei— valea Birtinului

	1	2	Parametrii Niggli			Minerale normative		
SiO_2	52,03	47,99	*si*	130,50	107,22	ap	0,60	0,24
TiO_2	0,77	0,38	*ti*	1,45	0,64	il	1,46	0,73
Al_2O_3	17,15	17,20	*al*	25,34	22,64	or	6,01	1,17
Fe_2O_3	3,02	4,78	*fm*	43,42	45,37	ab	36,15	21,96
FeO	5,78	2,14	*c*	19,21	26,08	an	23,21	34,12
MnO	0,09	0,10	*alk*	12,03	5,91	c	0,50	—
MgO	6,80	9,96	*p*	0,27	0,09	mt	4,39	6,05
CaO	7,15	10,90	*k*	0,14	0,05	di	—	0,61
Na_2O	4,28	2,60	*mg*	0,59	0,73	en	—	8,57
K_2O	1,02	0,20	*c/fm*	0,44	0,57	hy	23,63	20,51
P_2O_5	0,25	0,10	*w*	0,32	0,66	ol	0,15	0,15
CO_2	1,67	1,22	*Q*	30,45	28,81			
S	0,03	0,02	*M*	28,00	34,98			
H_2O^+	—	1,73	*L*	41,55	36,20	Q	0	0
H_2O^-	0,11	0,26	*qz*	−17,63	−16,43	A	9,2	2,1
	100,15	99,58				P	90,8	97,9

Analist: E l e n a C o d o b a n.

respectiv 2: Pb — 9, < 2; Cu — 40,17; Ga — 23,16; Ni — 105, 110; Co — 28,32; Cr — 270, 190; V — 280, 250; Sc — 28,28; Y — 22,14; Yb — 2,3 şi 1,7; Be — 1,2 şi < 1; Zr — 150, 55; Ba — 185,12; Sr — 390, 160; Li — 85,3.

A n d e z i t e l e c u a u g i t ş i h o r n b l e n d ă au un pronunţat aspect porfiric imprimat în special de fenocristalele larg dezvoltate de amfibol, ce depăşesc uneori 1 cm. Pe hartă sînt separate în vîrful Măgureaua Vaţei.

Sub microscop, roca apare constituită dintr-o masă fundamentală hialopilitică sau intersertală compusă din plagioclazi, hornblendă, magnetit şi sticlă. De regulă pasta este invadată de clorit.

Fenocristalele sînt reprezentate prin augit (de obicei înlocuit cu actinot), hornblendă verde şi plagioclaz. Adesea hornblenda prezintă o coroană opacitică. Plagioclazul, de obicei tulbure, este maclat şi uneori zonat. Frecvent este pseudomorfozat de albit sau zeoliţi. Epidotul înlocuieşte plagioclazul şi mineralele femice sau apare în cuiburi ori pe fisuri, uneori alături de cuarț în masa fundamentală. Aspectele vacuolare sînt mai rare, iar cînd apar alveolele sînt umplute cu clorit, cuarț sau zeoliți și calcit.

Andezitele cu hornblendă și biotit apar tot în partea de nord-vest a regiunii, la est și nord de Măgureaua Vaței, sub forma unor corpuri de mici dimensiuni.

Macroscopic, sînt roci masive, de culoare cenușie sau roz, cu aspect porfiric. Cu ochiul liber se pot distinge rare fenocristale de hornblendă, foițe de biotit, plagioclaz, precum și cuarț și clorit în alveole.

Sub microscop, roca apare constituită dintr-o pastă în care se disting cîteodată microlite fine, aciculare, de plagioclaz, care mulează atît fenocristalele cît și alveolele umplute de clorit, cuarț și zeoliți. De obicei masa fundamentală este criptocristalină, iar alteori este microcristalină. Fenocristalele de hornblendă sînt uneori proaspete și în acest caz biotitul este în cantități reduse. Alteori se observă vechi contururi bazale de hornblendă tapisate cu biotit precum și biotit dezvoltat în foițe largi, independente, cu dimensiuni de 2—3 mm de culoare brună-roșcată, ușor opacitizate și adesea cu incluziuni de apatit; destul de des biotitul este epidotizat. Într-un dyke subțire de la nord de Măgureaua Vaței, biotitul, în foițe larg dezvoltate, este verde-deschis, conține incluziuni de apatit și este opacitizat în lungul planelor de clivaj. Plagioclazul maclat este de obicei fisurat, zdrobit și invadat de albit și unori de epidot. Diaclazele ce străbat roca sînt umplute cu epidot și cuarț.

Riodacitele au fost întîlnite într-un dyke subțire în valea Cerboaia, la nord de vîrful Cornetu. Sînt roci masive, porfirice, de culoare albă-rozie, în care, cu ochiul liber, se disting cristale alungit-prismatice de feldspați.

Sub microscop, roca apare constituită dintr-o masă fundamentală cuarțo-feldspatică granofirică, care constituie peste 90% din suprafața secțiunii. Fenocristalele sînt reprezentate prin feldspat plagioclaz acid, albit oligoclazic și mai rar biotit. Plagioclazul este adesea pseudomorfozat de sericit și calcit. Întreaga rocă este străbătută de fisuri umplute cu silice fin granulară.

Riolitele sînt roci porfirice, masive, de culoare albă-gălbuie, uneori rozie, în general alterate, în care se pot distinge macroscopic, rare cristale de feldspat, cuarț și biotit. Le-am întîlnit în valea Cerboaia străbătînd bazaltele și în valea Prihodiște prinse ca blocuri în masa depozitelor senoniene.

Sub microscop, roca apare constituită dintr-o masă fundamentală ($< 70\%$) criptocristalină sau granofirică în care sînt înglobate fenocristale de plagioclaz, cuarț, ortoză, biotit și foarte rar, hornblendă. Uneori cuarțul nu apare în fenocristale, alteori nu apare ortoza, în schimb biotitul este omniprezent.

Plagioclazul, un oligoclaz cu conținut maxim de 29% An, este adesea mai acid, cu relief negativ. De obicei este acoperit cu o peliculă cenușie de minerale argiloase, care caracterizează de obicei alterațiile feldspaților potasici. În alte cazuri plagioclazul este calcitizat sau sericitizat. Cînd este ceva mai proaspăt ori în nucleele ce au scăpat alteraţiei se observă macle polisintetice, dar nu se observă zone.

Feldspatul potasic, un ortoclaz cu $-2V = 70°$, apare în cristale simple sau maclat Karlsbad ori Baveno; este mai puţin alterat decît plagioclazul.

Biotitul este de obicei baueritizat, dar alteori apare doar uşor cloritizat sau opacitizat. În stare proaspătă se întîlneşte destul de rar. Conţine incluziuni de apatit şi minerale opace.

Cuarţul se întîlneşte mai ales în granule mărunte în masa fundamentală, dar aproape întotdeauna şi ca fenocristale puternic corodate.

Rocile au fost analizate chimic şi parametrii QAP calculaţi din norma CIPW le plasează în cîmpul riolitelor.

2. *Depozitele jurasice*

Depozitele jurasic-superioare sînt reprezentate prin calcare recifale, bine dezvoltate în bazinele văilor Ponor, Cerboaia şi Prihodişte, repauzînd peste lavele bazaltice din faza I de erupţie; ele sînt străbătute de andezitele din cea de a doua fază a magmatismului mezozoic. Calcarele neojurasice sînt roci fine, compacte, de culoare cenuşie, în baza cărora, C i o f l i c a (1960) într-o serie de puncte a semnalat prezenţa unor intercalaţii de silexuri cu grosimi centimetrice, iar pe valea Ponorului a sesizat aspectul brecios al acestora, în care cimentul fragmentelor de calcare este o argilă gălbuie-roşcată. De obicei însă, calcarele sînt transformate în marmure de culoare albă, cu granulaţie variabilă şi cu atît mai pronunţată cu cît se găsesc mai aproape de principalele corpuri intrusive (din dealul Cornetu şi Măgureaua Vaţei-valea Birtinului). În masa marmurelor şi uneori chiar în calcarele practic nerecristalizate, în imediata apropiere a corpurilor de roci banatitice, s-au format skarne cu interesante parageneze mineralogice.

3. *Depozitele cretacice*

În regiunea cercetată depozitele sedimentare cretacice aparţin Barremian-Apţianului şi Senonianului.

Depozitele barremian-apţiene, separate ca atare de G. M a n t e a et al. (1963) [3] apar pe hartă în bazinul văii Prihodişte; anterior au fost considerate apţiene de G h i ţ u l e s c u şi S o c o l e s c u (1941).

Litologic, aceste depozite sînt reprezentate prin şisturi argilo-marnoase, uşor micacee, foioase, de culoare roşcată-violacee sau verzuie. De obicei sînt intens cutate, tectonizate, cu numeroase oglinzi de fricţiune. Peste şisturile argilo-marnoase se dispun gresii cuarţoase, în bancuri decimetrice, precum şi conglomerate poligene, în alternanţe cu marne grezoase şistoase şi cu gresii calcaroase şi calcare.

[3] Arh. IGG, Bucureşti.

Orogeneza austrică este trădată în regiune prin cutarea stratelor barremian-apțiene precum și prin exondarea teritoriului, care s-a menținut pînă în Senonian (Mantea et al., 1963)[4].

Depozitele senoniene, separate de Ghițulescu și Socolescu (1941) și de Mantea et al. (1963)[5] se dispun discordant fie peste formațiunile sedimentare jurasice sau cretacic-inferioare, fie peste produsele magmatismului bazic. Pe harta noastră au fost separate în partea centrală a regiunii cercetate. În zona văilor Prihodiște și Vățișoara marnele și argilele șistoase cenușii prezintă intercalații de gresii și marne grezoase micacee, uneori conglomerate, care predomină spre părțile superioare. Șisturile grezo-marnoase de culoare cenușie-negricioasă, stratificate în plăci subțiri cu foițe de mică pe fețele de separație, uneori cu urme cărbunoase (din bazinul văii Vățișoara) sînt transformate în corneene dure, cu biotit, în aureola corpului de monzodiorit cuarțifer.

În împrejurimile vîrfului Cornetului, peste roci bazice și calcare jurasice se dispun gresii siltitice și marnocalcare cenușii-negricioase, fin stratificate, cu rare alternanțe de calcare cenușii-albicioase fine, ușor recristalizate. În cadrul zonei de aflorare a acestor depozite, pe pantele vestice ale vîrfului Cornetului, aproape de vîrf, am identificat blocuri numeroase de minereu alcătuit din magnetit martitizat și baritină.

La sfîrșitul Senonianului, diastrofismul laramic conduce la exondarea definitivă a regiunii precum și la crearea unor dislocații dintre care unele de amploare regională (Ianovici et al., 1969). Fracturile tectonice laramice sau altele mai vechi reîntinerite au servit drept căi de acces pentru magmatitele banatitice.

III. Rocile banatitice

Ca peste tot în Apusenii de Sud și în această zonă rocile banatitice au fost consolidate în condiții subvulcanice și hipabisice, lipsind formațiunile efuzive, cunoscute în Vlădeasa și bazinul Rusca Montană.

Pe harta geologică anexată (pl.) sînt conturate două intruziuni principale: una de dimensiuni mai mici (1/0,5 km) în dealul Cornetului, la nord de valea Ponorului și o alta de formă alungită, care se urmărește de la Măgureaua Vaței, 9 km spre est, pînă în bazinul superior al văii Birtinului; lățimea acestui din urmă corp, cu valoare maximă la SV de vîrful Urzica, nu depășește 1,5 km și se menține în general sub 1 km. Un roi de corpuri mărunte se dispersează în jurul intruziunilor principale. Deși în cadrul corpurilor principale există neomogenități care au fost semnalate de Cioflica (1960) și de Jude et al. (1973) compoziția mineralogică rămîne în general aceeași, variațiile fiind date de proporția în care participă mineralele constituente. Astfel de la monzodiorite cuarțifere caracteristice majorității corpurilor de roci grăunțoase sau porfirice se trece, spre periferia intruziunilor principale, mai ales cînd vin în contact cu calcarele neojurasice, la monzonite cuarțifere și chiar la monzonite.

[4,5] *Op. cit.* pct. 3.

Derivatele mai bazice, dioritice, cuarţdioritice şi monzodioritice sînt slab reprezentate. Granodiorit-granitele dispuse în general în zonele centrale ale intruziunilor principale sau în corpuri independente de roci mai mult sau mai puţin porfirice nu diferă mineralogic de monzodioritele cuarţifere. Pe hartă am separat: diorite-diorite cuarţifere, monzodiorit-monzonite, porfire cuarţ-monzodioritice, monzodiorite cuarţifere, monzonite cuarţifere, porfire granodioritice, granodiorit-granite şi microgranite şi aplite.

1. *Diorite-diorite cuarţifere*

Dioritele şi dioritele cuarţifere se deosebesc mineralogic numai prin cantitatea de cuarţ. Pe hartă am separat diorite în valea Seacă, afluent drept al văii Cerboaia, la limita sudică a corpului de monzodiorit cuarţifer, în apropiere de contactul cu marmurele. Roci de compoziţie cuarţdioritică au fost întîlnite şi separate pe hartă într-un corp ceva mai bine dezvoltat de pe valea Ponorului, la sud-vest de vîrful Cornetului.

Macroscopic, rocile masive prezintă adesea neomogenităţi, zone bogate în minerale melanocrate sînt înglobate într-o masă mai deschisă la culoare, preponderent feldspatică.

Privite sub microscop rocile dioritice sau cuarţdioritice se deosebesc de monzodioritele cu care se asociază prin cantitatea mai mare de minerale feromagneziene şi prin conţinutul scăzut în feldspat potasic.

Mineralul predominant este plagioclazul, care se prezintă în cristale în general idiomorfe, maclate dar nu întotdeauna zonate. Dimensiunile cristalelor de plagioclazi variază în limite largi (6,6/2,1—0,2/0,1 mm). Conţinutul în anortit al plagioclazului variază de obicei între 44—52 % An, dar în corpul din valea Ponorului într-un cristal puternic zonat nucleul prezintă 65 % An în timp ce zona de la periferia cristalului are 37 % An. De obicei mineralul este proaspăt, mai rar fiind pseudomorfozat de sericit sau albit.

Ortoza xenomorfă adesea în concreşteri grafice cu cuarţul apare ca plaje în interstiţiile dintre plagioclazi şi minerale femice. Dimensiunile cristalelor sînt reduse (0,7/0,4—0,05/0,02 mm).

Cuarţul se prezintă în general în granule de dimensiuni reduse (1,4/0,5—0,04/0,02 mm).

Dintre mineralele femice, hiperstenul, adesea bastitizat, este corodat magmatic de augit şi amîndouă de hornblenda verde. Biotitul în cantităţi mari în corpul din valea Ponorului lipseşte în ivirea din valea Seacă; corodează atît piroxenii cît şi hornblenda. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin magnetit, apatit şi sfen, iar cele secundare prin epidot, actinot, clorit + sericit şi albit. Proporţiile în care participă mineralele la alcătuirea rocilor precum şi valorile *QAP* şi indicele de culoare sînt prezentate în tabelul 2.

2. *Monzodiorite-monzonite*

Monzodioritele trec, prin creşterea conţinutului în ortoză spre monzonite, de aceea, pe hartă, le-am grupat împreună. Monzodioritele apar

TABELUL 2

Compoziţia mineralogică a rocilor banalitice de la Măgureaua Vaţei

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul petrografic	Localizare	Q*	Or	Pl	Bi	Hb	Px	Chl, Ep	Ap, Zr, Ti	Minerale opace	IC	Q	A	P
1	66	Granit	Valea Ponorului	19,95	24,8	42,17	4,64	4,03	2,07	1,42	0,92		13	23,0	28,5	48,5
2	66B	Granit	Valea Ponorului	17,81	27,75	41,76	3,90	3,50	3,50	—	0,06	1,61	12,61	20,5	31,7	47,8
3	70	Granit	Valea Ponor, S Cornet	21,60	30,16	41,53	3,10	1,61	—	0,01	0,19	1,77	6,71	23,11	32,32	44,51
4	110	Granit	Valea Arsă	20,4	25,8	39,7	6,76	5,08	0,93	—	1,28		14,08	23,7	30,1	46,2
5	109	Granit	Valea Arsă	20,85	28,65	41,32	5,82	1,07	0,92	—	1,33		9,18	22,9	31,5	45,6
6	111	Granodiorit	Valea Birtinului	21,4	15,8	50,8	6,4	2,5	0,11	1,17	0,20	1,65	11,98	20,3	17,9	57,8
7	95	Granodiorit	Valea Birtinului	17,2	21,5	43,0	5,5	9,7	2,9	—	0,10	0,10	18,91	21,0	26,3	52,7
8	66A	Granodiorit	Valea Ponorului	17,39	22,24	42,55	5,03	5,26	5,80	—	0,06	1,67	17,82	21,2	27,0	51,8
9	113	Monzonit cuarţifer	Valea Cerboaia izvoare	15,36	30,8	33,5	9,6	6,85	1,30	1,0	0,33	1,31	20,41	19,3	38,7	42,0
10	102	Monzonit cuarţifer	Valea Birtinului	13,94	27,75	45,0	2,46	3,34	2,04	3,37	2,09		13,31	16,1	32,0	51,9
11	73	Monzonit cuarţifer	Valea Văţişoara	11,43	29,10	38,13	3,61	9,58	2,55	3,51	2,09		21,34	14,53	37,0	48,46
12	6B	Monzonit cuarţifer	SE Măgureaua Vaţei	12,22	40,27	40,27	0,83	2,95	1,80	—	0,41	1,21	7,24	13,17	43,41	43,41
13	6A	Monzonit cuarţifer	SE Măgureaua Vaţei	13,47	26,28	49,72	3,20	0,58	4,46	—	0,21	2,05	11,75	15,05	29,37	55,57
14	5	Monzonit cuarţifer	SE Măgureaua Vaţei	11,25	35,14	43,60	1,02	—	6,96	—	2,00		10	12,50	39,04	48,44
15	0,25	Monzonit cuarţifer	Valea Văţişoara	18,0	32,2	33,5	7,0	4,4	3,1	—	0,8	1,0	16,3	21,5	38,5	40,0
16	74	Monzonit cuarţifer	S Urzica	8,06	24,89	44,25	2,04	7,59	7,14	2,89	3,16		22,8	10,44	32,24	57,32
17	82	Monzonit cuarţifer	Valea Văţişoara	11,15	26,01	47,04	0,31	9,47	0,90	2,23	0,08	2,70	26,0	13,24	30,9	55,9
18	83	Monzonit cuarţifer	Valea Văţişoara, S Urzica	10,33	26,9	42,5	4,66	5,06	7,3	0,4	0,13	2,70	20,2	12,95	33,7	53,3
19	41	Monzodiorit cuarţifer	Valea Cerboaia	17,38	15,89	50,54	3,89	7,61	0,05	2,56	1,88		16,19	20,73	18,96	60,30
20	6	Monzodiorit cuarţifer	SE Măgureaua Vaţei	13,45	21,21	51,74	3,35	1,06	6,21	0,76	2,19		13,60	15,56	24,54	59,88
21	128	Monzodiorit cuarţifer	S Măgureaua Vaţei	12,8	19,4	51,6	5,0	3,4	5,46	0,05	0,21	1,97	16,13	15,3	23,2	61,5
22	69	Monzodiorit cuarţifer	Valea Ponorului	12,90	20,22	52,81	2,50	—	7,68	—	0,10	2,07	14,07	15,01	25,53	61,45
23	041	Monzodiorit cuarţifer	Pîrîul Văţişoara izvoare	10,6	20,5	50,3	8,7	—	8,1	—	0,6	1,3	18,7	13,0	25,0	62,0
24	0,30	Monzodiorit cuarţifer	Izvoarele Birtinului	8,90	18,7	51,6	0,8	8,95	4,7	4,3	0,18	1,94	20,8	11,2	23,6	65,2
25	114	Monzodiorit cuarţifer	Valea Cerboaia	7,57	17,54	53,23	3,20	12,8	2,9	0,6	0,4	1,7	21,7	9,7	22,4	67,9
26	91	Monzodiorit cuarţifer	Valea Birtinului	5,81	19,8	54,8	5,8	2,60	8,50	0,94	0,15	1,41	19,59	7,2	24,6	68,2
27	42	Monzodiorit cuarţifer	Valea Cerboaia	7,33	11,35	68,00	—	0,50	—	—	1,45		8,31	8,45	13,09	78,44
28	122	Monzodiorit cuarţifer	Valea Cerboaia izvoare	10,6	8,35	57,8	8,3	8,3	4,2	0,5	0,3	1,7	23,29	13,8	10,9	75,3
29	115	Monzodiorit	Valea Cerboaia izvoare	2,8	12,4	66,2	1,36	13,0	0,35	1,23	0,13	2,44	18,5	3,5	15,2	81,3
30	120A	Monzodiorit	Valea Cerboaia izvoare	3,8	21,5	62,8	0,5	1,0	8,8	0,17	0,26	1,10	11,81	4,4	24,4	71,2
31	44	Monzonit	Bifurcaţia Cerboaia	2,28	29,46	49,05	3,94	2,33	11,69	—	0,18	1,04	19,2	2,82	36,42	60,71
32	63A	Diorit cuarţifer	Valea Ponor SV Cornet	4,78	4,01	57,85	11,73	5,89	0,02	1,94	0,09	3,68	26,4	7,17	6,02	86,81
33	45	Diorit	Cerboaia bifurcaţie	1,49	4,17	65,40	—	0,93	26,57	—	1,06	0,34	28,4	2,09	5,86	92,03

* Prescurtări: Q = cuarţ; Or = ortoză; Pl = plagioclaz; Bi = biotit; Hb = hornblendă; Px = piroxeni; Chl = clorit; Ep = epidot; Ap = apatit; Zr = zircon; Ti = titanit; I.C. = indice de culoare.

în valea Cerboaia, în partea de sud a corpului de monzodiorite cuarţifere, în apropierea contactului cu calcarele jurasice, transformate în skarne cu granaţi, vezuvian, wollastonit şi melilit. Roca este masivă, de culoare cenuşie, cu tente verzui, în care se disting cu ochiul liber, plagioclazi şi biotit proaspăt precum şi prisme de minerale femice transformate.

Sub microscop roca nu se deosebeşte prea mult de diorite. La alcătuirea rocii participă plagioclaz idiomorf (An_{46-48}), cuarţ, ortoză, hipersten, augit, amfibol, biotit, apatit, sfen, magnetit şi/sau ilmenit şi secundar fluorină, epidot şi clorit. Roca este în general proaspătă dar uneori plagioclazul este uşor sericitizat sau albitizat. Piroxenii în general uralitizaţi sau albitizaţi sînt uneori corodaţi de biotit. Ortoza xenomorfă, în plaje, rareori maclată, este de obicei pertitică. În tabelul 2 se prezintă două analize modale pentru rocile monzodioritice.

Monzonitele apar într-un dyke ce străbate calcarele din versantul drept al văii Cerboaia în zona de bifurcaţie a acesteia. Macroscopic roca nu se deosebeşte de monzodiorit iar microscopic se dovedeşte a fi mai bogată în feldspat potasic (tab. 2). Mineralele femice arată clar o serie de reacţie continuă de la piroxen la biotit.

3. *Porfire cuarţ-monzodioritice*

J u d e et al. (1973) au descris aceste roci ca microdiorite porfirice dar noi am argumentat (Ş t e f a n, 1980) de ce preferăm denumirea de porfire. Analizele chimice de care dispunem ne-au permis să le definim ca porfire cuarţ-monzodioritice. Din roci de acest tip sînt constituite majoritatea dyke-urilor şi apofizelor care se întîlnesc în văile Ponor, Cerboaia şi Birtin.

Sînt roci porfirice, de culoare cenuşie, în masa cărora se disting cu uşurinţă fenocristale de plagioclaz şi ceva mai rar piroxeni şi amfibol.

Sub microscop, roca de obicei alterată, tulbure, prezintă o masă fundamentală (30—70% din volumul rocii) constituită în cea mai mare parte din microlite de plagioclaz la care se adaugă cuarţ şi ortoză. Mineralele femice din masa fundamentală sînt greu de recunoscut fiind complet cloritizate. În unele corpuri mărunte şi mai ales în cele mai îndepărtate de intruziunile principale (cursul inferior al văii Cerboaia) masa fundamentală poate fi şi mai fin granulară sau chiar sticloasă roca trecînd spre un andezit. În acest caz microlite aciculare de plagioclaz, orientate sau fără nici o ordonare, plutesc într-o masă sticloasă iar în cadrul acesteia se disting fenocristale de plagioclaz, piroxen, hornblendă şi uneori biotit, de obicei transformate. În cadrul aceluiaşi corp, uşor de urmărit pe direcţie, la cca 100 m, roca este un porfir cuarţ-monzodioritic tipic, cu masa fundamentală microgranulară şi, de data aceasta, ceva mai proaspăt. Astfel de treceri spre roci afanitice se mai întîlnesc şi în cadrul altor corpuri mărunte şi uneori chiar la limita celor două corpuri mai mari, dar variaţia structurală descrisă în cadrul dyke-ului de 1—3 m grosime, situat la 1 km spre est de Căzăneşti, în ambii versanţi ai văii Cerboaia, ni se pare cea mai caracteristică pentru banatitele din regiunea de la sud de Vaţa.

Fenocristalele de feldspat plagioclaz (în proporție de 15–45% din volumul rocii și cu dimensiuni ce variază de la 3,5/2,0 – 0,7/0,3 % mm) sînt zonate și maclate. Conținuturile în anortit sînt de asemenea variabile (38 –52 % An). Plagioclazul este rareori proaspăt de obicei cristalul fiind invadat dinspre exterior către centru de o peliculă cenușie de minerale argiloase. Uneori plagioclazul este străbătut de o rețea fină de fisuri umplute cu albit, iar alteori este sericitizat sau pseudomorfozat de epidot. Destul de des este zeolitizat, iar în alte cazuri este înlocuit complet de sericit și/sau calcit.

Cuarțul, întîlnit foarte rar ca fenocristale este corodat de masa fundamentală.

Mineralele femice sînt de obicei transformate și se pot recunoaște fie ca relicte fie după contururi.

Piroxenul monoclinic (4 –12 %) cu dimensiuni variabile (1,3/1,0 – 0,03/0,02) apare adesea corodat de hornblenda verde iar în apropierea corpului cuarț-monzodioritic este înlocuit cu actinot. De obicei însă, piroxenul este înlocuit prin clorit, uneori asociat cu calcit, alteori este pseudomorfozat de epidot.

Hornblenda verde, în fenocristale și microlite (2,5/1,0 –0,4/0,2 mm) participă în proporții variabile la alcătuirea rocii (1 –6 %). În unele cazuri hornblenda predomină asupra piroxenului și ca și acesta este adesea înlocuit de minerale secundare. Am întîlnit însă și cazuri în care piroxenul și biotitul sînt pseudomorfozate în timp ce hornblenda se păstrează proaspătă.

Biotitul, în foițe cu dimensiuni variabile (0,9/0,5 –0,1/0,04 mm) este subordonat hornblendei și piroxenului (1 –3 %) pe care le corodează adesea. De obicei biotitul este înlocuit prin clorit în masa căruia se pot întîlni granule de epidot, minerale opace și apatit. Trecerea biotitului în clorit se face uneori prin intermediul unui biotit verde, pleocroic.

4. *Monzodiorite cuarțifere*

Monzodioritele cuarțifere sînt rocile predominante în cadrul faciesurilor granulare. Au fost descrise fie ca granodiorite (C i o f l i c a, 1960) fie ca diorite cuarțifere (J u d e et al.,1973). Macroscopic, monzodioritele cuarțifere sînt roci masive grăunțoase de culoare cenușie-negricioasă, cînd sînt proaspete, sau cenușie-verzuie cînd sînt alterate.

Privită la microscop, roca prezintă textura masivă și structură hipidiomorf-granulară. La alcătuirea rocii participă : plagioclazi, cuarț, ortoză, hipersten, augit, hornblendă verde și biotit, ca minerale principale și apatit, magnetit, mai rar sfen – ca accesorii. Secundar apar : epidot, calcit, sericit, clorit, albit și zeoliți (tab. 2).

Feldspații plagioclazi în cristale cu dimensiuni variabile (2,4/1,2 – 0,2/0,1 mm) reprezintă 50 –68 % din masa rocii și se prezintă în unele cazuri în două generații. Astfel în extremitatea estică a dyke-ului Măgureaua Vaței-valea Birtinului, în valea Pietrii, la limita nordică a corpului cantonat în bazalte, monzodioritele conțin, pe de o parte, cristale submilimetrice maclate şi în general nezonate cu conţinuturi mai scăzute în anortit (25—33 %), iar pe de altă parte, cristale mai largi de 2—3 mm, maclate şi intens zonate în care compoziţia plagioclazului, mai bazic, variază de la un nucleu cu 51—55 % An, spre zonele periferice mai acide cu un conţinut de 41—43 % An. Mai spre est, în valea Văţişoara, în acelaşi dyke, spre limita sudică a corpului, plagioclazul cu variaţii evidente de dimensiuni sugerează o structură seriată. Fenocristalele mai largi, intens zonate prezintă cele mai ridicate conţinuturi în anortit, ajungînd în unele zone la valori neobişnuit de mari (78—80 % An); de obicei însă conţinuturile plagioclazilor variază între 48—65 % An. Pe ansamblu însă monzodioritele cuarţifere au conţinuturile obişnuite cuprinse între 42—54 % An. Plagioclazii sînt în general proaspeţi mai rar pseudomorfozaţi de albit, sericit, epidot şi calcit.

Ortoza, în plaje xenomorfe (1,7/1,1—0,3/0,2 mm) umplînd spaţiile libere, prezintă uneori concreşteri grafice sau micrografice cu cuarţul. Nu apare maclată decît foarte rar şi este în general tulbure, datorită mineralelor argiloase care o acoperă.

Hiperstenul este prezent întotdeauna dar în proporţie subordonată faţă de augit. Uneori apare înconjurat cu o coroană de augit.

Augitul este mineralul femic principal. Apare rareori proaspăt şi poate fi corodat magmatic cu hornblendă verde şi biotit. De obicei este parţial sau total uralitizat. În unele cazuri piroxenii sînt înlocuiţi complet de clorit şi se recunosc doar după contururile bazale. Dimensiunile cristalelor de piroxeni variază între 1,5/0,5—0,4/0,2 mm.

Hornblenda verde apare în proporţii variabile (tab. 2). Apare fie în cristale independente (1,2/0,8—0,2/0,1 mm) fie ca o coroană în jurul piroxenilor. Uneori este corodată de biotit. Prin alteraţie trece în clorit, în clorit şi calcit ± cuarţ ± oxizi de fier.

Biotitul în foiţe de dimensiuni variabile (0,3/0,2—0,1/0,1 mm) include adesea apatit şi este în general proaspăt. Uneori însă este înlocuit de clorit, alteori de epidot şi clorit, la care se pot adăuga granule de oxizi de fier.

5. *Monzonite cuarţifere*

Monzonitele cuarţifere se situează de obicei la periferia corpurilor de monzodiorite cuarţifere, respectiv granodiorit-granite şi sînt foarte greu de separat pe teren de primele.

Mineralogic sînt constituite în principal din plagioclazi, ortoză, cuarţ, piroxeni, amfiboli şi biotit. Accesoriu apar apatit, zircon, magnetit, sfen iar secundar se formează: epidot, clorit, calcit, sericit. Frapează proporţia ridicată de ortoză.

Plagioclazul, în general proaspăt, este maclat şi zonat şi prezintă conţinuturi în anortit comparabile cu cele ale monzodioritelor cuarţifere (42—55 % An). Frecvent apare învelit de feldspat potasic care se insinuează şi pe plane de clivaj sau fisuri; uneori procesul evoluează dinspre exterior spre centru, conservîndu-se doar nuclee, în general proaspete, de plagioclaz. Aceste aspecte se constată exclusiv în imediata vecinătate a calcarelor cînd pe distanțe mici de 1—2 m se formează endoskarne. Uneori plagioclazul este străbătut cu fisuri fine umplute cu albit.

Piroxenul, în general uralitizat, apare de obicei în cantități subordonate hornblendei.

Biotitul proaspăt corodează magmatic atît augitul cît și hornblenda. Uneori este cloritizat.

Ortoza și cuarțul formează uneori concreșteri grafice.

6. *Porfire granodioritice*

Rocile porfirice granodioritice s-au întîlnit la periferia corpurilor de granodiorit-granite în dealul Pietrilor și respectiv în valea Ponorului și în dealul Cornetului, precum și în cîteva corpuri independente din bazinele văilor Cerboaia și Ponor.

Într-o masă fundamentală constituită din cuarț (în granule mărunte de 0,13—0,05 mm) și ortoză (în plaje) sînt înglobate fenocristale de plagioclaz, cuarț, hornblendă, piroxeni și biotit.

Plagioclazul, maclat și zonat este un andezin cu 38—45% An; este corodat de masa fundamentală. De obicei apare înconjurat de o coroană albitică, limpede, din care pornesc vinișoare subțiri spre interiorul fenocristalului. Uneori plagioclazul este sericitizat, dar mai ales pseudomorfozat de zeoliți; mai rar este calcitizat și epidotizat.

Piroxenul și amfibolul sînt transformate.

Biotitul, mai abundent decît hornblenda, apare de obicei proaspăt, dar uneori este epidotizat sau cloritizat.

Ca minerale accesorii apar: apatit, magnetit și sfen.

Faciesuri porfirice mai pregnante, uneori cu o masă fundamentală afanitică se întîlnesc la extremitatea nordică a corpului din dealul Cornetului precum și la est de vîrful Măgureaua Vaței la izvoarele pîrîului Vățișoarei.

7. *Granodiorit-granite*

Pentru partea de est a corpului principal cu orientare est-vest J u d e et al. (1973) au separat, în bazinele văilor Birtin, Pietrilor și Arsă, granodiorite cu o bordură de microdiorite porfirice. Pe harta anexată (pl.) am conturat granodiorit-granite, în această zonă, precum și în aria valea Ponorului-dealul Cornetului. Analizele modale ca și parametrii *QAP* calculați din norma CIPW (J o h a n s e n, 1939) ne-au ajutat să conturăm mai exact corpurile de granodiorit-granite, care mineralogic (calitativ) sînt asemănătoare cu monzodioritele cuarțifere.

Sub microscop roca apare în general mai săracă în minerale feromagneziene și mai bogată în cuarț, iar hornblenda și biotitul predomină asupra piroxenului. În partea de sud-vest a intruziunii din dealul Cornetului, roca în esență granitică, cu cuiburi de turmalină, este lipsită de piroxen proaspăt. Se pare că amfibolul fibros, în cantități reduse, a înlocuit complet piroxenul. Biotitul domină hornblenda pe care o și corodează.

Masa principală a rocii este constituită din plagioclaz şi cuarţ. Accesoriu se adaugă magnetit, sfen şi apatit, iar secundar s-au format: epidot, clorit şi sericit.

În partea de est a regiunii, granodiorit-granitul se deosebeşte de cel descris mai sus prin dezvoltarea mai largă a plagioclazului (pînă la 4/2 mm) în raport cu mineralele femice care nu depăşesc dimensiunea maximă de 1,5 mm. În masa acestor roci am întîlnit atît piroxeni (hipersten şi augit) cît şi hornblendă şi biotit; acesta din urmă predomină.

Plagioclazii din corpul solitar de la cotul văii Ponorului sînt maclaţi şi de obicei mai bine zonaţi decît în alte cazuri. Au fost determinate, cu măsuţa universală, conţinuturi ale zonelor, de 34% An în nucleu, 28% An în zona mediană şi 30% An în zona externă. S-au întîlnit însă şi cristale nezonate, cu conţinuturi în anortit mai ridicate (37—42% An).

Plagioclazii din corpurile din extremitatea estică a dyke-ului sînt încă şi mai slab zonaţi şi prezintă în general conţinuturi mai puţin variabile (35—39% An). De obicei plagioclazii sînt uşor sericitizaţi, iar unele cristale sînt intens albitizate, în timp ce altele se menţin relativ proaspete.

Ortoza pertitică, uneori maclată, manteleazã adesea cristalele de plagioclaz ca şi în cazul monzodioritelor cuarţifere. Variaţia compoziţiei mineralogice a rocilor granodiorit-granitice este prezentată în tabelul 2.

În legătură cu punerea în loc a granodiorit-granitelor din extremitatea estică a corpului principal s-au manifestat cu intensitate fenomene pneumatolitic-hidrotermale care au condus la apariţia unor asociaţii constituite în principal din cuarţ, turmalină, epidot şi sericit, ce amintesc formaţiunile de graisen sau cuarţite secundare. În această zonă, pe valea Pietrilor, valea Arsă şi Culmea Borii, rocile banatitice sînt foarte intens sericitizate şi impregnate cu sulfuri, în special pirită. În aceeaşi zonă au fost cercetate prin galerii, actualmente inaccesibile, cîteva filoane cu sulfuri polimetalice, fără însă a avea conţinuturi importante de metale.

8. *Microgranite şi aplite*

Atît unele cît şi altele apar ca filoane înguste (de 10—30 cm) străbătînd toate celelalte roci banatitice.

Microgranitele apar în partea de nord-vest a regiunii, la sud-est de Măgureaua Vaţei. Sînt roci fine, masive, de culoare roz în care se sezizează rare fenocristale de plagioclaz.

În secţiuni subţiri plagioclazul (An $\approx$ 37) în proporţie redusă ($<$ 10%) este puternic corodat de masă fundamentală (90%) microgranulară constituită din cuarţ şi ortoză. Sînt prezente şi minerale femice opacitizate precum şi sfen în cantităţi reduse.

Într-o secţiune subţire ce provine din aplitul ce străbate monzodioritul cuarţifer de la izvoarele văii Seaca, ramificaţie principală dreapta a văii Cerboaia, am observat doar două fenocristale de plagioclaz corodat de masa micropegmatică formată din cuarţ şi ortoză. În afară de ortoza pertitică, uneori maclată şi de cuarţ se mai observă cîteva granule de minerale opace precum şi 2 cristale de biotit baueritizat.

Într-un alt filonaş îngust întîlnit pe un afluent drept al văii Ponorului, la sud de dealul Cornet, alături de biotitul proaspăt am observat şi un cristal de hornblendă. Biotitul, cele cîteva granule de minerale opace, plagioclazul invadat de ortoză precum şi hornblenda nu depăşesc 5% din suprafaţa secţiunii.

În încheierea prezentării tipurilor petrografice separate în zona Măgureaua Vaţei, considerăm utilă, o discuţie succintă asupra nomenclaturii pe care am folosit-o pornind de la diagrama *QAP* (S t r e c k e i s e n, 1967, 1973). Proiecţiile pe diagrame s-au făcut pe bază de integrări (fig. 1 a) şi pe baza calculelor din norma CIPW (fig. 10)[5].

Nomenclatura pe care am adoptat-o ţine seama atît de compoziţia mineralogică şi chimică a rocilor cît şi de aspectele lor structurale. În general nomenclatura folosită este fidelă celei propuse de S t r e c k e i s en (1967, 1973) deşi unele proiecţii, pe baze de analize chimice (fig. **1** b) mai ales în cazul rocilor puternic alterate sînt uneori deplasate faţă de cîmpul caracteristic (analizele 9, 13, 23 în tabelul 3).

Un prim aspect care se desprinde din examinarea diagramelor *QAP* este acela că majoritatea rocilor se plasează în cîmpul monzodioritelor cuarţifere şi granodioritelor. O altă observaţie este aceea că prin integrare unele roci se plasează în cîmpul monzonitelor cuarţifere (fig. 1 a, pro-

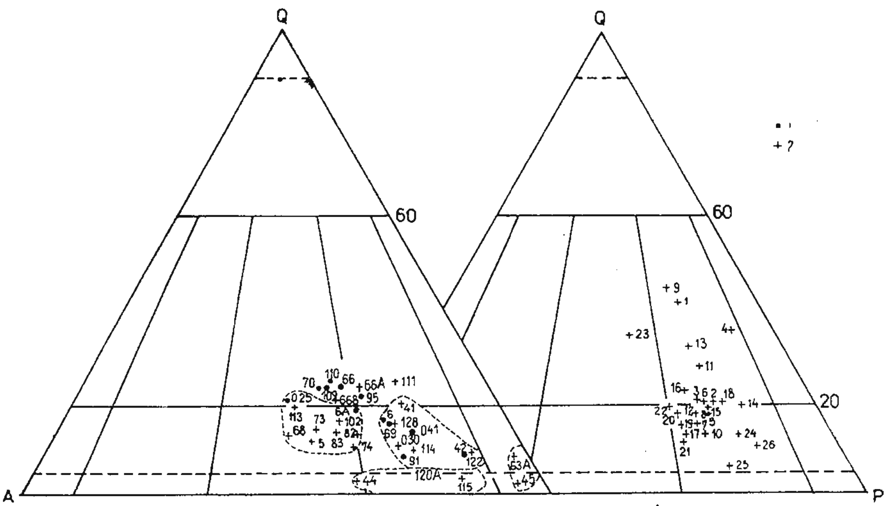


Fig. 1. — Diagrama *QAP* : (a) datele analizelor modale ; (b) analize normative ; 1, roci planimetrate neanalizate chimic ; 2, roci analizate chimic.

Le diagramme *QAP* : (a) données des analyses modales ; (b) analyses normatives : 1, roches planimétriques non-analysées chimiquement ; 2, roches analysées chimiquement.

[5] Cifrele 1—26 din diagrama *QAP*-normativă (fig. 1 b) corespund numerelor curente din tabelul 3.

bele 113 şi mai puţin probele 83 şi 82); pornind de la compoziţia normată, aceleaşi roci se proiectează în cîmpul monzodioritelor cuarţifere (fig. 1 b, nr. 17, 21, 19). Acest fapt se explică, cel puţin în cazul probei 113, prin aceea că pentru analiza chimică s-a folosit un eşantion mult mai mare, în care neomogenităţile au fost anulate, în timp ce în secţiune a fost surprinsă o zonă mai bogată în feldspat potasic.

Din dispunerea pe diagrama şi din observaţiile mineralogice reiese că magma generatoare pentru rocile eruptive banatitice a avut o compoziţie unitară cuarţ-monzodioritică, care a suferit o slabă diferenţiere.

IV. Caracterele geochimice ale rocilor banatitice şi concluzii petrogenetice

Rocile banatitice din regiunea Măgureaua Vaţei-valea Birtinului, reprezentate prin corpuri intrusive subvulcanice şi hipoabisice, prezintă structuri variate, dar din punct de vedere al compoziţiei mineralogice diferenţele nu sînt prea mari. Pentru a surprinde însă variaţiile de compoziţie am recoltat şi analizat chimic un număr de 23 eşantioane şi am folosit încă 3 analize publicate de J u d e et al. (1973). Probele numerotate de la 1—26 (tab. 3) provin din roci proaspete, în general, şi astfel, mai ales pentru rocile porfirice, ce n-au putut fi planimetrate, rezultatele analitice prelucrate au ajutat la definirea tipului petrografic.

Din tabel reies variaţiile conţinuturilor în oxizi putîndu-se sesiza valorile ceva mai ridicate în CaO (cu media 5,26) şi K_2O (cu media alcaliilor =5,96, din care K_2O = 30,5 %), asemănătoare în această privinţă cu rocile banatitice din imediata apropiere, din partea de sud a munţilor Bihor de la Hălmagiu) care au CaO = 4,72 şi media alcaliilor 7,41, din care K_2O = 46,8 %, Ş t e f a n în L a z ă r et al., 1977)[6].

Datele analitice proiectate pe diagrama Peacock (fig. 2) indică o valoare a indicelui alcali-calcic de 57,5 care evidenţiază caracterul subalcalin al magmelor prin a căror diferenţiere s-au format rocile banatitice din regiunea Măgureaua Vaţei.

Analizele chimice din tabelul 3 au fost prelucrate şi s-au calculat parametrii Niggli (tab. 4) precum şi compoziţia normată CIPW cu valorile *QAP* (tab. 5).

Relaţiile între parametrii Niggli au fost prezentate grafic (fig. 3a, 3b, 3c).

Astfel, pe diagrama *QML* (fig. 3 a) proiecţiile apar grupate strîns, deasupra liniei PF, în cîmpul rocilor saturate, dovedind caracterul calcoalcalin şi consanguinitatea acestor roci.

Pe o altă diagramă, *alk-al* (fig. 3 b) toate proiecţiile se grupează în domeniul compoziţiei intermediare sau săracă în alcalii.

În sfîrşit, în diagrama *fm-al* (fig. 3 c) proiecţiile se grupează în cîmpul izofal sau în imediata apropiere a acestuia subliniind din nou consanguinitatea rocilor analizate şi o slabă diferenţiere a magmei.

---

[6] Arh. IGG, Bucureşti.

TABELUL 3

Compoziția chimică a rocilor banatitice de la Măgureaua Vaței — valea Birtinului

Nr. crt.	Nr. probei	Tipul de rocă și locul de recoltare	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	S	H_2O^+	H_2O^-	Total
1	066	Porfir granodioritic, valea Ponorului	68,24	0,35	15,70	1,91	1,12	0,05	2,14	2,37	2,58	2,17	0,19	0,32	0,54	1,04	0,70	99,44
2	030	Monzodiorit cuarțifer, valea Birtinului	63,31	0,46	16,23	2,59	0,89	0,04	2,89	4,33	3,70	3,02	0,20	0,32	0,02	1,38	0,43	99,83
3	341 RJ	Granodiorit, Galeria Arsurii	63,05	0,63	15,66	2,30	2,45	0,16	2,42	4,70	3,68	3,10	0,20	0,55	urme	0,52	0,28	99,70
4	065	Granodiorit, valea Ponorului	62,85	0,45	17,60	2,78	2,45	0,16	3,00	4,34	3,06	1,08	0,19	0,39	—	0,88	0,50	99,73
5	043	Monzodiorit cuarțifer, valea Birtinului	62,83	0,61	16,40	1,64	2,22	0,08	3,39	4,61	3,72	3,10	0,18	0,43	—	0,33	0,22	99,78
6	66 B	Granodiorit, valea Ponorului	62,80	0,45	17,55	0,35	3,35	0,15	2,95	4,85	3,25	2,95	urme	0,55	urme	0,75	0,25	100,20
7	035	Porfir cuarț-monzodioritic, Sud Urzica	62,11	0,53	16,55	2,38	1,38	0,07	3,29	4,75	3,79	3,22	0,11	0,15	0,01	0,96	0,34	99,64
8	111	Granodiorit, valea Birtinului	61,75	0,45	17,25	1,00	2,85	0,15	2,30	5,50	3,40	3,55	0,20	0,60	0,07	—	0,40	99,64
9	06	Porfir cuarț-monzodioritic hidrotermalizat, valea Ponorului	61,42	0,21	14,80	3,18	0,83	0,06	2,49	4,75	3,05	1,94	0,05	3,36	0,02	2,91	0,69	99,76
10	2/11 RJ	Monzodiorit cuarțifer, Dealul Malului*	61,40	0,87	17,14	2,80	2,00	0,14	2,36	4,23	3,78	3,45	0,17	urme	0,06	0,34	0,21	99,55
11	103	Porfir granodioritic, Dealul Pietrilor	60,94	0,70	17,82	3,97	1,14	0,08	3,59	5,17	2,57	2,45	0,20	0,56	0,02	0,14	0,15	99,50
12	1/11 RJ	Monzodiorit cuarțifer, valea Birtinului*	60,88	0,79	15,75	3,34	2,32	0,09	3,12	4,44	3,58	3,24	0,21	0,21	urme	0,91	0,67	99,55
13	013	Porfir cuarț-monzodioritic hidrotermalizat, valea Ponorului	60,63	0,41	15,57	3,17	1,31	0,05	3,59	4,75	3,04	2,17	0,15	1,67	0,03	2,30	0,63	99,53
14	35	Porfir cuarț-monzodioritic, valea Cerboaia	59,56	0,60	16,92	3,39	1,43	0,09	3,49	5,59	3,63	2,09	0,22	0,98	0,03	1,42	0,38	99,82
15	66 A	Granodiorit, valea Ponorului	59,50	0,45	18,20	0,00	4,00	0,10	3,10	5,10	3,10	2,75	—	0,75	0,03	1,72	0,23	99,00
16	17	Porfir cuarț-monzodioritic, Vest Măgureaua	59,10	0,65	18,00	0,75	4,10	0,15	3,30	4,65	3,15	2,25	0,65	0,95	—	0,97	0,58	99,85
17	113	Monzonit cuarțifer, valea Cerboaia	59,00	0,45	16,60	0,80	4,15	0,15	2,25	6,50	3,20	3,65	0,55	1,00	—	1,80	0,20	99,50
18	128	Monzodiorit cuarțifer, valea Cerboaia	58,95	0,65	18,65	1,65	2,95	0,15	0,65	6,10	3,55	2,45	0,65	0,60	—	1,55	0,45	99,61
19	82	Monzonit cuarțifer, valea Vățișoara	58,10	0,60	19,50	0,40	4,00	0,20	2,55	5,10	2,80	3,65	—	0,70	0,16	1,70	0,20	99,50
20	24	Porfir cuarț-monzodioritic, valea Cerboaia	57,90	0,55	18,25	1,00	4,50	0,20	2,85	5,15	2,80	3,55	0,30	0,95	—	1,25	0,15	99,17
21	83	Monzonit cuarțifer, valea Vățișoara	57,00	0,55	19,25	1,55	3,50	0,25	2,95	5,75	2,95	3,75	0,45	0,55	0,07	0,45	0,50	99,45
22	52	Porfir cuarț-monzodioritic, valea Ponorului	56,05	0,45	18,75	1,75	3,70	0,25	3,75	5,15	2,25	3,55	—	1,05	—	0,85	0,75	98,10
23	22 A	Porfir cuarț-monzodioritic hidrotermalizat, valea Ponorului	55,50	0,20	16,95	0,75	3,40	0,15	3,20	6,70	1,50	3,05	0,30	3,15	—	4,10	0,95	99,90
24	93	Porfir cuarț-monzodioritic, valea Birtinului	55,40	0,65	15,51	4,76	1,14	0,10	4,00	7,15	3,87	2,24	0,23	2,23	0,03	2,32	0,42	100,05
25	114	Monzodiorit cuarțifer, valea Cerboaia	55,10	0,55	18,55	0,70	5,95	0,15	3,55	7,15	3,25	2,35	—	1,00	—	1,75	0,25	99,80
26	122	Monzodiorit cuarțifer, valea Cerboaia	55,10	0,75	18,50	1,45	5,70	0,20	3,75	7,25	2,95	1,55	0,55	1,00	—	0,40	0,35	99,50

* la sursă = diorit cuarțifer. Analizele 3, 10, 12 după **J u d e et al** (1973).

Analiști: A. **K i z y k**: nr. 3, 12; **G h. L a h o v a r i**: nr. 10; **G. A p o s t o l e s c u**: nr. 6, 8, 15, 16, 17, 18, 19, **20**, 21, **22**, 23, 24, 25; **E l e n a C o d o b a n, D o i n a D e m i a n**: nr. 1, 2, 5, 7, 9, 11, 13, 14; **E l e n a C î r c i u m a r u**: nr. 4.

TABELUL 4

Valorile Niggli pentru rocile banatitice în zona Măgureaua Vaței — valea Bîrlinului

Nr. crt.	Nr. probei	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	w	c/fm	Q	M	L	π	γ	α	μ	qz	Tipul de magmă
1	066	320,76	43,48	26,34	11,93	18,25	0,36	0,57	1,24	0,38	0,59	0,45	57,44	13,27	29,29	0,23	0,00	8,57	0,57	147,74	Farsunditică
2	030	236,75	35,76	26,29	17,34	20,61	0,35	0,61	1,29	0,32	0,71	0,66	46,01	11,18	42,80	0,27	0,05	4,69	0,58	54,32	Cuarțdioritică
3	341Rj	230,78	33,77	27,52	18,42	20,29	0,36	0,48	1,73	0,31	0,44	0,67	45,05	13,06	41,88	0,25	0,13	3,93	0,42	49,63	Opdalitică
4	065	228,90	37,80	31,90	16,90	13,30	0,19	0,51	1,20	0,22	0,49	0,53	51,50	17,00	31,50	0,38	0,00	5,51	0,51	100,20	Cuarțdioritcă
5	043	221,33	34,04	28,91	17,39	19,66	0,35	0,62	1,62	0,27	0,39	0,60	44,13	13,16	42,71	0,27	0,07	3,57	0,57	42,69	Opdafitică
6	66 B	223,10	36,73	26,95	18,45	17,87	0,37	0,58	1,20	0,00	0,08	0,68	45,95	11,15	42,91	0,34	0,00	4,67	0,58	51,62	Cuarțdioritică
7	035	218,18	34,25	27,77	17,87	20,11	0,36	0,62	1,40	0,16	0,60	0,64	43,41	13,02	43,58	0,26	0,10	3,31	0,56	37,73	Cuarțdioritică
8	111	219,19	36,08	23,74	20,91	19,28	0,39	0,51	1,20	0,30	0,23	0,88	44,42	11,46	44,12	0,30	0,12	3,93	0,45	42,09	Leucotonalitică
9	06	247,21	35,10	25,55	20,48	16,87	0,30	0,54	0,64	0,09	0,76	0,74	49,67	11,35	38,98	0,35	0,07	6,26	0,50	79,72	Cuarțdioritică
10	2/11 Rj	215,09	35,38	25,97	18,12	20,54	0,38	0,47	2,29	0,25	0,54	0,70	42,74	12,38	44,87	0,27	0,09	3,12	0,43	32,95	Leucotonalitică
11	103	206,98	35,66	31,77	18,81	13,76	0,39	0,57	1,79	0,29	0,75	0,59	46,14	15,84	38,02	0,40	0,00	3,94	0,57	51,92	Opdalitică
12	1/11 Rj	211,79	32,28	31,92	16,54	19,25	0,37	0,51	2,07	0,31	0,55	0,52	42,63	15,13	42,24	0,25	0,08	2,87	0,47	34,78	Opdalitică
13	013	220,80	33,41	32,30	18,53	15,77	0,32	0,60	1,12	0,23	0,68	0,57	46,57	13,73	39,70	0,36	0,01	4,39	0,60	57,74	Opdalitică
14	35	199,69	33,42	30,24	20,07	16,26	0,27	0,58	1,51	0,31	0,67	0,66	42,98	14,62	42,40	0,35	0,06	3,01	0,54	34,65	Opdalitică
15	66 A	205,25	36,99	27,76	18,84	16,41	0,37	0,57	1,17	0,00	0,00	0,68	44,31	12,62	43,07	0,37	0,00	3,71	0,57	39,61	Leucotonalitică
16	17	200,41	35,96	30,64	16,89	16,51	0,37	0,54	1,66	0,93	0,14	0,55	43,42	16,92	39,66	0,30	0,00	3,01	0,54	34,37	Opdalitică
17	113	198,52	92,91	25,40	23,42	18,26	0,43	0,44	1,14	0,78	0,14	0,92	41,45	14,98	43,56	0,29	0,20	2,49	0,35	25,47	Leucopeleitică
18	128	215,73	40,21	17,58	23,91	18,30	0,31	0,20	1,79	1,01	0,32	1,36	45,19	8,37	46,44	0,37	0,06	5,10	0,21	42,52	Leucopeleitică
19	82	196,26	38,81	25,72	18,45	17,03	0,46	0,50	1,52	0,00	0,08	0,72	41,71	12,75	44,54	0,35	0,00	0,50	3,06	28,16	Leucotonalitică
20	24	191,89	35,64	29,59	18,28	16,49	0,45	0,48	1,37	0,42	0,16	0,62	41,93	14,74	43,33	0,34	0,00	2,65	0,48	25,92	Cuarțdioritică
21	83	181,26	36,07	27,66	19,58	16,69	0,46	0,51	1,31	0,61	0,27	0,71	40,07	12,90	47,13	0,37	0,06	2,03	0,54	14,49	Opdalitică
22	52	180,31	35,54	32,84	17,74	13,88	0,49	0,55	1,09	0,00	0,28	0,54	41,74	16,99	41,27	0,39	0,00	2,51	0,55	24,77	Tonalitică
23	22 A	192,30	34,60	28,76	24,86	11,77	0,57	0,57	0,52	0,44	0,16	0,86	42,29	13,80	40,91	0,49	0,02	3,92	0,56	45,21	Peleitică
24	93	170,60	28,10	32,40	23,60	19,50	0,27	0,57	1,57	0,24	0,78	0,73	37,00	21,30	41,70	0,28	0,25	1,30	0,43	−7,90	Dioritică
25	114	161,35	32,00	31,96	22,42	13,61	0,32	0,48	1,21	0,00	0,09	0,70	37,69	17,91	44,40	0,40	0,11	1,35	0,43	6,91	Tonalitică
26	122	161,48	31,94	34,03	22,76	11,27	0,26	0,48	1,65	0,68	0,18	0,67	39,61	18,25	42,13	0,48	0,00	1,90	0,48	16,39	Tonalitică

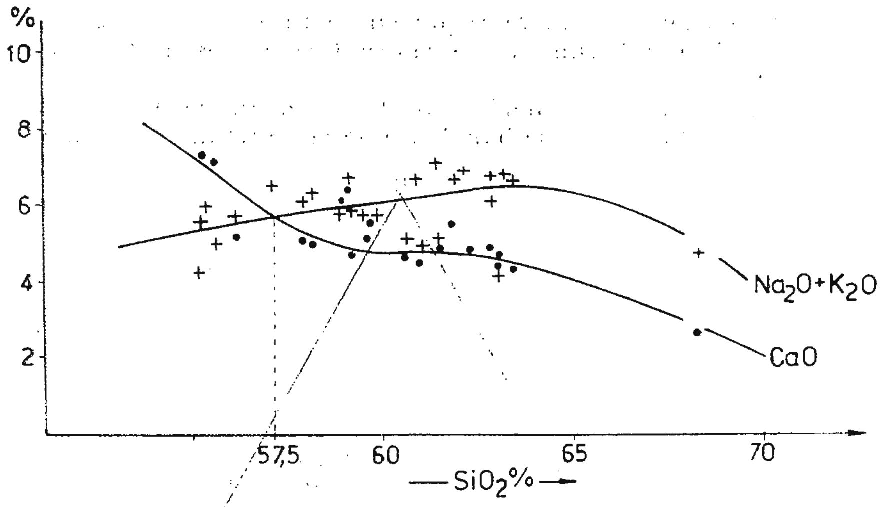


Fig. 2. — Diagrama Peacock (CaO, $Na_2O + K_2O/SiO_2$).
Le diagramme Peacock (CaO, $Na_2O + K_2O/SiO_2$).

TABELUL 5

Compoziția normată CIPW și valorile QAP

Nr. probei	Q	or	ab	an	di	hy	en	c	il	mt	hm	ap	*Q*	*A*	*P*
1	37,40	12,62	21,80	8,82	—	—	5,32	5,92	0,69	1,39	0,96	0,34	46,37	15,64	37,97
2	17,73	17,90	31,44	18,57	—	—	7,17	0,02	0,85	1,48	1,54	0,34	20,70	20,90	58,38
3	17,48	18,35	31,23	16,96	1,60	7,05	—	—	1,27	3,25	—	0,34	20,79	21,84	57,35
4	27,78	6,57	25,80	18,15	—	9,11	—	4,76	0,84	4,13	—	0,34	35,48	8,39	56,15
5	15,16	18,35	31,54	18,85	0,40	10,01	—	—	1,24	2,64	—	0,34	18,06	21,87	60,05
6	17,01	17,52	27,25	20,57	—	12,65	—	1,53	0,84	0,58	—	—	20,65	21,27	58,06
7	14,24	19,01	31,91	18,74	2,34	—	7,09	—	1,00	2,95	0,34	0,34	16,97	22,65	60,36
8	15,22	19,72	28,82	21,96	0,39	9,33	—	—	0,84	1,39	—	0,34	17,75	22,99	59,23
9	31,80	11,34	25,68	1,98	—	—	8,15	6,99	0,48	1,98	1,81	0,17	44,91	16,01	39,06
10	13,45	20,30	31,86	19,77	2,58	4,84	—	—	1,63	3,94	—	0,34	15,75	23,77	60,47
11	22,14	14,46	21,69	21,21	—	—	8,88	3,21	1,37	1,53	2,90	0,34	27,84	18,18	53,96
12	14,93	19,01	30,13	17,53	1,76	7,21	—	—	1,51	4,87	—	0,37	18,29	23,28	58,40
13	24,28	13,62	25,57	12,12	—	—	8,88	3,84	0,78	3,02	1,07	0,34	32,10	18,01	49,86
14	15,81	12,18	30,71	20,40	—	—	8,57	1,25	1,22	2,78	1,44	0,41	19,98	15,39	64,61
15	14,85	16,40	26,20	20,57	—	14,50	—	2,50	0,84	—	—	—	19,03	21,02	59,94
16	16,62	16,96	26,46	12,93	—	14,27	—	5,05	1,30	1,05	—	1,51	22,76	23,24	53,98
17	10,97	12,52	27,04	20,15	—	11,20	—	—	0,85	1,16	—	1,31	13,76	27,00	59,23
18	17,01	14,46	30,03	22,21	—	4,55	—	2,01	1,24	2,39	—	1,54	20,33	17,27	63,40
19	12,10	21,57	23,68	20,85	—	12,72	—	3,29	1,14	0,58	—	—	15,47	27,58	56,94
20	13,10	20,96	23,68	17,57	—	13,81	—	3,66	1,05	1,46	—	0,70	17,39	27,83	54,77
21	9,41	22,13	24,94	22,04	—	12,06	—	2,25	1,05	2,25	—	1,08	11,98	28,18	59,83
22	14,08	19,80	19,02	18,87	—	14,37	—	4,50	0,85	2,55	—	—	19,61	27,58	52,79
23	22,87	18,01	12,68	11,37	—	13,51	—	7,02	0,38	1,07	—	0,70	35,22	27,73	37,03
24	10,16	13,01	32,70	18,43	1,39	—	9,27	—	1,30	1,81	3,49	0,44	13,67	17,51	68,82
25	4,93	13,90	27,46	29,08	0,04	18,50	—	—	1,05	1,02	—	—	6,54	18,44	75,01
26	11,34	9,18	24,94	26,02	—	17,70	—	2,43	1,43	2,12	—	1,65	12,84	15,86	71,29

Pentru elementele minore dispunem de 19 analize spectrale ce sînt prezentate în tabelul 6. Din analiza conţinuturilor prezentate se desprind cîteva observaţii :

— conţinuturile în elemente minore feromagneziene sînt corelabile cu acelea înregistrate în rocile banatitice de la Săvîrşin şi mai mari decît

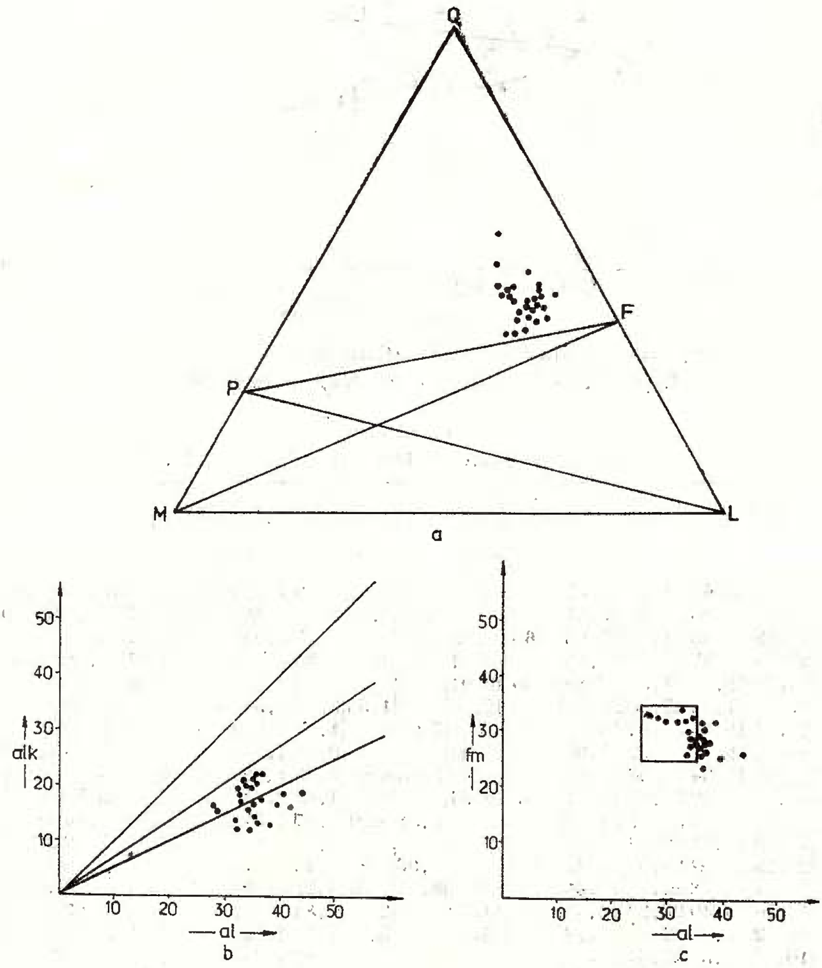


Fig. 3. — (a) Diagrama *QLM* ; b) diagrama *alk-al* ; (c) diagrama *fm-al*.
(a) Le diagramme *QLM* ; (b) le diagramme *alk-al* ; (c) le diagramme *fm-al*.

cele înregistrate în zona Hălmagiu (Ş t e f a n, în L a z ă r et al., 1971)[7] şi mai ales în Vlădeasa (I s t r a t e, 1979 ; Ş t e f a n, 1980) ; Ni prezintă valori ceva mai mari în rocile banatitice de la Măgureaua Vaţei.

[7] Arh. IGG, Bucureşti.

— Ba, în rocile banatitice de la Măgureaua Vaţei se prezintă în cantităţi comparabile cu cele de la Săvîrşin, prezentate de S a v u et al. (1967) şi cu valori mai mici decît în Vlădeasa.

TABELUL 6

Elemente minore (p.p.m.) în rocile banatitice de la Măgureaua Vaţei — valea Birtinului

Nr. crt.	Nr. probei	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	La	Be	Zr	Ba	Sr	Li
1	066	34	13,5	17	3	14	12	16	48	7	18	1,6	34	2,4	160	460	240	17
2	030	20	26	18,5	3	23	16	48	80	14	18	2,6	42	1,9	160	420	360	50
3	065	64	20	20	4	15	14	22	95	8,5	21	1,9	30	2,2	160	550	440	24
4	043	28	41	15,5	2,5	36	15	52	57	10	16	1,4	30	2,2	210	380	500	29
5	66B	17	31	16	4	24	11	31	85	9	16	1,9	30	2,2	155	440	420	21
6	035	18	38	18	4	31	16	57	110	14	18	2,3	36	1,7	120	460	360	27
7	111	34	30	23	5,5	18	11,5	55	95	12	20	2,5	40	1,8	150	520	330	32
8	06	14	16	15,5	3	8,5	11,5	24	85	12	13,5	1,7	33	1,4	120	90	200	26
9	103	28	37	20	3	29	21	44	140	17	20	2,2	37	2,2	145	460	480	38
10	013	19	20	16	3	42	13	75	110	12	17	1,4	ndt	2,1	140	570	380	52
11	35	28	21	20	2,5	23	15	32	115	13,5	15	1,6	ndt	2,1	230	420	520	34
12	17	17	50	18	4,5	42	18	60	125	14	19	1,8	32	1,6	190	540	380	23
13	113	16	70	16	4	37	18	66	150	16,5	23	2,4	45	2,3	175	480	380	37
14	128	19	64	17,5	4,5	31	15	47	120	12,5	16	1,6	ndt	1,7	145	460	600	40
15	82	15	60	17	5,5	36	18	80	145	18	21	2,4	40	1,7	180	520	440	34
16	24	26	120	19	9	28	19	62	145	18	20	1,8	37	1,9	200	600	440	27
17	83	24	65	14	6,5	51	21	100	170	17	22	2,3	42	1,1	160	480	370	36
18	22A	34	52	15,5	9	18	11	53	70	9	15	1,2	34	2,3	180	155	320	9
19	114	22	110	19	6,5	50	22	63	160	18,5	17	1,8	30	1,8	140	480	550	37

— Sr apare în cantităţi ceva mai reduse decît la Săvîrşin dar mai ridicate decît în Vlădeasa.

— În sfîrşit, Li apare în cantităţi mai mari în banatitele de la Măgureaua Vaţei decît în cele de la Săvîrşin, dar mai reduse decît în Vlădeasa.

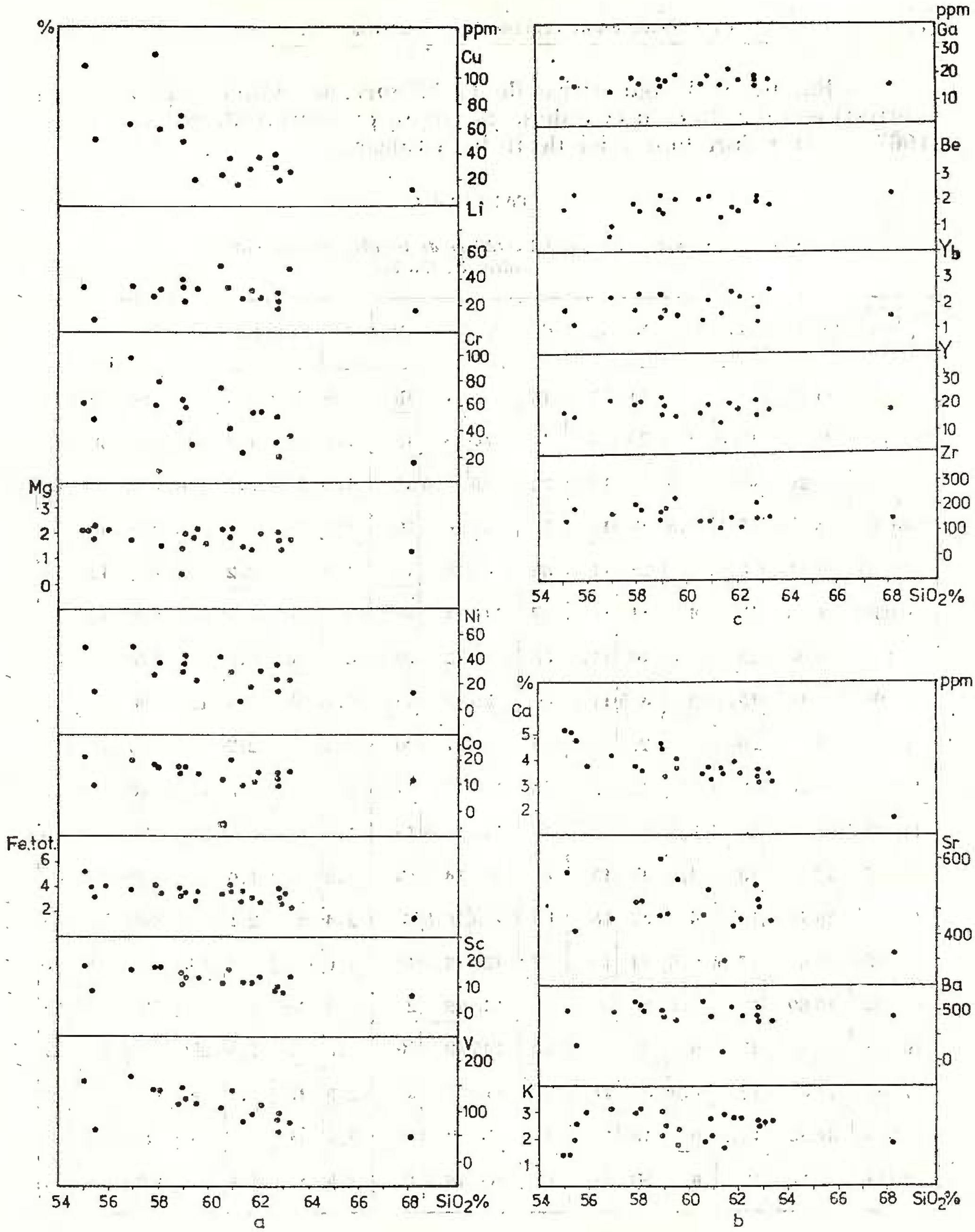


Fig. 4. — Diagrama de variație a conținuturilor de elemente minore (ppm) și majore (%) în funcție de valorile SiO_2% (a, b, c).

Le diagramme de variation des contenus des éléments en trace (ppm) et majeurs (%) en fonction des valeurs de SiO_2 % (a, b, c).

Conţinuturile elementelor minore determinate, împreună cu cele majore, cu care se asociază geochimic, au fost proiectate în funcţie de valorile SiO_2[8] (fig. 4).

În concordanţă cu diferenţierea slabă a magmei cuarţ-monzodioritice se observă o tendinţă de scădere a conţinuturilor de V, Sc, Co, Ni, Cr şi Cu paralel cu cea a Mg şi Fe total (fig. 4 a). În cazul Ni şi, mai ales, a Cr şi Cu, se observă o dispersie a punctelor de proiecţie.

Ba, în conţinuturi ce variază slab în jurul valorii medii de 446 ppm (cu excepţia unor roci intens hidrotermalizate în care conţinuturile de Ba sînt mai scăzute — proba 06 şi 22 A) prezintă o comportare similară cu cea a K (fig. 4 b). Lipsa unei variaţii clare a acestor două elemente se explică prin prezenţa feldspatului potasic în cantităţi comparabile în toate tipurile de roci analizate.

Deşi Ca arată o tendinţă clară de scădere odată cu creşterea conţinutului de SiO_2, Sr arată o dispersie accentuată a valorilor (200 — 600 ppm), fără a se remarca o tendinţă de evoluţie. Această comportare se explică prin prezenţa Ca nu numai în reţeaua plagioclazilor dar şi în cea a piroxenilor şi amfibolului a căror cantitate descreşte în defavoarea biotitului pe măsura diferenţierii pe cînd Sr este prins în reţeaua feldspaţilor şi mai ales a plagioclazilor, a căror compoziţie şi proporţie nu variază prea mult de la un tip de rocă la altul.

Zr, Y, Yb, Be şi Ga se comportă ca elemente inerte în cursul diferenţierii (fig. 4 c) conţinuturile lor oscilînd în jurul valorilor medii : Zr — 160, Y — 18,2 ; Yb — 1 ; Be — 1,9 şi Ga — 17,6 ppm.

Între anumite perechi de elemente minore există corelaţii pozitive puse în evidenţă de diagramele din figura 5.

Pe diagrama Cr —Ni (fig. 5 a) cea mai mare parte a rocilor banatitice se proiectează între dreptele cu valoarea raportului Cr/Ni de 1,25 şi 2,5.

Diagrama V —Sc evidenţiază corelaţia pozitivă dintre aceste elemente, valorile raportului V/Sc fiind cuprinse între 7 şi 10.

Raportul Ni/Co (fig. 5 c) prezintă variaţii mai mari, între 1 şi 3,5, observîndu-se totodată o descreştere a acestui raport pe măsura avansării diferenţierii.

Datele geologice, mineralogice şi geochimice permit schiţarea unei imagini privind natura şi evoluţia magmei care a generat rocile banatitice din regiunea Măgureaua Vaţei-valea Birtinului. Pornind de la marea asemănare a compoziţiei mineralogice şi de la datele geochimice rezultă că magma a avut o compoziţie uniformă, în esenţă cuarţ-monzodioritică şi a suferit un slab proces de diferenţiere.

După consolidarea unor volume reduse de diorite şi monzodiorite s-a consolidat masa importantă de monzodiorite cuarţifere şi varietăţile lor porfirice. Prin îmbogăţire în alcalii şi cuarţ, din restul magmei s-au consolidat monzonite cuarţifere, granodiorite şi porfire granodioritice;

[8] Valorile indicelui Nockolds-Allen (1953) oscilează pentru majoritatea rocilor banatitice în limite extrem de reduse (între 6 şi 7) aşa încît acesta nu a putut fi utilizat ca indice de diferenţiere.

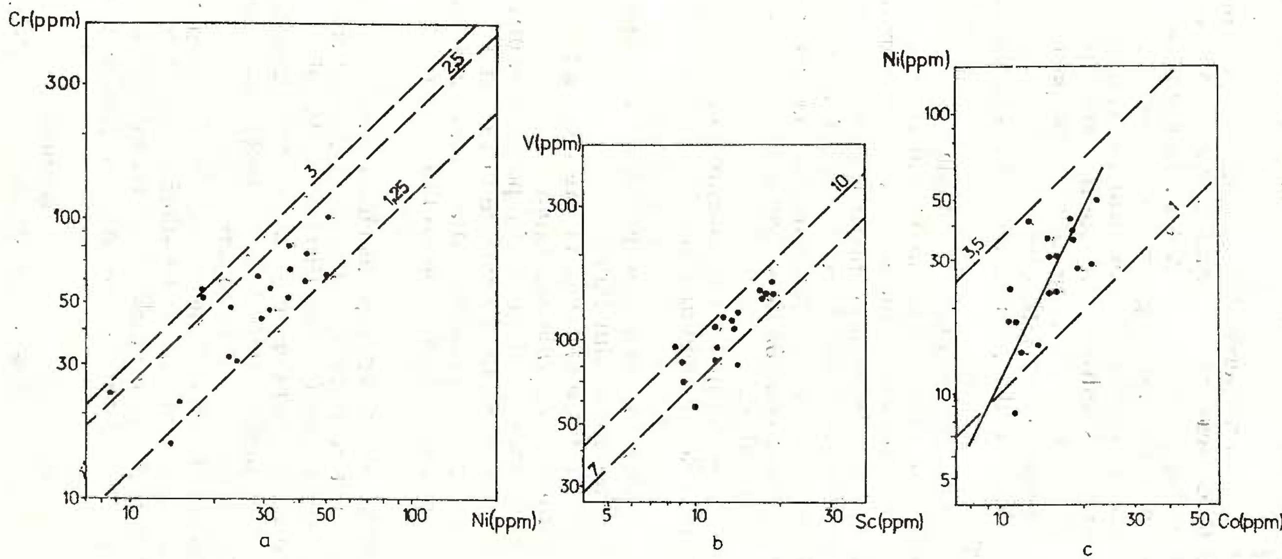


Fig. 5. — Diagrama de corelaţie : (a) Cr—Ni ; (b) V—Sc ; (c) Ni—Co.
Le diagramme de corrélation : (a) Cr—Ni ; (b) V—Sc ; (c) Ni—Co.

volumul acestora, la nivelul actual de aflorare, nu depăşeşte 20% din aria de dezvoltare a rocilor banatitice din această regiune. În sfîrşit, aplitele şi microgranitele, constituite în esenţă din feldspat potasic şi cuarţ, au o frecvenţă cu totul redusă. Formaţiunile reziduale ale magmei banatitice devenită tot mai acidă au produs fenomene pneumatolitice şi hidrotermale pe arii restrînse, mai ales în extremitatea estică a intruziunii principale.

Compoziţia ceva mai bazică decît granodioritică ce este caracteristică altor masive banatitice din ciclul intruziunilor laramice propriu-zise (ciclul II) şi prin urmare temperatura mai ridicată a rezervorului magmatic a determinat un metamorfism intens la contactul cu rocile înconjurătoare. Acest fapt este evidenţiat în primul rînd prin prezenţa corneenelor în facies piroxenic, cu asociaţiile mineralogice caracteristice prezentate de Winkler (1967). Ocurenţele de spurrit, tilleyit şi gehlenit cunoscute în regiunea Măgureaua Vaţei (Istrate et al., 1978; Ştefan et al., 1978), sprijină de asemenea ideea că magma banatitică a avut o temperatură ridicată (peste 700°C) şi că s-a consolidat la adîncimi reduse (Hoschek, 1974; Reverdatto, 1970; Perţev, Şmulovici, 1972).

Deşi o contaminare la scară mică în zona contactului corpurilor intrusive cu calcarele jurasice este evidentă prin apariţia unor faciesuri petrografice alcaline, nu avem convingerea că caracterul în ansamblu cuarţ-monzodioritic al magmei a fost determinat exclusiv de acest fenomen.

BIBLIOGRAFIE

Cioflica G. (1960) Contribuţii la cunoaşterea fenomenelor de contact de la Măgureaua Vaţei (Munţii Drocea). *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geol.* V, 3, p. 509—518, Bucureşti.

Ghiţulescu T. P., Socolescu M. (1941) Étude géologique et minière des Monts Métallifères. *An. Inst. Geol. Roum.* XXI, p. 181—464, Bucureşti.

Giuşcă D., Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munţii Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, II, *p* 31—44, Bucureşti.

Hoschek G. (1974) Gehlenite stability in the System $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, 4, p. 215—254, Berlin, Heidelberg.

Ianovici V., Giuşcă D., Ghiţulescu T. P., Borcoş M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluţia geologică a Munţilor Metaliferi. Ed. Acad., 741 p., Bucureşti.

Istrate G. (1979) Petrologic study of the Vlădeasa massif (Western part). *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LIII, p. 177—298, Bucureşti.

— Ştefan A., Medeşan Alexandrina (1978) Spurrite and Tilleyite at Cornet Hill, Apuseni Mts., Romania. *Rev. Roum. Géol., Géophys. et Géogr., Géologie,* 22, p. 143—153, Bucureşti.

Johannsen A. (1939) A descriptive petrography of the igneous rocks. II. The quartz-bearing rocks, 393 p., Chicago.

Jude R., Tabacu-Borcea Maria, Ionescu Olga (1973) Studiul geologic şi petrografic al rocilor eruptive din zona vulcanului Caraciu (Munţii Metaliferi). *An. Inst. Geol.*, XL, p. 8—69, Bucureşti.

Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock Series. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 4, p. 105—142, London.

Perţev N. M., Şmulovici K. I. (1972) Oţenka fizico-chimiceskih uslovii contactovovo metamorfizma larnit-merwinitovoi faţii na primere proiavlenii v basseine Podkamennoi Tunguski. *Izv. A.N.S.S.S.R., Seria Gheol.*, 6, p. 39—47, Moskva.

Reverdatto V. V. (1970) Pyrometamorphism of Limestones and the temperature of basaltic magmas. *Lithos*, 3, p. 135—143, Oslo.

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1967) Contribuţii la studiul geochimic al rocilor banatitice de la Săvîrşin (Munţii Drocea). *D.S. Com. Geol.*, LII/2, p. 359—382, Bucureşti.

Socolescu M. (1944) Les affleurements de minerais de la région Vaţa—Şoimuş—Buceava—Săvîrşin—Zam (Dep. Hunedoara et Arad). *C.R. Seances Inst. Géol. Roum.* XXIII, Bucureşti.

Streckeisen A. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *N.J. Miner. Abh.*, 107, p. 144—240, Stuttgart.

— (1973) Classification and nomenclature of igneous rocks. *IUGS Subcomission on the systematics of igneous rocks*, p. 1—18, Bucharest.

Ştefan A. (1980) Petrographic study of the Eastern part of the Vlădeasa eruptive massif. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, LV, Bucureşti.

— Istrate G., Medeşan Alexandrina (1978) Gehlenite in calc-skarns from Măgureaua Vaţei-Cerboaia area (Apuseni Mountains, Romania). *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., Géologie*, 22, p. 155—160, Bucureşti.

Winkler H. G. (1966) La genèse des roches métamorphiques. Ed. Ophrys, Paris.

ÎNTREBĂRI

Doina Russo-Săndulescu: 1. Pe hartă şi pe profil aţi figurat diversele faciesuri petrografice ca avînd limite oarecum tranşante. Este vorba într-adevăr de limite nete sau există treceri gradate între rocile monzodioritice şi faciesurile monzonitice şi chiar mai acide?

1a. Dacă sînt treceri gradate şi nu de străpungere cum sînt figurate pe profil, aceste treceri le consideraţi datorate diferenţierii magmatice la nivelul de punere în loc a acestui corp?

2. Cîteva date mai de amănunt privind constituţia plagioclazilor (compoziţie anortitică şi aspecte morfologice) în diversele faciesuri petrografice descrise.

3. Opinia dumneavoastră asupra originii magmei monzodioritice care a dat naştere acestui corp.

Răspuns: 1. În corpurile de roci banatitice mai larg dezvoltate există treceri între varietăţile cuarţ-monzodioritice şi monzonitice. De aceea separaţiile efectuate pe hartă sînt conturate prin limite litologice. Rocile descrise s-au format printr-un proces de diferenţiere magmatică, însoţit pe alocuri de contaminare.

2. Datele de amănunt, pe care nu le-am expus, sînt cuprinse în lucrare pentru fiecare varietate petrografică descrisă. Aspectele morfologice ale feldspaţilor plagioclazi nu diferă prea mult de la o rocă la alta.

3. **Originea** magmelor care au generat rocile banatitice din ţara noastră este incomplet elucidată ; nu avem nici în cazul de faţă argumente suficiente pentru una sau alta din ipotezele care au fost emise.

DISCUŢII

H. Savu: În cazul rocilor ofiolitice (Jurasic—Preoxfordian) şi al vulcanitelor de arc insular (Jurasic superior), cred că referirea numai la lucrarea elaborată de Giuşcă et al. (1963) este prea puţin spus în raport cu numărul mare de lucrări apărute de atunci şi pînă acum şi cu noile idei asupra evoluţiei magmatismului mezozoic al zonei oceanice Mureş.

Răspuns : Lucrarea pe care am citat-o este unanim acceptată de cercetători. În lucrările recente ideile asupra evoluţiei magmatismului mezozoic din Munţii Apuseni diferă de la un autor la altul şi nu ne-am propus o dezbatere a lor în această lucrare.

L'ÉTUDE PÉTROLOGIQUE DES BANATITES DE LA RÉGION DE MĂGUREAUA VAŢEI-VALLÉE DE BIRTIN (MONTS APUSENI DE SUD)

(Résumé)

Les corps intrusifs de roches banatitiques de Măgureaua Vaţei traversent et transforment dans leur zone de contact les magmatites mésozoïques et les dépôts sédimentaires jurassiques et crétacés.

Au sud de Vaţa, le magmatisme mésozoïque s'est manifesté en deux phases (Giuşcă et al., 1963). Les basaltes, les dolérites et les gabbros ont été mis en place comme membres de la formation ophiolitique pendant la première phase, tandis que les andésites à l'augite et hornblende, les andésites à hornblende et biotite, les rhyodacites et les rhyolites ont été mises en place durant la deuxième phase comme produits du volcanisme d'arc insulaire (Savu et al., 1981). Les basaltes sont les plus répandus, constituant le fond de la carte géologique (pl.) ; au centre de la région ils sont surmontés par les calcaires jurassiques et les dépôts sénoniens.

I. *Les roches banatitiques*

Comme partout dans les Monts Apuseni de Sud, dans cette zone aussi, les roches banatitiques se sont consolidées dans des conditions sous-volcaniques et hypabyssales. Sur la carte géologique annéxée, on a tracé deux intrusions principales : l'une, plus petite (1/0,5 km) et l'autre, plus allongée, s'étendant sur 9 km de Măgureaua Vaţei vers l'est, jusqu'au bassin supérieur de la vallée de Birtin ; sa largeur atteint la valeur maximum à SW de la cîme Urzica, ne dépassant pas 1,5 km et se maintenant généralement sous 1 km. Les intrusions principales sont entourées par de nombreux petits corps. Bien que les corps principaux contiennent des inhomogénéités, leur composition minéralogique est toujours la même, les variations étant générées par la quantité de minéraux composants. Ainsi, les monzodiorites quartzifères caractéristique pour la plupart des corps de roches granulaires ou porphyriques passent à monzonites quartzifères et même à monzonites, vers la périphérie des intrusions principales et surtout au contact avec les calcaires

néojurassiques. Les dérivés plus basiques, dioritiques, quartz-dioritiques et monzodioritiques ne sont pas si bien représentés. Les granodiorite-granites des zones centrales des intrusions principales formant des corps indépendents de roches plus ou moins porphyriques ne se distinguent pas minéralogiquement des monzodiorites quartzifères. Sur la carte on a délimité : diorites-diorites quartzifères, monzodiorite-monzonites, porphyres quartz-monzodioritiques, monzodiorites quartzifères, monzonites quartzifères, porphyres granodioritiques, granodiorite-granites et microgranites et aplites.

La nomenclature adoptée envisage tant la composition minéralogique et chimique des roches que leurs aspects structuraux. Généralement, la nomenclature correspond à celle de Streckeisen (1967, 1973). Les projections sur les diagrammes *QAP* ont à la base des analyses modales (Fig. 1a) et des calculs de la norme CIPW (Fig. 1b).

L'examen des diagrammes *QAP* revèle le fait que la plupart des roches se trouve dans le champs des monzodiorites quartzifères et des granodiorites.

La position sur le diagramme aussi que les observations minéralogiques démontrent que le magma qui a généré les roches éruptives banatitiques a eu une composition quartz-monzodioritique et a subi une faible différentiation.

II. *Remarques sur le chimisme des banatites de la région*

Les roches banatitiques de la région Măgureaua Vaţei-vallée de Birtin, représentées par des corps intrusifs sous-volcaniques et hypabyssaux, ont des structures variées ; du point de vue de la composition minéralogique, les différences ne sont pas trop grandes.

Afin de distinguer les variations de la composition, on a analysé chimiquement 23 échantillons et on a utilisé aussi 3 analyses publiées par Jude et al. (1973). Les échantillons 1–26 (tab. 3) proviennent généralement des roches fraîches et ainsi l'interprétation des résultats chimiques a mené à la définition du type pétrographique, surtout pour les roches porphyriques qu'on n'a pas planimétrées. Le tableau indique les variations des contenus d'oxides, relevant les valeurs les plus élevées de CaO (à moyenne 5,26) et K_2O (à moyenne des alcalis 5,96, % où K_2O = 30,5 %), qui ressemblent de ce point de vue aux roches banatitiques des régions environnantes (de Hălmagiu, au sud des Monts Bihor) dont le CaO = 4,72 % et la moyenne des alcalis = 7,41 % où K_2O= 46,8 % (Ştefan dans Lazăr et al., 1977).

Les données analytiques projetées sur le diagramme Peacock (Fig. 2) indiquent la valeur 57,5 de l'indice alcali-calcique démontrant le caractère sous-alcalin des magmas dont la différentiation a généré les roches banatitiques de la région de Măgureaua Vaţei.

En ce qui concerne les éléments en trace, nous disposons de 19 analyses spectrales présentées dans le tableau 6. L'analyse des contenus mentionnés ci-dessus, nous mène aux conclusions suivantes :

Les teneurs en éléments en trace ferromagnésiens peuvent être corrélées avec ceux des roches banatitiques de Săvîrşin, dépassant ceux de la zone de Hălmagiu (Ştefan dans Lazăr et al., 1977) et surtout de Vlădeasa (Istrate, 1979 ; Ştefan, 1980). Les valeurs de Ni sont plus élevées dans les roches banatitiques de Măgureaua Vaţei.

Les teneurs en éléments en trace déterminés, bien que celles en éléments majeurs qui s'associent géochimiquement, ont été projetées selon les valeurs de SiO_2 (Fig. 4).

La faible différentiation du magma quartz-monzodioritique est accompagnée par la diminution des teneurs en V, Sc, Co, Ni, Cr et Cu parallélement à celles en Mg et Fe total (Fig. 4a). Au cas de Ni, et surtout de Cr et Cu, on constate la dispersion des points.

Bien que la tendance de Ca soit de diminution avec l'accroissement de SiO_2, Sr présente une dispersion accentuée des valeurs (200—600 ppm), sans qu'on constate aucune tendance d'évolution. On explique cela par la présence de Ca, non seulement dans le réseau des plagioclases mais aussi dans ceux des pyroxènes et de l'amphibole qui diminuent au détriment de la biotite à mesure que la différentiation avance ; Sr est englobé dans le réseau des feldspathes et surtout des plagioclases, dont la composition et quantité varient d'un type de roche à l'autre.

Zr, Y, Yb, Be et Ga agissent comme éléments inertes pendant la différentiation (Fig. 4c) et leurs teneurs oscillent autour des valeurs moyennes : Zr — 160 ; Y — 18,2 ; Yb — 1 ; Be — 1,9 et Ga — 17,6 ppm.

III. *Observations pétrogénétiques*

Ayant en vue les compositions minéralogiques similaires et les données géochimiques, il résulte que la composition du magma a été uniforme, essentiellement quartz-monzodioritique, et qu'elle a subi une faible différentiation.

La consolidation des diorites et monzodiorites, en petits volumes, a été suivie par la mise en place des monzodiorites quartzifères et leurs variétés porphyriques, en grand nombre. L'enrichissement en alcalis et quartz a engendré la formation des monzonites quartzifères, des granodiorites et des porphyres granodioritiques du reste de magma.

Les aplites et les microgranites, formées de feldspath potassique et quartz, ont une fréquence tout à fait réduite. Les formations résiduelles du magma banatitique, devenu plus acide, ont généré des phénomènes pneumatolitiques et hydrothermales sur des aires restreintes, surtout dans l'extrémité est de l'intrusion principale.

La composition, surtout basique que granodioritique, caractéristique aux autres massifs banatitiques appartenant aux intrusions laramiennes proprement-dites (cycle II, I s t r a t e, 1979) et la température plus élevée du réservoir magmatique ont généré le métamorphisme intense au contact avec les roches encaissantes.

La présence des cornéennes en faciès pyroxénique dans les auréoles de contact, bien que les occurrences de spurrite, tilleyite et gehlenite identifiées dans la région de Măgureaua Vaţei (I s t r a t e et al., 1978 ; Ş t e f a n et al., 1978) plèdent pour l'idée suivant laquelle le magma banatitique a eu une température élevée (plus de 700°C) et qu'elle s'est consolidée près de la surface.

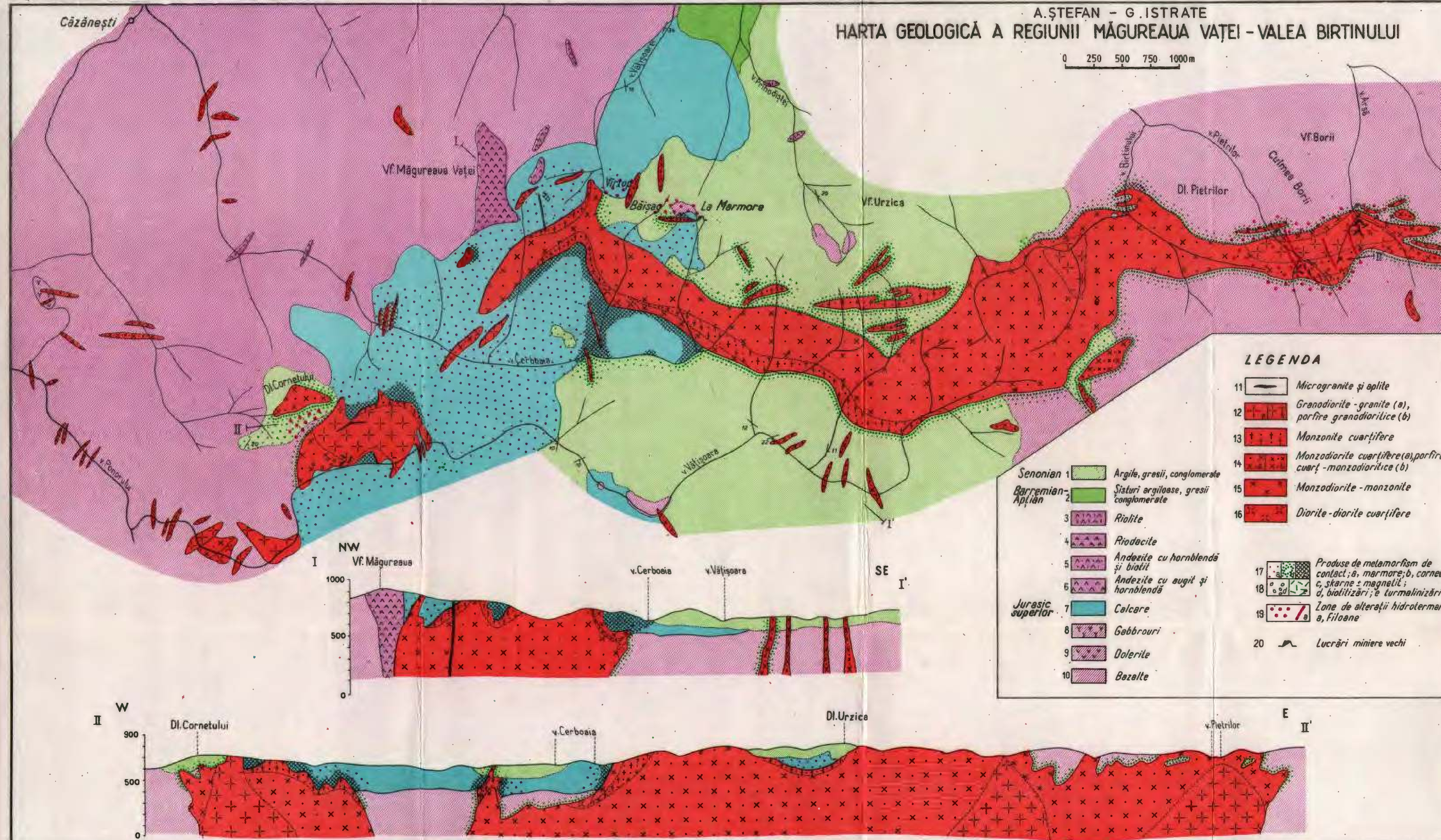
Bien qu'on reconnaît une contamination réduite dans la zone de contact entre les corps intrusifs et les calcaires jurassiques, par l'apparition des faciès pétrographiques alcalins, le caractère quartz-monzodioritique du magma n'a pas été déterminé exclusivement par ce phénomène-là. Il semble représenter plutôt un trait caractéristique engendré par les conditions géotectoniques où ce magma s'est formé.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

La carte géologique de la région Măgureaua Vaţei-vallée de Birtin.

1, Sénonien : argiles, grès, conglomérats ; 2, Barrémien-Aptien : schistes argileux, grès, conglomérats ; 3, rhyolites ; 4, rhyodacites ; 5, andésites à hornblende et biotite ; 6, andésites

à l'augite et hornblende ; 7, Jurassique supérieur : calcaires ; 8, gabbros ; 9, dolérites ; 10, basaltes ; 11, microgranites et aplites ; 12, granodiorites-granites (a), porphyres granodioritiques (b) ; 13, monzonites quartzifères ; 14, monzodiorites quartzifères (a), porphyres quartz-monzodioritiques (b) ; 15, monzodiorites-monzonites ; 16, diorites-diorites quartzifères ; 17, produits du métamorphisme de contact : a, marnes ; b, cornéennes ; 18, c, skarns ± magnetite ; d, biotitisations ; e, tourmalinisations ; 19, zones d'altérations hydrothermales : a, filons ; 20, anciens travaux minières.



Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). Pag. 175—197
1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR METAMORFICE

IUGS UNESCO IGCP

Project 39: Ophiolites of Continents and Comparable Oceanic Rocks

PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF DALSLANDIAN ULTRAMAFIC AND BASIC METAMORPHOSED ROCKS OF THE GETIC UNIT (LOTRU MOUNTAINS)[1]

BY

HARALAMBIE SAVU[2], CONSTANŢA UDRESCU[2], ERNA CĂLINESCU[2]

Basic rocks. Ultramafic rocks. Dalslandian. Metamorphosed rocks. Isogrades. Sillimanites Petrochemistry. Trace elements. Magmatic differentiation. Tholeiitic magma. South Carpathians. Crystalline Getic Domain. Lotru Mountains.

Sommaire

Pétrologie et géochimie de roches dalslandiennes basiques et ultrabasiques métamorphisées, de l'unité Gétique (Monts de Lotru). Les roches basiques et ultrabasiques dalslandiennes, métamorphisées dans les conditions de l'isograde sillimanite, se sont formées dans une zone océanique précambrienne. Elles forment, dans les schistes cristallins dalslandiens, de petits corps constitués de harzburgites et différents types d'orthoamphibolites, parmi lesquelles on remarque les titanamphibolites. La composition chimique des roches et la distribution des éléments en trace désignent la différentiation du magma primaire vers un magma abondant en Fe et Ti. Le magma primaire a eu un caractère tholeiitique et s'est formé dans le manteau supérieur. Les produits de sa différentiation apparaissent comme éruptions au fond de l'océan dalslandien, étant métamorphisés en péridotites et orthoamphibolites.

Introduction

The Getic crystalline of the South Carpathians, which belongs to the Upper Precambrian A (850 m.y.) — Dalslandian cycle — contains numerous bodies of basic and ultramafic metamorphosed rocks. The rocks from the Lotru Mountains, studied by us (Fig. 1), have been

[1] Received on November 21, 1979, accepted for publication on November 26, 1979, presented at the Meeting of Martch 7, 1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

pointed out by Savu (1968) between the years 1961 –1964 and marked on the maps on the scale of 1 : 50,000 Voineasa and Mălaia, which may be consulted for details. Besides these ultramafic bodies, the paper presents also, in view of comparison, some other outcrops lying outside the region presented in Figure 1, which were encountered on the occasion of the drawing up of the Voineasa (Savu, Schuster, 1975) and Mîndra (Pavelescu, 1970) maps. These outcrops have also been mentioned by Ghika-Budeşti (1934); Pavelescu and Pavelescu (1964). This paper has in view the petrographic, mineralogical, geochemical and genetical aspects of the above mentioned ultramafic and basic rock bodies.

Occurrence of Ultramafic and Basic Rock Bodies

The most characteristic Dalslandian ultramafic bodies from the Lotru Valley basin, between Voineasa and Valea lui Stan, may be encountered on the Păscoaia Valley, at Voineasa, Ciunget and on the Şasa-Proeni peak, east of the Păscoaia Valley (Fig. 1). The other bodies, studied by us, lie within the Galbena lake zone on the Latoriţa Valley, on the Balindru Valley, Haneş peak, Deluşel peak, to the west and north-west of the perimeter of Figure 1 (Savu, Schuster, 1977).

The ultramafic bodies occur as concordant lenses, intercalated in the terrigenous and basic volcanic crystalline schists of the paragneiss and orthoamphibolite (C_2) complex and rarely of the lower (C_1) complex (Savu, 1968) of the Sebeş-Lotru series, which were metamorphosed at the level of the sillimanite isograde passing to the kyanite one upwards to the north.

The ultramafic body, with the biggest dimensions, lies on the Păscoaia Valley, below the Arsura hill (Fig. 1). It trends to the E–W, parallel to the crystalline schists foliation, with a length of almost 750 m and a thickness of about 500 m. The ultramafic rocks present, just like those in California (Loney et al., 1971), a foliation (S_1) parallel to the foliation (S_1) of the terrigenous crystalline schists and consist of peridotites, usually amphibole and talc harzburgites, partially serpentinized and serpentinites. The mass of this body contains a metamelagabbro schlieren, almost 2 m thick. One may also notice green actinolite-tremolite amphibole veins and clusters and thin veins of white chrysotile asbestos.

Such an amphibole vein presents an inner median zone which consists of talc and actinolite-tremolite amphibole that passes laterally to a thin, amorphous serpentinite zone, followed by a grainy serpentinite one passing thus to the partially serpentinized peridotite (Fig. 2).

In the Păscoaia Valley basin one may also encounter other seven small ultramafic bodies, out of which, one lies at the confluence of this valley with the Petroşiţa Valley, three bodies lie on the western slope and the last three ones lie on the eastern slope of the Păscoaia Valley, near its mouth. These bodies consist also of serpentinites and partially serpentinized peridotites.

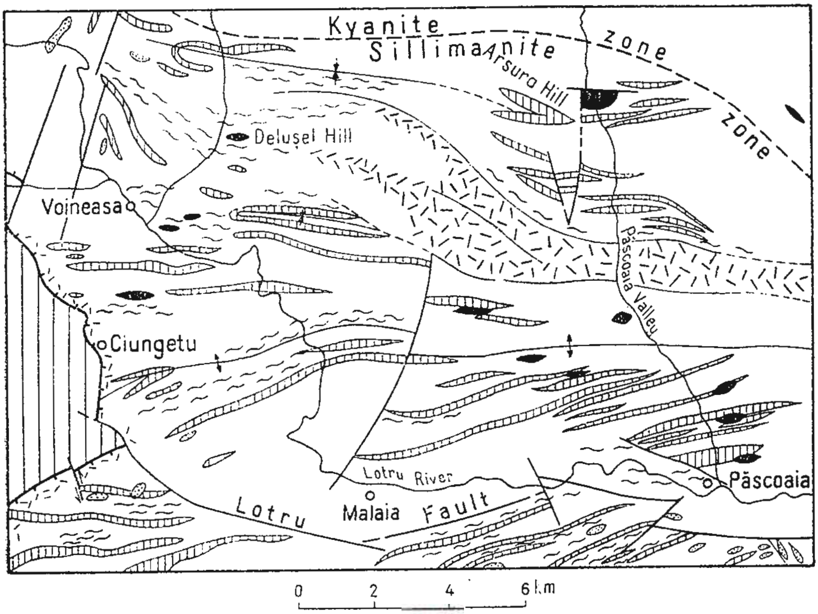


Fig. 1. — Distribution of Dalslandian ultramafic and orthoamphibolitic bodies in the Sebeş-Lotru series (Getic Nappe) between Voineasa and Valea lui Stan (according to Savu, 1961—1964).

1, terrigenous crystalline schists (a); migmatites (b); 2, orthoamphibolites; 3, ultramafic rocks; 4, pegmatites; 5, Danubian Autochthon; 6, mylonites; 7, Alpine overthrust; 8, fault.

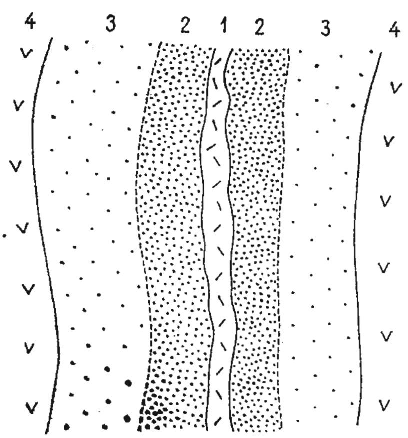


Fig. 2. — Metasomatic vein in serpentinites.

1, median zone with talc and actinolite-tremolitic amphibole; 2, serpophytic material; 3, serpentinite; 4, partially serpentinized peridotite.

East of Voineasa, two other ultramafic bodies lie on the hills between the mouth of the Vătaful Valley and that one of the Voineşiţa Valley (Fig. 1). They consist of serpentinites and peridotites, as well, which contain scarce clusters of talc and green hornblende of the actinolite-tremolite group.

Another ultramafic body lies north of Ciunget, on the Chica Lupului crest (Fig. 1), where it associates with titanamphibolites and diopside and garnet titanamphibolites. The amphibolitic rocks form here a bigger concordant intercalation which lies within the crystalline schists of the Sebeş-Lotru series.

Within the area of the accumulation lake Galbena on the upper course of the Latoriţa river, between Coasta Benghii and the Puru peak, the Dalslandian crystalline schists of the Getic Nappe contain several ultramafic rocks and amphibolite bodies, out of which we analysed the both rock types.

Petrography and Mineralogy

Petrographically, the rocks of the bodies studied by us consist of ultramafic and basic rocks.

1. *Ultramafic rocks.* The ultramafic bodies of this region consist mainly of peridotites, the variety harzburgite, and serpentinites, sometimes associated with amphibolic rocks. The ultramafic rocks contain products of metasomatic alteration which consist of amphiboles, talc and sometimes chromiferous chlorite.

a) P e r i d o t i t e s. The peridotites are black, fine-grained rocks. They consist of the following characteristic mineral paragenesis : olivine-rhombic pyroxene-hornblende-talc-magnetite, which formed during the regional metamorphism. These minerals generate other secondary ones in the conditions of the serpentinization process. Frequently there occur fine primary iron oxide grains, included in the olivine or associated with talc and secondary iron oxides, forming a fine dust grouped together in swarms, resulted from the replacement of olivine by antigorite, a mineral which contains the dispersed iron oxide dust (Pl., Fig. 1).

The olivine forms irregular crystals, generally of reduced dimensions, with magnetite inclusions. The olivine crystals are often crossed by a network of serpentine veinlets which lead finally to the formation of the cellular structure. According to their texture, these veinlets are simple or zoned. The last have the lateral parts consisting of serpentine and the medium zone made of quasi-amorphous serpophyte.

The orthopyroxene is usually represented by an enstatite, less frequent than the olivine. It occurs as prismatic crystals, sometimes partially or wholly bastitized. The Voineasa bodies contain frequently bronzite with iron oxide separations on the cleavages and partially replaced by bastite.

According to the olivine and pyroxene frequency, the body on the Arsura hill seems to present a banded structure : some bands abund in olivine and tend to dunites, while others contain besides olivine, pyroxene and amphibole.

The hornblende is a green-coloured variety of the actinolite-tremolite group. Under the microscope, the mineral is colourless or slightly coloured and has the extinction angle $c \wedge Ng = 15-17°$. The amphibole contains iron oxide grains and sometimes partially serpentinized olivine.

The talc appears in well individualized colourless lamellae, which form sometimes clusters associated with primary magnetite which sometimes occurs in skeleton-like crystals.

b) Serpentinites. These are black to dark green coloured rocks, with conchoidal breaking and very fine grained, formed at the expense of peridotites. They consist mainly of antigorite – with olivine relicts – amphibole crystals, talc, chlorite and opaque iron oxide grains. Sometimes the serpentine replaces wholly the olivine and generates the characteristic cellular structure which consists of antigorite lamellae with olivine relicts in the central zone of the „cells"; when the olivine is replaced wholly, the central part of these cells contains a swarm made of secondary iron oxide dust. These fine grains may occur in concentrical or irregular narrow bands. The iron oxides cover also the fissures which cross the serpentinites (Pl., Fig. 2).

The mainly antigoritic mass of serpentinites contains sometimes bastite pseudomorphoses after orthopyroxene with which opaque iron oxide grains do associate.

Both the bodies on the Păscoaia Valley and especially those in the Voineasa-Ciunget region contain serpentinites with two chlorite types: a green chlorite and a chromiferous one.

The first type forms often around some iron oxide grains or clusters. The chromiferous chlorite – kämmererite – is rather characteristic for the serpentinites of this region. It is of violet or light red-violet colour. This mineral associates with iron oxides into clusters. The eastern body at Voineasa contains a metasomatic alteration zone with a veinlet that consists exclusively of kämmererite, associated with fine iron oxide grains.

In the highly migmatized zones to the west of Voineasa, the ultramafic rocks of the lower complex (C_1) of the Sebeş-Lotru series react with the migmatic solutions and pass to the marginal parts of the bodies, more exposed to these interactions, into an amphibole and phlogopite ultramafic schists, like at the mouth of the Balindru Valley and on the Haneş crest.

Such an example is given by the reaction zone between an ultramafic body on the Haneş crest, south of the Ştefleşti peak, and an anatectic pegmatite body. Here, the serpentinite body consists of antigorite with olivine relicts and actinolite-tremolite amphibole. Between this one and the pegmatite body, there formed ultramafic schists of hornblenditic character which may be divided into two zones: a light greenish amphibole zone associated with phlogopite, lying in the neighbourhood of the serpentinite mass and another zone consisting of highly pleochroic amphibole, phlogopite, some plagioclase (An_{48}) and many sphene crystals towards the pegmatite. The reaction phenomena among the rocks may be represented geochemically by the SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, V and Sc increase from serpentinite to pegmatite and the Fe_2O_3, MnO, MgO, Cr, Ni and Co decrease in the same direction (Tab. 1 and 2, samples a, b and c).

The Galbena serpentinites underwent mylonitization phenomena along the overthrust plane of the Getic Nappe. They are crossed by several lamination planes, along which the antigorite lamellae are being distorted and on which iron oxide grains and small magnesite patches do occur. The whole rock is impregnated with magnesite which appears as very fine grains to small crystals, pointing to an incipient listvenitization process. The pseudomorphoses after the pyroxene consist of blue chlorite which occurs in distorted lamellae impregnated with magnesite, too.

c) Metamorphosed melagabbros. The body on the Arsura hill, on the upper course of the Păscoaia Valley, contains metamelagabbro (orthoamphibolite) separations which consist of plagioclase, green hornblende, biotite, talc and magnetite grains. The plagioclase (An_{40}) forms small crystalloblasts, polysynthetically twinned and weakly sericitized which occur within the interstices of the amphibole prismatic crystals. The amphibole represents almost 85% of the rock mass and presents a weak pleochroism: Ng = light greenish-bluish; Nm = light-brown; Np = colourless; c $\wedge$ Ng = 20°. The amphibole associates with rare lamellae of light brown-yellowish pleochroic biotite, impregnated with a fine, opaque dust. Talc lamellae may be rarely encountered.

2. *Basic metamorphosed rocks*. These rocks occur in association within the same complex of Dalslandian crystalline schists, being represented by orthoamphibolites metamorphosed at the level of the sillimanite zone. The amphibolites at Chica Lupului and the lake Galbena have been studied.

a) Titanamphibolites. The titanamphibolites on the Chica Lupului summit consist of a green hornblende, garnet, clinopyroxene, sphene and scarce plagioclase. They pass into common amphibolites with hornblende and plagioclase ± garnet, rare apatite crystals.

The hornblende is a dark green amphibole with a pronounced pleochroism: Ng = dark green; Nm = brown-greenish; Np = yellowish; c $\wedge$ Ng = 20°. The pyroxene is a colourless diopside (c $\wedge$ Ng = 38°), partially replaced by amphibole and limonite. The garnet, which forms crystalloblasts with a diameter that exceeds 1 cm, is light red. It includes hornblende, plagioclase and opaque mineral grains which lend it a poikiloblastic structure. The plagioclase forms small crystals with polysynthetic twins. The sphene occurs frequently in idiomorphic crystals pointing to the high metamorphism degree of Dalslandian formations of the sillimanite zone. The opaque ilmenite and magnetite grains are usually surrounded by sphene grains and crystalloblasts (Pl., Fig. 3,4).

b) Amphibolites. In the Galbena lake area, basic rocks are represented by common amphibolites which consist of green hornblende and plagioclase, and sometimes biotite. Due to the diaphthoresis process and the transformations associated with the overthrust, the rocks are mylonitized and retromorphosed so that they present numerous lamination planes, along which both hornblende and plagioclase are being crushed and replaced by a fine material, consisting of secondary amphibole crystals and very fine zoisite and epidote grains. All over the rock the plagioclase is saussuritized, while the hornblende loses colour and gets impregnated with a fine, opaque dust.

Geochemistry

In view of the petrochemical and trace elements distribution study, in the rocks from the Lotru Mountains, 33 samples have been analysed chemically and by emission spectrography; 24 samples are represented by ultramafic rocks, 2 by hornblenditic schists and the rest represents different orthoamphibolite types (Tab. 1).

a) Petrochemistry. The different oxide contents of the rocks from the ultramafic bodies point to their similarity. Thus, one may notice no variation of the chemical components, these being homogeneous bodies which did not differentiate „*in situ*". This may be easily inferred from the analysis of the main ultramafic body, on the Arsura hill, with the samples no. 15 to 23 (Tab. 1) which represent a N–S geochemical profile, drawn transversally on the body, along the Păscoaia Valley. One may see that, except for the melagabbro level (analysis no. 20), which is a rock corresponding to a *fm*-gabbroid magma with component values different from those of peridotites, the other ultramafic rocks are almost identical as regards their chemical composition. The Niggli parameters (Burri, 1959) of the ultramafic rocks usually point to peridotitic magmas (Tab. 2).

Petrochemically, the amphibolitic rocks (analyses no. 27–33) correspond to two groups of rocks, namely: (1) the Latorița amphibolites, which may be assigned to common gabbroid magmas and (2) the Chica Lupului titanamphibolites, which correspond to pyroxenitic and hornblenditic magmas. The latter contain 8.54-10.39% TiO_2 – which gave their name – and 21.78-24.97% total Fe_2O_3 (Tab. 1), exceeding the contents of the vanadiferous titanomagnetite gabbros from the Drocea Mountains, which are differentiated „*in situ*" (Cioflica, Savu, 1962).

The fact that, on the one hand, the serpentinite bodies associate with common amphibolites corresponding to gabbroic or normal basaltic magmas and with Fe and Ti-rich amphibolites, and on the other hand, all these rocks lie especially within complex (C_2) of the Sebeș-Lotru series, once rich in basic volcanic material, points to their strong correlation. All these basic and ultramafic products belong to the initial magmatism of the Dalslandian cycle (Savu et al., 1978).

On the whole, these magmatic products point to the differentiation of an initial magma to Fe and Ti-rich magmas, as one can infer from the diagram of Figure 3. The differentiation of the Fe and Ti-rich magma took place at depth – like in the case of the vanadiferous titanomagnetite gabbros of the Alpine sheeted dykes from Dumbrăvița – its products

TABLE 1

Chemical Composition of Ultramafic and Basic Rocks

a) Chemical Composition of Some Serpentinites from the Lotru Mountains

No	Sample	Rock type	Location	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	S	Fe^S	H_2O^+	Total	Fe_2O_3 total
1	18	Serpentinite	Latorița Valley	36.14	1.42	6.68	0.49	0.07	37.22	3.32	traces	traces	0.03	traces	2.47	0.03	0.02	12.28	100.17	7.24
2	4a	Serpentinite	Voineasa	38.54	1.73	6.86	0.68	0.14	38.59	0.46	traces	traces	0.14	0.02	—	0.10	0.09	12.33	99.68	7.70
3	11	Serpentinite	Voineasa	38.65	1.64	7.54	0.82	0.14	38.17	0.63	traces	traces	0.03	0.01	—	0.04	0.03	12.03	99.73	8.48
4	5	Serpentinite	Chica Lupului summit	38.67	1.93	6.95	1.25	0.09	38.70	0.20	traces	traces	0.05	0.02	—	0.04	0.04	12.34	100.28	8.38
5	7	Serpentinite	Voineasa	38.82	2.45	6.88	0.90	0.13	38.00	0.76	traces	traces	0.07	traces	—	traces	traces	12.32	100.33	7.87
6	16	Serpentinite	Delușel summit	38.92	2.19	6.32	1.27	0.08	38.02	1.14	traces	traces	0.03	traces	0.56	0.13	0.12	11.14	99.92	7.85
7	5a	Serpentinite	Voineasa	38.93	2.36	6.43	1.18	0.13	38.80	0.99	traces	traces	0.03	0.02	—	traces	traces	11.12	99.99	7.74
8	13	Serpentinite	Voineasa	39.37	2.02	7.15	1.41	0.14	37.38	1.05	traces	traces	0.07	traces	—	traces	traces	11.51	100.10	8.71
9	14	Serpentinite	Voineasa	39.42	2.15	6.63	0.80	0.12	38.37	0.28	traces	traces	0.02	traces	—	0.04	0.03	12.07	99.93	7.62
10	8	Serpentinite	Voineasa	39.51	2.33	6.88	1.22	0.09	37.33	1.20	traces	traces	0.05	traces	—	0.04	0.03	11.43	100.11	8.26
11	10	Serpentinite	Voineasa	40.07	1.98	7.45	0.88	0.12	33.60	4.60	traces	traces	0.06	0.01	—	0.04	0.03	11.42	100.26	8.45
12	6	Serpentinite	Chica Lupului summit	40.29	2.71	6.38	1.76	0.07	37.07	0.98	traces	traces	0.04	0.02	—	0.07	0.06	10.63	100.08	8.39
13	1a	Serpentinite	Păscoaia Valley	41.29	2.44	5.85	1.78	0.15	36.78	1.45	traces	traces	0.02	traces	—	0.06	0.05	9.96	99.84	7.87
14	7347	Peridotite	Șasa-Proeni Valley	38.98	0.68	9.31	2.90	0.105	33.17	2.57	0.21	0.32	0.010	—	—	—	—	11.47	99.80	—

b) Chemical Composition of the Ultramafic Rocks on the Upper Course of the Păscoaia Valley

No	Sample	Rock type	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	H_2O^+	H_2O^-	Total
15	96	Serpentinite	38.73	2.73	7.00	5.22	0.100	31.78	1.50	0.13	0.53	0.020	11.83	0.30	99.87
16	97	Serpentinite	38.32	3.50	6.68	5.22	0.080	30.50	2.41	0.15	0.53	0.015	12.27	0.22	99.89
17	98	Serpentinite	37.08	2.44	7.18	4.06	0.105	34.60	2.60	0.21	0.32	0.020	10.79	0.56	99.96
18	99	Peridotite	40.31	3.41	6.68	4.30	0.105	36.20	2.21	0.21	0.50	0.010	5.37	0.68	99.98
19	75	Peridotite	39.49	3.92	7.43	4.05	0.105	37.53	2.46	0.23	0.18	0.055	3.19	1.14	99.77
20	76	Phlogopite melagabbro	38.71	21.77	7.50	8.72	—	6.65	11.69	1.32	1.26	0.088	2.20	—	99.90
21	77	Serpentinite	36.91	3.39	7.00	3.19	—	33.60	3.20	0.26	0.18	0.010	11.84	—	99.58
22	79	Peridotite	39.39	4.23	7.00	4.25	0.100	36.00	2.13	0.23	0.56	0.015	4.18	1.85	99.93
23	82	Peridotite	38.81	4.09	6.00	4.35	0.102	37.35	2.41	0.26	0.25	0.011	5.06	2.32	99.98

c) Chemical Composition of Some Ultramafic Rocks on the Haneș Summit

No	Sample	Rock type	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	S	$Fe^{(s)}$	H_2O^+	Total	Fe_2O_3 total
24	a	Serpentinite	37.38	3.28	9.59	3.87	0.21	32.92	2.08	traces	traces	0.04	traces	—	0.09	0.08	9.99	99.56	13.97
25	b	Ultramafic schist	42.76	13.62	2.48	10.50	0.22	10.03	12.69	1.23	1.13	3.28	0.54	—	0.14	0.13	0.96	99.71	14.27
26	c	Ultramafic schist	47.98	7.67	1.66	8.72	0.18	16.15	12.29	0.50	1.30	1.41	0.31	0.60	traces	traces	0.90	99.67	11.34

(*Continuation Tab. 1*)

d) Chemical Composition of the Garnet Amphibolites on the Chica Lupului Summit

No	Sample	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	S	$Fe^{(s)}$	H_2O^+	Total	Fe_2O_3 total
27	2	39.22	9.01	3.55	19.28	0.46	6.64	9.13	2.20	traces	9.01	0.35	—	traces	traces	0.75	99.60	24.97
28	1	39.33	10.91	3.53	16.40	0.44	6.58	11.77	1.18	traces	8.54	0.33	—	0.07	0.06	0.89	100.03	21.81
29	4	42.06	7.49	4.34	16.88	0.43	5.81	9.42	1.56	traces	10.39	0.32	—	0.07	0.06	0.79	99.62	23.15
30	3	44.28	7.06	4.71	15.32	0.38	5.64	10.27	2.19	traces	8.63	0.35	—	0.06	0.05	0.71	99.65	21.78

e) Chemical Composition of Some Basic Rocks on the Latorița Valley (Galbena)

No	Sample	Rock type	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	CO_2	S	$Fe^{(s)}$	H_2O^+	Total	Fe_2O_3 total
31	20	Biotite amphibolite	53.53	16.67	5.55	3.72	0.23	4.24	7.72	3.86	1.23	0.96	0.26	—	0.05	0.04	1.48	99.54	7.72
32	19	Amphibolite	46.38	15.09	1.85	4.72	0.14	13.22	12.97	2.01	0.27	0.18	traces	0.93	0.04	0.03	2.02	99.85	7.12
33	17	Amphibolite	47.78	14.99	2.46	6.93	0.17	10.11	11.65	2.14	0.46	1.11	0.06	—	0.06	0.05	1.64	99.61	10.21

The chemical analyses no. 14 and 15—23 have been made by V. Șabliovschi.

TABLE 2

Niggli Parameters

No	Sample	Qz	*si*	*al*	*c*	*fm*	*alk*	*k*	*ti*	*p*	*Q*	*L*	*M*	Magma type
							a) Different bodies in the Lotru Basin							
1	18	−44.67	55.33	1.29	5.42	93.29	—	—	—	—	4.23	2.47	93.30	peridotitic
2	4a	−40.56	59.44	1.57	0.74	97.69	—	—	0.18	0.02	6.85	1.26	91.89	peridotitic
3	11	−40.46	59.54	1.48	1.02	97.50	—	—	0.03	0.01	6.85	1.84	91.31	peridotitic
4	5	−40.75	59.25	1.75	0.37	97.88	—	—	0.05	0.02	6.85	0.58	92.57	peridotitic
5	7	−40.19	59.81	2.22	1.20	96.58	—	—	0.04	—	7.42	2.22	90.36	peridotitic
6	16	−40.11	59.89	2.03	1.85	96.12	—	—	0.03	—	7.36	3.43	89.21	peridotitic
7	5a	−41.25	58.75	2.18	1.63	96.19	—	—	0.03	—	6.79	3.04	90.17	peridotitic
8	13	−38.07	61.93	1.86	1.77	96.37	—	—	0.06	—	8.42	3.24	88.34	peridotitic
9	14	−39.67	60.33	1.93	2.11	95.96	—	—	0.01	—	7.55	3.57	88.88	peridotitic
10	8	−37.73	62.27	2.14	1.96	95.90	—	—	0.05	—	8.76	3.57	87.67	peridotitic
11	10	−35.93	64.07	1.92	7.88	90.20	—	—	0.06	—	9.63	3.47	86.90	peridotitic
12	6	−37.23	62.77	2.43	1.68	95.89	—	—	—	—	9.20	3.05	87.75	peritotitic
13	1a	−34.16	65.84	2.26	2.45	95.29	—	—	—	—	10.77	4.03	85.20	peridotitic
14	7347	−39.89	62.43	0.67	4.43	94.32	0.58	0.50	—	—	7.29	2.29	90.42	peridotitic
							b) The Body on the Arsura Hill (Păscoaia Valley)							
15	96	−38.84	63.92	2.58	2.68	94.05	0.69	0.71	—	—	9.04	5.87	85.09	peridotitic
16	97	−38.81	63.99	3.41	4.31	91.58	0.70	0.71	—	—	9.52	7.33	83.15	peridotitic
17	98	−45.12	57.12	2.21	4.25	92.98	0.56	0.50	—	—	5.13	5.20	89.67	peridotitic
18	99	−43.09	59.75	2.94	3.47	92.88	0.71	0.62	—	—	6.90	6.70	86.40	peridotitic
19	75	−45.30	56.38	3.26	3.77	92.55	0.42	0.40	0.04	—	5.50	6.90	87.60	peridotitic
20	76	−39.87	76.85	25.54	24.94	45.34	4.18	0.40	0.12	—	21.30	43.14	35.56	fm-gabbroid
21	77	−44.42	57.82	3.11	5.37	90.96	0.56	0.33	—	—	6.07	6.82	87.11	peridotitic
22	79	−45.10	58.10	3.63	3.37	92.20	0.80	0.66	—	—	6.23	8.18	85.59	peridotitic
23	82	−46.0	56.08	3.47	3.73	92.28	0.52	0.33	—	—	5.32	7.48	87.20	peridotitic
							c) Rocks on the Haneș Crest							
24	a	−41.39	58.61	3.01	3.48	93.51	—	—	0.04	—	7.19	5.58	87.23	peridotitic
25	b	−27.77	87.83	16.22	27.56	52.32	3.90	0.37	5.00	0.49	21.96	28.21	49.83	—
26	c	−17.62	92.58	8.81	25.37	63.27	2.55	0.64	2.06	0.23	22.59	16.51	60.90	—
							d) Garnet Titanamphibolites on the Chica Lupului Summit							
27	2	−30.50	88.18	11.75	21.76	61.82	4.67	—	15.09	0.27	18.61	22.37	59.02	hornblenditic
28	1	−25.46	84.30	13.77	27.03	56.76	2.44	—	13.77	0.26	20.29	22.64	57.07	pyroxenitic
29	3	−14.16	105.68	9.93	25.96	59.15	4.96	—	51.32	0.28	23.73	18.89	57.38	pyroxenitic
30	4	−15.01	99.15	10.48	23.80	62.18	3.54	—	18.41	0.28	22.82	18.12	59.06	hornblenditic
							e) Basic Rocks on the Latorița Valley							
31	20	− 2.16	147.52	27.15	22.68	37.75	12.42	0.17	1.99	0.33	34.63	40.97	24.40	leucogabbroid
32	19	−23.82	93.02	17.81	27.80	50.18	4.21	0.08	0.36	— 2	24.33	30.67	45.00	gabbroid
33	17	−56.08	64.08	18.99	26.87	49.10	5.04	0.13	1.81	0.13	12.19	37.91	49 .90	gabbroid

being emplaced afterwards in the formations of the Dalslandian geosyncline, either as a lava flow or a titanium ferrogabbro intrusion; then followed the metamorphism and the Dalslandian foldings.

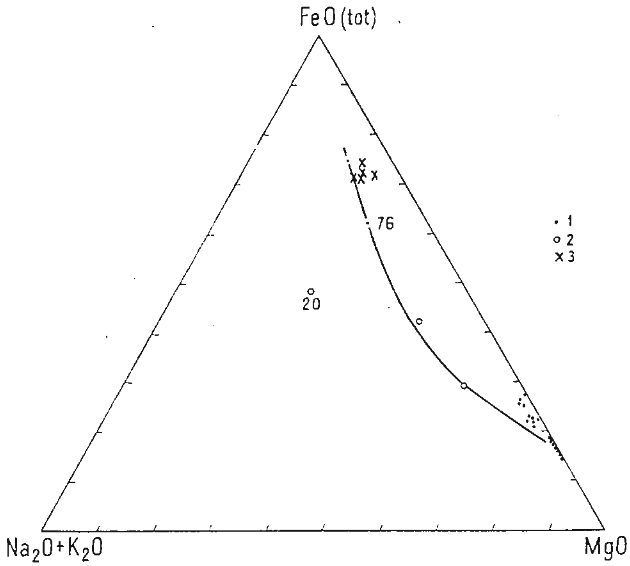


Fig. 3. — Differentiation diagram of initial magmas from the Dalslandian oceanic zone ($Na_2O + K_2O$—FeO (tot)—MgO).
1, ultramafic rocks; 2, amphibolites; 3, titanamphibolites.

b) T r a c e e l e m e n t s d i s t r i b u t i o n. Within the ultramafic rocks of this region, the trace elements vary inside restricted limits (Tab. 3), fact which may be seen clearly on the diagram of Figure 4. This diagram also shows the homogeneity of the ultramafic body on the Arsura hill, which stands out by the close values of the trace elements contents that fall within the variation domains of these elements concentrations in the other peridotitic bodies from the Lotru Mountains.

The medium values [3] registered on the diagram are close to the medium values of ultramafic rocks mentioned by literature (T u r e k i a n and W e d e p o h l, 1961; V i n o g r a d o v, 1962; G o l e s, 1967): 1600–2400 ppm Cr, 1500–2000 ppm Ni, 110 ppm Co, 40 ppm V and 15–16 ppm Sc. The Cr/Ni ratio generally depasses 1, its medium value being 1.19, and the Ni/Co ratio oscillates around the medium value of 17.6.

[3] The trace elements contents of the melagabbro (sample 76) and of two ultramafic schists, a and b, of the Haneş summit have not been considered for the estimation of the medium values.

In the melagabbro level on the Arsura hill, only Cr and Sc present values characteristic for the ultramafic rocks, while the other elements present values close to those of basic rocks. The ratio values Cr/Ni = 14.8 and Ni/Co = 3.15 differ from those characteristic for the ultramafic rocks.

TABLE 3

Trace Elements (ppm) in the Ultramafic Rocks from the Lotru Mountains

a) Different Bodies in the Lotru Basin

No	Sample	Cr	Ni	Co	V	Sc	Cu	$\frac{Cr}{Ni}$	$\frac{Ni}{Co}$
1	18	2700	2350	143	40	10,5	7	1.15	16.4
2	4a	3000	2600	148	57	12	38	1.15	17.5
3	11	2700	2500	130	59	14	42	1.08	19.2
4	5	1850	3000	132	46	11,5	11	0.62	22.7
5	7	2700	2400	130	61	13	27	1.17	18.5
6	16	1750	2400	140	59	14.5	23	0.73	17.2
7	5a	3800	2500	154	62	12	13	1.52	16.3
8	13	2600	2350	135	59	15	20	1.11	17.4
9	14	2850	2600	150	60	13	9.5	1.10	17.3
10	8	2900	2300	120	75	14.5	9	1.26	19.2
11	10	2900	2450	157	74	16.5	26	1.18	15.6
12	6	3000	3100	136	86	18.5	35	0.97	22.8
13	1a	3600	2800	140	85	20	2.9	1.28	20.0
14	7347	2100	1950	110	46	10	17.5	1.08	17.7
b) The Body on the Arsura Hill (Păscoaia Valley)									
15	96	2900	2300	135	47	14	9.5	1.26	16.3
16	97	2500	2300	135	48	10.5	8	1.09	16.3
17	98	2800	2400	148	44	11	62	1.17	16.2
18	99	2600	2200	120	47	12	12	1.18	18.3
19	75	3000	2200	130	45	10.5	21	1.37	16.9
20	76	2750	186	59	108	14.5	16.5	14.8	3.15
21	77	2300	2100	115	42	10.5	4.5	1.10	18.3
22	79	3000	2200	126	42	11	11	1.37	17.5
23	82	2600	2050	115	39	11	15	1.27	17.8
c) Rocks on the Haneş Crest									
24	a	4000	2000	220	48	12	25	2.00	9.1
25	b	1600	440	68	170	39	7.5	3.63	6.5
26	c	520	135	60	330	50	160	3.85	2.3

The trace elements distribution within the basic metamorphosed rocks (Tab. 4) points to the differentiation of the initial basaltic magma into a Fe and Ti-rich magma. This differentiation is marked especially by an increase of the Zr content, element which, alone or in correlation with Ti, is a marker of the basic magmas differentiation (S a v u, U d r e s c u, 1975).

Having in view this geochemical characteristic of Zr, on the diagram of Figure 5 we have drawn the main trace elements variation within basic

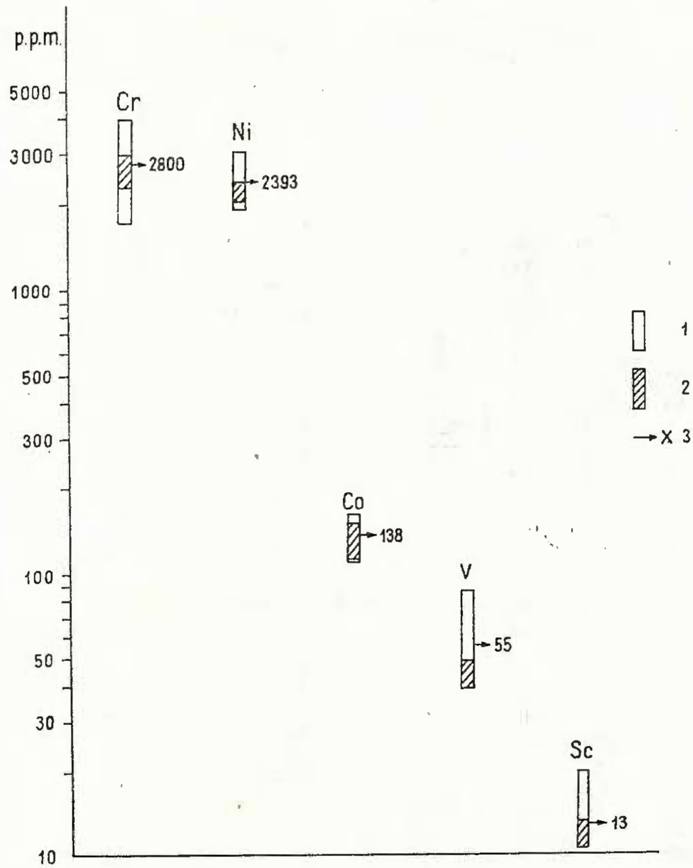


Fig. 4. — Trace elements concentration areas and medium contents of ultramafic rocks.

1, ultramafic rocks from the Lotru Mountains ; 2, ultramafic rocks from the Arsura Hill body ; 3, ultramafic rock medium values in the Lotru Mountains.

rocks depending on its variation. One may notice a linear increase of the Y, Yb and V contents concomitantly with the Zr increase and the sudden decrease of the Cr and Ni values in the same direction. The cobalt is not affected by the differentiation process and its values present a slight oscillation within the rock series of Table 4. The same behaviour of trace elements during the tholeiitic magmas differentiation has been recently mentioned by Beccaluva et al. (1977) for the ophiolitic rocks in Corsica.

The very high Zr contents of the amphibolitic rocks from the Lotru Mountains, which reach the value of 560 ppm and correspond to a very high TiO_2 content (10.39 %), represent an extreme case of a basic magma differentiation.

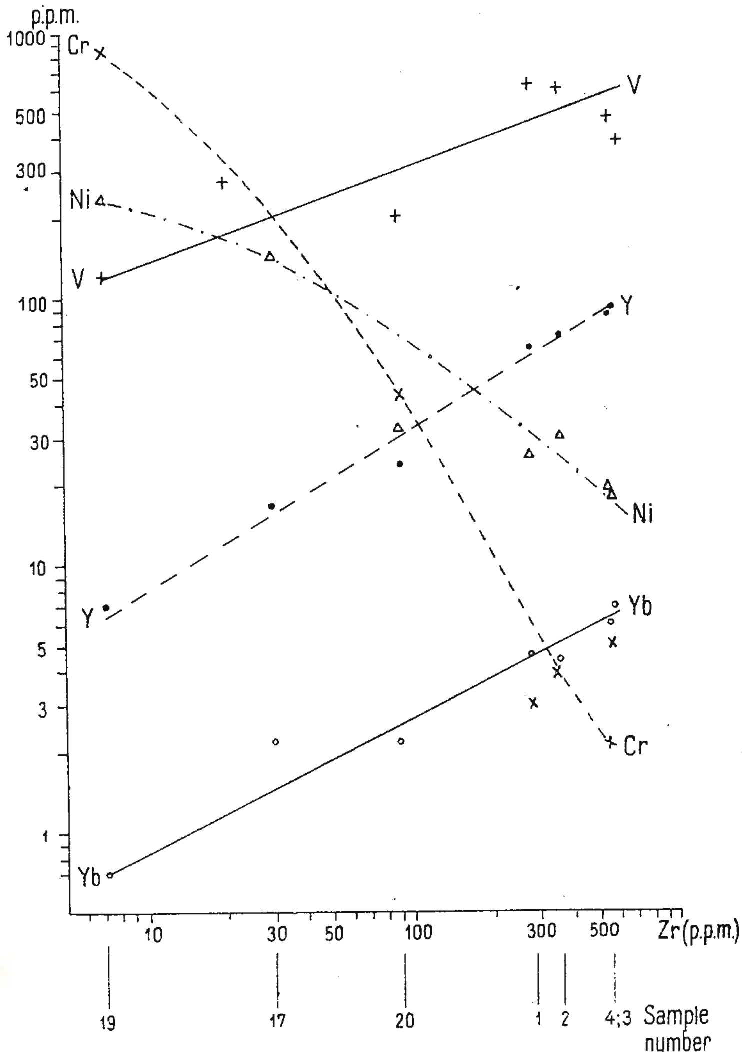


Fig. 5. — Cr, Ni, V, Y and Yb variation diagram according to Zr contents of basic metamorphosed rocks.

TABLE 4

Trace Elements (ppm) in the Basic Rocks from the Lotru Mountains

No	Sample	Ni	Co	Cr	V	Sc	Y	Yb	Zr	Pb	Cu	Ga	Ba	Sr	Li
a) Garnet Titanamphibolites on the Chica Lupului Summit															
1	2	26	60	3	620	77	70	4.4	360	9	30	19	22	190	45
2	1	30	55	4	600	70	65	4.6	280	25	30	18	22	360	18
3	3	16	44	2	380	57	92	7	560	7	30	19	28	215	20
4	4	18	52	5	470	62	88	6	550	8	52	17	36	220	24
b) Amphibolites on the Latoriţa Valley															
5	20	32	31	44	200	37	24	2.2	90	20	40	22	820	680	16
6	19	240	52	860	120	45	<10	<1	<10	<2	135	8	60	240	26
7	17	145	55	200	280	50	17	2.2	30	<2	135	11	65	240	22
Average basic rocks*		130	48	170	250	30	21	2.1	140	6	87	17	330	465	17

* According to M. Kraft and R. Schindler (1961).

Origin of Initial Magmas and Rock Genesis

The Dalslandian initial magmatites formed, like the other eruptive rocks of the same age from the South Carpathians, within an oceanic zone, probably a primordial one (Giuşcă et al., 1969 ; Savu et al., 1978). They originate in a tholeiitic magma, as one may see on the diagram of Figure 6, drawn up according to Floyd and Winchester (1975). These magmas were formed in the upper mantle, by partial or whole melting of ultramafic materials and erupted in the oceanic zone. The ultramafic bodies intruded or have been insedimented at the same time with an intense sedimentation, being then metamorphosed, as we have mentioned in a previous paper (Savu et al., 1977).

Being formed during the initial stage of the Dalslandian geosyncline (ocean), the basic and ultramafic rocks have the same petrochemical features as the Alpine ophiolites studied by Burri and Niggli (1945). That is why, on the *QLM* diagram (Fig. 7) the common amphibolites on the Latoriţa valley are projected on the field of basic ophiolites, while all the ultramafic rocks lie within the projection field of the Alpine ultramafics from the corner *M*. The titanamphibolites occur in an intermediary position.

These initial magmatites were highly metamorphosed at the sillimanite isograde level, together with the sedimentary deposits which included processes of anatectic migmatization at a temperature of 650—700°C and a pressure of almost 10 kb (S a v u, 1975). Under these conditions, the basic rocks recrystallized to orthoamphibolites with or without garnet and diopside, while the ultramafic bodies — whose initial petro-

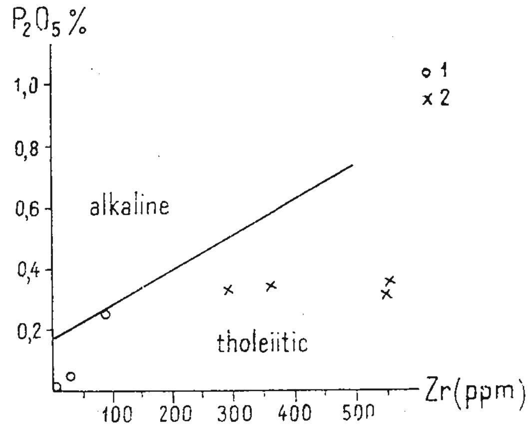


Fig. 6. — P_2O_5 %—Zr diagram. 1, amphibolites; 2, titanamphibolites.

graphic constitution rests unknown — passed to peridotites, with a fine granulation and a manifest foliation and the characteristic paragenesis olivine-rhombic pyroxene-actinolite-tremolite hornblende-talc-magnetite.

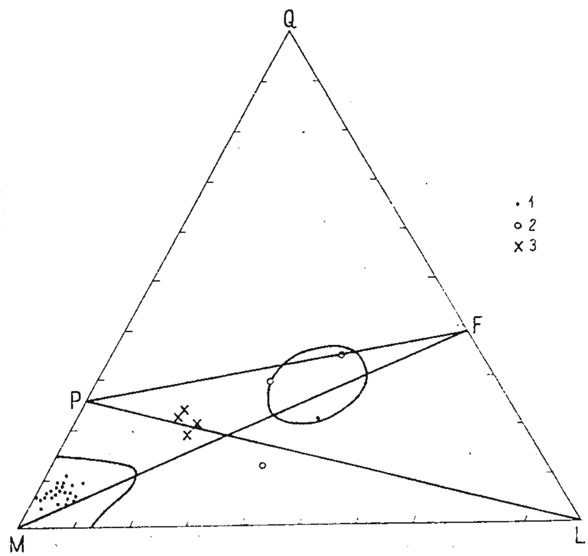


Fig. 7. — *QLM* diagram.
1, ultramafic rocks; 2, amphibolites; 3, titanamphibolites.

It is worth mentioning the fact that this paragenesis, characteristic for the ultramafic rocks of the metamorphic terrains, differs wholly from the characteristic paragenesis of primary peridotites (magmatic), associated with the Alpine ophiolites from the Drocea Mountains, which consists of olivine-poikilitic clinopyroxene-brown hornblende-phlogopite (S a v u, 1962).

Under the action of late and postmetamorphic solutions, at the same time with the autoretromorphism phenomena inside the silico-aluminous crystalline schists, the ultramafic bodies are affected by metasomatosis processes and especially by serpentinization. Their serpentinization is partial or even general, while the necessary water for the conversion of primary minerals into secondary ones comes from outside, by means of the solutions generated by the regional metamorphism (S a v u et al., 1977).

Thus, such as C o l e m a n and K e i t h (1971) put it, the serpentinization of ultramafic bodies is more intense on their margins, along the foliation planes, lamination planes and faults, where the listvenitization processes do also occur.

As a rule, normal serpentinization is accompanied by water addition and the increase of the rock volume. We mention that, in certain conditions, SiO_2 and sometimes K_2O are being introduced together with the water. The silica, the MgO and the CaO which are mobile during the serpentinization process, generate metasomatic amphibole, serpentine and talc veins along some fissures and faults just like in Figure 2; this situation has also been noticed in the case of other Dalslandian bodies (S a v u et al., 1976).

Conclusions

The present study leads to the following main conclusions:

The Dalslandian ultramafic and basic rocks, metamorphosed under the sillimanite isograde conditions, were formed within a Precambrian oceanic zone.

Within the Dalslandian crystalline schists they form small harzburgite bodies and different orthoamphibolite types, out of which the titan-amphibolites stand out.

The chemical composition of the rocks and the trace elements distribution point to the differentiation of the initial magma into a Fe and Ti-rich magma.

The initial magma had a tholeiitic character and formed in the upper mantle.

Its differentiation products have erupted on the Dalslandian ocean floor, where they were metamorphosed into peridotites and orthoamphibolites.

REFERNCES

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., Venturelli G. (1977) The trace element geochemistry of Corsican ophiolites. *Contr. Mineral. Petrol.*, 64, p. 11–31, Berlin.

Burri C.(1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Stuttgart, 334 p.

— Niggli P. C. (1945) Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Zürich.

Cioflica G., Savu H. (1962) Neue Beiträge zur Kenntnis der Bildungsmöglichkeiten der Titanomagnetite im Drocea-Gebirge. *Rev. Géol.-Géogr.*, VI, 1,p. 123–137, Bucureşti.

Coleman R. G. and Keith T. E. (1971) A Chemical Study of Serpentinization-Burro Mountain, California. *Jour. Petrol*, 12, 2, p. 311–328, Oxford.

Floyd P. A. and Wimchester J. A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using imobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, p. 211–218.

Ghica-Budeşti Şt. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les Munţii Lotrului (Carpathes Méridionales – Roumanie). *An. Inst. Géol. Roum.*, XVI, p. 5–68, Bucureşti.

Giuşcă D., Savu H., Bercia I., KräutnerH. (1969) Sequence of Tectonomagmatic pre-Alpine Cycles on the Territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung.*, 13, p. 221–234, Budapest.

Goles G. G. (1967) Trace elements in ultramafic rocks. In „Ultramafic and Related Rocks" J. Willie Ed. John Wiley, p. 352–362, New York.

Kraft M., Schindler R. (1961) Periodisches System der Elemente. Berlin.

Loney R. A., Himmelberg G. R. and Coleman R. G. (1971) Structure and petrology of the Alpine-type Peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A., *Jour, Petrol.*, 12, 2, p. 245–310, Oxford.

Pavelescu L., Pavelescu Maria (1964) Cercetări geologice şi petrografice în capătu. de est al autohtonului Carpaţilor Meridionali. *D.S. Com. Geol.*, L/1, p. 51–63, Bucureşti

Pavelescu Maria (1970) Harta geologică a R. S. România, sc. 1 : 50.000, foaia Mîndra, Ed. I.G.G. Bucureşti.

Savu H. (1962) Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureşului. *D.S. Com. Geol.*, XLV, p. 59–69, Bucureşti.

— (1968) Sienitele cu nefelin de la Mălaia şi poziţia lor în structura cristalinului Lotrului. *D.S. Inst. Geol.*, LIII/3, p. 79–117, Bucureşti.

— (1975) Particularités des types de métamorphisme régional préalpin sur le territoire de la Roumanie. *An. I.G.G.*, XLVI, p. 219–239, Bucureşti.

— Schuster A. C. (1975) Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50.000, foaia, Voineasa, Ed. I.G.G. Bucureşti.

— Udrescu Constanţa (1975) Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance. *X-th Congress CBGA*, IV, p. 214–221, Bratislava, 1973.

— Vasiliu Cecilia, Popescu Florica (1976) Amfibolii actinolitici din zăcămîntul de talc de la Pîrvova (Munţii Semenic). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXII/2, p. 73–86, Bucureşti.

— Schuster A. C. (1977) Tectonica şi metamorfismul şisturilor cristaline dalslandiene din regiunea Voineasa-Lacul Vidra (Munţii Lotrului). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/5, p. 101–123, Bucureşti.

— Maier O., Neacşu Vasilica, Udrescu Constanţa (1977) Petrografia şi geneza corpului de roci ultrabazice de la Cuca — Munţii Semenic. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXIII/1, p. 113—130, Bucureşti.
— Maier O., Bercia I., Hirtopanu I. (1978) Dalslandian metamorphosed formations in the Southern Carpathians. *Rev. Roum. Géol. Géophys., Géogr., Géologie*, 22, p. 7—17, Bucureşti.
Turekian K. K., Wedepohl K. H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 72, p. 175—192, Washington.
Vinogradov A. P. (1962) Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's crust. *Geochemistry*, 1962, p. 641—664.

QUESTIONS

H. Hann: 1. Is the contact between a pegmatite and an ultramafic body discordant or concordant? Which is the variation of mineral granulation (namely of amphiboles) from the ultramafic body to the pegmatite?
2. Which are the other proofs of reaction between pegmatite and the ultramafic body, besides the amphibole pleochroism variation?

Answer: 1. The ultramafic bodies are concordant with the crystalline schists, just like their foliation, which formed at the same time with the terrigenous rock foliation.
2. The modification of the mineralogical associations, starting from the contact with the pegmatite body towards the inner part of the ultramafic body. Such cases are known in literature.

M. Săndulescu: Having in view the fact that the rocks described in the paper have formed in an oceanic domain, characterized by an oceanic crust (without a granitic cover), do the authors consider implicitely that the whole pile corresponding to the Sebeş-Lotru series has formed in an oceanic domain?

Answer: In 1969, Giuşcă et al. mention in their paper that this series of metamorphic formations has formed in an oceanic zone lying on the East European continent borders. Magmatic products and metamorphosed sedimentary rocks, formed in different regions of the Earth, such as the Apallachians, the Urals etc.

Doina Russo-Săndulescu: If these small lenses (except for the somewhat bigger body on the Păscoaia valley) are supposed to form an ophiolitic complex, will you tell us something about the emplacement of these basic and ultramafic rocks among the schists which were initially of sedimentary terrigenous nature?

Answer: You are making a confusion, as in the paper we do not show that the rocks under discussion form an ophiolitic complex. The emplacement of the basic magmatic rocks, out of which resulted the concordant amphibolites of C_2 complex including „paragneisses and amphibolites", has occurred concomitantly with the deposition of pre-metamorphic terrigenous rocks. At the same time, the ultramafic rocks have been emplaced and then they were metamorphosed together with the sediments. The metamorphism was so intense that it wiped out any proof which could show if the ultramafic rocks have been intruded in the pre-metamorphic sedimentary rocks or included in them as olistoliths torn off another zone of the Dalslandian ocean, parallel to the one in which they occur at present.

DISCUSSIONS

M. Trifulescu: 1. The ultramafic rocks are younger, as they contain metamorphic rock enclaves from the Lotru series, while the amphibolites of the Lotru series are older.
2. The ultramafic rocks occur on a directional alignment, parallel to the Lotru fault, on which the Mănăileasa ultrabasites do also occur, being included in the Danubian domain, shifted as compared to the Getic one, on which the upper mantle magmas did migrate.
3. The Păscoaia ultrabasites are crossed by Paleozoic pegmatites. Thus their exact age is hard to establish, starting from Dalslandian to Upper Paleozoic. The Paleozoic pegmatites form reaction metasomatic aureolas with the asbestos, phlogopite, vermiculite and talcum, that is they are younger than the ultrabasites.
4. The Fe and Ti contens should be given as soluble Fe and TiO_2 in order to use them as prospection criterion.

Answer: 1. The basic and ultramafic rocks, being metamorphosed concomitantly with the terrigenous crystalline schists, should have the same age as the latter, or should have formed, at least, during the same Dalslandian tectonomagmatic cycle.
2. No ultramafic body is known in the Getic Nappe, along the Lotru fault. The situation is the same for the Danubian Autochthon. If one looks at the map of this region, one realizes that the position of these rocks is quite different.
3. Being formed during the Dalslandian metamorphism, the Sebeş-Lotru pegmatites cannot be of Paleozoic age. On the contrary, the fact that they cross the ultramafic bodies demonstrates that the latter have been emplaced before this metamorphism.
4. The elements linked to the metallic minerals may be calculated on the basis of the global chemical analysis.

EXPLANATION OF PLATE

Fig. 1. — Peridotite from the central part of the Dealul Arsurii ultramafic body. Păscoaia valley. Nic. II; × 20.

Fig. 2. — Serpentinite with olivine relicts. Păscoaia valley. Nic. II; × 20.

Fig. 3. — Titanamphibolite with magnetite grains surrounded by several sphene crystals. Chica Lupului crest. Nic. II; × 20.

Fig. 4. — Small magnetite grain aggregates, surrounded by several sphene crystals, all included in amphibole. Titanamphibolites on the Chica Lupului crest. Nic. II; × 20.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). Pag. 197—214

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

PETROLOGIA ROCILOR SEDIMENTARE

CARACTERELE MINERALOGICE ALE GRESIEI DE MOLDOVIȚA (CARPAȚII ORIENTALI) [1]

DE

VENERA CODARCEA [2], GRIGORE ALEXANDRESCU [2]

Heavy minerals. Moldovița sandstones. Mineral paragenesis. Garnet. Rutile. Zircon. East Carpathians. External flysch zone. Obcina Mare.

Abstract

Mineralogical Characteristics of the Moldovița Sandstone (East Carpathians). The paper deals with heavy minerals within the Moldovița sand stone (Middle Eocene). The following paragenetical association : garnets + rutile + zircon was established.

A) Date stratigrafice generale

În bazinele văilor Moldova și Moldovița Paleogenul din cadrul pînzei de Tarcău prezintă unele particularități faciale, motiv pentru care s-au deosebit în cadrul acestei unități două domenii faciale : unul vestic (intern) situat între pînza șisturilor negre, la vest, și linia tectonică Poiana Crucii, la est, pe care l-am numit faciesul de Ciumărna-Vama (Alexandrescu, Brustur, 1979). La est de linia tectonică amintită se dezvoltă domeniul faciesului estic (extern) cunoscut sub numele de facies de Putna (Joja, 1953).

Faciesul de Ciumărna-Vama se caracterizează prin dezvoltarea predominantă a două entități litostratigrafice (strate de Ciumărna și gresia de Moldovița) situate între stratele de Straja, din culcuș și stratele de Plopu, din acoperiș.

[1] Predată la 16 decembrie 1979, acceptată pentru publicare la 20 mai 1980, comunicată în ședința din 18 aprilie 1980.

[2] Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, 78344 București, 32.

Faciesul median (al gresiei de Tarcău) avînd o mare dezvoltare la sud de valea Bistriţei nu a fost întîlnit ca atare, aşa cum s-a susţinut anterior. În accepţia că gresia de Tarcău se afundă în zona Secu-Buhalniţa (valea Bistriţei), sub pînza şisturilor negre (B ă n c i l ă, 1955, 1958), aceasta ar trebui să se găsească, în această parte, dispusă spaţial, la vest de faciesul de Ciumărna-Vama, prinsă probabil sub planul de încălecare a unităţii de Audia.

a) *Gresia de Moldoviţa* (*Luteţian superior*). Denumirea de gresie de Moldoviţa a fost propusă şi utilizată de A l e x a n d r e s c u (1971—1973) [3] pentru a desemna acea entitate litologică, situată peste stratele de Ciumărna [3], din culcuş, şi stratele de Plopu din acoperiş. (Numele provine de la valea Moldoviţa, în bazinul căreia această entitate este mai bine dezvoltată).

Grosimea gresiei de Moldoviţa atinge cca 400 m în zona vestică (anticlinalul Miclăuşa) şi scade treptat spre est (exterior), ajungînd la cca 100 m (sinclinalul Ciumărna-Molid) şi se efilează la partea externă a domeniului faciesului de Ciumărna-Vama. Pentru acest episod arenitic, situat sub stratele de Plopu, s-a utilizat şi numele de strate de Tazlău (I o n e s i, 1967, 1971).

La alcătuirea gresiei de Moldoviţa, participă roci pelitice, arenitice şi ruditice, imprimînd acestei entităţi caractere de fluxo-turbidit proximal, avînd un grad ridicat de imaturitate.

Rocile pelitice sînt reprezentate prin şisturi argiloase cenuşii şi şisturi argiloase vărgate (roşii şi verzi) aşa cum se constată pe pîrîul Paltinului la vest de Vatra Moldoviţei.

Arenitele şi ruditele constituie elementele principale ale gresiei de Moldoviţa. Primele se dispun în strate submetrice sau metrice (1—3 m), fiind constituite preponderent din granule de cuarţ (60%) şi feldspaţi (20—25%), la care se adaugă în proporţii variabile muscovit şi biotit (10—12%), fragmente litice (metacuarţite, gnaise cu microclin, micrite şi elemente de şisturi verzi de tip dobrogean) în proporţie de 10—20% şi bioclaste [fragmente de cochilii de brahiopode, bivalve, foraminifere (globigerinide, nummuliţi şi discocycline), briozoare, melobesiee etc.], iar ca minerale autigene glauconit (1—8%) şi pirită. Proporţia dintre granulele de cuarţ şi feldspaţi imprimă uneori caracterul arcozian sau subarcozian al gresiei de Moldoviţa.

Ruditele se individualizează la baza ritmurilor arenitice, avînd 10—35 cm grosime sau în alte cazuri mai mult şi sînt alcătuite preponderent din elemente de şisturi verzi de tip dobrogean, la care se adaugă proporţii variabile de şisturi cristalofiliene (metacuarţite, gnaise) şi roci sedimentare (micrite şi marnocalcare preexistente). Detritusul organic este reprezentat prin fragmente sau cochilii întregi de nummuliţi şi discocycline. Elementele componente imprimă ruditelor un caracter pregnant petromictic.

[3] Harta geologică a R.S.R., sc. 1 : 50.000, foaia Cîmpulung (1974). Arh. IGG, Bucureşti.

Gresia de Moldoviţa urmăreşte direcţia celorlalte formaţiuni, care sînt dispuse NV—SE, şi de la vest către est, apare pe următoarele structuri : în valea Paltinului, apare în flancul unui anticlinal prins sub planul de încălecare a unităţii de Audia, apoi în anticlinalele Miclăuşa-Deia şi Argel-Vama, şi mai spre est în flancurile sinclinalului Ciumărna-Molid. În valea Suha bucovineană, apare în flancurile sinclinalului Găineşti-Stulpicani (la nord-vest de muntele Girileu-Stulpicani) precum şi pe pîrîul Brusturosu-Plotoniţa.

În majoritatea locurilor enumerate, se observă în mod clar poziţia stratigrafică a gresiei de Moldoviţa care este situată peste stratele de Ciumărna-Suceviţa şi suportă stratele de Plopu.

Microscopic, în gresia de Moldoviţa se recunosc resturi de organisme (nummuliţi, discocycline, globigerinide şi alte foraminifere) care de obicei apar în episoadele în care sînt mai abundente elementele de şisturi verzi dobrogene (pîrîul Palamania, pîrîul Sălătruc, pîrîul Paltinului etc.). Această asociere dintre foraminiferele mari şi elementele verzi dobrogene ar sugera ipoteza că concomitent cu elementele verzi dobrogene au fost aduse şi resturile de organisme (Alexandrescu, Brustur, 1979). Gresia de Moldoviţa a oferit, însă, şi numeroase puncte în care se găsesc concentrate foraminifere mari (Miclăuşa, Doabra etc.) din care Ionesi (1963, 1971) a determinat asociaţii bogate de nummuliţi, assiline, discocycline şi asterocycline. După prezenţa acestor foraminifere, gresia de Moldoviţa poate fi atribuită unei părţi a Eocenului mediu (Ionesi, 1971).

b) Caractere mineralogice. Caracterele mineralogice ale gresiei de Moldoviţa sînt redate prin speciile mineralogice, gradul de sortare, frecvenţa, repartiţia granulelor componente şi natura liantului.

Textura este psamitică (Ø = 2—0,063 mm), grosieră sau mediu-grosieră, cu grad de sortare mediu (δ = 0,35—0,80), cu structură compactă.

Liantul, de natură argilo-carbonatică (2—5%), cu un grad redus de participare, poate fi în unele cazuri de atingere sau în altele bazal. Mai rar se observă ciment de natură silicioasă (opal-calcedonie) şi remobilizări ale silicei prin corodarea grănulelor de cuarţ sau feldspaţi.

Caracterul geometric al granulelor variază de la rotunjite şi subrotunjite (Ro = 0,7—0,9), la colţuroase şi subcolţuroase, între termenii extremi existînd tranziţii gradate, funcţie de natura elementelor componente, de condiţiile de alterare şi de durata transportului. În general, fragmentele litice sînt mai colţuroase sau angulare, în raport cu fragmentele mai mici sau granulele minerale. Materialul clastic este atît alogen cît şi autigen ; din prima grupă cel mai de seamă reprezentant este cuarţul, participarea sa procentuală în multe cazuri depăşind 60%. Feldspaţii (ortoclazi şi plagioclazi) apar în procente mai mici, rareori păstrîndu-şi maclele polisintetice, clivajele zonate sau maclele în reţea cel mai adesea apar cu grade diferite de alterare (sericitizare).

Micele sînt frecvent reprezentate prin muscovit şi mai puţin biotit, ultimul prezentînd diferite grade de alterare (decolorare prin pierdere de

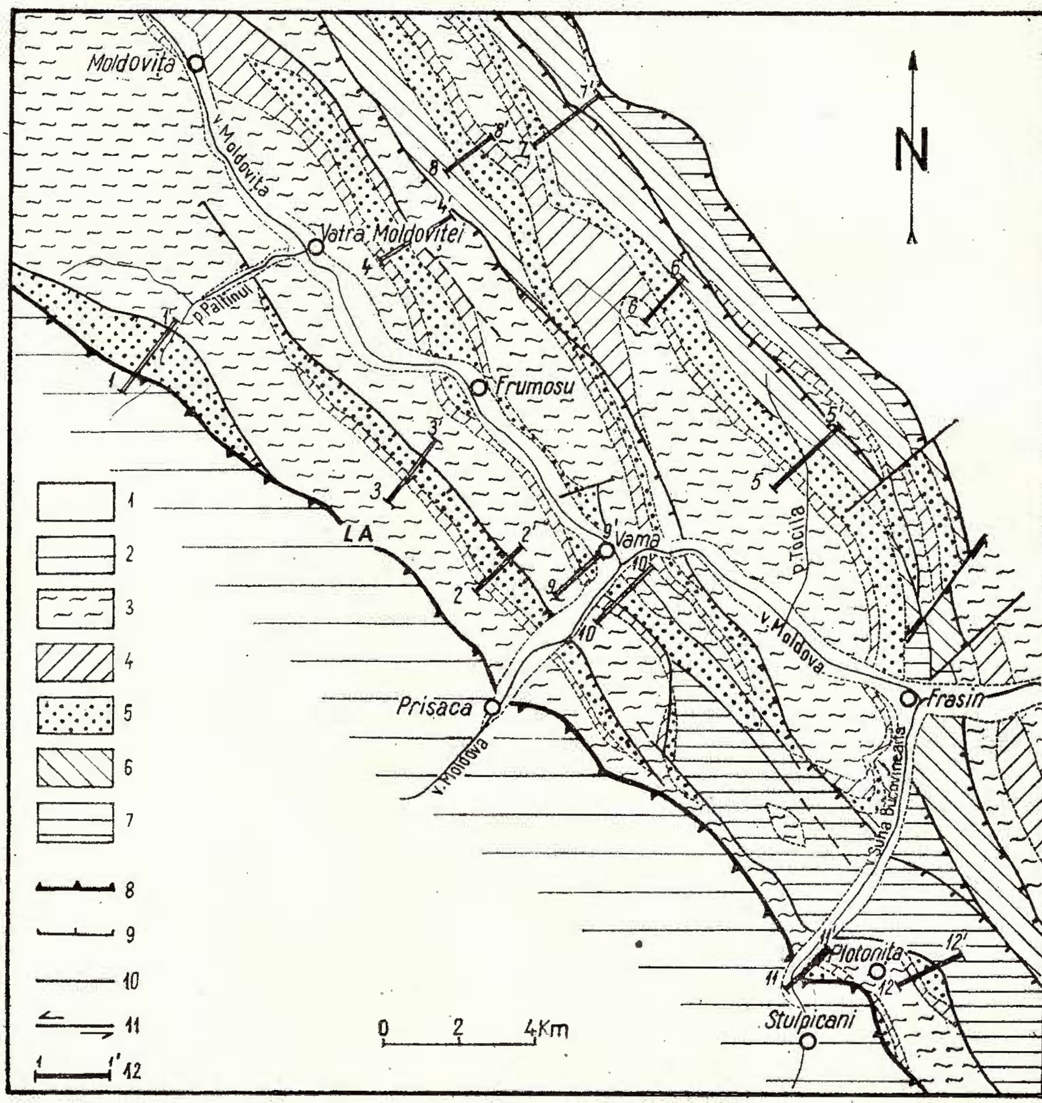


Fig. 1. — Schiță geologică cu localizarea profilelor analizate (după harta I.G.G. foaia Rădăuți, completată).

1, Cuaternar (terase + aluviuni); 2, pînza șisturilor negre (Audia-Cernahora); pînza de Tarcău ; 3, Oligocen (marne bituminoase și menilite inferioare, șisturi disodilice, gresie de Fusaru, gresie de Kliwa și strate de Vinețișu); 4, Priabonian (strate de Plopu și gresia de Lucăcești); 5, Lutețian (gresia de Moldovița); 6, Lutețian-Paleocen (strate de Straja, strate de Ciumărna-Sucevița și strate de Putna); 7, Neocomian-Senonian (șisturi negre, strate de Cîrnu și strate de Hangu); 8, linia Audia (LA); 9, falie inversă; 10, falie importantă; 11, falie transversală; 12, profile analizate : 1′, pîrîul Paltinul (Păușa); 2′, pîrîul Miclăușa ; 3′, pîrîul Deia ; 4′, pîrîul Lupoaia ; 5′, pîrîul Tocila ; 6, pîrîul Doabra ; 7′, pîrîul Scorușet-Dragoșa ; 8′, pîrîul Puiul-

Fe și Mg și cloritizare). Tot dintre alogene menționăm mineralele grele (turmalină, zircon, rutil, granați, monazit, anatas etc.) și fragmentele litice.

Autigenele sînt reprezentate în primul rînd prin oxizi de fier, glauconit, calcit etc.

Gradul avansat de imaturitate al gresiei de Moldovița reflectă condițiile de sedimentare ale bazinului respectiv, mare parte a materialului alogen fiind produsul mai multor cicluri de sedimentare. Prezența elementelor de șisturi verzi de tip dobrogean ar sugera ipoteza că detritusul ar proveni în parte din regiuni situate la estul (exteriorul) bazinului de sedimentare, al cărui uscat elibera material pentru bazinul flișului marginal. Cantitatea redusă de clastice care ar putea să fi provenit din nucleul cristalin al Carpaților indică un transport mai redus din această zonă. Faptul că gresia de Moldovița prezintă o grosime mai mare în partea vestică nu implică și obligativitatea ca materialul ei detritic să provină din regiuni vestice, fiindcă odată debușat în bazinul flișului paleogen marginal, acest material ar fi putut să fi fost redistribuit de curenții marini. Astfel, ne găsim în fața a două arii principale de alimentare : una situată în zonele externe, care furniza elementele de șisturi verzi și cealaltă situată în partea vestică, care furniza materialul cristalofilian.

B) Conținutul în minerale grele

Din gresia de Moldovița (fig. 1) s-au colectat un număr de 52 de probe, care provin din 12 profile aparținînd celor 5 structuri principale : anticlinalele Paltinul (valea Păușa), Miclăușa (văile Miclăușa și Deia), Argel-Vama (văile Moldovița și Moldova), sinclinalele Ciumărna-Molid (văile Lupoaia, Doabra, Tocila, Scorușet-Dragoșa, Puiul-Dragoșa) și Găinești-Stulpicani (valea Suha bucovineană și pîrîul Brusturosu-Plotonița).

După operațiile de preparare și tratare a probelor în laborator, în vederea examenului microscopic, s-au obținut următoarele clase granulometrice : 0,50—0,25 mm ; 0,25—0,16 mm ; 0,16—0,10 mm și 0,10—0,06 mm. Din valorile cantitative ale celor patru clase granulometrice obținute (fig. 2) s-a constatat că cele mai bogate în specii minerale grele

Dragoșa ; 9′, valea Moldovei (cabana Vama) ; 10′, valea Moldovei-Vama (versantul drept) ; 11′, valea Suha bucovineană-Stulpicani ; 12′, pîrîul Brusturosu-Plotonița.

Esquisse géologique avec l'emplacement des profiles analysés (d'après la carte de l'IGG, feuille Rădăuți, augmentée).

1, Quaternaire (terrasses + alluvions) ; 2, nappe des schistes noirs (Audia-Cernahora) ; nappe de Tarcău ; 3, Oligocène (marnes bitumineuses et ménilites inférieures, schistes dissodiliques, grès de Fusaru, grès de Kliwa et couches de Vinețișu) ; 4, Priabonien (couches de Plopu et grès de Lucăcești) ; 5, Lutétien (grès de Moldovița) ; 6, Lutétien-Paléocène (couches de Straja, couches de Ciumărna-Sucevița et couches de Putna) ; 7, Néocomien-Sénonien (schistes noirs, couches de Cîrnu et couches de Hangu) ; 8, ligne Audia (LA) ; 9, faille renversée ; 10, faille principale ; 11, faille transversale ; 12, profiles analysés : 1′, le ruisseau Paltinul (Păușa) ; 2′, le ruisseau Miclăușa ; 3′, le ruisseau Deia ; 4′, le ruisseau Lupoaia ; 5′, le ruisseau Tocila ; 6′, le ruisseau Doabra ; 7′, le ruisseau Scorușet-Dragoșa ; 8′, le ruisseau Puiul-Dragoșa ; 9′, la vallée de la Moldova (le chalet Vama) ; 10′, la vallée de la Moldova-Vama (le versant droit) ; 11′, la vallée de Suha bucovineană-Stulpicani ; 12′, le ruisseau Brusturosu-Plotonița.

sînt clasele mici (0,16—0,10 mm şi 0,10—0,06 mm). Din însumarea tuturor valorilor cantitative, s-au obţinut valorile medii pe profile care sînt ilustrate în tabelul 2. Procente mai ridicate de minerale grele s-au constatat în zonele interne (vestice) ale gresiei de Moldoviţa (anticlinalul Miclăuşa-

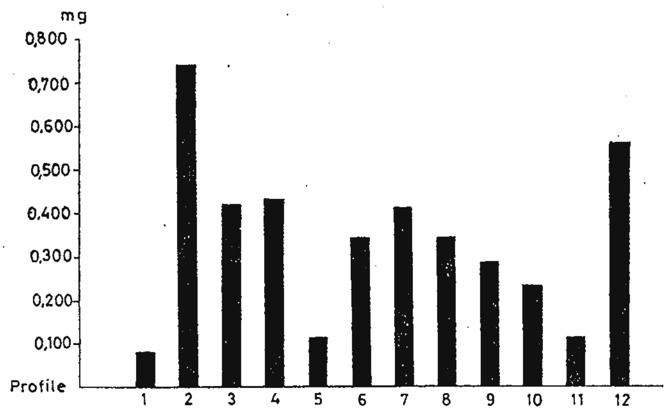


Fig. 2. — Valorile cantitative medii ale mineralelor grele din gresia de Moldoviţa.

1, pîrîul Paltinul (Păuşa); 2, pîrîul Miclăuşa; 3, pîrîul Deia; 4, pîrîul Lupoaia; 5, pîrîul Tocila; 6, pîrîul Doabra; 7, pîrîul Scoruşet-Dragoşa; 8, pîrîul Puiul-Dragoşa; 9, valea Moldovei (cabana Vama); 10, valea Moldovei (versantul drept); 11, valea Suha bucovineană-Stulpicani; 12, pîrîul Brusturosu-Plotoniţa.

Les valeurs quantitatives moyennes des minéraux lourds du grès de Moldoviţa.

1, le ruisseau Paltinul (Păuşa); 2, le ruisseau Miclăuşa; 3, le ruisseau Deia; 4, le ruisseau Lupoaia; 5, le ruisseau Tocila; 6, le ruisseau Doabra; 7, le ruisseau Scoruşet-Dragoşa; 8, le ruisseau Puiul-Dragoşa; 9, la vallée de la Moldova (le chalet Vama); 10, la vallée de la Moldova (le versant droit); 11, la vallée de Suha bucovineană-Stulpicani; 12, le ruisseau Brusturosu-Plotoniţa.

Deia). Valori mai mici cantitative au fost determinate pe structurile Ciumărna-Molid (pîrîul Tocila) şi Găineşti-Stulpicani (valea Suha bucovineană) şi pîrîul Brusturosu-Plotoniţa. În zona anticlinalului Argel-Vama, valorile medii ale mineralelor grele, pe profile, sînt apropiate şi moderate.

a) *Analiza mineralogică a fracţiei grele* din gresia de Moldoviţa a pus în evidenţă prezenţa următoarelor specii minerale, a căror participare procentuală [4] este redată în tabelul 1 : minerale opace, granaţi, rutil, zircon, staurolit, turmalină, hornblendă, disten, epidot-zoizit, sfen, sillimanit, monazit, clorit, hipersten, cloritoid, brookit, biotit şi anatas.

[4] La calcularea procentelor s-a ţinut seama de greutatea specifică a fiecărui mineral.

Prin însumarea valorilor procentuale pe specii minerale, pentru fiecare profil în parte, s-au obținut valorile procentuale medii redate în tabelul 2, la care vom face referiri.

Din examinarea rezultatelor obținute, reiese că din toate profilele enumerate, cele mai mari acumulări cantitative revin granaților, ale căror procente variază între 45,68–69,99% (valea Plotonița – valea Suha bucovineană, tab. 2). Din repartiția valorică a granaților se observă că cele mai ridicate valori (peste 64%) se găsesc pe profile apropiate (valea Moldovei, structura Argel-Vama) și structura Găinești-Stulpicani, în timp ce valorile minime au fost identificate pe profilele Tocila și Brusturosu-Plotonița. Granații aparțin varietăților almandin și grosular și apar sub formă de granule colțuroase sau rotunjite (asemănători din acest punct de vedere acelora din șisturile verzi dobrogene).

În ordine procentuală, oxizii fierului (mineralele opace) urmează granaților, care în contrast cu aceștia, prezintă concentrații maxime în profilul văii Tocila (29,95%), valori medii în profilele Doabra, Scorușet-Dragoșa și Puiul-Dragoșa, iar valori minime de cca 6,02% în valea Suha bucovineană, la Stulpicani. Oxizii sînt reprezentați prin magnetit, hematit și limonit (ultimele două autigene).

Din grupa mineralelor foarte rezistente la alterare și transport (rutil, zircon, turmalină), zirconul apare în acumulări mai notabile în profilele Miclăușa-Deia, Doabra, Scorușet-Dragoșa, Tocila și Stulpicani. Concentrări maxime (23%) au fost evidențiate în profilul Brusturosu-Plotonița, iar minimele (5,96%) în profilul Lupoaia. Abundența acestui mineral în unele profile, comparativ cu cantitatea din secțiunile subțiri (din aceeași probă), nu este prea mare, dacă raportăm valorile procentuale ale zirconului la cantitatea totală de minerale grele care nu depășește 0,250 mg%.

Conservarea contururilor, a fețelor de prismă, ca și zonarea și menținerea perfectă a vîrfurilor piramidale ar pleda pentru un transport relativ nu prea îndepărtat și destul de rapid, dacă nu admitem regenerarea autigenă a acestui mineral.

Raportul dintre valorile cantitative ale zirconului și rutilului este invers, observîndu-se că acolo unde unul dintre ele crește, celălalt este în scădere. Astfel, cele mai însemnate valori cantitative au fost întîlnite, pentru rutil, în profilul Lupoaia (10,07%, tab. 2).

Anatasul și brookitul au apariții sporadice. Rutilul cu cele două modificații polimorfe, împreună cu zirconul, monazitul și turmalina alcătuiesc grupa mineralelor stabile.

Hornblenda apare în cantități mici în toate profilele, nedepășind 2% ceea ce ar sugera un aport foarte slab din zona șisturilor cristalofiliene mezometamorfice. Ea aparține varietății de hornblendă verde cu pleocroism evident și facies prismatic. Faptul că hornblenda se altereazǎ destul de ușor nu explică procentele mici în care apare sau chiar lipsa ei. Mai plauzibilă ar părea ipoteza, conform căreia detritusul inițial a fost sărac în acest mineral.

TABELUL 1

*Analiza mineralogică a fracţiei grele din gresia de Moldoviţa (clasa 0, 16— 0, 06 mm)**

Nr. crt.	Nr. probei	Proveniența	Minerale opace	Granați	Hornblendă	Rutil	Zircon	Staurolit	Disten	Turmalină	Epidot Zoizit	Sfen	Sillimanit	Monazit	Clorit	Hipersten	Cloritoid	Brookit	Biotit	Anatas	Greutatea fracției** grele mg %
1	3	pîrîul Paltinul	8,89	54,01	1,56	18,17	11,68	0,45	—	1,52	3,26	0,46	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0565
2	4		8,76	65,93	4,31	5,75	6,16	—	—	2,82	4,52	1,73	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0493
3	5		5,43	71,69	—	7,92	8,50	1,47	—	—	4,99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0251
4	6		17,72	57,26	0,96	6,46	15,23	—	—	0,95	—	—	—	1,53	—	—	—	—	—	—	0,0528
5	7		17,95	64,31	0,99	5,66	7,42	2,75	—	0,92	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0398
6	1	pîrîul Miclăuşa	10,32	64,63	0,34	9,85	7,91	2,50	0,70	0,90	1,29	0,74	—	0,48	—	0,33	—	—	—	—	0,3630
7	2		14,88	63,90	1,28	6,85	7,73	2,69	—	0,75	0,53	0,30	—	0,81	—	—	—	0,39	0,23	—	0,5031
8	3		13,64	64,40	0,35	5,74	8,05	5,41	—	0,32	1,04	—	—	1,05	—	—	—	—	—	—	0,1645
9	4		18,16	67,09	0,56	3,08	7,29	1,33	—	1,67	—	1,36	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2188
10	5		17,56	60,46	—	7,99	11,29	—	—	0,90	—	—	—	0,64	—	—	—	0,57	—	0,58	0,6632
11	6		14,08	65,68	1,06	8,53	11,28	1,65	—	0,69	—	0,42	—	—	—	—	—	—	0,32	—	0,5432
12	7		15,09	63,55	1,04	11,82	6,70	0,66	—	0,51	—	0,63	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0128
13	8		9,76	60,16	0,58	14,75	11,65	1,36	—	1,12	0,61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4680
14	1	pîrîul Deia	13,71	65,14	1,95	3,65	13,41	1,36	—	0,38	—	—	—	—	—	—	0,39	—	—	—	0,0137
15	2		11,82	62,36	—	3,87	16,61	3,38	0,37	1,26	—	—	—	—	—	0,35	—	—	—	—	0,0813
16	3		13,98	71,57	—	4,07	4,36	3,56	0,61	1,85	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1019
17	4		6,15	61,09	1,46	2,93	25,14	2,53	0,42	0,72											0,1993
18	5		13,13	39,64	1,14	18,19	21,12	7,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0426
19	2	pîrîul Lupoaia	23,13	56,60	2,07	8,28	4,93	3,21	—	0,67	—	—	—	1,19	—	—	—	—	—	—	0,1436
20	3		10,10	63,43	1,24	12,20	9,50	1,93	—	0,41	0,88	—	—	—	0,40	—	—	—	—	—	0,1560
21	4		17,34	59,02	1,62	9,75	3,48	5,68	—	0,79	—	—	—	—	0,49	—	—	—	—	0,79	0,3483
22	1	pîrîul Tocila	25,79	64,65	—	2,53	1,34	3,28	—	0,92	—	—	—	1,49	—	—	—	—	—	—	0,0236
23	2		42,79	12,77	—	14,12	26,47	1,54	1,52	—	—	—	—	—	1,22	—	—	—	—	—	0,0709
24	3		13,75	60,97	—	3,61	12,89	7,36	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,42	—	—	0,1065
25	4		16,19	68,47	—	12,88	1,38	1,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0741
26	5		51,24	36,51	—	4,48	6,02	0,98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,77	—	0,0044

27	1	pîrîul Doabra	10,35	64,58	—	5,66	15,77	1,98	—	1,66	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1371
28	2		12,16	67,37	—	—	15,20	—	—	2,61	—	—	—	—	—	—	2,66	—	—	—	0,2679
29	3		19,26	59,93	—	9,83	4,51	1,23	—	1,03	—	—	—	1,67	0,97	—	—	1,61	—	—	0,0651
30	4		7,62	68,57	0,95	8,57	9,57	3,80	—	0,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2150
31	5		11,93	61,00	—	4,47	12,68	5,22	—	1,49	—	—	—	—	—	—	—	0,74	—	2,45	0,2531
32	6		11,25	48,75	1,67	12,59	17,37	3,54	—	—	—	—	—	0,60	2,57	—	—	0,65	—	1,09	0,1080
33	1	pîrîul Scoruşet-Dragoşa	10,41	66,84	1,52	4,05	7,59	2,65	0,87	2,23	—	—	0,78	2,40	0,69	—	—	—	—	—	0,2191
34	2		14,38	59,24	0,94	7,55	12,13	3,84	0,54	1,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3007
35	3		17,00	57,00	1,00	5,00	11,00	6,00	1,00	1,00	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1829
36	1	pîrîul Puiul-Dragoşa	13,65	68,76	0,56	5,22	7,20	3,91	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,70	—	—	0,2134
37	2		7,54	62,26	—	9,43	7,58	7,54	1,88	3,77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1585
38	3		16,81	59,89	1,14	4,41	9,45	5,14	—	2,16	—	—	—	—	—	—	—	—	1,01	—	0,1054
39	6	valea Moldovei (Cabana Vama)	13,68	58,40	—	11,14	15,40	0,70	—	0,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1483
40	7		9,63	76,30	—	5,06	5,42	2,97	—	0,62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1215
41	8		11,85	72,37	0,77	8,29	3,33	1,81	—	1,52	0,81	—	—	0,12	—	—	—	—	—	—	0,1587
42	9	valea Moldovei (versant drept la Vama)	12,22	60,02	—	9,63	11,46	1,87	—	—	—	0,97	—	3,82	—	—	—	—	—	—	0,0526
43	10		11,02	63,71	—	7,50	11,47	0,93	0,21	1,57	0,84	—	—	1,27	1,48	—	—	—	—	—	0,0736
44	11		13,95	56,70	—	13,02	9,59	4,97	—	1,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1036
45	12		11,61	76,61	—	5,08	5,46	—	—	1,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1056
46	13		10,36	69,76	—	11,76	4,89	—	—	1,33	0,71	—	—	—	—	—	—	—	1,25	—	0,1496
47	14		17,17	55,09	1,35	11,66	7,62	—	0,79	0,58	—	—	—	2,82	2,99	—	—	—	—	—	0,1839
48	15		11,88	67,57	—	7,27	6,68	1,81	—	0,78	—	—	1,60	—	2,43	—	—	—	—	—	0,1072
49	1	valea Suha bucovineană Stulpicani	10,06	53,14	—	7,34	28,32	1,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0854
50	2		5,37	76,00	—	6,79	7,27	4,11	—	0,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0316
51	3		2,68	80,67	—	7,03	7,54	2,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0457
52	1	valea Plotonița	16,10	45,68	0,29	6,65	23,48	3,08	0,34	1,69	1,58	—	—	—	—	0,83	0,29	—	—	—	0,2816

* Cantitatea inițială de probă luată în lucru = 200 grame; ** Greutatea fracției grele în miligrame raportate la %.

TABELUL 2

Mediile fracției grele din gresia de Moldovița (clasa 0, 16— 0, 06 mm)

Nr. crt.	Proveniența	Minerale opace	Granați	Horn-blendă	Rutil	Zircon	Staurolit	Disten	Turma-lină	Epidot + Zoizit	Sfen	Sillimanit	Monazit	Clorit	Hipersten	Cloritoid	Brookit	Biotit	Anatas
1	pîrîul Paltinului	11,75	62,64	1,56	8,79	9,80	0,93	—	1,24	2,55	0,43	—	0,30	—	—	—	—	—	—
2	pîrîul Miclăușa	14,17	63,00	0,65	8,50	8,09	1,90	0,08	0,85	0,43	0,42	—	0,37	—	0,04	—	0,12	0,68	0,70
3	pîrîul Deia	11,65	60,44	0,92	6,59	16,26	3,78	0,28	0,85	—	—	—	—	—	0,07	0,07	—	—	—
4	pîrîul Lupoaia	16,84	59,97	1,64	10,07	5,96	3,60	—	0,62	0,29	—	—	0,39	0,62	—	—	—	—	—
5	pîrîul Tocila	29,95	48,67	—	7,52	9,62	2,85	0,31	0,18	—	—	—	0,30	0,24	—	—	0,28	0,15	—
6	pîrîul Doabra	12,32	62,32	0,27	6,88	12,57	2,04	—	1,47	—	—	—	0,48	0,59	—	0,44	0,37	—	0,24
7	pîrîul Scorușet-Dragoșa	13,87	61,03	1,14	5,51	10,25	4,14	0,80	1,53	0,66	—	0,25	0,79	0,22	—	—	—	—	—
8	pîrîul Puiul-Dragoșa	12,72	63,63	0,56	6,35	8,07	5,52	0,62	1,97	—	—	—	—	—	—	—	0,23	0,33	—
9	valea Moldovei (Cabana Vama)	11,68	69,02	0,25	8,16	8,04	1,82	—	0,90	0,03	—	—	0,26	—	—	—	—	—	—
10	valea Moldovei-Vama (versantul drept)	12,60	64,21	0,19	9,45	8,16	1,36	0,14	0,95	0,22	0,13	1,60	1,13	0,57	—	—	—	0,17	—
11	valea Suha bucovineană-Stulpicani	6,02	69,99	—	7,05	14,35	2,47	—	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	valea Plotonița	16,10	45,68	0,29	6,65	23,48	3,08	0,34	1,69	1,58	—	—	—	—	0,83	0,29	—	—	—

Spre deosebire de grupa mineralelor foarte rezistente menționate mai sus, granații, hornblenda, epidotul-zoizitul și biotitul, deși sînt minerale tot primare, sînt însă metastabile, cu un grad scăzut de rezistență la alterare și transport.

În procente scăzute a fost găsită turmalina brună, în timp ce epidotul-zoizitul, sfenul (pl., fig. 2), sillimanitul (pl., fig. 12), cloritul, cloritoidul (pl. fig. 8), monazitul, anatasul, biotitul și hiperstenul au apariții cu totul sporadice.

b) Caractere morfoscopice. În ideea că aspectele morfoscopice ale principalelor minerale grele ar putea sugera indicii privind agentul, distanța, durata transportului, am examinat modul de prezentare morfoscopică care a relevat următoarele caracteristici redate în tabelul 3.

Grupa mineralelor opace se caracterizează în general prin predominarea formelor rotunjite în majoritatea profilelor, excepție făcînd granulele probelor profilelor Scorușet-Dragoșa, Puiul-Dragoșa și valea Moldovei (la Vama) unde predomină formele colțuroase. Abundența formelor rotunjite sugerează un transport mai îndelungat și posibilitatea existenței unor remanieri repetate. Granulele colțuroase, dimpotrivă, sugerează un transport rapid, pe distanțe scurte, fără să fi avut timpul necesar de șlefuire și rotunjire.

Amestecul de forme rotunjite cu forme colțuroase din aceleași specii minerale ar sugera coexistența unor granule detritice transportate pe distanțe îndelungate, cu cele transportate pe distanțe scurte.

Granații apar frecvent cu forme colțuroase (pl., fig. 4) cu suprafețele neregulate, rupte în trepte (pl., fig. 1), sparte sau cu aspect mamelonar (pl., fig. 3) foarte asemănători celor din formațiunea șisturilor verzi dobrogene. Acest fapt conduce la presupunerea că sursa de alimentare a fost nu prea îndepărtată și transportul s-a efectuat pe distanțe scurte.

Pe lîngă formele colțuroase au fost identificate frecvent cristale idiomorfe, în habitus hexoctoedral (010), dodecaedral (110) și rombododecaedral (111), bine conservate, provenind probabil din zone apropiate, printr-un transport scurt și în mediu umed (cunoscut fiind faptul că transportul eolian favorizează accelerarea rotunjirii granulelor). Frecvența cea mai ridicată din toate profilele analizate o dețin, însă, granulele rotunjite (pl., fig. 5).

Coexistența multiplelor aspecte morfoscopice ale granaților (euhedrale, colțuroase, rotunjite și mamelonare) constituie indicații asupra existenței mai multor surse și areale de alimentare, distanțate diferit față de bazinul de sedimentare inițial.

Rutilul apare frecvent sub formă de prisme sau granule alungite, ușor rotunjite terminal și mult mai rar cu aspect colțuros. Cele mai numeroase forme euhedrale au fost găsite în profilele Paltinul și Miclăușa-Deia, în zonele mai vestice (interne) ale gresiei de Moldovița, unde sînt consemnate și cele mai ridicate valori procentuale (8,79–6,59%), precum și în ambele flancuri ale sinclinalului Ciumărna-Molid, însă în procente mai reduse (5,51%). Mai rar au fost întîlnite macle în genunchi (112),

TABELUL 3

Aspectul morfoscopic al principalelor minerale grele din gresia de Moldovița (clasa 0,16 — 0,06 mm)

Nr. crt.	Nr. probei	Proveniența	Minerale opace			Granați			Rutil			Zircon			Turmalină			Staurolit		
			idiomorfe	rotunjite	colțu-roase	idiomorfe	rotunjite	colțu-roase	idiomorfe	rotunjite	colțu-roase	idiomorfe	rotunjite	colțu-roase	idiomorfe	rotunjite	colțu-roase	idiomorfe	rotunjite	colțu-roase
1	3	pîrîul Paltinul	—	++	+	—	++	+++	++	+	+	+	++	—	++	—	—	—	—	++
2	4		—	+++	+	—	+	++	++	++	—	++	++	—	+	—	—	—	—	+
3	5		—	++	++	—	+++	++	++	++	—	++	++	—	—	—	—	—	+	
4	6		—	++	+++	—	++	+++	+++	++	—	++	++	+	+	—	—	—	—	—
5	7		—	++	++	+++	++	+	+++	++	—	+++	+	—	+	—	—	—	+	+
6	1	pîrîul Miclăușa	—	++	—	—	++	++	+	++	—	+++	++	+	+++	—	—	—	—	++
7	2		—	+++	—	—	++	++	++	++	—	+++	+	—	++	—	—	—	—	+++
8	3		—	+++	+	+++	+	+	++	++	—	+++	+	—	+++	—	—	—	+	++
9	4		—	+++	+	+	++	+++	++	+	—	+++	+	—	+++	—	—	—	—	+++
10	5		—	++	++	—	++	+++	+	++	—	+++	++	++	+++	—	—	—	—	+++
11	6		—	+++	++	—	++	++	+	++	++	+++	+	—	++	—	—	—	—	+++
12	7		+	++	+	—	++	+++	+++	+	—	+++	++	+	+	—	—	—	—	+
13	8		++	+	++	++	++	+++	+	++	+	+	+++	—	++	++	—	—	+	+
14	1	pîrîul Deia	—	+++	++	+++	++	++	+++	++	+	+	+++	—	+	—	—	—	+	++
15	2		—	++	+++	+	++	+++	+++	++	—	+++	++	+	++	—	—	—	+	+
16	3		—	++	++	—	++	+++	+	+++	—	+	+++	—	+	+	—	—	—	++
17	4		—	+++	+	—	++	+++	+	++	+	—	++	—	+	—	—	—	+	+
18	5		—	+++	+	—	++	+++	+	++	+	+	++	—	—	—	—	—	—	++
19	2	pîrîul Lupoaia	—	++	+	++	+	++	+	++	+	+	++	—	+	—	—	—	—	+
20	3		—	—	++	++	+	++	+	++	+	+	++	+	+	—	—	—	++	+
21	4		—	++	++	+	++	+++	++	++	+	++	+++	—	+	—	—	—	+	++
22	1	pîrîul Tocila	—	+++	+	—	++	+++	—	+	—	++	++	—	—	—	—	—	+	+
23	2		—	+++	+	—	++	+	+	+++	+	++	+++	+	—	—	—	—	—	+
24	3		—	++	+	+	++	+++	++	+	—	+	+++	+	—	—	—	—	+	+
25	4		—	+++	—	—	++	+++	+	++	—	—	+	—	—	—	—	—	—	+
26	2		—	++	—	+	++	+	+	++	—	+	++	—	—	—	—	—	—	+

27	1	pîrîul Doabra	−	+++	+	−	+++	+	+	++	−	++	++	+	+	−	−	−	−	+
28	2		−	++	−	−	++	+	+	+	−	+	++	−	+	−	−	−	−	−
29	3		−	+++	+	++	++	+++	+	++	−	+	++	−	+	−	−	−	+	−
30	4		−	+++	+	++	+++	+	++	++	−	+++	++	+	+	−	−	−	−	+
31	5		−	+++	−	−	++	+++	+++	++	+	+++	++	−	+	−	−	−	+	−
32	6		−	+++	−	++	+++	++	+	++	−	+++	++	−	+	−	−	−	++	+
33	1	pîrîul Scoruşet-Dragoşa	+	++	+++	+++	+	+++	++	+	+	+++	+	−	++	−	−	−	+	+
34	2		+	++	+++	+++	+	+++	++	+	+	+++	+	−	++	−	−	−	−	+
35	3		+	++	+++	+++	+	+++	++	+	+	+++	+	−	++	−	−	−	−	+
36	1	pîrîul Puiul-Dragoşa	+	++	++	+	++	+++	+	++	+	+++	++	−	−	−	−	−	−	++
37	2		+	++	+++	+	++	+++	+	++	+	+++	++	+	+	−	−	−	+	++
38	3		+	++	+++	+	++	+++	+	++	+	+++	++	−	+	−		−	−	++
39	6	valea Moldovei (Cabana Vama)	+	+++	++	+++	++	+	+	++	−	+++	++	+	+	+	−	−	+	++
40	7		+	++	+++	+++	++	+	+	++	+	+++	++	+	+	−	−	−	+	++
41	8		+	++	+++	+++	++	+	+	++	−	+++	++	+	+	−	−	−	+	++
42	9	valea Moldovei (versant drept) — Vama	+	+++	+	++	++	+	−	− −	−	+++	+	−	+	−	−	−	+	−
43	10		+	+++	−	++	+++	+	+	++	−	+++	+	−	+	−	−	−	+	+
44	11		+	+++	−	+	+++	+	+	++	+	+++	++	+	+	−	−	−	−	−
45	12		++	+++	−	+	+++	+	−	++	+	+++	++	−	+	−	+	−	−	−
46	13		−	+++	−	++	+++	+	+	++	+	+++	++	−	+	−	+	−	−	−
47	14		+	+++	−	+	+++	+	+	++	+	+++	++	−	+	−	−	−	−	−
48	15		+	+++	−	++	+++	+	+	++	+	++	+++	−	++	−	−	−	−	++
49	1	valea Suha bucovineană — Stulpicani	−	+++	−	−	++	+++	+++	−	+	+++	−	−	−	−	−	+	−	−
50	2		−	+++	−	−	++	+++	+++	−	+	+++	−	−	+	−	−	−	−	−
51	3		−	+++	−	−	+++	++	+++	+	+	+++	−	−	−	−	−	+	−	−
52	1	valea Plotonița	+	++	+++	+	++	++	+++	+	−	+++	+	+	+	−	−	−	−	+

+ = rare; + + = frecvente; + + + = foarte frecvente.

concreşteri pe feţele laterale de prismă (100) sau înmuguriri (111) (pl., fig. 9, 10).

Celelalte două modificări polimorfe, pătratică (anatas) şi rombică (brookit) au apariţii sporadice, sub formă de cristale idiomorfe, cu rare rupturi în unghi drept, ele fiind mai frecvente în profilele structurii Ciumărna-Molid (pîraiele Scoruşet-Dragoşa, Puiul-Dragoşa, Doabra etc.).

Zirconul, ca şi rutilul, apare în majoritatea profilelor sub formă de cristale euhedrale bipiramidale (pl., fig. 6, 13) cu clivaje bine conservate, cel mai adesea după faţa (110) şi mai puţin după feţele (111) şi cu terminaţii piramidale (331). Luînd în considerare caracterul zonat al unora dintre granulele de zircon, în mod logic ne conduce la presupunerea că ele ar putea proveni mai ales din roci gnaisice, decît din granite. Formele colţuroase, întîlnite de altfel destul de rar, sînt mai ales rezultatul fragmentării cristalelor în procesele de sedimentare.

Turmalina brună apare în mod curent sub formă de prisme alungite, paralele cu axul principal, cu striaţiuni verticale şi clivaje după faţa ($11\bar{2}0$), retezate la unul sau la ambele capete. Cristalele perfecte (pl., fig. 7), contururile bine conservate, ca şi dimensiunile lor mari, indică un transport scurt şi rapid. Granulele de turmalină au fost întîlnite în majoritatea profilelor analizate, mai abundente fiind în profilele Miclăuşa-Deia, Scoruşet-Dragoşa, Puiul-Dragoşa şi Doabra.

Staurolitul a fost întîlnit în toate profilele, în majoritatea probelor, numai sub formă de granule colţuroase, niciodată rotunjite sau alterate şi în mod cu totul accidental euhedrale (pl., fig. 11). Mai abundent a fost întîlnit în profilele Miclăuşa-Deia şi are o arie de răspîndire foarte mare. Staurolitul este unul dintre mineralele caracteristice şisturilor cristalofiliene mezometamorfice, fiind întîlnit în formaţiuni sedimentare de la cele mai vechi, pînă la cele mai recente.

C) Provenienţă şi arii terigeno-mineralogice

În urma studiului optic al mineralelor grele din gresia de Moldoviţa, s-a ajuns la concluzia că această entitate litostratigrafică este caracterizată prin asociaţia paragenetică de tipul granaţi + rutil + zircon. Aspectul morfoscopic al granulelor indică coexistenţa formelor idiomorfe, colţuroase sau rotunjite, fapt care ar putea conduce la presupunerea că unele dintre minerale se găsesc în această entitate, într-un ciclu ulterior de remaniere din rocile de origine (cristalele idiomorfe de granaţi, sfen, zircon), iar altele ar proveni din formaţiuni preexistente, după repetate remanieri (majoritatea granulelor rotunjite). În această privinţă, este cazul să facem menţiunea că o serie de autori (Pettijohn, 1957; Papiu, 1960; Milner, 1962; Rădulescu, 1965; Parfenoff et al., 1970; Pettijohn et al., 1972; Carozzi, 1975; Anastasiu, 1979 etc.) consideră în general că în arenite, granulele componente provin în medie de 40% din materialul altor sedimente, 40% din rocile metamorfice şi numai 20% din rocile eruptive. Înscriindu-ne pe această linie, considerăm ca remaniate din aceste sedimente preexistente, granaţii, rutilul, cloritoidul și zirconul, cu contururi rotunjite; din roci metamorfozate granații, epidotul-zoizitul, staurolitul, distenul, hornblenda verde și turmalina cu contururi subrotunjite sau prismatice; din roci intrusive, zirconul și turmalina cu contururi euhedrale, sfenul, monazitul, anatasul și brookitul, cu contururi rotunjite sau neregulate; din pegmatite, o parte din granați, monazitul și turmalina.

Dacă formațiunile preexistente (roci sedimentare, metamorfice sau eruptive) care au furnizat o parte din mineralele grele analizate, astăzi sînt greu de localizat, în schimb, din prezența unora dintre granulele de granați, cu caracterele optice specifice formațiunii șisturilor verzi dobrogene, ca și prezența granulelor de cloritoid (pl., fig. 8) și sfen (pl., fig. 2) sugerează un aport substanțial la formarea gresiei de Moldovița, din șisturile verzi dobrogene. În sprijinul acestei afirmații, pledează și direcțiile de curenți din faciesurile flișului eocen din Carpații Orientali (Contescu et al., 1966). Participarea în procente reduse, a detritusului mineral din formațiuni cristalofiliene (Proterozoic-Paleozoic) ale Carpaților Orientali la constituția gresiei de Moldovița, ar explica și cantitățile scăzute de hornblendă, epidot-zoizit, disten și sillimanit, în această entitate litostratigrafică (pl., fig. 12).

D) Concluzii

La alcătuirea gresiei de Moldovița participă roci pelitice, arenitice și ruditice, cu vădite caractere de fluxoturbidite proximale.

Poziția stratigrafică a gresiei de Moldovița este destul de clară, gresia situîndu-se între stratele de Ciumărna, la partea inferioară și suportînd stratele de Plopu, la partea superioară.

Analiza mineralelor grele din arenitele componente ale acestei entități litologice a pus în evidență următoarele:

Abundența mineralelor grele în clasele granulometrice mai mici (0,16–0,10 mm și 0,10–0,06 mm);

Frecvența mai ridicată a tuturor speciilor de minerale pe structura Miclăușa-Deia.

Zonele mai vestice (interne) ale gresiei de Moldovița se caracterizează prin cantități mai mari de rutil și zircon, iar spre est (exterior) se constată o diminuare a acestora.

Procentele scăzute de participare a hornblendei se explică prin cantitatea redusă de detritus mineral provenit din nucleul de șisturi cristalofiliene ale Carpaților Orientali.

Prezența granaților cu aspect retrometamorfozat, asemănători acelora din șisturile verzi dobrogene, ca și prezența cloritoidului ar constitui indicii asupra unui aport substanțial de detritus mineral provenit din șisturile verzi dobrogene, fapt confirmat și de direcțiile de curenți din flișul paleogen.

Coexistența multiplelor aspecte morfoscopice ale mineralelor grele din probele analizate constituie dovezi că acest material ar putea proveni din mai multe surse și areale de alimentare distanțate ca timp și spațiu față de bazinul inițial de sedimentare.

Frecvenţa granulelor cu contururi rotunjite (minerale opace, granaţi, rutil, zircon) sugerează că acestea au suferit remanieri repetate din formaţiuni sedimentare preexistente.

BIBLIOGRAFIE

Alexandrescu Gr., Brustur T. (1979) Gresia de Moldoviţa şi semnificaţia sa stratigrafică (Carpaţii Orientali). *An. Muz. de Şt. Nat.* V, Piatra Neamţ.

Anastasiu N. (1979) Minerale şi roci sedimentare. Ed. tehnică, Bucureşti.

Băncilă I. (1955) Paleogenul zonei mediane a Flişului. *Bul. şt. al Acad. RSR*, VII, 4, Bucureşti.

— (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. ştiinţifică, Bucureşti.

Carozzi A. (1975) Sedimentary rocks. Halsted Press, Stroudsburg.

Contescu L., Jipa D., Mihăilescu N., Panin N. (1966) Semnificaţia sedimentologică a faciesurilor flişului paleogen din Carpaţii Orientali. *Stud. cerc. geol.*, 11, 2, Bucureşti.

Ionesi L. (1963) Asupra unor foraminifere mari din flişul paleogen şi importanţa lor stratigrafică. *Asoc. Carp.-Balk., Congr. V*, II, 1, Bucureşti.

— (1967) Flişul paleogen dintre pîrîul Petac şi pîrîul Valea Boului (Moldova de nord). *An. Univ. Iaşi*, XI, b, Iaşi.

— (1971) Flişul paleogen din bazinul văii Moldovei. Ed. Acad. RSR, Bucureşti.

Joja Th. (1953) Structura geologică a flişului marginal dintre văile Voivodeasa şi Suceviţa. *D.S. Com. Geol.*, XXXVIII, Bucureşti.

Milner H. B. (1962) Sedimentary Petrography. George Allen, London.

Papiu C. V. (1960) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. ştiinţifică, Bucureşti.

Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq Y. (1970) Les mineraux en grains. Paris.

Pettijohn F. Y. (1957) Sedimentary Rocks. Harper, New York.

— Potter P. E., Siever R. (1972) Sands and Sandstones. Springer Verlag. New York.

Rădulescu P. D. (1965) Petrografia rocilor sedimentare. Ed. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

ÎNTREBĂRI

C. Vinogradov: 1. Prin conţinutul relativ ridicat (40—60 % din totalul mineralelor grele) în granaţi gresia de Moldoviţa pare să-şi fi procurat o parte din mineralele grele din sursă vestică (atît gresia de Tarcău cît şi gresia de Fusaru au conţinuturi ridicate în granaţi)?

2. Pe de altă parte zirconul, rutilul şi turmalina sînt caracteristice surselor estice în care granaţii lipsesc sau sînt sporadici?

Răspuns : 1. Prezenţa în gresia de Moldoviţa a granaţilor cu aspect retrometamorfozat, asemănători acelora din şisturile verzi dobrogene ca şi prezenţa cloritoidului ar constitui indicii asupra unui aport substanţial de detritus mineral provenit din şisturile verzi dobrogene, care se întindeau în faţa Carpaţilor sub formă de cordiliere.

2. Asociaţia rutil, zircon, turmalină indică doar provenienţa lor din roci intrusive, în cazul formelor euhedrale.

CARACTÈRES MINÉRALOGIQUES DU GRÈS DE MOLDOVIŢA (CARPATES ORIENTALES)

(Résumé)

Le Paléogène des vallées Moldova et Moldoviţa, appartenant à la nappe de Tarcău, présente quelques particularités faciales qui nous ont porté à distinguer dans cette unité deux domaines faciaux : l'un occidental (interne) situé entre la nappe des schistes noirs (Audia), à l'ouest, et la ligne tectonique Poiana Crucii, à l'est, qui a été dénommée le faciès de Ciumărna-Vama. Le domaine du faciès externe est connu sous le nom de „faciès de Putna".

Le faciès de Ciumărna-Vama est caractérisé par le développement prédominant de deux entités lithostratigraphiques (les couches de Ciumărna et le grès de Moldoviţa), situées entre les couches de Straja, du lit, et les couches de Plopu, du toit.

A la constitution du grès de Moldoviţa (Lutétien supérieur) participent des séries pélitiques, arénitiques et ruditiques. Les arénites constituent l'élément principal, étant faites surtout de : grains de quartz (60 %), feldspaths (20—25 %), micas (10—12 %), fragments lithiques (méta-quartzites, gneiss, micrites et éléments verts du type dobrogéen, 10—20 %) et bioclastes (fragments de coquilles de brachiopodes, lamellibranches, foraminifères (nummulites, discocyclines etc), bryozoaires, mélobésiées etc).

L'analyse des minéraux lourds des arénites constituant le grès de Moldoviţa a mis en évidence :

— l'abondance en minéraux lourds dans les classes granulométriques plus petites (0,16—0,10 mm et 0,10—0,06 mm) ;

— la fréquence élevée de toutes les espèces minérales sur les structures plus occidentales (l'anticlinal Miclăuşa-Deia) où sont concentrées de grandes quantités de rutile et de zircon ;

— les pourcentages réduits de la participation de la hornblende sont expliquables par un moindre apport du noyau cristallophyllien des Carpates Orientales ;

— la présence des grenats d'allure rétromorphisée, pareils à ceux des schistes verts dobrogéens, ainsi que la présence du chloritoïde, peut constituer un indice sur un apport substantiel de détritus minéral provenant des schistes verts dobrogéens, fait confirmé également par les directions des courants du flysch paléogène ;

— la coéxistence des multiples aspects morphoscopiques des minéraux lourds est une preuve que ce matériel pourrait provenir de plusieurs sources et aréals d'alimentation ;

— la fréquence des grains à contours arrondis (minéraux opaques, grenats, rutile, zircon) suggère le fait que ceux-ci ont subi des remaniements répétés des formations préexistantes ;

— la paragenèse caractéristique est donnée par des grenats + rutile + zircon.

EXPLICAŢIA PLANŞEI

Fig. 1. — Granat rupt în trepte (proba 11, valea Moldovei-Vama), N II; × 320.
Grenat cassé en gradins (échantillon 11, vallée de la Moldova-Vama), N II; × 320.

Fig. 2. — Sfen (proba 1, pîrîul Brusturosu-Plotoniţa), N II; × 320.
Sphène (échantillon 1, ruisseau Brusturosu-Plotoniţa), N II; × 320.

Fig. 3. — Granat cu aspect mamelonar (proba 11, valea Moldovei-Vama), N II; × 320.
Grenat d'aspect mamelonnaire (échantillon 11, vallée de la Moldova-Vama), N II; × 320.

Fig. 4. — Granat cu contururi colţuroase (proba 14, valea Moldovei-Vama), N II; × 320.
Grenat à contours angulaires (échantillon 14, vallée de la Moldova-Vama), N II; × 320.

Fig. 5. — Ansamblu de minerale grele (proba 1, pîrîul Tocila), N II; × 320: a, disten; b, granaţi; c, monazit.
Ensemble de minéraux lourds (échantillon 1, ruisseau Tocila), N II; × 320: a, disthène; b, grenats; c, monazite.

Fig. 6. — Ansamblu de minerale grele (proba 2, pîrîul Tocila), N II; × 320: a, zircon; b, rutil; c, minerale opace.
Ensemble de minéraux lourds (échantillon 2, ruisseau Tocila), N II; × 320: a, zircon; b, rutile; c, minéraux opaques.

Fig. 7. — Turmalină (proba 11, valea Moldovei-Vama), N II; × 320.
Tourmaline (échantillon 11, vallée de la Moldova-Vama), N II; × 320.

Fig. 8. — Cloritoid (proba 2, pîrîul Doabra), N II; × 320.
Chloritoïde (échantillon 2, ruisseau Doabra), N II; × 320.

Fig. 9. — Rutil (proba 6, pîrîul Deia), N II; × 320.
Rutile (échantillon 6, ruisseau Deia), N II; × 320.

Fig. 10. — Rutil înmugurit (proba 6, valea Moldovei-Vama), N II; × 320.
Rutile en bourgeons (échantillon 6, vallée de la Moldova-Vama), N II; × 320.

Fig. 11. — Staurolit franjurat marginal (proba 11, valea Moldovei-Vama), N II; × 320.
Staurotide à frangeons sur les bords (échantillon 11, vallée de la Moldova-Vama), N II; × 320.

Fig. 12. — Sillimanit (proba 15, valea Moldovei-Vama), N II; × 320.
Sillimanite (échantillon 15, vallée de la Moldova-Vama), N II; × 320.

Fig. 13. — Zircon (proba 7, pîrîul Miclăuşa), N II; × 320.
Zircon (échantillon 7, ruisseau Miclăuşa), N II; × 320.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). Pag. 215—237
1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

GEOCHIMIE

DISTRIBUŢIA U, TH, K ÎN STRUCTURA ERUPTIVĂ COMPLEXĂ ZEBRAC-MERMEZEU, MUNŢII CĂLIMANI DE SUD [1]

DE

SERGIU PELTZ [2], ANCA TĂNĂSESCU [2], ELEONORA VÂJDEA [2]

U, Th, K method. Geochemical distribution. Eruptive body. Andesites. Radioactivity — rocks. Petrogenesis. East Carpathians. New eruptive. Călimani Mountains.

Abstract

U, Th, K Distribution in the Complex Zebrac-Mermezeu Eruptive Structure, South Călimani Mountains (East Carpathians). This structure is the most important eruptive body lying in the southern part of the Călimani Mts. Following the succession of eruptions in the edifying of the eruptive structure one distinguishes : green hornblende ± pyroxenes andesites and pyroxenes ± green hornblende andesites (known as Zebrac-Mermezeu andesites) ; pyroxenes + green hornblende porphyritic microdiorites ; pyroxenes + green hornblende + scarce quartz andesites ; endogenous breccias with andesite fragments, microdiorites, siltic sedimentary rocks and tuffisitic binder. All petrotypes are hydrothermalized (propylitization, argillization, silicification, carbonatation). There have been made 94 gamma spectrometry analyses which offered a detailed image of U, Th, K distribution in all types of constituent rocks. By means of these data, our investigation envisages : a) U, Th, K distribution within petrotypes and their characterization by the statistical methods ; b) the comparison of radioactivity between the Zebrac-Mermezeu body and other volcanic areas ; c) petrogenetic implications. The Zebrac-Mermezeu andesite presents a homogeneous U and Th distribution (V = 32.28% and 27.44%) and an unhomogeneous K one (V = 76.6%). U and Th distribution within porphyritic microdiorites is homogeneous (V = 23.4% and 21.97%). The unhomogeneity of K distribution is more accentuated when compared to the Zebrac-Mermezeu andesite, due to the diverse hydrothermal alteration processes. The quartz andesites occur as a homogeneous formation as far as U and Th distribution is concerned and an unhomogeneous one, as regards K (V = 68.38%), due to the intense hydrothermal alteration, but different on analysed rocks. Although, endogenous breccias are characterized by the fragments petrographic heterogeneity, they present a normal homogeneity degree of U and Th distribution

[1] Predată la 8 mai 1980, acceptată pentru publicare la 9 mai 1980, comunicată în şedinţa din 30 mai 1980.

[2] Institutul de geologie şi geofizică. Str. Caransebeş nr. 1, 78344 Bucureşti, 32.

(V = 25.10 % and 23.28 %). As a consequence of the different intensity of the hydrothermal process acting on a lithologically heterogeneous formation, K distribution shows an obvious unhomogeneity degree (V = 61.69 %). The Zebrac-Mermezeu andesite differs from similar petrotypes in the Călimani and Gurghiu Mts., being a less radioactive one. One notices the moderate and constant decrease of radioactivity from the Zebrac-Mermezeu andesites to microdiorites and endogenous breccias. With the intensification of hydrothermal activity, especially of argillization, the K content increases from the Zebrac-Mermezeu andesite to endogenous breccias. Given its U and Th contents, the Zebrac-Mermezeu andesite, which represents an important eruptive moment of the first volcanic stage in the south Călimani Mts. (Pannonian-Pontian), is less radioactive than similar andesites in the Călimani and Gurghiu Mts. which belong to the second eruptive stage (Pliocene). This fact adds at the general remarks (P e l t z et al., 1973) on the radioactivity increase in the Călimani—Harghita andesites during the volcanism, the youngest being more radioactive ones.

1. Introducere

În ultimii ani aria vulcanică Zebrac-Mermezeu din sudul munţilor Călimani a constituit obiectul cercetărilor geologice, petrologice şi metalogenetice detaliate urmărindu-se prin aceasta cunoaşterea structurii geologice şi perspectiva mineralizaţiilor hidrotermale asociate.

În cadrul studiilor petrologice s-a acordat atenţie geochimiei vulcanitelor şi în acest context distribuţiei U, Th, K. Cercetările pe această linie pe care autorii le-au efectuat în regiunea Zebrac-Mermezeu se încadrează în preocupările lor constante din ultimul deceniu şi care au vizat studiul distribuţiei U, Th, K în vulcanitele proaspete şi hidrotermalizate din diferite arii crateriale şi extracrateriale ale munţilor Călimani—Gurghiu—Harghita.

O primă sintetizare a rezultatelor obţinute a fost publicată în 1973 şi priveşte geochimia U, Th, K în rocile vulcanice din munţii Călimani—Gurghiu—Harghita şi Perşani. Lucrarea a scos în evidenţă contribuţia acestor cercetări la cunoaşterea particularităţilor geochimice ale diferitelor tipuri de roci vulcanice şi pe această cale la elucidarea unor probleme petrogenetice. Totodată, a rezultat contribuţia cercetărilor la caracterizarea faciesurilor de transformare hidrotermală, cu implicaţii pentru cunoaşterea perspectivei metalogenetice.

Pentru corpul eruptiv Zebrac-Mermezeu dispunem de aproape 100 analize spectrale gamma care oferă imaginea detaliată asupra distribuţiei U, Th, K în toate tipurile de roci, areal şi în adîncime (650 m). Se poate considera că analizele constituie primul fond reprezentativ de date care se referă la un corp eruptiv din aria vulcanică Călimani—Harghita.

Pe această bază, studiul efectuat are în vedere: a) distribuţia U, Th, K în petrotipurile care alcătuiesc corpul Zebrac-Mermezeu; b) caracterizarea petrotipurilor pe baza prelucrării statistice a datelor; c) compararea radioactivităţii corpului Zebrac-Mermezeu cu alte arii vulcanice; d) implicaţii petrogenetice.

2. Cadrul geologic și petrografic

Regiunea Zebrac-Mermezeu din partea centrală a sudului munților Călimani prezintă o alcătuire geologică complicată. Este una dintre puținele regiuni din partea centrală a munților Călimani—Gurghiu—Harghita în care alături de formațiunile eruptive aflorează și cele sedimentare ale fundamentului.

Corpul eruptiv Zebrac-Mermezeu aflorează pe suprafața de cca 10 kmp în bazinul superior al văilor care i-au dat numele, la 7 km nord de valea Mureșului și de centrul localității Stînceni (fig. 1). Acest corp se situează într-o arie de ridicare a fundamentului datorită unor fracturi orientate NV—SE, V—E, NE—SV. Corpul străbate depozite sedimentare oligocene (întîlnite numai în foraje) miocene și probabil pannoniene; contactul vestic și nord-vestic al corpului cu depozitele sedimentare este bine deschis de valea Zebrac și afluenții acesteia (fig. 1).

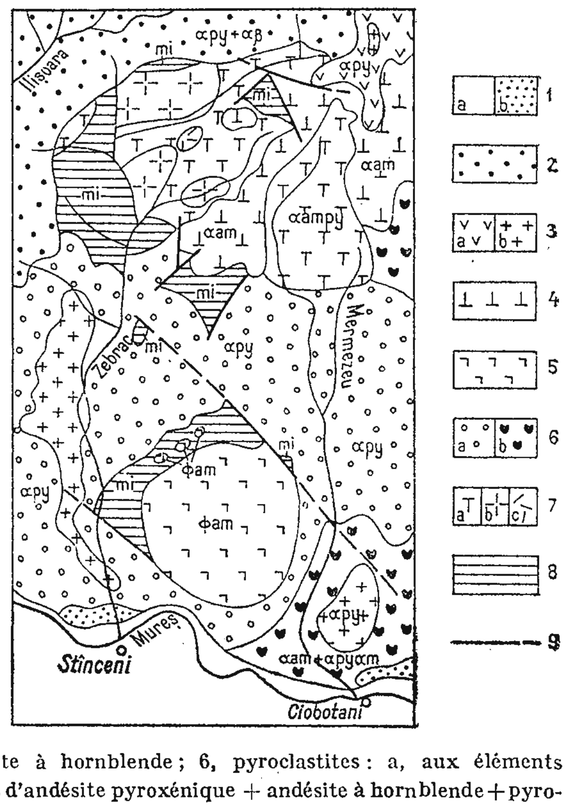


Fig. 1. — Schiță geologică a regiunii Zebrac-Mermezeu (după S. Peltz, 1969, completată).
1, Cuaternar: a, aluviuni; b, terase; vulcanite neogene; 2, piroclastite cu elemente de andezit piroxenic + andezit bazaltic; 3, andezit cu piroxeni: a, lavă, b, corp; 4, andezit cu hornblendă; 5, fenoandezit cu hornblendă; 6, piroclastite: a, cu elemente de andezit piroxenic; b, cu elemente de andezit piroxenic + andezit amfibolo-piroxenic; 7, structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu: a, andezit cu hornblendă + piroxeni; b, microdiorit porfiric; c, brecii endogene; 8, depozite sedimentare miocene; 9, falie.

Esquisse géologique de la région Zebrac-Mermezeu (d'après S. Peltz, 1969, augmentée). 1, Quaternaire: a, alluvions; b, terrasses; volcanites néogènes; 2, pyroclastites aux éléments d'andésite pyroxénique + andésite basaltique; 3, andésite aux pyroxènes: a, lave, b, corps; 4, andésite à hornblende; 5, phénoandésite à hornblende; 6, pyroclastites: a, aux éléments d'andésite pyroxénique; b, aux éléments d'andésite pyroxénique + andésite à hornblende + pyroxènes; 7, structure éruptive complèxe Zebrac-Mermezeu: a, andésite à hornblende + pyroxènes; b, microdiorite porphyrique; c, brèches endogènes; 8, dépôts sédimentaires miocènes; 9, faille.

La alcătuirea corpului Zebrac-Mermezeu participă : andezite cu hornblendă verde ± piroxeni, andezite cu piroxeni ± hornblendă verde, microdiorite porfirice cu piroxeni şi hornblendă verde, andezite cu piroxeni, hornblendă verde şi cuarţ sporadic (microlite), brecii endogene cu fragmente de andezite, microdiorite, roci sedimentare şi cu liantul tuffisitic.

Andezitele cu hornblendă verde ± piroxeni şi cele cu piroxeni ± hornblendă verde constituie petrofondul corpului eruptiv şi au fost denumite andezite de Zebrac-Mermezeu (Peltz, 1969; Peltz et al., 1981). Pe baza datelor petrochimice susţinute şi cu observaţii privind distribuţia unor elemente minore, andezitul cu hornblendă verde ± piroxeni nu se deosebeşte ca petrotip de andezitul cu piroxeni ± hornblendă verde; ambele andezite aparţin aceluiaşi fond de magmă cu caracter mai acid (SiO_2 > 58 %).

Andezitul de Zebrac-Mermezeu constituie un lacolit care s-a pus în loc în primele momente ale derulării vulcanismului din regiune dar după primele erupţii ale vulcanului Bîtca (andezite cu hornblendă şi piroclastitele lor) (Peltz, 1969). Momente ulterioare de activitate eruptivă, în spaţiul lacolitului au complexat structura iniţială (Peltz et al., 1981). Acestea reprezintă, în ordinea succesiunii erupţiilor : intruziunea microdioritelor porfirice, erupţia andezitelor cu cuarţ sporadic şi formarea unor cupole, faza explozivă ratată, cu formarea breciilor endogene cu liant tuffisitic. Astfel, s-a edificat o structură eruptivă complexă andezito-dioritică ce încorporează şi coloane de brecii.

Activitatea eruptivă s-a derulat în prima etapă din desfăşurarea vulcanismului în munţii Călimani care a avut loc între Pannonian (zona E) şi Ponţian. Aliniamentul tectono-magmatic major caldera Călimani (munţii Călimani)—caldera Fîncel-Lăpuşna (munţii Gurghiu) străbate cu direcţia N—S corpul eruptiv Zebrac-Mermezeu. Fracturi aparţinînd acestui aliniament au avut un rol important în desfăşurarea eruptivismului precum şi a activităţii hidrotermale asociate.

Toate petrotipurile ce constituie structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu sînt afectate de transformări hidrotermale. Propilitizarea prezintă extindere regională în cazul andezitului de Zebrac-Mermezeu ; argilizarea şi în mai mică măsură silicifierea şi carbonatarea caracterizează zonele din jurul fracturilor şi fisurilor mineralizate precum şi corpurile de brecii. Forajele care au cercetat corpul Zebrac-Mermezeu pînă la adîncimi de 650 metri indică dezvoltarea propilitizării în corpurile microdioritice şi a argilizării în corpurile de brecii endogene (Stanciu în Peltz et al., 1977—1980) [3].

Singurele, andezitele de Zebrac-Mermezeu, prezintă sectoare neafectate de transformările hidrotermale în partea vestică a corpului de pe pîrîul Păltiniş dar mai numeroase în partea estică pe valea Mermezeu ; acestea constituie veritabile relicte în masa andezitului propilitizat.

[3] Arh. IGG, Bucureşti.

3. Distribuţia U, Th, K şi observaţii comparative

Studiul distribuţiei U, Th, K în petrotipurile care alcătuiesc structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu se bazează pe : a) 30 analize pe probe de andezit tip Zebrac-Mermezeu. Acestea provin din aflorimente situate pe văile Zebrac, Păltiniş, Popii, Mermezeu (fig. 1) şi din carotele forajelor executate în sectoarele pîrîul Auriş, Dealu Ursului, valea Zebrac, pîrîul Păltiniş. Dintre cele 30 probe analizate, un număr de 8 reprezintă andezitul proaspăt ; b) 19 analize pe probe de microdiorit porfiric, reprezentînd corpuri cercetate cu foraje în sectoarele valea Zebrac, Dealu Ursului, pîrîul Popii ; c) 18 analize pe probe de andezit cu piroxeni + hornblendă şi cuarţ sporadic reprezentînd corpul Dealu Ursului cercetat cu galeria Auriş şi forajul Dealu Ursului ; d) 27 analize pe probe din corpurile de brecii endogene care au fost cercetate cu galeria Auriş şi forajele pîrîul Auriş, Dealu Ursului, pîrîul Păltiniş (fig. 1). Domeniile de variaţie şi valorile medii pentru U ppm, Th ppm, K % împreună cu valorile raportului Th/U sînt prezentate pe tipuri de roci în tabelul 1.

TABELUL 1

Domeniul de variaţie şi valorile medii ale U, Th, K, Th/U în structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu

U ppm	Th ppm	K %	Th/U
I Andezit cu piroxeni + hornblendă ; n = 30			
0,6–2,2 1,1	3,2–7,9 4,3	0,3–3,8 1,0	2,23–7,67 4,19
II Microdiorit porfiric, hidrotermalizat ; n = 19			
0,7–1,6 1,0	2,6–6,3 4,0	0,3–3,6 1,2	2,00–6,71 4,37
III Andezit cu piroxeni, hornblendă şi cuarţ, hidrotermalizat ; n = 18			
0,7–1,8 1,1	2,9–5,8 3,9	0,4–3,4 1,1	2,2–5,14 3,69
IV Brecii endogene ; n = 27			
0,5–1,3 0,9	2,3–5,9 3,6	0,2–3,5 1,3	2,67–9,20 4,38

Pentru andezitul de Zebrac-Mermezeu valorile înscrise în tabelul 1 reprezintă faciesul proaspăt şi cel hidrotermalizat, acestea fiind considerate împreună ca reprezentative pentru tipul de rocă ce constituie structura eruptivă. Andezitul proaspăt se caracterizează prin următoarele domenii de variaţie: U ppm = 0,6–1; Th ppm = 4–5,9; K% = 0,3–0,9; Th/U = 4,40–6,66. Compararea datelor evidenţiază o radioactivitate mai scăzută a andezitului proaspăt.

Dacă se compară andezitul de Zebrac-Mermezeu cu andezitele din Călimani se observă următoarele: a) conţinuturile medii în elemente radioactive sînt identice în limita erorilor de analiză pentru andezitul de Zebrac-Mermezeu şi andezitul cu hornblendă din Călimani; b) conţinuturile medii în elemente radioactive sînt uşor mai ridicate în andezitele cu piroxeni + hornblendă din Călimani faţă de andezitul de Zebrac-Mermezeu (tab. 2).

Compararea andezitului de Zebrac-Mermezeu cu petrotipuri similare din munţii Gurghiu (tab. 3) arată concentraţii mărite ale acestora din urmă în cazul rocilor proaspete şi al celor hidrotermalizate. Din cele prezentate rezultă că andezitul de Zebrac-Mermezeu diferă de andezitele cu piroxeni + hornblendă din munţii Călimani şi din unele arii crateriale din munţii Gurghiu în sensul că este mai sărac în elemente radioactive.

Tipurile petrografice care vor fi examinate în continuare reprezintă roci propilitizate şi argilizate. Exceptînd un singur sector — craterul Seaca-Tătarca şi un singur tip de rocă — breciile endogene (tab. 3), în stadiul actual de cunoaştere nu sînt date comparative cu alte regiuni vulcanice din aria Călimani—Gurghiu—Harghita.

În ceea ce priveşte microdioritul porfiric cu piroxeni + hornblendă valorile domeniilor de variaţie ale U, Th, Th/U precum şi valorile medii ale U şi Th sînt mai mici comparativ cu andezitul de Zebrac-Mermezeu (tab. 1). Conţinutul de K este crescut în microdiorite şi această situaţie poate fi pusă pe seama argilizării. Din examinarea datelor înscrise în tabelul

TABELUL 2

Domeniul de variaţie şi valorile medii ale U, Th, K, Th/U în andezite cu hornblendă (I) şi andezite cu piroxeni + hornblendă (II) din munţii Călimani (Peltz et al., 1973)

	U ppm	Th ppm	K%	Th/U
I	0,6–1,6 1,1	2,0–8,7 3,7	0,6–2,0 1,0	2,5–4,8 3,6
II	0,6–4,9 2,0	2,6–14,4 5,6	0,6–4,0 1,4	1,6–7,4 3,2

1 se observă că la andezitul cu piroxeni + hornblendă verde şi microlite de cuarţ sporadic valoarea medie a U este egală cu aceea determinată la andezitul de Zebrac-Mermezeu, iar valoarea medie a Th este mai mică comparativ cu acelaşi andezit; o uşoară creştere apare la valoarea medie a K, aceasta ca şi la microdiorite în corelare cu argiliza-

rea mai avansată. Comparativ cu petrotipurile comentate anterior, la breciile endogene se observă o uşoară scădere a U şi Th; creşterea K se explică prin aceea că breciile cantonează cele mai intense argilizări. Bre-

TABELUL 3

Domeniul de variaţie şi valorile medii ale U, Th, K, Th/U în rocile vulcanice din ariile crateriale Seaca-Tătarca, Şumuleu, Fierăstraie (munţii Gurghiu)

Localizare	U ppm	Th ppm	K%	Th/U
Andezit cu hornblendă + piroxeni, hidrotermalizat; n = 9				
Seaca-Tătarca foraje	1,0–1,8 1,4	6,3–13,0 8,7	0,7–1,5 1,1	4,20–8,67 6,5
Brecii endogene hidrotermalizate; n = 4				
	0,8–1,3 1	3,4–8,4 6,1	0,3–1,5 1,0	2,61–8,89 6,4
Andezit cu hornblendă + piroxeni, proaspăt; n = 5				
Şumuleu	0,7–1,1 0,9	5,0–6,2 5,52	0,0–2,6 1,74	5,00–7,75 6,30
Andezit cu hornblendă + piroxeni, hidrotermalizat; n = 7				
suprafaţă	0,5–3,4 1,2	5,0–15,2 7,54	0,0–2,6 1,83	4,47–20,00 8,00
Andezit cu hornblendă + piroxeni, proaspăt; n = 9				
Şumuleu foraje	0,8–1,2 1,0	4,4–6,4 5,23	1,4–3,7 2,45	3,35–6,37 5,11
Andezit cu hornblendă + piroxeni, hidrotermalizat; n = 6				
	0,2–0,7 0,47	5,9–7,0 6,66	1,2–2,1 1,80	9,83–33,00 16,73
Andezit cu hornblendă + piroxeni, proaspăt; n = 8				
Fierăstraie suprafaţă	0,9–1,5 1,24	5,2–7,0 6,15	0,9–1,7 1,41	4,07–6,66 5,08

ciile endogene din corpul Zebrac-Mermezeu prezintă conţinuturi mai scăzute de elemente radioactive în special de Th, comparativ cu rocile similare de la Seaca-Tătarca (tab. 1, 3).

În cele patru tipuri de roci eruptive care alcătuiesc corpul Zebrac-Mermezeu valorile U şi Th sînt apropiate. Aceasta confirmă datele petrochimice şi cele privind distribuţia unor elemente minore ce caracterizează andezitele (Ni, Co, Cr, V, Sc) privind apartenenţa petrotipurilor în discuţie la acelaşi fond de magmă andezitică (P e l t z, 1969; P e l t z et al., 1978, 1979, 1980)[4].

Din examinarea domeniilor de variaţie ale U şi Th (tab. 1) se observă că cele mai ridicate valori apar în cazul andezitului de Zebrac-Mermezeu. Faţă de valoarea medie a Th = 4,3 ppm în aceste andezite se înregistrează o scădere redusă dar constantă la celelalte petrotipuri în ordinea proceselor magmatice care le-au generat (tab. 1). Considerîndu-se thoriul un bun indicator al radioactivităţii vulcanitelor din aria Călimani—Harghita (P e l t z et al., 1973), datele de observaţie pentru aria Zebrac-Mermezeu atestă o uşoară scădere a radioactivităţii magmei andezitice în decursul edificării structurii eruptive. Conţinuturile primare de elemente radioactive au fost influenţate de procesele hidrotermale; aceasta se reflectă în uşoare variaţii ale valorilor K în corelare mai evidentă cu argilizarea (cazul breciilor endogene).

4. Caracterizarea petrotipurilor pe baza distribuţiei U, Th, K

Existenţa unui reprezentativ fond de date analitice a permis abordarea cu ajutorul metodelor statistice a studiului distribuţiei U, Th, K, cu scopul de a caracteriza mai complet (pe baza radioactivităţii) petrotipurile ce constituie corpul Zebrac-Mermezeu.

În cadrul prelucrărilor statistice s-au construit pentru U ppm, Th ppm, K %, pe tipuri petrografice curbe de frecvenţă ale colectivităţii parţiale. În acest scop domeniul de existenţă a U, Th, K a fost împărţit în intervale elementare, fiecare conţinînd un anumit număr de rezultate ale măsurătorii. Lungimea intervalului de grupare a fost calculată după formula lui S t u r g e s (în T i r o n, 1977). Pentru fiecare element s-au calculat parametrii curbei de frecvenţă; mediană (Me), modulul (Mo), media ($\bar{x}$), abaterea standard (γ), în vederea determinării normalităţii distribuţiei, simetriei şi gradului de omogenizare.

Gradul de omogenizare al petrotipurilor a fost determinat după valorile coeficientului de variaţie (V) şi după valorile coeficientului de asimetrie (Cas). Cunoaşterea gradului de omogenizare serveşte la interpretarea valorii medii a U, Th, K în cazul fiecărui tip petrografic respectiv al corpurilor ce constituie structura complexă, dacă aceste valori sînt sau nu semnificative. Sînt prezentate grafic curbele de frecvenţă pe tipuri petrografice ale elementelor minore U, Th, K (fig. 2—5), precum şi grafice de corelaţie Th—U, U—K, Th—K, Th/U—K cu valorile coeficienţilor de corelaţie respectivi (fig. 6—9).

---

[4] Arh. IGG, Bucureşti.

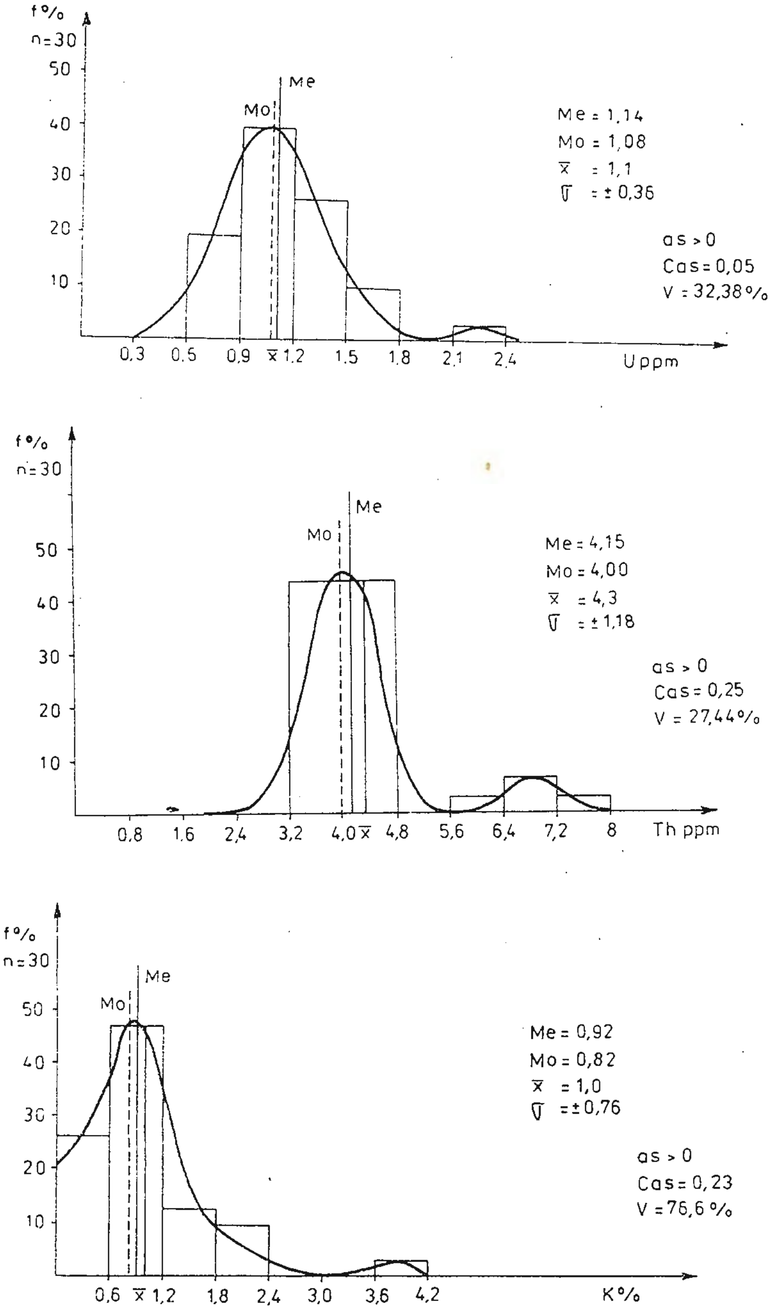


Fig. 2. — Curbe de frecvenţă ale colectivităţii parţiale, andezit de Zebrac-Mermezeu.
Courbes de fréquence de la collectivité partielle, andésite de Zebrac-Mermezeu.

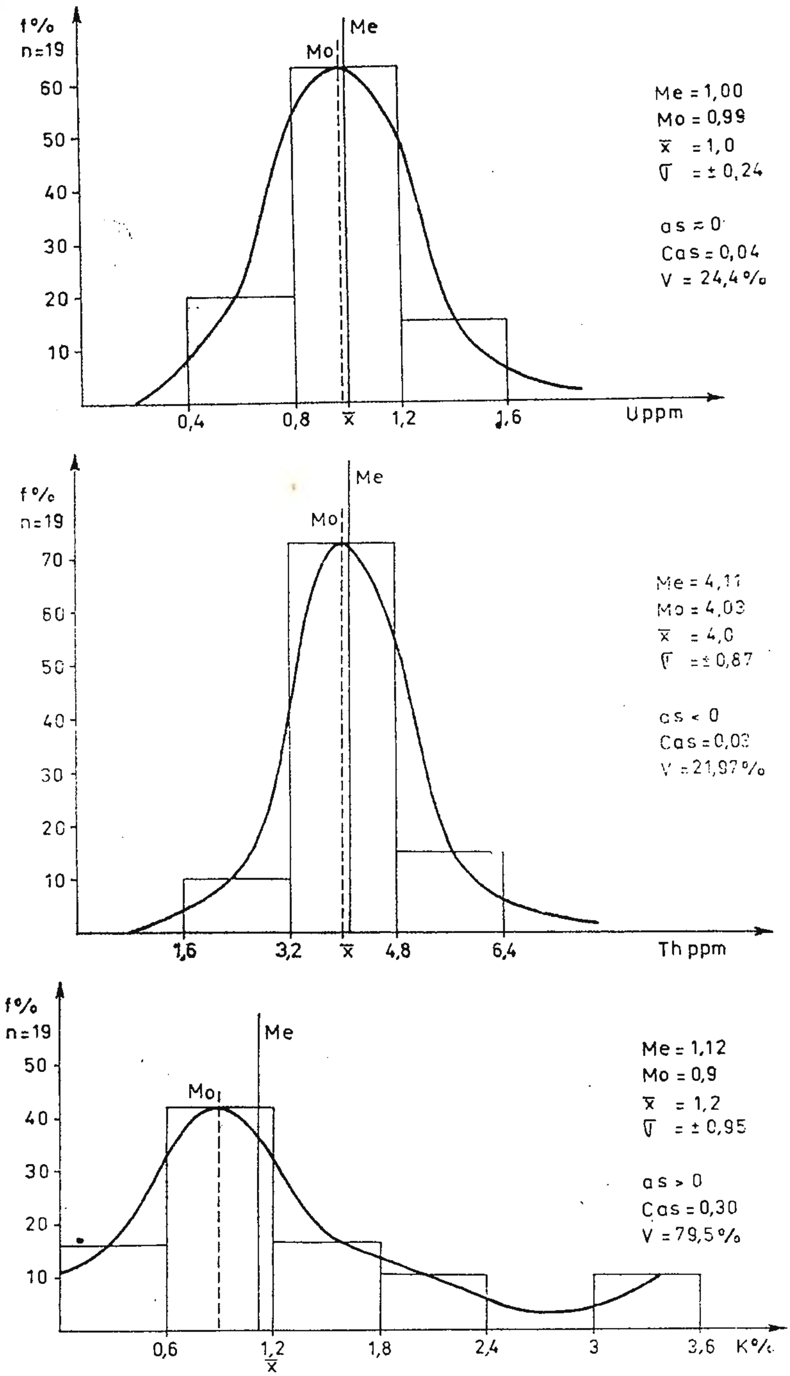


Fig. 3. — Curbe de frecvență ale colectivității parțiale, microdiorit porfiric.
Courbes de fréquence de la collectivité partielle, microdiorite porphyrique.

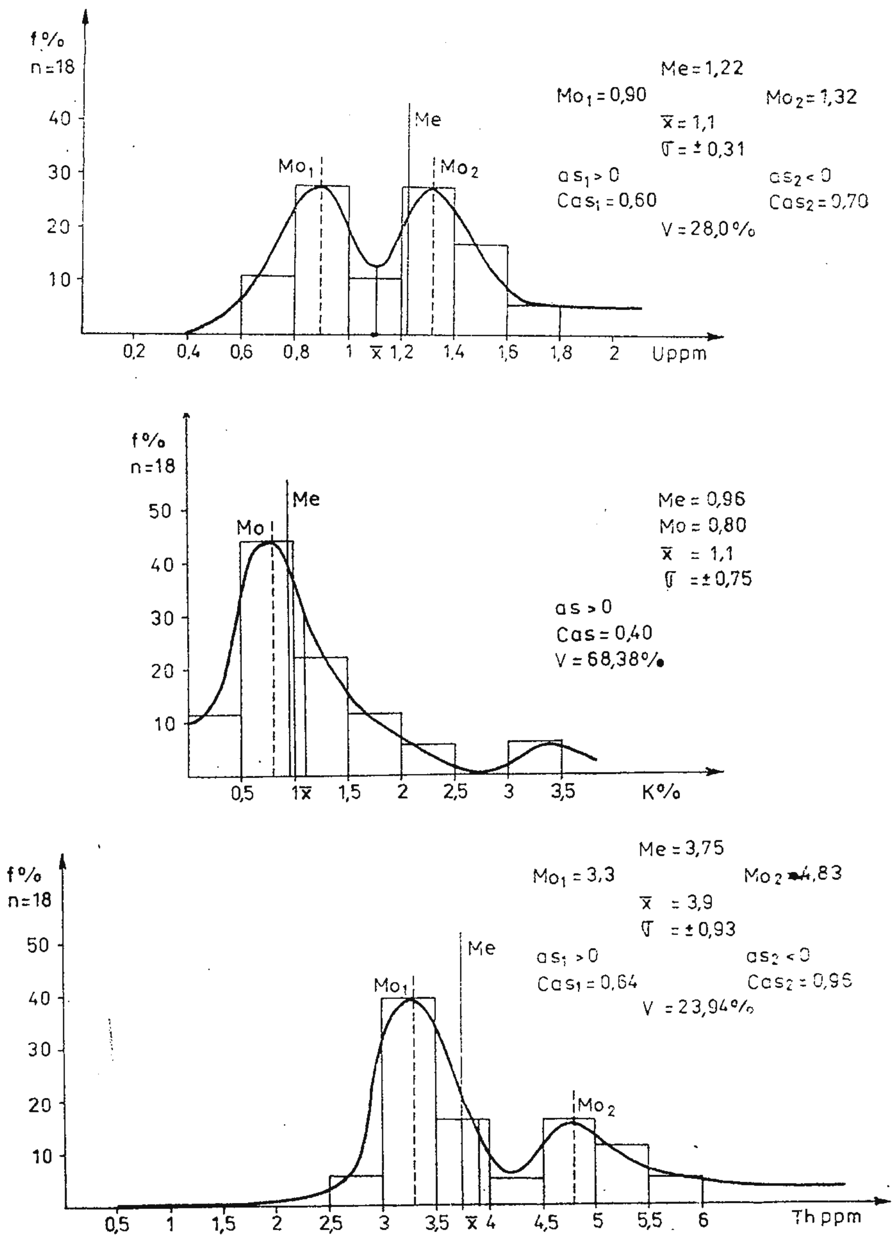
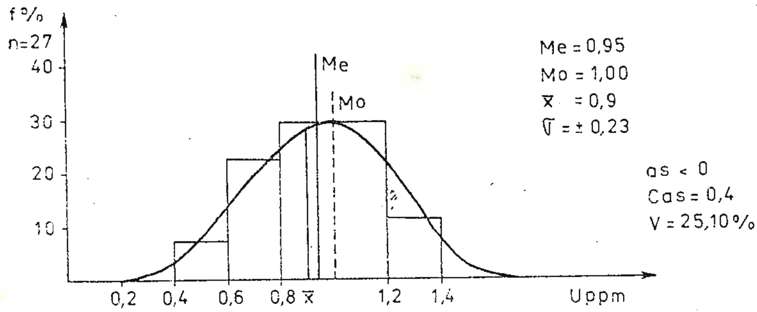
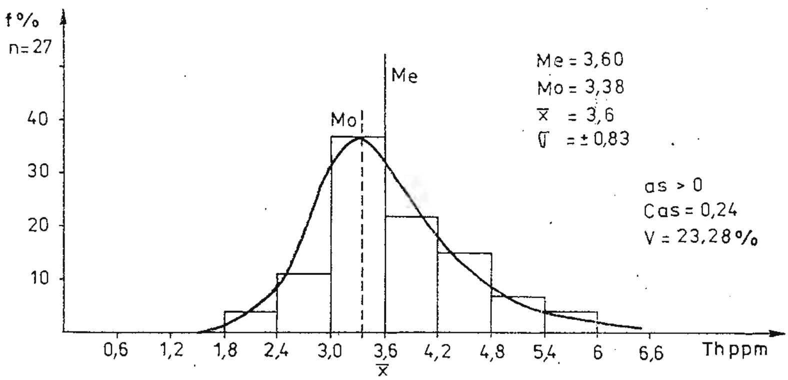


Fig. 4. — Curbe de frecvenţă ale colectivităţii parţiale, andezit cu piroxeni + hornblendă şi cuarţ sporadic.

Courbes de fréquence de la collectivité partielle, andésite aux pyroxènes + hornblende et quartz sporadique.





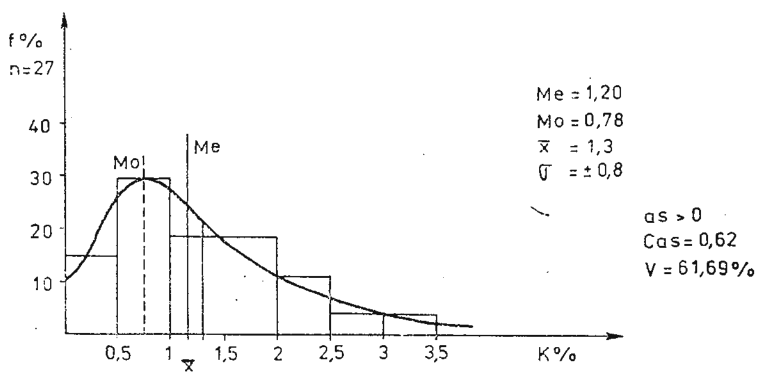


Fig. 5. — Curbe de frecvenţă ale colectivităţii parţiale, brecii endogene.
Courbes de fréquence de la collectivité partielle, brèches endogènes.

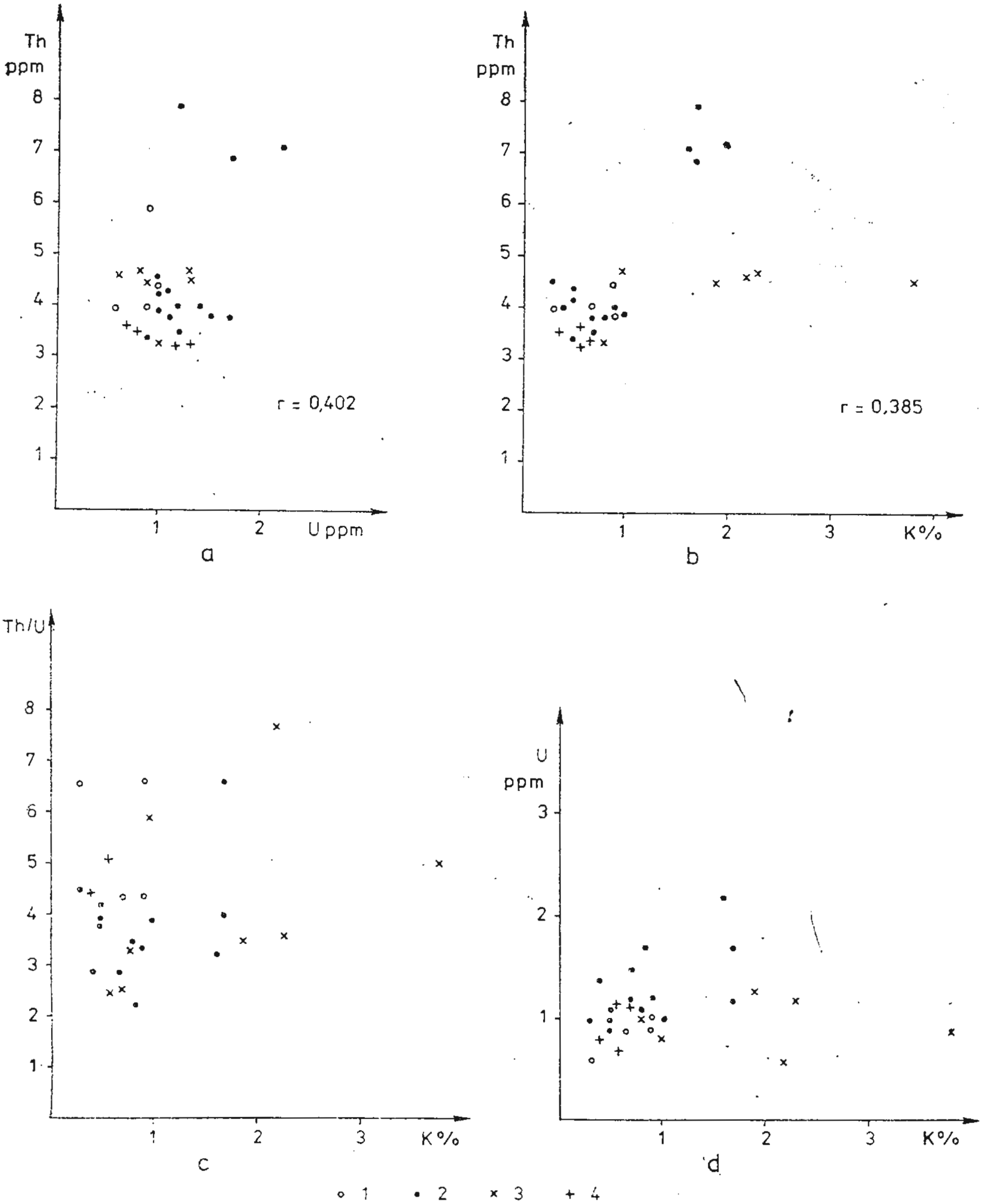


Fig. 6. — Diagrame de corelaţie, andezit de Zebrac-Mermezeu.
1, valea Zebrac ; 2, valea Mermezeu ; 3, foraj Dealu Ursului ; 4, foraj, pîrîul Păltiniş.
Diagrammes de corrélation, andésite de Zebrac-Mermezeu.
1, vallée de Zebrac ; 2, vallée de Mermezeu ; 3, forage Dealu Ursului ; 4, forage, le ruisseau Păltiniş.

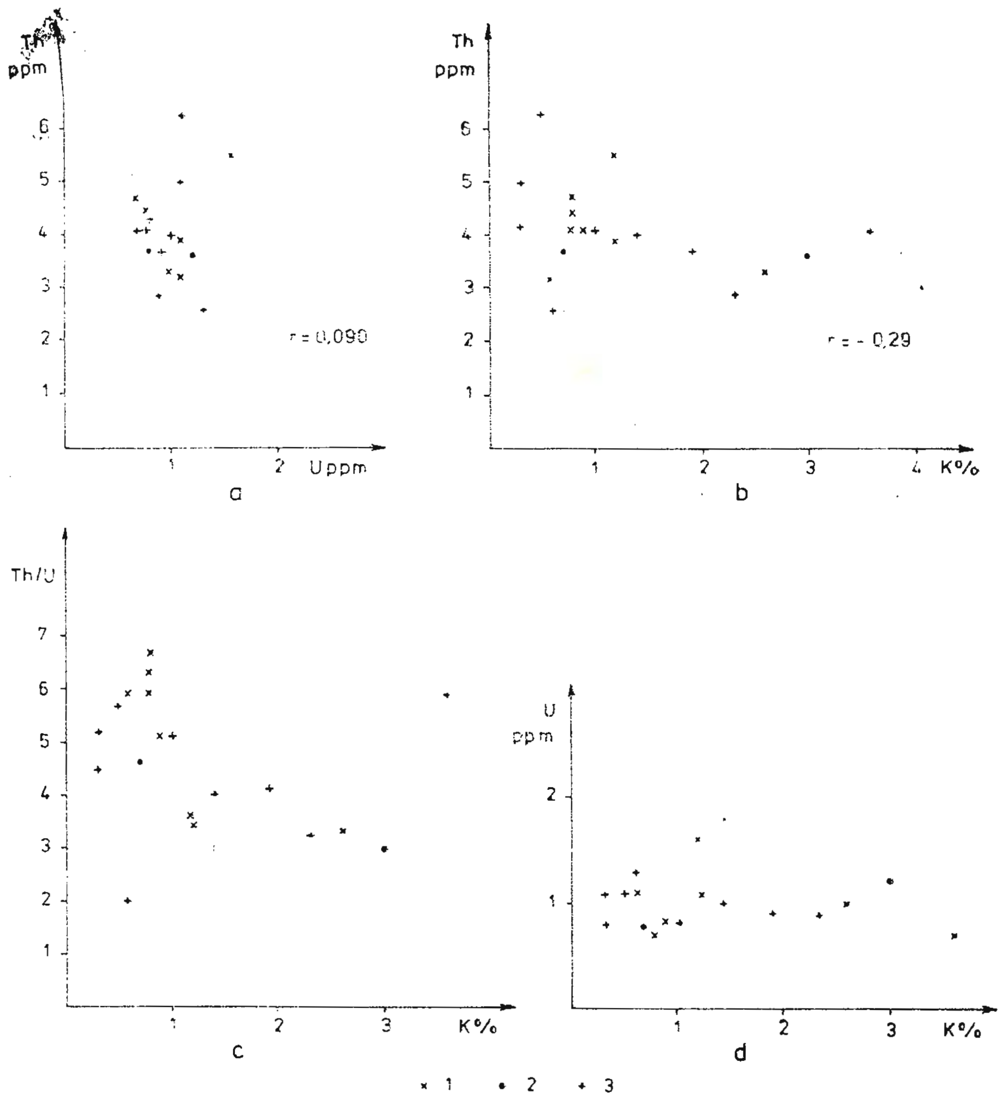


Fig. 7. — Diagrame de corelaţie, microdiorit porfiric.
1, foraj pîrîul Popii ; 2, foraj Dealu Ursului, 3, foraj valea Zebrac.
Diagrammes de corrélation, microdiorite porphyrique.
1, forage, le ruisseau Popii ; 2, forage Dealu Ursului ; 3, forage la vallée de Zebrac.

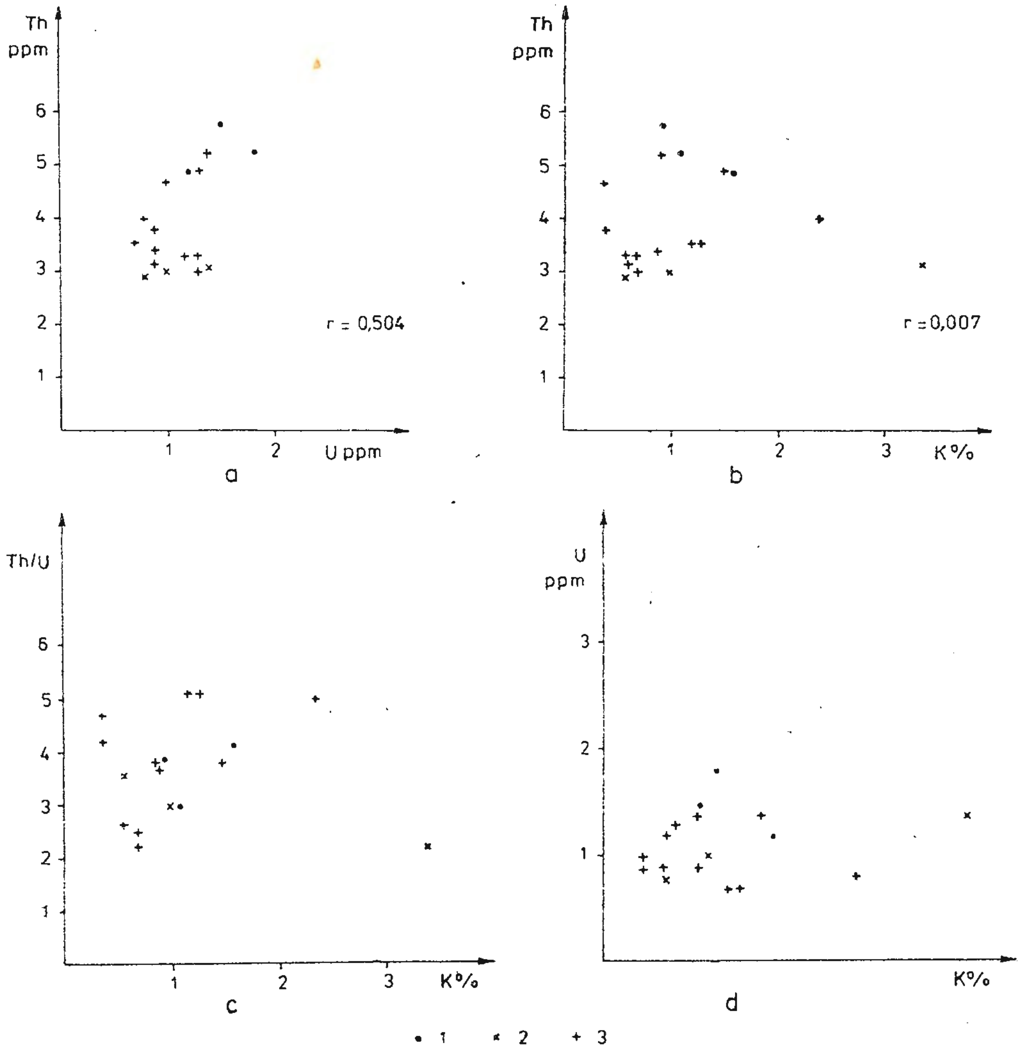


Fig. 8. — Diagrama de corelaţie andezit cu piroxeni + hornblendă şi cuarţ sporadic. 1, foraj pîrîul Popii; 2, foraj Dealu Ursului; 3, galeria Auriş.

Diagramme de corrélation, andésite aux pyroxènes + hornblende et quartz sporadique. 1, forage le ruisseau Popii; 2, forage Dealu Ursului; 3, galerie Auriş.

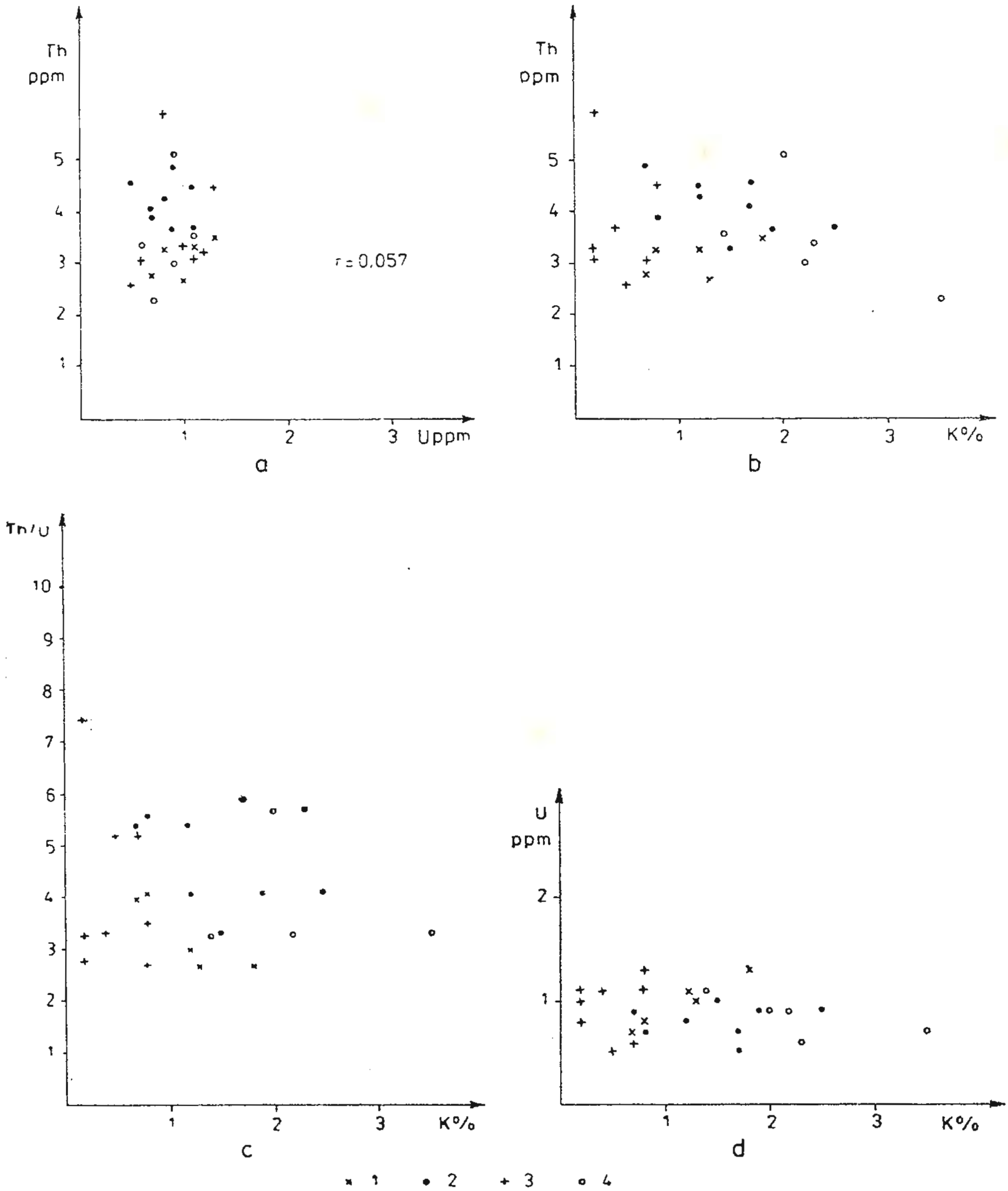


Fig. 9. — Diagrame de corelaţie, brecii endogene.
1, foraj pîrîul Auriş ; 2, foraj Dealu Ursului ; 3, foraj pîrîul Păltiniş ; 4, galeria Auriş.
Diagrammes de corrélation, brèches endogènes.
1, forage le ruisseau Auriş ; 2, forage Dealu Ursului ; 3, forage le ruisseau Păltiniş ; 4, galerie Auriş,

4.1. *Andezite de Zebrac-Mermezeu*

Din punct de vedere al distribuţiei uraniului andezitele de Zebrac-Mermezeu deşi reprezintă o colectivitate de andezite cu hornblendă $\pm$ piroxeni şi andezite cu piroxeni $\pm$ hornblendă constituie o formaţiune omogenă (coeficient de variaţie = 32,28%). Curba de frecvenţă prezintă o foarte uşoară asimetrie pozitivă (Cas = 0,05), ceea ce face ca valoarea mediei asimetrice de 1,1 $\pm$ 0,36 să fie caracteristică pentru andezitele de Zebrac-Mermezeu.

Distribuţia thoriului prezintă un grad mai accentuat de asimetrie pozitivă în comparaţie cu distribuţia uraniului (Cas = 0,25); valorile apropiate ale medianei, modulului şi mediei aritmetice (4,15; 4,0; 4,3), ca şi valoarea V = 27,44% indică răspîndirea omogenă a conţinuturilor de Th în andezitele de Zebrac-Mermezeu (fig. 2). În acord cu observaţia cu caracter regional care atestă faptul că Th este un bun indicator al radioactivităţii vulcanitelor (Peltz et al., 1973), se poate admite pe baza datelor statistice o distribuţie omogenă a Th în andezitul ce constituie petrofondul structurii eruptive complexe Zebrac-Mermezeu.

Între U şi Th există tendinţa de corelaţie dată de valoarea 0,40% a coeficientului de corelaţie (fig. 6). Potasiul urmează linia generală de distribuţie cu o asimetrie pozitivă (valoarea mediei aritmetice de 1,0 $\pm$ 0,76 este mai mare decît valoarea frecvenţelor maxime Mo = 0,82). Sub aspectul distribuţiei K andezitul de Zebrac-Mermezeu apare ca o formaţiune neomogenă (V = 76,6%). În acord cu Biji şi Biji (1979) o serie este omogenă dacă prezintă un coeficient de variaţie sub 40%. Această neomogenitate a distribuţiei K în andezitul de Zebrac-Mermezeu se explică prin aceea că au fost analizate probe reprezentînd andezite proaspete, propilitizate iar în număr redus, argilizate şi carbonatate.

Pentru andezitele în discuţie există o tendinţă de corelaţie Th—K, U—K; această corelaţie apare ca nesatisfăcătoare în cazul probelor reprezentînd rocile hidrotermalizate mai ales argilizate din coloanele forajelor (fig. 6).

4.2. *Microdiorite porfirice*

Aceste roci prezintă o distribuţie normală şi omogenă a uraniului, caracterizată printr-o simetrie aproape perfectă a curbei de frecvenţă (Mo $\simeq$ Me $\simeq$ $\bar{x}$). Omogenitatea distribuţiei uraniului în probele analizate care provin din două corpuri microdioritice, Căzătura-Popii şi Zebrac, este reflectată şi de valoarea coeficientului de variaţie = 24,4% (fig. 3).

Thoriul evidenţiază aceeaşi distribuţie normală cu o curbă de frecvenţă aproape simetrică (Me = 4,11; Mo = 4,03; $\bar{x}$ = 4,0). Valoarea coeficientului de variaţie = 21,97% indică de asemenea o formaţiune omogenă.

La microdioritele analizate (fig. 7) valorile coeficienţilor de corelaţie pentru Th—U, r = 0,096, pentru Th—K, r = —0,29 evidenţiază lipsa unei corelaţii între elementele radioactive.

Atrage atenţia asimetria pronunţată — Mo $\neq \bar{x}$ — a distribuţiei K în microdioritele interceptate cu forajele pîrîului Popii, Dealu Ursului, valea Zebrac (fig. 3). Astfel, frecvenţa maximă se situează la valoarea de 0,9 pe cînd valoarea mediei aritmetice este 1,2 indicînd o asimetrie pozitivă (frecvenţele concentraţiilor mai mici sînt mai numeroase şi mai apropiate de valoarea medie). Media aritmetică de 1,2 nu constituie o mărime caracteristică, fapt indicat şi de valoarea mare a coeficient lui de variaţie ($V = 79,5\%$). Toţi aceşti parametri evidenţiază neomogenitatea microdioritelor sub aspectul distribuţiei potasiului, manifestată şi cu un grad mare al dispersiei valorilor, precum şi de abaterea standard a mediei $= \pm 0,95$. Neomogenitatea microdioritelor se datorează probabil nu numai metasomatozei hidrotermale ci şi unei prezenţe diferite a K în magma din care au cristalizat aceste roci. Admitem acest punct de vedere deoarece alteraţia hidrotermală predominant propilitică este mai omogenă comparativ cu alte tipuri din corpul Zebrac-Mermezeu şi care vor fi examinate în continuare.

4.3. *Andezite cu piroxeni + hornblendă verde şi cuarţ sporadic*

Distribuţia uraniului dată de curba de frecvenţă prezintă un aspect bimodal cu domenii de frecvenţă cuprinse între 0,8—1 şi 1,2—1,4. Deşi coeficientul de variaţie calculat pentru întreaga colectivitate caracterizează o serie omogenă ($V = 28,0\%$), repartiţia bimodală se poate datora existenţei a două populaţii, probele fiind recoltate atît din forajul pîrîul Popii (valori mai ridicate ale U şi ale Th) cît şi din sectorul Dealu Ursului.

Aspectul bimodal se menţine şi în distribuţia Th. Media aritmetică ($\bar{x} = 3,9$) a întregii formaţiuni se situează între cele două zone de frecvenţe maxime ($Mo_1 = 3,3$ şi $Mo_2 = 4,8$), mai apropiată de valorile mici (fig. 4). Din cele prezentate rezultă conţinuturi uşor diferite în cele două corpuri de andezit cu cuarţ sporadic, respectiv Dealu Ursului şi pîrîul Popii.

Există o corelaţie directă între U şi Th ($r = 0,504$) pentru probele din cele două corpuri (fig. 8). Între Th—K, U—K, Th/U—K, corelaţiile sînt cu mult mai slabe ($r = 0,07$) (fig. 8).

Potasiul nu prezintă aspectul bimodal al U şi Th, curba de frecvenţă menţinîndu-şi forma asimetrică pozitivă ($Cas = 0,4$), precum şi gradul de neomogenitate ($V = 68,38\%$). Situaţia se explică prin hidrotermalizarea diferenţiată (propilitizare, argilizare, silicifiere, carbonatare), a andezitelor analizate mai ales în sectorul Dealu Ursului de unde provine majoritatea probelor analizate.

4.4. *Brecii endogene*

Spre deosebire de celelalte petrotipuri distribuţia uraniului prezintă o curbă de frecvenţă cu asimetrie negativă ($Cas = 0,4$), deci o tendinţă de predominare a valorilor mai mari ale concentraţiilor de U; în consecinţă, media aritmetică ($\bar{x} = 0,9$) este mai reprezentativă pentru valorile mai mari ale seriei.

În cazul breciilor endogene caracterizate prin heterogenitatea componenţilor (fragmente de andezite, andezite cuarţifere, microdiorite, roci sedimentare), se menţine în general un grad admis de omogenizare dat de valoarea V = 25,10 % (fig. 5). Thoriul prezintă o distribuţie a cărei curbă de frecvenţă indică o uşoară asimetrie pozitivă (Cas = 0,24). Valoarea medie $\bar{x} = 3{,}6 \pm 0{,}83$ este reprezentativă pentru omogena distribuţie a elementului (V = 23,28 %).

Curba de frecvenţă a distribuţiei potasiului este caracterizată de o asimetrie pozitivă (Cas = 0,62) şi un grad pregnant de neomogenizare (V = 61,69 %). Această neomogenizare se explică prin intensitatea diferită a procesului hidrometasomatic care s-a grefat pe o formaţiune heterogenă din punct de vedere litologic. În acest sens se poate face menţiunea că asupra neomogenităţii distribuţiei K influenţează fragmentele de roci sedimentare cu K % diferit comparativ cu andezitele şi microdioritele din brecii. Ilustrînd cele de mai sus, diagramele din figura 9 indică o slabă corelaţie între elementele radioactive (de ex. Th—U, r = 0,057).

5. Concluzii

Pentru structura eruptivă complexă Zebrac-Mermezeu din sudul munţilor Călimani dispunem în prezent de 94 analize de spectrometrie gamma care oferă imaginea detaliată asupra distribuţiei U, Th, K în toate tipurile petrografice, areal şi în adîncime (650 m). Aceste analize constituie primul fond reprezentativ de date care se referă la un corp eruptiv din aria Călimani—Gurghiu—Harghita. Pe această bază s-a efectuat studiul distribuţiei U, Th, K în petrotipurile care constituie corpul Zebrac-Mermezeu, folosindu-se în scopul caracterizării acestora prelucrarea statistică a datelor. Rezultatele au fost comparate cu cele obţinute pe roci similare din munţii Călimani şi munţii Gurghiu.

Andezitul de Zebrac-Mermezeu constituie o formaţiune omogenă în privinţa distribuţiei U şi Th (coeficient de variaţie V = 32,28 % la U şi 27,44 % la Th), dar neomogenă în ceea ce priveşte K (V = 76,6 %).

În microdioritele porfirice U şi Th se distribuie omogen (V la uraniu = 24,4 %, V la thoriu = 21,97 %). Spre deosebire de andezitul de Zebrac-Mermezeu nu apare corelaţia Th—U (r = 0,090). Neomogenitatea distribuţiei K este mai accentuată, comparativ cu andezitul de Zebrac-Mermezeu; aceasta se datorează alteraţiei hidrotermale dar şi unei prezenţe diferite a K în magma din care au cristalizat microdioritele.

Apartenenţa andezitelor cu cuarţ la două corpuri diferite este ilustrată de aspectul bimodal al curbei de frecvenţă a colectivităţii parţiale, la uraniu şi thoriu. Potasiul nu prezintă aspectul bimodal al U şi Th, curba de frecvenţă avînd o formă asimetrică pozitivă (Cas = 0,4). Neomogenitatea distribuţiei K este pronunţată (V = 68,38 %) datorită alteraţiei hidrotermale intense dar diferite a rocilor analizate.

Breciile endogene deşi caracterizate prin heterogenitatea petrografică a fragmentelor prezintă un grad admis de omogenitate a distribuţiei valorilor U şi Th (V = 25,10 % şi 23,28 %). Ca urmare a intensităţii diferite a procesului hidrotermal grefat pe o formaţiune heterogenă din punct de vedere litologic (inclusiv fragmente de roci sedimentare), distribuţia K evidenţiază un grad pregnant de neomogenizare (V = 61,69 %).

Andezitul de Zebrac-Mermezeu diferă de petrotipurile similare din munţii Călimani şi munţii Gurghiu (craterele Seaca-Tătarca, Şumuleu, Fierăstraie) fiind mai puţin radioactiv. În cadrul andezitului de Zebrac-Mermezeu faciesul proaspăt este mai puţin radioactiv în comparaţie cu faciesul hidrotermalizat (propilitizarea este cea mai extinsă).

La celelalte petrotipuri care alcătuiesc structura complexă Zebrac-Mermezeu se observă scăderea radioactivităţii în sensul succesiunii erupţiilor : andezite de Zebrac-Mermezeu → microdiorite porfirice → andezite cu cuarţ → brecii endogene. Pe de altă parte în corelare cu intensificarea activităţii hidrotermale mai ales a argilizării creşte conţinutul de potasiu de la andezitul de Zebrac-Mermezeu la breciile endogene. Diferenţele între valorile medii de U, Th, K ale fiecărui petrotip sînt reduse, ceea ce confirmă în acord cu datele petrochimice apartenenţa la un fond comun de magmă andezitică. Pe baza conţinuturilor de U şi Th, andezitul de Zebrac-Mermezeu reprezentînd un moment eruptiv important din prima etapă (Pannonian-Ponţian), a desfăşurării vulcanismului în sudul munţilor Călimani este mai puţin radioactiv decît andezite similare din munţii Călimani şi munţii Gurghiu dar care aparţin celei de a doua etape eruptive (Pliocen). Această constatare completează consideraţiile de ordin regional (Peltz et al., 1973) privind creşterea radioactivităţii andezitelor din aria Călimani—Gurghiu—Harghita în cursul desfăşurării vulcanismului, cele mai tinere fiind mai radioactive.

BIBLIOGRAFIE

Biji M., Biji Elena (1979) Statistica teoretică. Ed. didactică şi pedagogică. 430 p., Bucureşti.

Peltz S. (1969) Studiul petrografic al părţii de sud-est a Munţilor Călimani. *St. tehn. econ.* I, 4, 206 p., Bucureşti.

— Tănăsescu Anca, Tiepac I., Vâjdea Eleonora (1973) Geochemistry of U, Th, K in volcanic rocks from the Călimani—Gurghiu—Harghita and Perşani Mountains. *An. Inst. Geol.*, XLI, Bucureşti.

— Ştefănescu M., Balla Z., Gheorghiu A. (1981) Date noi privind structura geologică a regiunii Zebrac-Mermezeu (Stînceni, munţii Călimani de sud). *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXVI/5, Bucureşti.

Tiron M. (1977) Prelucrarea statistică şi informaţională a datelor de măsurare. Ed. tehnică, 511 p., Bucureşti.

LA DISTRIBUTION DE U, TH, K DANS LA STRUCTURE ÉRUPTIVE COMPLEXE DE ZEBRAC-MERMEZEU, MONTS CĂLIMANI DE SUD

(Résumé)

Le corps éruptif Zebrac-Mermezeu est situé dans la partie centrale du sud des Monts Călimani, à 7 km nord de la vallée du Mureş et du centre de la localité Stinceni (fig. 1). Ce corps, affleurant sur une surface de 10 km² représente la plus grande structure éruptive connue jusqu'à présent dans cette région. Celui-ci consiste en : andésites à hornblende verte + pyroxènes et andésites aux pyroxènes + hornblende verte qui constituent ensemble le pétrofond du corps, étant connues sous le nom collectif des andésites de Zebrac-Mermezeu ; microdiorites porphyriques aux pyroxènes + hornblende ; andésites aux pyroxènes, hornblende verte et quartz sporadique, brèches endogènes aux fragments d'andésites, microdiorites, roches sédimentaires et le liant tuffisitique.

L'andésite de Zebrac-Mermezeu constitue un laccolite mis en place durant les premiers moments de l'activité volcanique de la région. Les moments suivants de l'activité éruptive ont compliqué la structure initiale du laccolite. Suivant la succession des éruptions, on signale : l'intrusion des microdiorites porphyriques, l'éruption des andésites à quartz sporadique, la phase explosive ratée et la constitution des brèches endogènes.

Tous les pétrotypes constituant la structure éruptive complexe de Zebrac-Mermezeu ont subi des transformations hydrothérmales (propilisation, argilisation, silicification, carbonatation).

L'activité éruptive ainsi que l'activité hydrothérmale associée ont été contrôlées par des fractures appartenant à l'alignement tectono-magmatique et métallogénétique majeur de la caldeira Căliman (Monts Călimani) — caldeira Fîncel-Lăpuşna (Monts Gurghiu) qui traverse du nord au sud le corps de Zebrac-Mermezeu jusqu'au sud des Monts Călimani.

Le corps éruptif de Zebrac-Mermezeu a été investigué par l'intermède de plus de cent analyses de spectrométrie gamma qui nous ont offert une image détaillée sur la distribution de U, Th, K pour tous les types de roches constituantes. En partant de ces données-là — les premières concernant un corps éruptif de l'aire Călimani—Gurghiu—Harghita — notre étude envisage : a) la distribution de U, Th, K dans les pétrotypes constituant le corps de Zebrac-Mermezeu ; b) la caractérisation des pétrotypes par l'interprétation statistique des données ; c) la comparaison de la radioactivité du corps aux autres aires volcaniques ; d) implications pétrogénétiques.

L'andésite de Zebrac-Mermezeu se distingue des andésites similaires (aux pyroxènes + hornblende ou à hornblende + pyroxènes) des Monts Călimani et certaines aires cratériales des Monts Gurghiu (Şumuleu, Fierăstraie, Seaca-Tătarca, tableaux 1, 2, 3), par sa radioactivité réduite. En ce qui concerne l'andésite de Zebrac-Mermezeu, le faciès frais est moins radioactif que le faciès hydrothérmalisé (la propilitisation est la plus répandue).

Pour les autres types de roches constituant la structure complexe, on constate la diminution de la radioactivité suivant la succession des éruptions : andésite de Zebrac-Mermezeu microdiorite porphyrique → andésite à quartz → brèches endogènes. Ainsi, les brèches endogènes présentent les moindres valeurs moyennes de U et Th (tab. 1). En corrélation avec l'intensification de l'activité hydrothérmale, surtout de l'argilisation, la valeur moyenne de K s'accroit en partant de l'andésite de Zebrac-Mermezeu vers les brèches endogènes (tab. 1).

Les différences entre les valeurs moyennes de U, Th, K de chaque pétrotype sont en général réduites ; cela confirme les observations pétrochimiques et géochimiques determinées par l'appartenance des pétrotypes constituant le corps de Zebrac-Mermezeu, à un fond commun de magma andésitique.

Selon les contenus de U, Th l'andésite de Zebrac-Mermezeu représentant un moment éruptif important de la première étape pannonienne-pontienne du volcanisme au sud des Monts Călimani, peut être considérée moins radioactive que les andésites similaires des Monts Călimani et Gurghiu, appartenant à la seconde étape éruptive (pliocène). Cette constatation s'ajoute aux considérations régionales (P e l t z et al., 1973) sur l'accroissement de la radioactivité de l'aire Călimani—Gurghiu—Harghita au cours du déroulement du volcanisme ; les andésites les plus récentes sont les plus radioactives.

L'existence des données analytiques représentatives a facilité l'étude de la distribution de U, Th, K à l'aide des méthodes statistiques. Ainsi on a abouti à une caractérisation plus complète, par l'intermède de la radioactivité, des pétrotypes constituant le corps de Zebrac-Mermezeu.

Dans le cadre des interprétations statistiques on a dressé pour U, Th, K, les courbes de fréquence de la collectivité partielle suivant les types pétrographiques. On a calculé les paramètres de la courbe de fréquence pour chaque élément : médiane (Me), module (Mo), moyenne ($\bar{x}$), écart standard (γ), afin d'identifier la normalité de la distribution, la simétrie et le degré d'homogénéisation. La dernière a été determinée suivant les valeurs du coefficient de variation (V) et les valeurs du coefficient d'asymétrie (Cas). Les figures 2—5 présentent les courbes de fréquence des éléments en trace U, Th, K par types pétrographiques ; les figures 6—9 indiquent les corrélations entre Th—U, U—K, Th—K, le rapport Th/U—K et les valeurs des coefficients de corrélation respectifs.

L'andésite de Zebrac-Mermezeu représente une formation homogène (fig. 2) en ce qui concerne la distribution de U et Th (V = 32,28 % pour U et 27,44 % pour Th), mais non-homogène en ce qui concerne K (V = 76,6 %). U et Th des microdiorites porphyriques ont une distribution homogène (V = 24,4 % pour U et V = 21,97 % pour Th). A l'encontre de l'andésite de Zebrac-Mermezeu, la corrélation Th—U en est absente (r = 0,090, fig. 7). On constate aussi l'absence de la corrélation Th—K (r = 0,29, fig. 7). La distribution non-homogène de K est plus accentuée par rapport à l'andésite de Zebrac-Mermezeu, à cause de l'altération hydrothérmale et à la présence différente de K dans le magma parental des microdiorites.

L'appartenance des andésites à quartz à deux corps différents est démontrée par l'aspect bimodal de la courbe de fréquence de la collectivité partielle pour l'uranium et le thorium. Il y a une corrélation directe entre U et Th (r = 0,504). Les corrélations entre Th—K, U—K, Th/U—K sont beaucoup plus faibles (fig. 8). Le potassium ne présente pas l'aspect bimodal de U et Th, sa courbe de fréquence conservant la forme asymétrique positive (Cas = 0,4). L'absence de l'homogénéité de la distribution de K est accentuée (V = 68,38 %) à cause de l'altération hydrothérmale intense, mais différente en ce qui concerne les roches analysées.

Les brèches endogènes, bien qu'elles soient caractérisées par la hétérogénéité pétrographique des fragments, présentent un degré admis d'homogénéité de la distribution de U et Th (V = 25,10 % et 23,28 %, fig. 5). A la suite de l'action différente du processus hydrothérmal sur une formation lithologiquement hétérogène (au dehors des éléments éruptifs, on rencontre aussi des fragments de roches sédimentaires), la distribution de K démontre un degré accentué de non-homogénéité (V = 61,6 %). Entre Th—U il y a une faible corrélation (r = 0,057), tandis qu'entre les autres éléments il n'y a aucune corrélation évidente (fig. 9).

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LXVII/1 (1979—1980). Pag. 237—246

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

GEOCHIMIE

REPREZENTAREA TERNARĂ ȘI CUATERNARĂ A COMPOZIȚIEI CHIMICE A BIOTITELOR: IMPLICAȚII ÎN PETROGENEZĂ[1]

DE

DAVID RIMER[2], VASILE POMÂRLEANU[3], AURELIA MOVILEANU[3]

Biotite. Minerals — chemical composition. Ternary and quaternary diagrams. Petrogenesis. Pegmatite. Granitoids.

Abstract

Ternary and Quaternary Representation of Biotites Chemical Composition: Implications on Petrogenesis. The representation of the chemical composition of 156 biotite analyses, from different rock types, on the $MgO-FeO+MnO-Fe_2O_3+TiO_2$ ternary diagram and the $MgO-FeO+MnO-Fe_2O_3+TiO_2-Al_2O_3$ quaternary diagram, has revealed the presence of an intermediary zone (II) between the two zones delimited by Gokhale (1968) on the ternary diagram. The delimitation of this zone has a peculiar petrogenetical significance, with respect to the genesis of pegmatites and some metamorphic rocks. The quaternary representation completes the petrogenetical conclusions drawn from the ternary diagram. The study of the tetrahedral projections of biotite composition shows that the Al_2O_3 of biotites does not change the petrogenetical conclusions inferred from the ternary diagram.

Introducere

Datele asupra compoziției chimice a biotitelor din diferite formațiuni de roci, înscrise în unele diagrame ternare au o semnificație binecunoscută în petrogeneză. Între acestea se află și diagrama $MgO-FeO+MnO-$

[1] Predată la 15 septembrie 1979, acceptată pentru publicare la 14 ianuarie 1981, comunicată în ședința din 29 februarie 1980.

[2] Universitatea „Al I. Cuza", Seminarul Matematic „A. Myller". Str. 23 August nr. 11, Iași.

[3] Institutul de geologie și geofizică. Laboratorul de geochimie. Aleea Gr. Ghica Vodă nr. 41 A, Iași.

$-Fe_2O_3 + TiO_2$ elaborată de Heinrich (1946) şi completată de Gokhale (1968). Plecînd de la această diagramă, Kabesh et al. (1972, 1977) ajung la concluzia că granitele de la El Atawi şi El Ineigi din Egipt sînt de origine magmatică. Recent Pomârleanu şi Movileanu (1978), proiectînd în această diagramă datele analitice a 13 probe de biotite din unele pegmatite din Romania, au arătat că majoritatea biotitelor cad în cîmpul rocilor de origine magmatică şi mai puţine biotite apar în cîmpul rocilor de origine metamorfică.

TABELUL 1

Numărul şi sursa analizelor chimice ale biotitelor din roci

Nr. analizelor	Tipul de roci	Sursa
21	Granitoide de origine bazaltică (1) şi de origine palingenetică ... (20)	Samarkin şi Samarkina (1973)
6	Şisturi cristaline (4) şi granite magmatice (2)	Liese (1967)
24	Granite de origine magmatică	Kabesh et al. (1972, 1977)
1	Pegmatite	Metta (1930)
1	Pegmatite	Ianovici (1939)
2	Şisturi cristaline	Pomârleanu, Murariu (1975)
18	Pegmatite (14), şisturi cristaline (4)	Pomârleanu, Movileanu (1978)
10	Şisturi cristaline (5), pegmatite: metamorfice (2), magmatice (3)	Makagon (1971)
10	Şisturi cristaline (6), pegmatite (4)	Makrighina et al. (1976)
32	Şisturi cristaline (15), roci magmatice (15), pegmatite (2)	Deer et al. (1962)
3	Şisturi cristaline (3)	Savu el al. (1967)
6	Şisturi cristaline	Kravchenko (1971)
20	Granitoide (9) şi pegmatite de origine metamorfică (11)	Lazebnik (1973)
1	Granite de rapakivi	Simonen, Vorma (1969)
1	Roci magmatice	Nokolds (1947)

Autorii notei de faţă, dispunînd de 156 analize de biotite (tab. 1) aparţinînd diferitelor tipuri de roci, ajung la concluzia că alături de diagrama ternară menţionată mai sus, poate fi utilizată în scopuri petrogenetice şi diagrama cuaternară introdusă de R i m e r (1968, 1974.)

A) *Diagrama ternară* MgO—FeO + MnO—Fe_2O_3—TiO_2

Datele celor 156 analize chimice ale biotitelor, provenind din roci de natură magmatică, metamorfică-metasomatică şi din pegmatite sînt

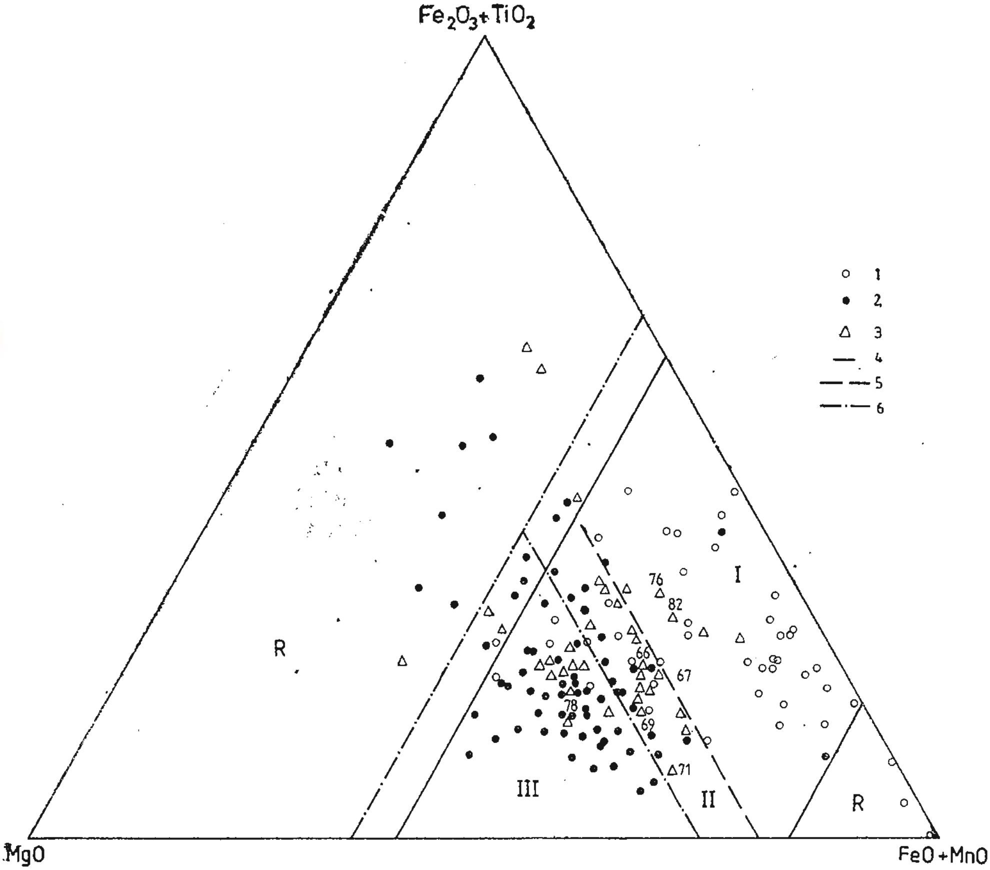


Fig. 1. — Diagrama MgO—FeO + MnO—Fe_2O_3 + TiO_2 de variaţie a compoziţiei biotitelor pe zone genetice : proiecţiile biotitelor : din roci magmatice (1), din roci metamorfice-metasomatice (2), din pegmatite (3) ; (4) H e i n r i c h (1946) ; (5) G o k h a l e (1968) ; (6) autorii prezentei lucrări.

Le diagramme MgO—FeO + MnO—Fe_2O_3 + TiO_2 de variation de la composition des biotites par zones génétiques : les projections des biotites : des roches magmatiques (1), des roches métamorphiques-métasomatiques (2), des pegmatites (3) ; (4) H e i n r i c h (1946) ; (5) G o k h a l e (1968) ; (6) les auteurs de cette étude.

proiectate în diagrama din figura 1. Proiecţia acestor date în diagramă a scos la iveală următoarele: necesitatea deplasării limitei trasate de Heinrich în triunghi, cu 5% spre latura $MgO-Fe_2O_3 + TiO_2$, deoarece în acest domeniu s-au localizat proiecţiile a zece analize de biotite; delimitarea unei zone intermediare între cele două zone stabilite de Gokhale (1968), zonă care indică biotite aparţinînd formaţiunilor cu caracter genetic mixt: magmatic + metamorfic-metasomatic. Limitele celor trei zone sînt reprezentate în figura 1, în care zona I este caracteristică rocilor magmatice, zona a II-a — caracteristică rocilor de origine mixtă, zona a III-a — caracteristică rocilor metamorfice.

Evidenţierea zonei intermediare (II) îşi găseşte confirmarea şi este în deplină concordanţă cu concluziile care se desprind pe alte căi (observaţii de teren, lucrări de laborator etc.) privind explicarea genezei pegmatitelor, problemă mult controversată în literatura de specialitate. Pentru ilustrarea celor menţionate luăm cazul unor analize de biotite din munţii Preluca (fig. 1). Astfel în cazul probelor 69,71 din unele pegmatite de la Copalnic şi a probelor 66,67 din unele pegmatite de la Răzoare, proiecţiile analizelor chimice ale biotitelor cad în zona II (intermediară). Acest fapt confirmă din punct de vedere genetic, caracterul mixt al pegmatitelor respective (magmatic + metamorfic-metasomatic) concluzie la care a ajuns şi Kalmár (1972) în cercetările sale.

De asemenea, proiecţiile pegmatitelor din probele 78 şi 82 (la Makagon — nr. 7416, respectiv 7702) cad în zona III, respectiv în zona I, caracteristice rocilor metamorfice, respectiv rocilor magmatice, ceea ce este în concordanţă cu concluzia lui Makagon obţinută pe alte căi.

Destul de sugestivă este şi analiza unui biotit ferifer, de tipul lepidomelanului, proba 76, dintr-un pegmatit sienit-nefelinic (Norvegia) dată de Kunitz (1924) — citat de Deer et al., 1962, proba 10 — a cărui proiecţie cade în zona I magmatică, fapt care confirmă originea magmatică nu numai a pegmatitelor ci şi a sienitelor-nefelinice care le găzduiesc.

În cazul unor biotite afectate de fenomene metasomatice ulterioare formării lor, proiecţiile acestora sînt distribuite în zona R exterioară celor trei zone delimitate.

B) *Diagrama cuaternară* $MgO-FeO + MnO-Fe_2O_3 + TiO_2-Al_2O_3$

Deoarece se încearcă să se aplice o astfel de diagramă pentru prima dată în scopuri petrogenetice se dau cîteva aspecte metodologice ale construcţiei ei.

a) *Metodologie*

În două din lucrările anterioare (Rimer, 1974; Rimer şi Fişel, 1974), considerîndu-se spaţiul tridimensional „rarefiat" într-un anumit mod, s-a realizat o reprezentare în plan a punctelor acestui spaţiu, astfel încît un punct are ca imagine un punct, iar punctele distincte şi vecine au ca imagini puncte de asemenea distincte şi vecine. Aceasta a permis realizarea în plan a unei diagrame cuaternare, după modelul diagramei ternare utilizate mai sus. În această notă simplificăm reprezentarea din lucrările menţionate, prin înlocuirea cîte unui segment din conturul de coordonate prin cîte un bipunct (extremităţile segmentului).

Fie $OX^1X^2X^3$ un reper al spaţiului tridimensional şi Ouxy (fig. 2) imaginea sa în plan, care satisface condiţiile :

$$\cos(\widehat{Ou, Ox}) = -\frac{2}{\sqrt{5}}, \operatorname{tg}(\widehat{Ou, Ox}) = -\frac{1}{2}, Oy \perp Ox$$

Coordonatele unui punct $P(X^1, X^2, X^3)$ din spaţiul tridimensional „rarefiat" satisfac condiţiile : $X^1, X^2 \in Q$ — unde Q este mulţimea numerelor raţionale — iar $X^3 \in R$, R fiind mulţimea numerelor reale. Oxy serveşte ca reper pentru plan. Punctul $P(X^1, X^2, X^3)$ se reprezintă în plan astfel : pe Ou (fig. 2) se ia un segment $OM = X^1$, pe paralela prin M la Ox, se ia segmentul $MN = X^2$, iar pe paralela NT, prin N la Oy se ia segmentul $N'T = X^3$ unde N' este intersecţia lui Ox cu NT. Bipunctul (N, T) este imaginea în plan a punctului $P(X^1, X^2, X^3)$ din spaţiu. Pentru orice alt punct P_1 din spaţiul tridimensional „rarefiat", cu alte coordonate, se obţine un alt bipunct (N_1, T_1).

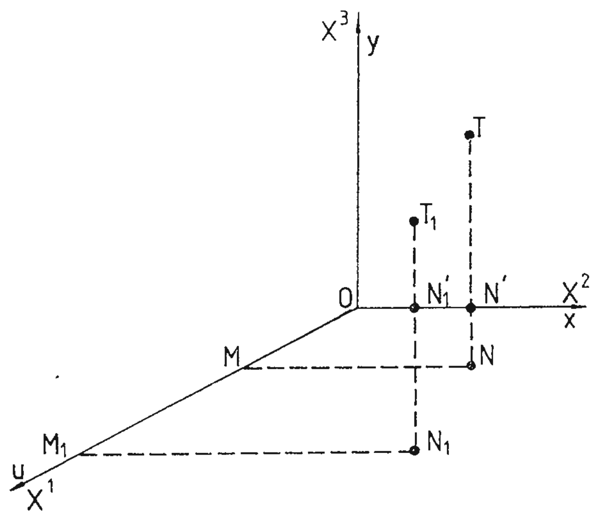


Fig. 2. — Modul de reprezentare prin cîte un bipunct, în plan, a punctelor spaţiului tridimensional „rarefiat".

La représentation par un bipoint, en plan, des points de l'espace tridimensionnel „raréfié".

b) *Aplicație*

Notînd cu X^1, X^2, X^3, X^4, $(X^1 + X^2 + X^3 + X^4 = 100)$, compoziția procentuală, respectiv în MgO, FeO + MnO, $Fe_2O_3 + TiO_2$, Al_2O_3, a biotitelor considerate, compoziția fiecărui biotit este reprezentată printr-un punct P dintr-un tetraedru $OX^1X^2X^3$, unde $O = Al_2O_3$, iar X^1, X^2, X^3 sînt celelalte trei componente în ordinea menționată.

După metodologia descrisă mai sus s-a construit imaginea plană a celor 156 puncte P. Distribuția proiecțiilor tuturor celor 156 analize de biotite a dat posibilitatea delimitării a trei zone paralelipipedice în interiorul tetraedrului (fig. 3). Limitele acestor zone, împreună cu limitele zonelor din diagrama ternară sînt date în tabelul 2, ceea ce permite ca, avînd compoziția chimică a unui biotit oarecare, să se identifice zona în

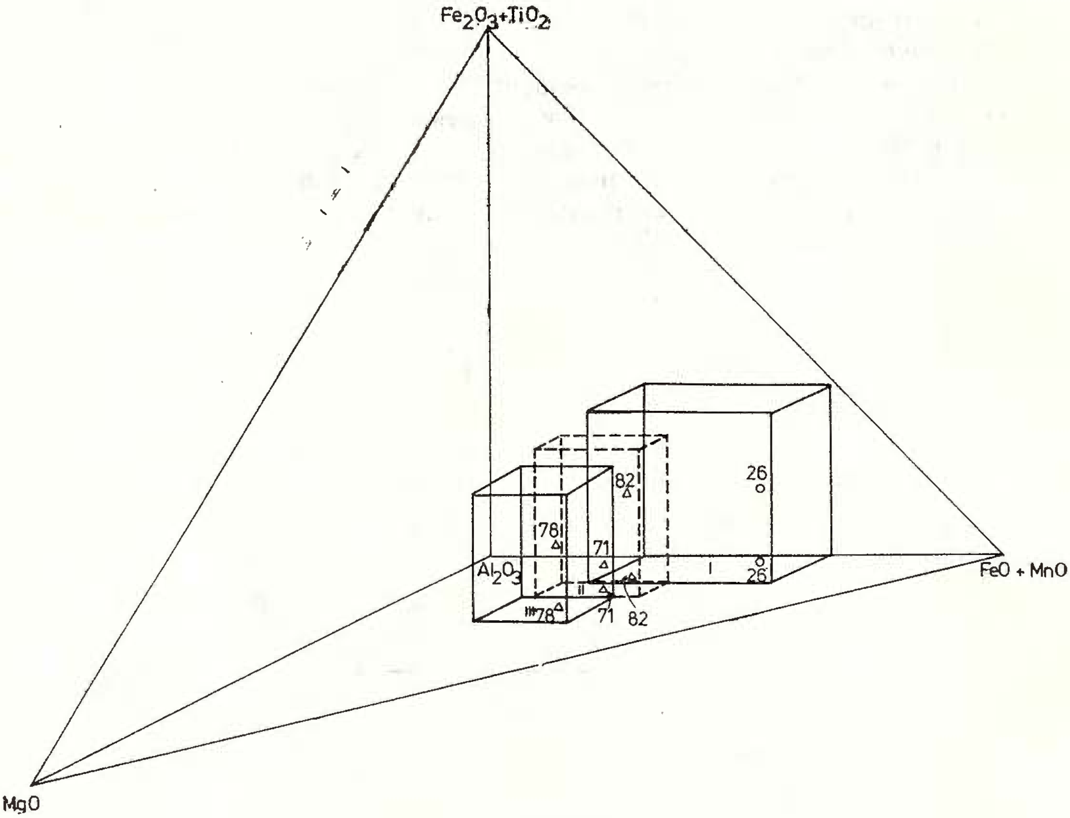


Fig. 3. — Distribuția spațială a celor trei zone petrogenetice (I, II, III), reprezentate prin paralelipipede în diagrama MgO—FeO + MnO—Fe_2O_3 + TiO_2—Al_2O_3.

La distribution spatielle des trois zones pétrogénétiques (I, II, III), représentées par des parallélépipèdes sur le diagramme MgO—FeO + MnO—Fe_2O_3 + TiO_2—Al_2O_3.

care se proiectează roca analizată și să se obțină, astfel, o indicație asupra genezei ei.

Repartiția numărului de analize ale biotitelor în cele trei zone și în regiunea R, atît în diagrama ternară (fig. 1), cît și în diagrama cuaternară (fig. 3) și distribuția lor pe formațiuni de roci sînt sintetizate în tabelul 3.

În tabelul 3, se observă că în fiecare zonă, atît din diagrama ternară cît și cea cuaternară, se repartizează numere apropiate de analize chimice

TABELUL 2

Limitele zonelor din diagrama ternară și diagrama cuaternară, reprezentate prin compoziția procentuală a componenților respectivi

Zona	Componenții în reprezentarea:						
	ternară			cuaternară			
	MgO	FeO + MnO	Fe_2O_3 + TiO_2	MgO	FeO + MnO	Fe_2O_3 + TiO_2	Al_2O_3
I	0–19	35–83	0–65	0–12	30–66	0–32	24–50
II	20–27	35–80	0–45	13–17	25–45	0–28	21–52
III	28–50	35–73	0–38	18–28	22–40	0–24	21–48
R	restul din triunghi				restul din tetraedru		

TABELUL 3

Repartiția numărului de analize ale biotitelor din diferite formațiuni pe zone din cele două reprezentări

Zona	Reprezentarea							
	ternară				cuaternară			
	Magmatice	Pegmatite	Metamorfice, metasomatice	Total	Magmatice	Pegmatite	Metamorfice, metasomatice	Total
I	28	6	5	39	30	7	5	42
II	7	17	19	43	6	16	18	40
III	5	12	44	61	7	12	45	64
R	4	3	6	13	1	3	6	10
Total	44	38	74	156	44	38	74	156

ale biotitelor. Astfel în zona I din diagrama ternară se află 28 analize iar în aceeași zonă din diagrama cuaternară se află 30 analize. Coincidențe apar și în zona a III-a, caracteristică formațiunilor metamorfice-metasomatice, unde în ambele reprezentări apar 12 analize de biotite din pegmatite. Tot în această zonă se află 44 analize din biotitele rocilor de origine metamorfică-metasomatică în reprezentarea ternară și 45 analize în reprezentarea cuaternară.

Delimitarea celor trei zone paralelipipedice în diagrama cuaternară (fig. 3) a făcut posibilă confirmarea concluziilor petrogenetice rezultate din diagrama ternară în sensul conturării unei zone intermediare, între cele două zone delimitate de Gokhale (1968) care zonă, la rîndul ei, delimitează, din punct de vedere petrogenetic, formațiuni cu caracter mixt, la formarea cărora au contribuit atît procesele de natură magmatică cît și de natură metamorfică-metasomatică. Pentru ilustrare se iau cîteva exemple ca și la diagrama ternară. Analiza unui biotit dintr-un pegmatit metamorfic, proba 78 (Makagon, 1971), are proiecția în zona a III-a, specifică rocilor metamorfice-metasomatice; proiecția unui biotit dintr-un pegmatit magmatic (proba 82) cade în paralelipipedul I specific rocilor magmatice, iar a unui biotit din pegmatitele din munții Preluca (proba 71) cad în paralelipipedul II, specific zonei cu caracter magmatic + metamorfic-metasomatic. În cazul unei probe de granit din Egipt, proba 26 (Kabesh et al., 1977), proiecția analizei biotitului cade în zona I, indicînd o origine magmatică a granitului respectiv (fig. 3).

Concluzii

Reprezentarea compoziției chimice a 156 analize de biotite, aparținînd diferitelor tipuri de roci în diagrama ternară $MgO-FeO + MnO-Fe_2O_3 + TiO_2$ și în diagrama cuaternară $MgO-FeO + MnO-Fe_2O_3 + TiO_2-Al_2O_3$ a dus la următoarele constatări:

1. Delimitarea compoziției biotitelor în trei zone: zona I — caracteristică formațiunilor de origine magmatică; zona a II-a — caracteristică formațiunilor cu caracter mixt (magmatic + metamorfic-metasomatic); zona a III-a — caracteristică formațiunilor metamorfice-metasomatice.

2. Evidențierea unei zone intermediare (zona a II-a), între cele două zone delimitate de Gokhale (1968), are o profundă semnificație petrogenetică, mai ales pentru explicarea genezei pegmatitelor, problemă mult dezbătută și controversată în literatura de specialitate.

3. Conținutul de Al_2O_3 din biotite nu modifică în general concluziile de ordin petrogenetic ce se desprind din diagrama ternară. Această constatare este în concordanță cu concluziile la care au ajuns Pomârleanu și Movileanu (1978), potrivit cărora la valorile coeficienților de aluminozitate (A_{si} și A_{VI}) nu se observă nici o variație de la un tip de rocă la altul.

4. Constatările ce se desprind constituie un ajutor prețios în orientarea lucrărilor de prospectare a mineralelor nemetalifere necesare economiei.

BIBLIOGRAFIE

Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. (1962) Rock-forming minerals. 3, *Sheet Silicates*, Longmans, London.

Gokhale N. W. (1968) Chemical composition of biotites as a quide to ascertain the origin of granites. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 40, p. 107—111, Helsinki.

Heinrich E. W. (1946) Studies in mica group ; biotite-phlogopite series. *Am. Jour. Sci.*, 244, p. 836—848, New Haven.

Ianovici V. (1939) Étude minéralogique sur les micas de la région de Voineasa. *An. Univ. Iaşi*, 25/2, p. 463—473, Iaşi.

Kabesh M. L., Hilmy M. E., Ragab A. G. I. (1972) The chemical composition of biotites as a guide to the petrogenesis of El Atawi granitic rocks, Eastern Desert, Egypt. *Chem. Erde*, 31, 3/4, p. 286—294, Jena.

— Khalek M. L. A., Heikal M. A. (1977) The chemistry of biotites as a guide to the petrogenesis of El Ineigi granitic rocks, Eastern Desert. Egypt. *Chem. Erde*, 36, 2, p. 139—148, Jena.

Kalmár I. (1972) Pegmatitele din munţii Preluca. *D.S. Inst. Geol.*, LIX/1, p. 231—249, Bucureşti.

Kravchenko G. L. (1971) Biotiti iz gneisov Priazoviia. *Mineral. sb. Lvov Univ.*, 25, 3, Lvov.

Lazebnik K. A. (1973) Biotit kak indicator uslovii obrazovaniia granitov. *Petrologhiia granitovoi faţii Aldanskovo scita*, p. 138—150, Moskva.

Liese H. C. (1967) Suplimental data on the correlation of infrared absorbtion spectra and composition of biotites. *Amer. Min.* 52, p. 877—880, Richmond.

Makagon V. M. (1971) O temperaturah obrazovaniia i poslemagmaticescovo izmeneniia sliudonoshnih pegmatitov Manskovo raiona (po dannîm razlicinîh gheologhiceskih termometrov). *Gheohimiia pegmatitov vostocinoi Sibiri Akad. Nauk. S.S.S.R.* Sibirskoe ot 1971, p. 48—71, Moskva.

Makrîghina V. A., Petrov L. L., Behtereva N. M. (1976) Sliudî i kalievîe şpatî Hamardabanskovo zonal'novo pegmatitovo poiasa. *Voproshî mineraloghi i gheochimii pegmatitov vostocinoi Sibiri*, p. 20—34, Irkutsc.

Metta N. (1930) Cîteva analize şi observaţiuni asupra pegmatitelor din M-ţii Lotrului. *D.S. Inst. Geol.*, XIV, (1925—1926), p. 90—120, Bucureşti.

Nockolds S. R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in biotite micas of igneous rocks. *Am. Jour. Sci.* 245, p. 401—420, New Haven.

Pomârleanu V., Murariu T. (1975) Contributions à l'étude des grenats de Roumanie. *Proceedings of the X Congres CBGA, sect. IV (1973)*, p. 196—213, Bratislava.

— Movileanu Aurelia (1980) Contribuţii la geochimia biotitelor din România. *D.S. Inst. Geol. Geofiz.*, LXV/1, p. 101—120, Bucureşti.

Rimer D. (1968) Une meilleure utilisation du tétraèdre, pour la reprézentation géométrique de roches à quatre composantes. *Bull. Soc. Franc. Minéral.-Cristallogr.*, 91, p. 513—515, Paris.

— (1974) Généralisations du triangle de Gibbs, pour les systèmes quaternaires et quinaires. *Rev. Roum. de Chemie*, 19, p. 997—1008, Bucureşti.

— Fişel S. (1974) Un nouveau modèle géométrique des diagrammes de phase des systèmes quaternaires. *Bull. Soc. Chim. de France*, 12, p. 2709—2714, Paris.

Samarkin G. I., Samarkina E. I. (1973) Biotiti v granitoidah Glavnovo granitova poiasa Iujnovo Urala. *Gheochimiia*, 8, p. 1189–1195, Moskva.

Savu H., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1967) Variaţia compoziţiei chimice a granaţilor piralspitici şi a biotitelor din zonele metamorfice ale cristalinului munţilor Semenic. *Stud. cerc. geol., geofiz., geogr., seria geologie*, 12, 1, p. 129–143, Bucureşti.

Simonen A., Vorma A. (1969) Amphibole and biotite from rapakivi. *Bull. Comm. Géol. Finlande*, 238, p. 1–28, Helsinki.

LA REPRÉSENTATION TERNAIRE ET QUATERNAIRE DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES BIOTITES : IMPLICATIONS SUR LA PÉTROGENÈSE

(Résumé)

A l'aide de la représentation de la composition chimique d'un nombre de 156 analyses des biotites, de différents types de roches, sur le diagramme ternaire $MgO-FeO+MnO-Fe_2O_3+TiO_2$ et sur le diagramme quaternaire $MgO-FeO+MnO-Fe_2O_3+TiO_2-Al_2O_3$, on a distingué une zone intermédiaire (II) entre les deux zones délimitées par Gokhale (1968) sur le diagramme ternaire. Cette zone a une importance pétrogénétique tout à fait particulière, en ce qui concerne la genèse des pegmatites et de quelques roches métamorphiques.

La représentation quaternaire achève les conclusions pétrogénétiques obtenues du diagramme ternaire. L'étude des projections tétraédriques de la composition des biotites revèle que Al_2O_3 des biotites ne modifie pas les conclusions pétrogénétiques obtenues du diagramme ternaire.

D. S. Inst. geol. geofiz. vol. LVII/1 (1979 — 1980). Pag. 247 — 248

1. MINERALOGIE — PETROLOGIE — GEOCHIMIE

RECENZIE

A. E. RINGWOOD : *Origin of the Earth and Moon*. Springer—Verlag, New York—Heidelberg—Berlin, 1979, 295 pagini, 58 figuri.

Profesorul A. E. Ringwood de la Universitatea din Camberra, Australia, realizează în volumul intitulat „Origin of the Earth and Moon" o impresionantă sinteză a cunoștințelor petrologice, geofizice și mai cu seamă a numeroaselor date geochimice și cosmochimice ce se dețin în prezent asupra globului terestru și a satelitului său, precum și a celorlalți componenți ai sistemului solar, mai ales a planetelor terestre (Marte, Venus și Mercur). Examinînd teoriile și interpretările de pînă la data apariției acestei cărți, autorul trage o serie de concluzii asupra modului în care au luat naștere planetele și, natural, mai ales pămîntul și luna. Astfel, putem aprecia că lucrarea are două aspecte ce se îmbină în mod logic și armonios, constituția și geneza. Deși textul propriu-zis, cu tabele numeroase și 58 figuri, depășește abia 250 pagini, datele redate cu o reală claritate și cu precizie imprimă lucrării un caracter aproape exhaustiv. Din vasta bibliografie ce o însoțește rezultă atît o documentare temeinică, cît și însăși activitatea de cercetător asiduu a autorului, care semnează variate publicații în domeniile legate de alcătuirea geochimică și petrologică a sistemului nostru planetar și a meteoriților.

Conținutul volumului se divide în trei părți, însumînd laolaltă 12 capitole.

În prima parte (Compoziția și constituția pămîntului) cititorul găsește, în 65 pagini, o prezentare sintetică a alcătuirii globului terestru, în lumina celor mai recente descoperiri, cu o privire mai amănunțită asupra nucleului. Se insistă asupra constituției ipoteticului „pyrolit" din mantaua superioară și se discută problema magmatismului profund în lumina evoluției acestei zone a globului terestru. Asupra nucleului se fac considerații genetice speciale, vîrsta acestuia indicînd — în accepția autorului — însăși vîrsta pămîntului.

A doua parte (70 pagini) privește „originea pămîntului" și conține o documentată și sintetică examinare a nebuloasei solare, începînd cu prezentarea protostelelor, discurilor și sistemelor planetare și a modului lor de formare, pentru a se insista apoi, într-un amplu capitol, asupra genezei planetelor și a pămîntului în mod special, reluînd critic diversele teorii privind „acrețiunea" planetei noastre și implicit geneza geosferelor componente din nebuloasa solară primordială.

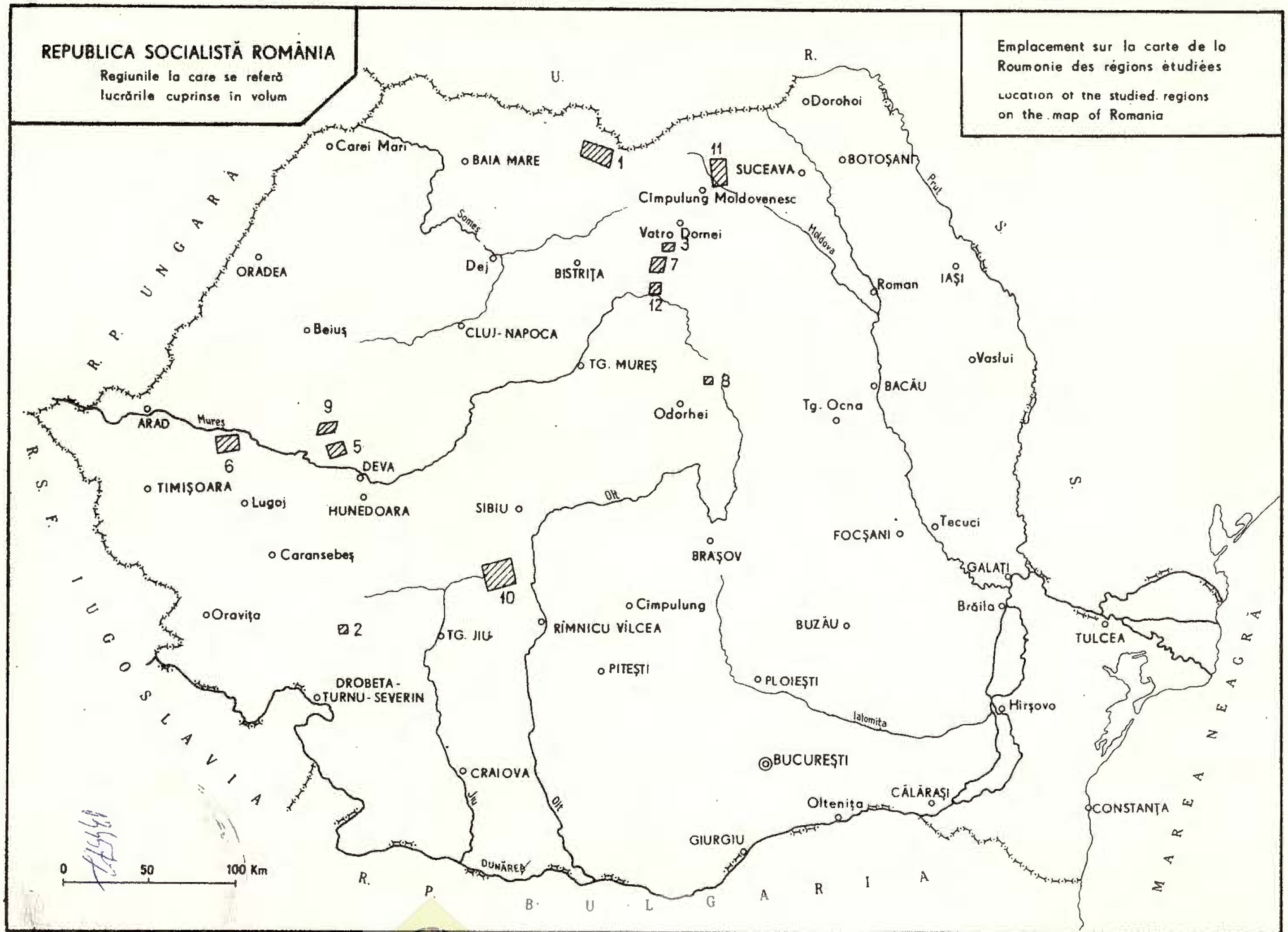
Deși consideră problema încă nerezolvată total, autorul arată că singura interpretare care explică în mod fericit observațiile geofizice și geochimice este „acrețiunea homogenă" a cărei cheie „este din fericire procurabilă" prin cercetările de viitor.

Cea de-a treia parte și ultima se intitulează „Luna și planetele", în care se examinează comparativ — în 50 pagini — geochimia globului terestru față de cea a celorlalte planete, asteroide și meteoriți. Autorul prezintă o structură internă a Lunii bazîndu-se pe bibliografii și pe interpretări originale și scoate în evidență caracterul chimic net „anomal" al acesteia față de celelalte planete „terestriale". În acest scop face o amănunțită examinare a caracterelor chimice ale Lunii, precum și a regimului său termic. Pe baza probelor colectate de expedițiile „Apollo" se realizează o imagine a alcătuirii acesteia, în urma asiduelor sale studii petrologice. De altfel, profesorul Ringwood este unul dintre cercetătorii petrografiei bazaltelor lunare, asupra genezei cărora a făcut interpretări ce au văzut lumina tiparului încă în urmă cu un deceniu. În virtutea acestor date, el ajunge la concluzia că „Luna nu s-a format din materialul condensat direct din nebuloasa solară, procesele genetice ce au generat-o deosebindu-se fundamental de cele responsabile de formarea chonidritelor obişnuite".

Capitolul final examinează teoriile privind originea satelitului nostru şi, în concluzie, exprimă interpretarea autorului potrivit căreia Luna „a derivat într-un anumit mod din mantaua Pămîntului, după individualizarea nucleului său".

Încheind, scoatem încă o dată în evidenţă contribuţia volumului profesorului Ringwood la elucidarea crucialei probleme a originii pămîntului şi lunii şi considerăm că această carte marchează o dată de referinţă în acest interesant şi inepuizabil domeniu.

V. Corvin Papiu



INSTITUTUL DE GEOLOGIE SI GEOFIZICA . Dari de Seama VOL. LXVII/

GHEORGHE PALIUC
(1901 – 1981)

Geologul dr. Gheorghe Paliuc s-a născut la 21 mai 1901, în comuna Frătăuţii Vechi din judeţul Suceava. Părinţii, Dumitru şi Maria (născută Vicovan) au fost ţărani. De mic a cunoscut numeroase greutăţi, întrucît la 11 ani a rămas orfan de tată. Situaţia familială dificilă creată, fiind 7 fraţi, nu l-a descurajat ci l-a călit, găsind resursele morale necesare de a le învinge. După ce a terminat şcoala primară, în satul natal, s-a înscris la liceul din Rădăuţi unde a urmat numai două clase, după care s-a transferat la Şcoala Normală din Cernăuţi pe care a absolvit-o. Doi ani a funcţionat ca învăţător (Hurjueni – judeţul Suceava), dar dorinţa spre o pregătire superioară l-a determinat să-şi susţină, în această perioadă, examenele de diferenţă pentru liceu şi în final bacalaureatul (1926).

În acelaşi an s-a înscris la Secţia de Ştiinţe Naturale a Facultăţii de Ştiinţe de la Universitatea din Bucureşti. Student excelent şi deosebit de serios a arătat vocaţie pentru disciplinele geologice. A fost remarcat de către prof. L. Mrazec care l-a apreciat în mod deosebit, l-a stimulat şi l-a îndrumat spre studiul şisturilor cristaline din masivul Parîng. Şi-a susţinut licenţa, la 30 noiembrie 1930, avînd ca teză „Studiul geologic al Munţilor Parîng". În acelaşi an şi-a făcut debutul ştiinţific publicînd o notă intitulată „Date geologice asupra Munţilor Parîng", în Bul. Soc Stud. Şt. Nat., I, pag. 57–60. Descifrării alcătuirii geologice a masivului Parîng i-a consacrat, ani de zile, întreaga sa energie şi putere de muncă, în scopul de a adînci cercetările anterioare ale prof. Gh. Munteanu-Murgoci.

Seriozitatea de care a dat permanent dovadă în anii de studii şi temeinica pregătire ce a reuşit să şi-o însuşească au determinat ca, imediat ce a obţinut diploma de licenţă, să fie numit în 1930, asistent la Laboratorul de Mineralogie şi Petrografie al Şcolii Politehnice din Bucureşti, laborator întemeiat de prof. Gh. Munteanu-Murgoci. În cadrul acestui laborator, pe lîngă activitatea didactică, Gheorghe Paliuc şi-a continuat cu o deosebită stăruinţă pregătirea sa de specialitate sub îndrumarea unui dascăl eminent, prof. A. Streckeisen, chemat la această catedră din Elveţia, înscriindu-se totodată şi la doctorat cu o teză avînd ca subiect „Studiul masivului cristalin al Parîngului". În aceeaşi perioadă, Gh. Paliuc a publicat o altă lucrare de mare valoare „Untersuchungen der Plagioklase einiger tertiärer Ergussgesteine Siebenbürgens (Rumänien) mittelst der Universaldrehtischmethode" în: Schweiz. Min. u. Petrogr. Mitt., B.52, H.2, 1932, p. 423–444, o prestigioasă revistă elveţiană de mineralogie şi petrografie.

Detalii asupra cercetărilor sale privind geologia masivului Paring au fost prezentate de Gh. Paliuc în cadrul ședințelor de comunicări ale Institutului Geologic sub titlul „Recherches géologiques dans les Monts de Paring" în: C.R. Inst. Géol. Roum., XXI, 1932—1933, p. 98—103, București, 1937.

Apreciind meritele sale de cercetător, prof. A. Streckeisen, șeful Laboratorului de Mineralogie și Petrografie de la Școala Politehnică, l-a trimis pentru specializare în Elveția la Universitatea din Basel, unde a lucrat timp de peste un an (13 noiembrie 1931 — 16 februarie 1933) pe lîngă specialistul de mare renume, prof. Max Rheinhardt din „Mineralogisches Institutul Bernoullianum", care, la rîndul sau, activase anterior, ani în șir, ca șef de lucrări al prof. L. Mrazec, de la care a obținut și titlul de docent.

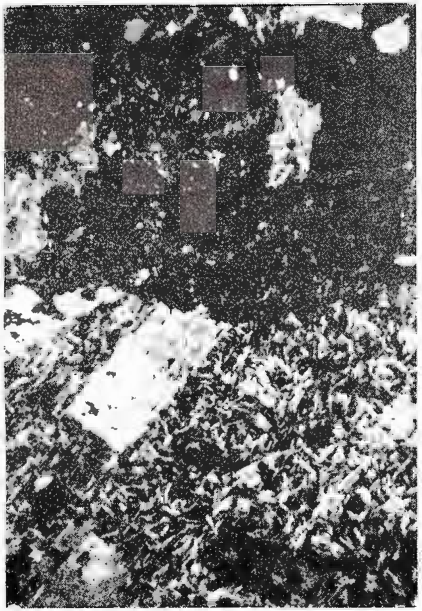
După studiile sale strălucite în Elveția, pentru care i s-a conferit la 16 februarie 1933 „Diploma de Merit" a Universității din Basel, întors în țară, Gheorghe Paliuc și-a susținut teza de doctorat la 20 martie 1934, intitulată „Étude géologique et pétrographique du massif du Paring et des Munții Cimpii (Carpates Méridionales — Roumanie)" cu 2 planșe, 1 schiță, 2 hărți-profile, An. Inst. Geol. Rom., XVIII, p. 173—279, București, 1937.

Șirul valoroaselor sale publicații științifice a fost prea curînd întrerupt datorită orientării sale către noi preocupări de specialitate îndreptate cu precădere spre probleme de interes economic ale țării, fapt ce l-a determinat să se angajeze ca geolog petrolist. În această calitate nouă, Gh. Paliuc a adus contribuții de seamă la cunoașterea unor zăcăminte din regiunea cutelor neogene subcarpatice, printre care remarcăm în special structura petroliferă Berca din județul Buzău. Ca recunoaștere a meritelor sale multilaterale, Gh. Paliuc a înaintat în ierarhia de specialitate, ajungînd șeful Departamentului Geologic al celei mai mari întreprinderi de exploatare a țițeiului din acei ani.

În 1948, prin aplicarea reformei învățămîntului superior, Gh. Paliuc a fost numit conferențiar la Catedra de mineralogie și petrografie a Facultății de geologie din București, continuînd să lucreze concomitent la Comitetul Geologic. În 1969 se retrage la pensie continuînd însă cercetările și publicînd articole de specialitate în revista „Studii și Cercetări Geologice" a Academiei R.S.R.

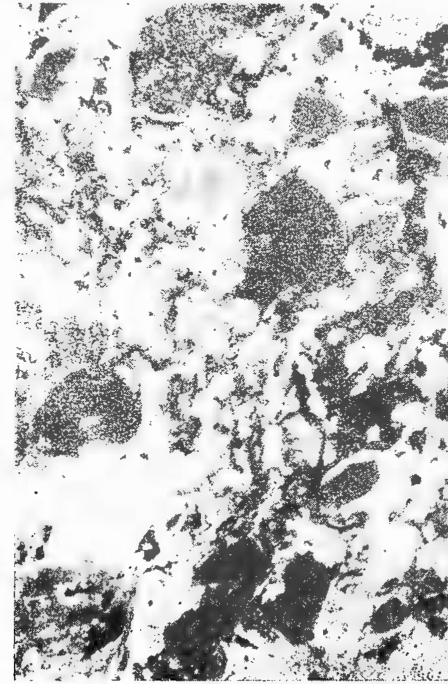
Gheorghe Paliuc, omul, a fost asemenea geologului. Chiar dacă cursul vieții sale a fost uneori zdruncinat, în clipele de cumpănă grea el a continuat perseverent să cerceteze tainele naturii. Cu o voință neînfrîntă, el a străbătut drumurile grele ale realizărilor sale profesionale și umane. Sub înfățișarea sa de fire retrasă și puțin comunicativă, se ascundea, în realitate, o ființă afectuoasă, generoasă și caldă. S-a comportat întotdeauna ca acei oameni superiori care au conștiința valorii ce o reprezintă. Îndatoritor față de toți colegii săi, Gheorghe Paliuc a avut numai prieteni devotați, pe care i-a ajutat și stimulat în toate activitățile lor și de care a fost stimat și prețuit. Descendent din țărani bucovineni, Gheorghe Paliuc a dovedit permanent sentimente adînc patriotice, pe care le-a manifestat, printre altele, și prin contribuțiile sale științifice și de valorificare a bogățiilor subsolului patriei.

M. Pauc



1

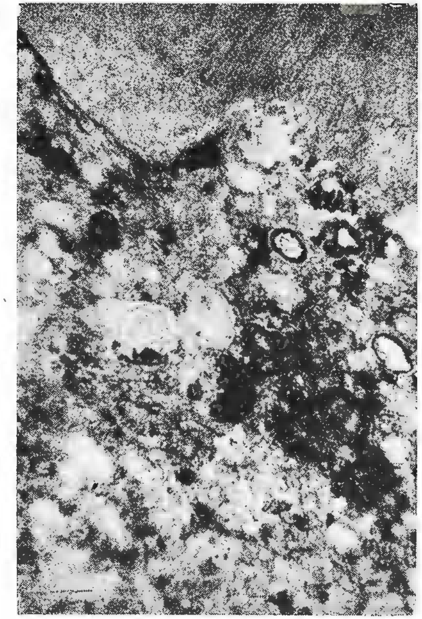
2



3

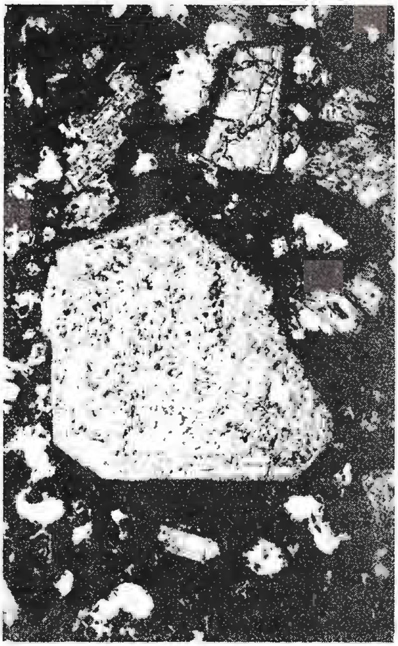
1

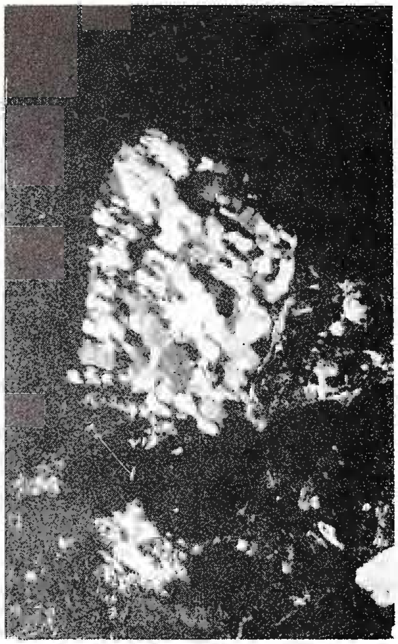
3



2

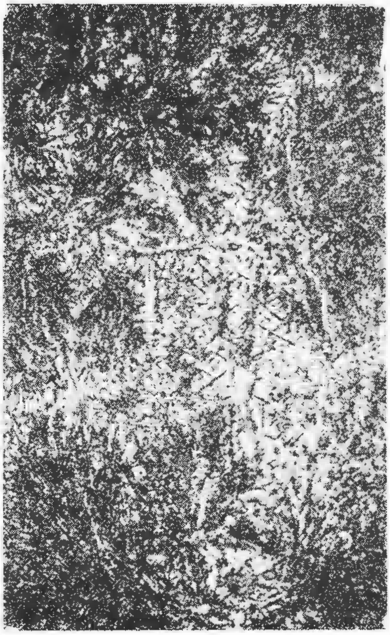
Pl. II.


1


2

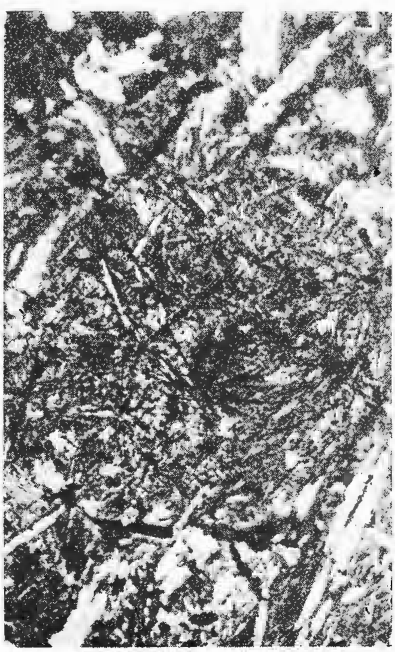

3


4



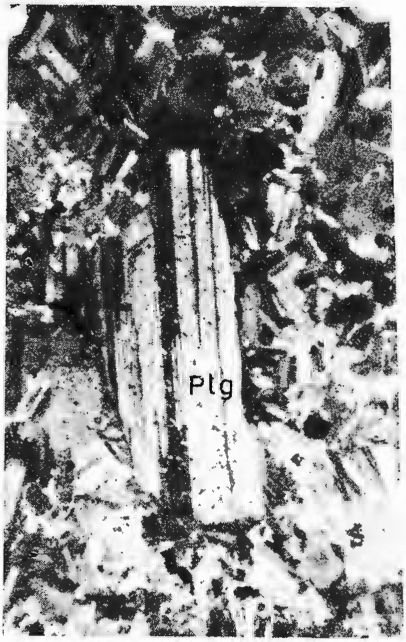
1

2

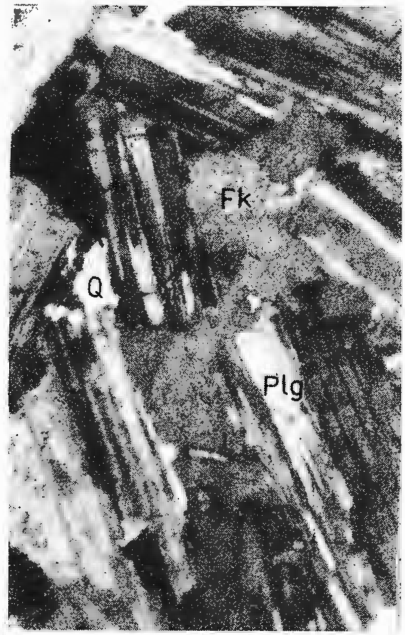


3

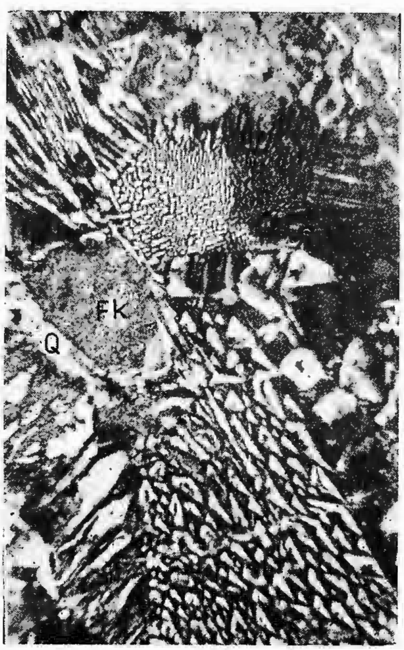
4



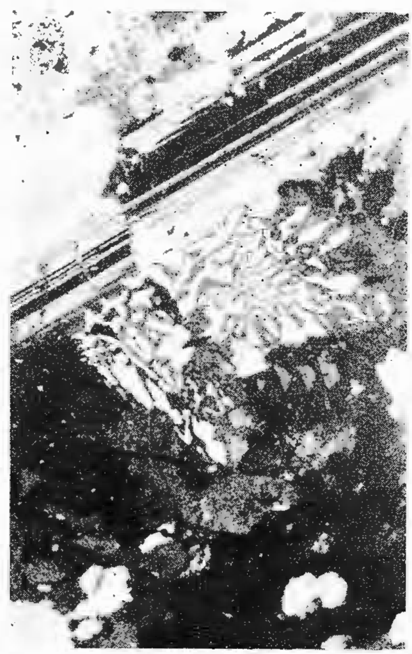
1



2

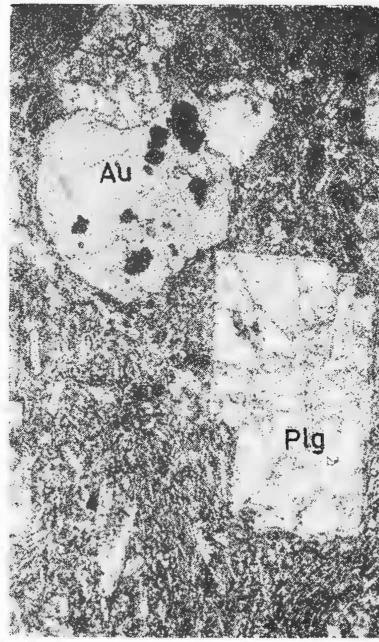


3



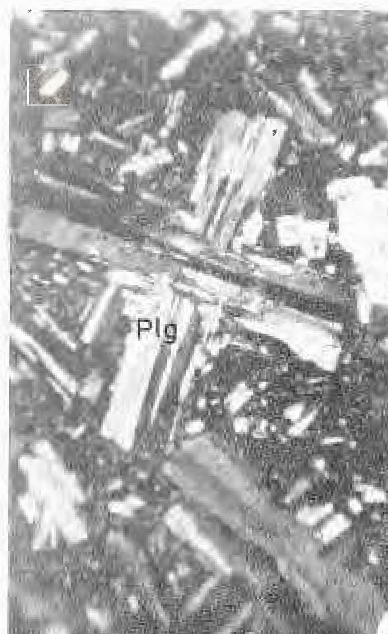
4

1



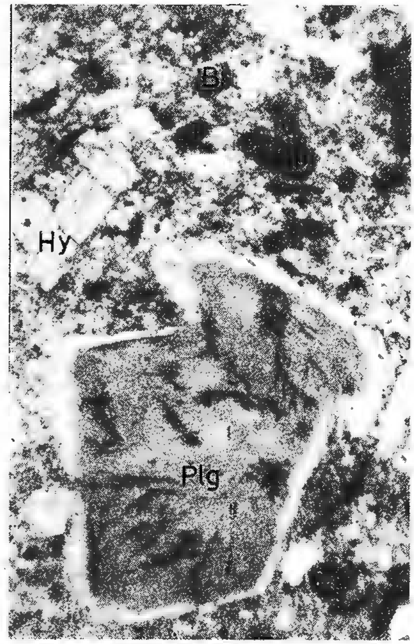
2

3

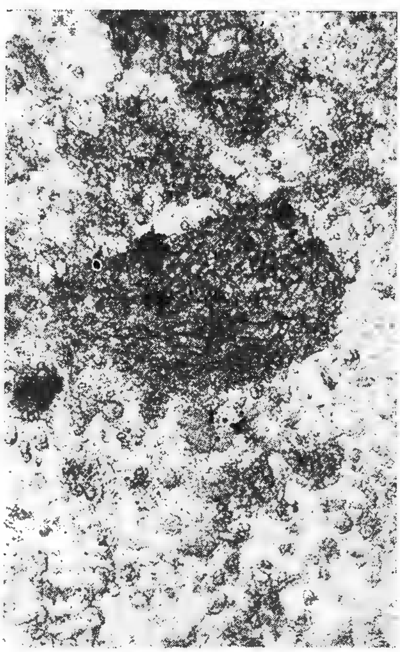


4

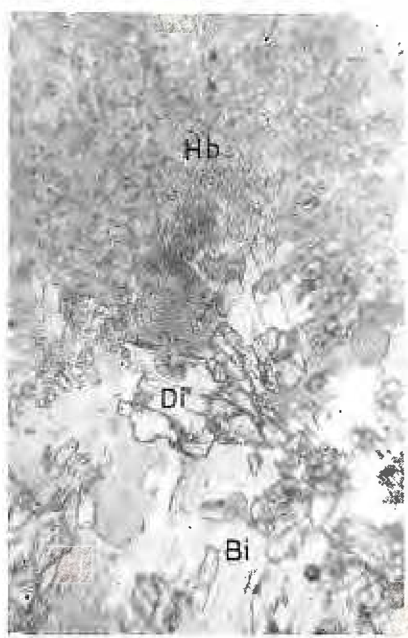
1



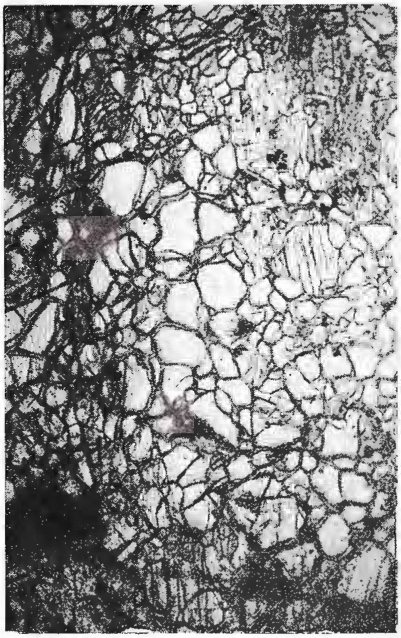
2



3

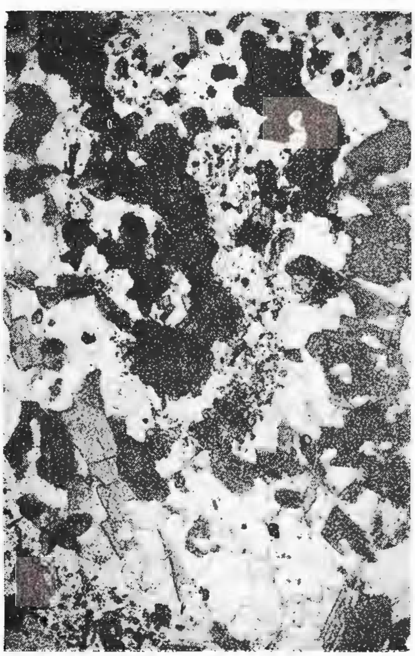


4



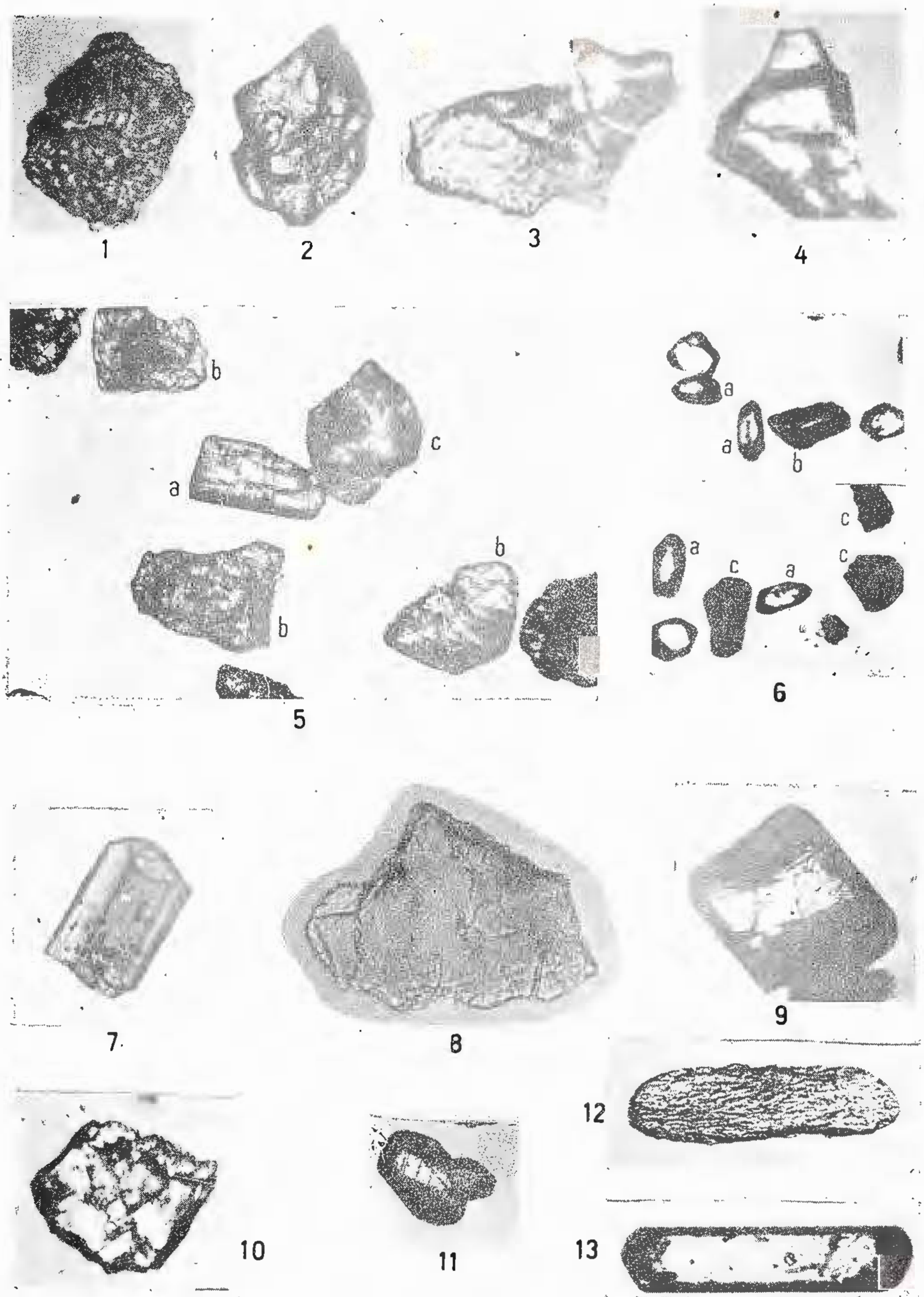
1

2



3

4


1
2
3
4
b
c
a
b
b
5
a
a
b
c
a
c
a
c
6
7
8
9
12
10
11
13

Comptes rendus des séances (Dări de seamă ale şedinţelor) ont été publiés le long des années dans le cadre des suivantes institutions:

Institutul Geologic al României t. I-XXXVI (1910-1952)

Comitetul Geologic t. XXXVII-LII/1 (1953-1966)

Comitetul de Stat al Geologiei t. LII/2-LV/1 (1967-1969)

Institutul Geologic t. LV/2-LX (1970-1974)

Institutul de Geologie şi Geofizică - à partir du tome LXI (1975)

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

COMPTES RENDUS DES SÉANCES

TOME LXVII

1979 - 1980

1. MINERALOGIE - PETROLOGIE - GÉOCHIMIE